



HAL
open science

Les plages sableuses en environnement macro-tidal : de l'influence de la pente sur les processus morphodynamiques

Charles Caulet

► **To cite this version:**

Charles Caulet. Les plages sableuses en environnement macro-tidal : de l'influence de la pente sur les processus morphodynamiques. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2018. Français. NNT : 2018BRES0079 . tel-02139367

HAL Id: tel-02139367

<https://theses.hal.science/tel-02139367>

Submitted on 24 May 2019

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598

Sciences de la Mer et du littoral

Spécialité : Océanographie Physique et Environnement

Par

Charles CAULET

Les plages sableuses en environnement macro-tidal : de l'influence de la pente sur les processus morpho-dynamiques

Thèse présentée et soutenue à Brest, le 07 décembre 2018

Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan (UMR 6538)

Rapporteurs avant soutenance :

Nadia SENECHAL, Professeur des Universités,
EPOC – Université de Bordeaux

Frédéric BOUCHETTE, Maître de Conférences,
GM – Université de Montpellier



Composition du Jury :

Président

Christophe DELACOURT, Professeur des Universités, LGO -
Université de Bretagne Occidentale

Rapporteur:

Nadia SENECHAL, Professeur des Universités, EPOC –
Université de Bordeaux

Frédéric BOUCHETTE, Maître de Conférences, GM –
Université de Montpellier

Examineur:

Denis MORICHON, Maître de Conférences, SIAME –
Université de Pau et des Pays de l'Adour

Directeur de thèse :

Fabrice ARDHUIN, Directeur de Recherches, LOPS – IUEM –
CNRS

Invité :

France FLOC'H, Maître de Conférences, UBO – LGO – IUEM

Nicolas LE DANTEC, Chargé de Recherches CEREMA, LGO
– CNRS

Remerciements

Ce travail de thèse prenant fin (sur le papier!), je tiens à remercier très chaleureusement France Floc'h qui m'a épaulé, conseillé et dirigé lors de ces trois dernières années. Je lui suis très reconnaissant pour son écoute et sa disponibilité. Cela a été un réel plaisir de réaliser cette thèse à tes côtés. Je remercie également Fabrice Arduin pour son soutien et ses conseils sur mes travaux.

Un grand merci au jury de thèse, Nadia Sénéchal, Frédéric Bouchette, Denis Morichon et leur président, Christophe Delacourt, qui ont évalué les travaux réalisés lors de ma thèse. Je leur suis très reconnaissant pour leurs apports, expertises et conseils qu'ils ont pu m'apporter sur la façon d'améliorer mes travaux. Merci beaucoup à Nicolas Le Dantec, pour son aide, son expertise, sa grande connaissance de la langue de Shakespeare, son investissement dans cette thèse ainsi que son secours, grandement apprécié, sur le terrain. Je remercie également Michel Benoît et Damien Sous, qui ont suivi mes travaux au cours de comités de thèse et ont su m'apporter des clefs essentiels pour ne pas trop me disperser. Merci à toi Damien pour ton accueil au laboratoire MIO pendant un séjour court mais efficace et très instructif!

Un grand merci à tout le laboratoire Géosciences Océans! C'est une équipe formidable, cela a été un grand plaisir de travailler avec vous durant ma thèse (et c'est toujours le cas d'ailleurs, soit dit en passant :) L'accueil chaleureux et bienveillant de l'ensemble des personnes faisant de ce laboratoire un lieu de recherche très agréable, vivant et professionnel a été réellement apprécié.

Je tiens à remercier en particulier l'ensemble du personnel qui a participé, de près ou de loin, à la campagne de mesure sur le site de Porsmilin, organisée lors de cette thèse. Les gestionnaires du laboratoire qui ont réalisé un travail formidable lors de l'organisation de la campagne, Michaël et Christophe qui ont assuré un soutien technique de qualité, Emmanuel Augereau pour son aide inestimable sur l'ensemble de la campagne (et tout au long de ma thèse). Je suis aussi très reconnaissant à Mickaël et Pedro (IFREMER-LOPS) pour leur collaboration à cette campagne avec l'apport de la stéréo-vidéo et le traitement des données. Je tiens aussi à saluer le travail effectué par l'équipe de plongeur scientifique de l'Hésione et l'équipage de l'Albert Lucas. Mille merci à Marion, Christophe, Véronique, Lucie, Christopher, Noémie, Arnaud, Jean-Pierre et Sabrina.

Lorsque j'ai débuté ma thèse, j'ai eu la chance de commencer cette aventure aux côtés de nombreux apprentis docteurs, qui sont devenus des amis et que je salue. Je leur adresse un immense merci pour leur soutien, leur solidarité et leur bonne humeur qui ont été sans faille du début jusqu'à la fin !

Charlie vous dit merci ... !



Enfin, je remercie du fond du cœur ma famille, mon frère Jean, ma sœur Marie, Thomas, Jean (l'autre !) et Yves. Je remercie mes grand-parents, oncles, tantes, cousins et cousines pour leur curiosité et leur soutien.

Un immense merci à ma Marie-Charlotte à moi, qui m'a apporté énormément et plus encore ! Merci à toi de m'avoir accompagné lors de cette expérience et de continuer à le faire, le plus longtemps possible.. !

Chloé, à l'heure où j'écris ces lignes, tu ne sais pas encore lire et je t'ai déjà remercié mille fois mais j'insiste, merci pour avoir égayé mes longues journées de travail avec des "Hey Charlinou tu viens jouer ?", "Tu fais quaaaa ?", "Tu travail encore, ENCORE ?" et quand tu arrivais encore à s'extasier sur des codes Matlabs ("Hey il est super ton jeu !"), là où j'avais, de mon côté, jeté l'éponge....

Enfin je remercie mes parents, Christophe et Isabelle, à qui je dédie cette thèse, qui m'ont, non seulement lors de cette thèse mais aussi pendant l'ensemble de mes études, soutenu, aidé et encouragé. Jusqu'au bout.

Table des matières

Remerciements	3
Introduction	19
1 État de l'art	27
1.1 Morpho-dynamique des plages sableuses	29
1.1.1 Classification et typologie des plages	29
1.1.2 Les plages avec terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace")	32
1.1.3 Rôle de la pente	33
1.1.4 Méthodes de suivi	34
1.2 Dynamique des vagues	35
1.2.1 Les vagues gravitaires	36
1.2.2 Génération de courants par les vagues	44
1.2.3 Les écoulement turbulents	45
1.2.4 Les vagues infra-gravitaires	46
1.3 Dynamique des niveaux d'eau	51
1.3.1 Le niveau moyen d'eau calme ("SWL")	52
1.3.2 Le niveau moyen ("MWL")	52
1.3.3 Le jet de rive ("Wave runup")	52
1.3.4 Dynamique des niveaux d'eau sur les plages	53
1.4 Synthèse	54
2 La plage de Porsmilin	57
2.1 Description du site	58
2.2 Conditions hydrodynamiques	60
2.3 Base de données	64
2.4 État des connaissances sur le site de Porsmilin	66
2.5 Les campagnes du projet DYNATREZ	68
2.5.1 Objectifs des campagnes	68
2.5.2 Instrumentation	69
2.5.3 Observations générales et conditions de campagne	78
2.6 Synthèse	79

3	Méthodes et traitements	81
3.1	Traitement des données DGPS	82
3.2	Traitement des données LiDaR	86
3.2.1	LiDaR 2D	86
3.2.2	LiDaR 3D	86
3.3	Modèle empirique	87
3.4	Traitement des données issues des capteurs de pression	88
3.4.1	Pré-traitements	89
3.4.2	Signaux de marée et marnage	91
3.4.3	États de mer	92
3.4.4	Wave-Setup	98
3.4.5	Coefficient de réflexion	99
3.5	Traitement des données des courantomètres	100
3.5.1	Qualité des mesures	100
3.5.2	Corrections des vitesses	102
3.6	Traitement des données vidéos	104
3.6.1	Calibration de la caméra	104
3.6.2	Génération des images	107
4	Morpho-dynamique d'une plage sableuse : étude de cas	111
4.1	Article (en cours de soumission à <i>Journal of Coastal Research</i>)	112
4.2	Synthèse	140
5	Dynamique des niveaux d'eau dans la zone de jet de rive	143
5.1	Article de conférence, Coastal Dynamic 2017	144
5.2	Développements	157
5.2.1	Validation des mesures vidéo	157
5.2.2	Modélisation des niveaux pour Porsmilin	157
5.2.3	Impact de la marée	162
5.3	Synthèse	163
6	Dynamique des ondes infragravitaires	166
6.1	Méthode	167
6.2	Conditions hydrodynamiques et morphologiques	168
6.3	Génération des ondes infragravitaires	171
6.4	Évolution et propagation des ondes	174
6.5	Synthèse	177
	Conclusion	179
A	Génération de turbulence par les vagues dans la zone de jet de rive	199
A.1	Méthode	200
A.2	Résultats	202
A.3	Synthèse	206

B	Rapport de campagne DYNATREZ 2 (2016)	207
C	Photographies des déploiements d'instruments pendant la campagne DYNATREZ 2	239

Liste des figures

1	État des lieux de l'érosion côtière sur les côtes françaises métropolitaines (1994). On observe que les littoraux français sont érodés sur de grandes surfaces en Normandie, au pas de Calais et sur la côte Aquitaine et Méditerranéenne. Des érosions plus localisées mais très importantes sont aussi observées, comme à l'Anglet, et sont souvent le résultat des activités humaines. D'après [Chamley, 2002].	20
2	Illustration de l'impact d'ouvrage sur la dynamique littorale. La construction d'épis (flèches noires) permet ici de piéger les sédiments transportés par la dérive littorale. L'accumulation des sédiments au pied des falaises permet de les préserver. Falaises de craie de Criel sur Mer. Crédit photo : T.DEWEZ, BRGM	21
3	Schéma représentant la dynamique des interactions en milieu littoral. La morphologie du site impacte les processus hydrodynamiques, comme la propagation des vagues, leur déferlement sur la plage, les courants et niveaux d'eau qui en résultent. Ces processus génèrent un transport sédimentaire qui va modifier la morphologie initiale. L'hydrodynamisme s'en trouvera modifié et de nouveaux transferts sédimentaires se mettront en place. On observe alors un équilibre dynamique entre la morphologie et l'hydrodynamisme local par le biais des transferts sédimentaires.	22
1.1	Définitions des zones aux abords d'une plage sableuses. L'extension de la plage est définie par la zone entre les lignes de rivage des marées de hautes mers et de basse mers, cette zone est appelée zone intertidale. Lorsque les vagues se propagent vers la côte, elles se déforment, se déstabilisent puis déferlent dans la zone de déferlement. Dans la zone de jet de rive, les jets de rive et les nappes de retrait se succèdent.	28
1.2	Classification des différents états de plage en fonction du marnage relatif ($RTR = \frac{M}{H_b}$) et de la vitesse de chute adimensionnelle (Ω). D'après [Masselink and Short, 1993]. On remarque que plus Ω augmente, plus le profil de plage présente une pente faible. En ce qui concerne le RTR , on observe que plus celui-ci augmente moins de structures sédimentaires et de particularités morphologiques apparaissent. La prise en compte de ces deux paramètres permet de classer 9 états de plage.	31
1.3	Quelques grandeurs caractéristiques d'une onde monochromatique.	35
1.4	Période et énergie de quelques ondes à la surface des océans. Dans [Kergadallan X., 2013], d'après [Kinsman, 1965]	36
1.5	Observation de la réfraction, réflexion et de la diffraction de la houle dans un environnement littoral (côte du Finistère Nord, Lampaul-Ploudalmézeau, Image Google Earth©)	39

1.6	Schéma illustrant l'équilibre des forces s'exerçant sur le volume de contrôle \mathcal{V} , en vert. De part et d'autre de la zone de déferlement, on observe un gradient des tenseurs de radiation qui s'équilibre par augmentation du niveau d'eau moyen ($\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x}$) (zone hachurée en bleu). NMEC : niveau moyen sans vague, $\bar{\eta}$: niveau moyen. D'après [Svendsen, 2006]	40
1.7	Évolution de la forme des vagues lors de leur propagation sur une plage. Élévation de la surface libre enregistrés par les capteurs de pression sur la plage de Porsmilin, pour différentes hauteur d'eau au-dessus des capteurs. Le train d'onde est le même pour chaque enregistrement, le suivi d'une vague en particulier est indiqué en bleue	41
1.8	Évolution des spectres de vague, lors de leur propagation sur une plage. Les spectres sont calculés à partir des données enregistrés par les capteurs de pression sur la plage de Porsmilin, pour différentes hauteur d'eau au-dessus des capteurs. La ligne pointillée verticale sépare le domaine infragravitaire ($f < 0.04$ Hz) du domaine gravitaire ($f > 0.04$ Hz). La ligne pointillée horizontale	42
1.9	Variabilité des déferlements en fonction de la morphologie de la plage (β) et des caractéristiques de la vague (cambrure). D'après [Thual, 2010]	44
1.10	Mécanisme de génération d'une onde infra-gravitaire à partir du forçage d'un groupe de vague. Les flux de masse génère des points de convergence au niveau des vagues de petites amplitudes et des points de divergence là où les vagues sont les plus hautes. La conséquence est une modulation du niveau d'eau moyen, de même période que les groupes générateurs.	47
1.11	Mesure de l'élévation de la surface libre le long d'un ligne transversale au moyen de trois capteurs de pression sur la plage de Truc Vert (profondeur décroissante a-b-c). Les mesures mettent en évidence des observations d'appariement des fronts d'onde (lignes pointillées). [Senechal et al., 2001]	49
1.12	Définitions des niveaux d'eau caractéristiques observés sur les plages.	51
2.1	Localisation et caractéristiques environnementales de la plage de Porsmilin. Données bathymétriques du SHOM, Projet HOMERIN, 2015.	58
2.2	Caractéristiques géométriques de la plage de Porsmilin. La plage est de petite dimension avec une zone intertidale s'étendant sur 200 m de long et de large.	59
2.3	Variabilité transversale de la taille des sédiments et distribution des valeurs médianes sur le site de Porsmilin. [a] : profil de plage (ligne noire) et profil granulométrique (ligne pointillée et cercle noir). [b] : Distribution des valeurs médianes d_{50} . Les mesures sont faites sur un total de 23 échantillons.	60
2.4	Conditions de vague au large de Porsmilin (données WaveWatch III © (Norgas-UG, nœud n°47543, profondeur de 20 mètres et donnée représentative de la période 2008-2015). À gauche : relation entre les hauteurs significatives au large et les périodes pics. À droite : rose des houles.	60
2.5	Impact sur le site de Porsmilin de la tempête Petra qui a touché les côtes bretonnes en février 2014. Cette tempête a été particulièrement violente avec au large de la plage, une houle de près de 5 m et de direction Sud-Ouest (données WaveWatch III©).	61
2.6	Profil de la plage du site de Porsmilin. La plage présente un profil réfléchissant en haut de plage et dissipatif en bas de plage.	62

2.7	Évolution des profils du milieu de plage, sur la période 2003-2014. Les profils moyens saisonniers sont indiqués (Hiver : Décembre-Janvier-Février ; Printemps : Mars-Avril-Mai ; Été : Juin-Juillet-Août et enfin Automne : Septembre-Octobre-Novembre).	64
2.8	Échelle chronologique de l'instrumentation du site et des études concernant la plage de Porsmilin	65
2.9	Spectre de vague incident et réfléchi pendant la campagne DYNATREZ 1, pour deux jours présentant des conditions énergétiques modérées (9 octobre 2014 : mer de vent, sans épisode infragravitaire, 15 octobre 2014 : houle et onde infragravitaire) [Floc'h et al., 2016]	67
2.10	Représentation chronologique des mesures lors des campagnes DYNATREZ. Pour chacun des instruments déployés, un encart de couleur montre les dates de déploiement et de recouvrement superposées au signal de marée mesurée au large pour chacune des campagnes.	71
2.11	Définition des transects de référence pour le relevé des profils de plage, à l'est, l'ouest et au milieu de plage. Trois clous IGN sont présents sur la plage et permettent la calibration des mesures GPS	72
2.12	Déploiement du LiDaR profileur lors de la campagne DYNATREZ 2.	73
2.13	Schéma du mouillage réalisé lors de la campagne DYNATREZ 2.	73
2.14	Exemple du déploiement d'un capteur de pression sur la plage. Le capteur est attaché le long d'une chaîne grâce à des colliers en métal. Le maintien de la chaîne sur le site est assuré par des vis à sable.	74
2.15	Module de mesure des courants déployé sur la plage de Porsmilin, lors de la campagne DYNATREZ 2.	75
2.16	Position des capteurs de pression le long du profil de plage lors des campagnes DYNATREZ	76
2.17	Exemple d'une prise de vue réalisée par une des caméras du système de stéréo-vidéo lors de la campagne DYNATREZ 2.	78
3.1	Localisation des clous IGN et des profils de plage de référence, à l'est, l'ouest et au milieu de plage (D'après [Dehouck, 2006b], modifié)	82
3.2	Illustration du calcul des volumes sédimentaires sous les profils de plage. Les surfaces extraites peuvent être facilement comparées d'un profil à l'autre et permettre ainsi, le suivi et la localisation des événements d'érosion et d'accrétion sur la plage.	83
3.3	Évolution des profils de plages pendant la campagne DYNATREZ 1.	84
3.4	Évolution des profils de plages pendant la campagne DYNATREZ 2.	85
3.5	Illustration de la calibration réalisée pour l'ortho-rectification des données LiDaR profileur. Les barres en métal apparaissent le long des profils de mesure du LiDaR. Leur position est repérée dans le référentiel de l'instrument ainsi que par DGPS, ce qui permet de géo-référencer les mesures.	86
3.6	Modèle numérique de terrain généré grâce au relevé topographique réalisé à la fin de la campagne DYNATREZ 2. Les contours d'élévation sont indiqués.	87

3.7	Schéma illustrant le fonctionnement du modèle empirique. Un profil de plage est initialement soumis à un forçage stable (ici pris comme égale à \mathcal{F}_{eq}). Le forçage se modifie pour chacune des altitudes (z) du profil vers \mathcal{F} . La différence entre \mathcal{F} et \mathcal{F}_{eq} permet de déterminer les nouvelles positions des altitudes z . Pour l'altitude z_1 , on observe que $\mathcal{F} > \mathcal{F}_{eq}$. On aura donc une érosion à cette altitude et donc $S_1(n) > S_1(n + 1)$. Inversement, pour l'altitude z_2 , le nouveau forçage est inférieur au forçage d'équilibre, on observe donc une accrétion à cette altitude.	88
3.8	Schéma d'un capteur de pression déployé sur la plage.	89
3.9	Illustration de la correction de la pression atmosphérique d'un capteur de pression. On cherche la valeur α permettant de corrélérer les signaux de la pression atmosphérique (en rouge) et ceux mesuré par le capteur (en noir) avant et après le déploiement. La hauteur du substrat sédimentaire au-dessus du capteur est récupéré manuellement lors des basses mers (rond orange).	90
3.10	Dérive temporelle observée sur trois capteurs de pression après un déploiement.	90
3.11	Exemple du signal de hauteur d'eau absolue au dessus d'un capteur observée pour une marée.	91
3.12	Extraction des extremums sur le signal de marée au large, pendant la campagne DYNATREZ 2. Le marnage est calculé par différence des extremums relevés. Par exemple, la première marée du 16 octobre atteint 6,6 m.	92
3.13	Illustration de la méthode d'analyse vague à vague sur un signal arbitraire. Trois vagues sont extraites dans notre exemple. Les distributions de l'ensemble des valeurs de hauteur (H) et de période (T) sont ensuite réalisées ce qui permet de calculer diverses caractéristiques du signal de vague étudié, comme la hauteur significative statistique H_s qui est obtenue en moyennant le tiers des vagues les plus hautes (en rouge).	93
3.14	Exemple de trois spectres de vague associés à trois états de mer différents. Les spectres sont calculés à partir des données issues d'un capteur de pression déployé lors de la campagne DYNATREZ 1.	95
3.15	Conditions hydrodynamiques observées sur la plage lors de la campagne DYNATREZ 1. Le capteur de pression dont sont issues les données est au milieu de plage à $Z = 0.5$ m dans le référentiel IGN. [A] : Spectre d'élévation; [B] : Hauteur significative dans les différentes bandes de fréquences; [C] : Période spectrale ($T_{m0,-1}$); [D] : Marnage Relatif (RTR); [E] : Signal de marée et date des relevés des profils DGPS lors des basses mers, symbolisée par des traits pointillés orange.	96
3.16	Conditions hydrodynamiques observées sur la plage lors de la campagne DYNATREZ 2. Le capteur de pression dont sont issues les données est en bas de plage à $Z = -1.8$ m dans le référentiel IGN. [A] : Spectre d'élévation; [B] : Hauteur significative dans les différentes bandes de fréquences; [C] : Période spectrale ($T_{m0,-1}$); [D] : Marnage Relatif (RTR); [E] : Signal de marée et date des relevés des profils DGPS lors des basses mers, symbolisée par des traits pointillés orange.	97
3.17	Évolution du niveau moyen ($\bar{\eta}$) sur la plage pour deux cycles de marée (17 octobre), enregistrés par un capteur de pression situé en milieu de plage, lors de la campagne DYNATREZ 2.	98

3.18	Évolution du wave-setup avec les niveaux d'eau. Le niveau maximum de wave-setup est atteint pour une profondeur nulle.	98
3.19	Illustration des mesures réalisées avec les courantomètres Vector et Aquapro.	100
3.20	Valeurs de corrélations obtenues pour l'Aquapro pour chacune des cellules de mesures, lors des différents jours de déploiement. Les cellules de l'instrument sont espacées de 3 cm. Le profil total à une longueur de 1 m. Le signal de marée est indiqué (ligne noire, échelle de droite).	101
3.21	Valeurs de corrélations moyennes obtenues pour les trois Vectors, lors des 6 jours de déploiements. Les signaux de marée sont indiquées (ligne noire).	102
3.22	Mesures réalisées par un des courantomètres Vector lors du 26 octobre. La forme caractéristique des vitesses orbitales (vague) est bien visible. Ces vitesses sont centrées sur zéro. De part et d'autre des vitesses orbitales, deux bandes de vitesses sont présentes (entre 3 et 4 m.s ⁻¹) comportant peu de mesures. Elles sont forcées par la configuration de l'instrument et n'ont pas de sens physique.	103
3.23	Illustration de la correction géographique appliquée aux données. Les valeurs de vitesse sont projetées sur le repère N'-E'	103
3.24	Illustration des changements de repères entre une scène (surfeur) dans le référentiel absolu (\mathcal{R}_a) et celui de la caméra 3D (\mathcal{R}_c) et 2D (\mathcal{R}_i). Le passage du référentiel absolu à celui de la caméra se fait via les matrices de passage R, T . Les paramètres intrinsèques, comme la distance focale f_d , permettent de passer du référentiel caméra 3D à celui de l'image 2D.	105
3.25	Illustration des étapes de la calibration extrinsèque de la caméra. [A] : Positionnement des points de contrôle sur la plage. [B] : Mesure du positionnement des points de contrôle dans le référentiel absolu. [C] : Projection des points de contrôle dans le repère caméra. [D] : Calcul des erreurs associées au changement de repère.	107
3.26	Exemple de quelques images orthorectifiées enregistrées par la caméra. Plusieurs observations peuvent être faites sur ces images (courants sagittaux, présence de structures sédimentaires, <i>etc.</i>) mais on observe des effets de distorsion important, empêchant d'effectuer des mesures sur l'image.	108
3.27	Exemple d'une image compilée et des différentes observations pouvant être réalisées sur cette image. Les positions des points de déferlement, de la ligne de rivage et celles des fronts d'ondes successifs apparaissent clairement sur l'image. Leurs positions en pixel peuvent ensuite être extraites et converties dans le référentiel absolu.	109
3.28	Diagramme de corrélation croisée pour les signaux des lignes de déferlement et des lignes de rivage sur le site de Palm Beach, lors de trois observations successive ([Moura and Baldock, 2017]). Le pic de corrélation observé ($\tau \simeq 25$ s) est caractéristique d'une onde infragravitaire générée par une oscillation des points de déferlement ([Symonds et al., 1982]). Les lignes pointillées indiquent les valeurs moyennes théoriques du temps de trajet pour une onde infragravitaire libre à partir de la zone de déferlement externes vers le rivage.	110

5.1	Des mesures ont été effectuées sur la plage de Porsmilin pour obtenir avec précision les coordonnées (x,y,z) des jets de rive successifs. Ces mêmes jets de rive ont été mesurés via l'analyse des données vidéo et comparés.	157
5.2	Comparaison des paramètres de vague (hauteur significative (H_s) et période moyenne spectrale ($T_{m0,-1}$)) mesurés au large et sur le site de Porsmilin. Les paramètres sont calculés à partir des données du capteur situé sur le point de mouillage et celui situé le plus en bas de plage lors de la campagne DYNATREZ 2. Les régressions linéaires des nuages de points sont montrées (rouge pointillée) ainsi que le coefficient de corrélation associé. La droite $x = y$ est indiquée en gris clair.	158
5.3	Évolution de la hauteur significative du jet de rive avec le nombre d'Iribarren calculé au large. Les corrélations pour chacun des jours sont indiquées. La moyenne des corrélations obtenues est de 0.63.	159
5.4	Évolution de la pente des régressions linéaires avec la moyenne du nombre d'Iribarren calculé pour chacun des jours d'étude. Les données du 15 octobre 2014 n'ont pas été prises en compte.	160
5.5	Formulations empiriques permettant de modéliser le niveau de wave-setup (à gauche) et la hauteur significative du jet de rive (à droite) sur le site de Porsmilin.	160
5.6	Modélisation du wave-runup excédentaire en fonction du niveau de wave-setup et des hauteur significative du jet de rive. L'équation de régression linéaire est : $y = 0.94 \cdot (\bar{\eta} + \frac{S}{2}) + 0.25$	161
5.7	Modélisation du wave-runup excédentaire en fonction des paramètres environnementaux.	162
5.8	Évolution du niveau de wave setup au cours de la marée (23/10/2016)	163
6.1	Illustration de la visibilité des points de déferlements sur les images vidéos. A droite sur une image instantanée et à gauche sur une image compilée. Le profil de projection utilisé pour la création de l'image compilée est en jaune pointillé. Les lignes de déferlements et de jet de rive sont montrées à titre indicatif (en rouge et en bleu respectivement). . .	167
6.2	Séries temporelles des lignes de rivage (bleu), ligne de déferlement (rouge) extraites des images vidéos, lors de la campagne DYNATREZ 1 (16 octobre 2014). Les données issues d'un capteur situé en zone de déferlement externe (position repérée par la ligne pointillée) sont aussi extraites : signaux de vague en noir et signaux de vague dans la bande infragravitaire en vert.	168
6.3	Spectres des vagues obtenues pour les différents jours d'études. On observe que l'énergie dans la bande infragravitaire est particulièrement importante pour les 16 et 17 octobre. Le 8 octobre est caractérisé par un pic important d'énergie dans la bande gravitaire (8 s de période), typique d'une mer de vent.	169
6.4	Profil de plage et profil de pente relevés pour les différents jours d'étude. Le niveau moyen du plan d'eau (NM, $Z = 0.4$ m) est symbolisé sur chacun des profils par un cercle (sauf pour le 17 octobre, où ce point est submergé). Les zones d'observation vidéo pour chacun des jours d'étude sont schématisées par les surfaces bleues.	170

6.5	Corrélation de la hauteur significative des ondes infragravitaires à la plage (capteur n°3, DYNATREZ 1) avec la puissance des vagues incidente mesurées au large. Les coefficients de corrélation sont indiqués pour les 3 régressions linéaires.	171
6.6	Extraction de la géométrie de la zone de déferlement à partir des données vidéos.	172
6.7	Extraction des surfaces de la zone de déferlement à partir des données vidéos pour les différents jours d'étude.	172
6.8	Corrélation entre la géométrie de la zone de déferlement et l'énergie infragravitaire dans l'environnement de la plage. Le ratio R_{IG} est tracé en fonction de l'extension et de la surface de la zone de déferlement.	173
6.9	Spectre des lignes de déferlement (surf) et des lignes de rivage (swash) pour les différents jours d'étude.	173
6.10	Amplitudes spectrales des ondes infragravitaires calculées pour les 9 premiers capteurs de pression (numérotés du bas vers le haut de plage) lors de la campagne DYNATREZ 2.	174
6.11	Évolution du rapport (R_{IG}) avec les niveaux d'eau, calculés pour un des capteurs situé en bas de plage.	174
6.12	Amplitudes spectrales des ondes infragravitaires pour la seconde marée du 20 octobre 2016.	175
6.13	Évolution de la pente entre les capteurs de pression installés sur la plage, lors du 20 octobre 2016.	175
6.14	Évolution par mètre linéaire de l'amplitude moyenne des ondes infragravitaires entre chaque set de capteur.	176
6.15	Corrélation entre l'évolution des ondes infragravitaires sur la plage et les valeurs de pente entre chaque couple de capteur. La régression linéaire du nuage de point est indiquée, avec le coefficient de corrélation associé. Les couleurs correspondent à celles utilisées pour représenter chaque set de capteur. Pour le couple de capteurs [1-3], en orange sur les figures précédentes, la pente ne peut pas être calculée (pas de données sur le profil de plage).	176
6.16	Évolution des spectres au cours de la propagation des vagues le long du profil de plage.	177
6.17	Évolution du front d'onde sur les images instantanées enregistrées par une des caméras du système de stéréo-vidéo. La zone approximative d'observation est indiquée (trait pointillé).	184
A.1	Plage d'observation et caractéristiques hydrodynamiques lors des différents jours d'étude. Le signal de marée est indiqué en bleu. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont celles mesurées par le capteur de pression situé en bas de plage.	200
A.2	Morphologie (pente et profil de plage) et position des instruments selon les différents jours d'étude.	201
A.3	Signaux des vitesses instantanées, orbitales et turbulentes obtenus pour le 19 octobre au cours de 2 minutes d'observation.	202
A.4	Spectre de vitesse des différents courantomètres lors du déploiement du 19 octobre. L'ensemble des spectres sont en gris, le spectre moyen est en noir. Un exemple de spectres calculés lors du flot, de l'étalement et du jusant est donné en (orange, jaune et violet respectivement).	202

A.5	Comparaison des spectres moyennés de la surface libre et des vitesses orbitales lors du déploiement du 19 octobre.	203
A.6	Série temporelle de la vitesse orbitale, du signal de vague et des vitesses turbulentes relevées au niveau des trois courantomètres.	203
A.7	Exemple de génération de turbulence selon le scénario de collision entre un ressaut hydraulique et une nappe de retrait.	204
A.8	Exemple de génération de turbulence selon les scénarios dissipatifs (2) et (3).	205
A.9	Occurrence et énergie associées aux différents scénarios proposés. 1 : collision, 2 : nappe de retrait, 3 : bore turbulent.	205
C.1	Photographies prises lors des journées de campagne DYNATREZ 2. [A] : Mesure stéréovideo sur la falaise ouest de la plage. [B] : Préparation pour l'installation des capteurs de pression sur la plage avant la campagne. [C] : Préparation du mouillage et installation du capteur de pression sur le barnacle de l'ADCP avant la mise à l'eau. [D] : Mise en station du LiDaR TLS en bas de plage. [E] : Installation du LiDaR 2D avant le début des enregistrement. [F] : Module de mesure des courants dans la zone de déferlement lors de la campagne.	240

Liste des tableaux

1.1	Définitions de quelques grandeurs couramment utilisées en dynamique littorale pour caractériser les spécificités d'une plage sableuse naturelle.	30
1.2	Caractéristiques des différents type d'ondes infra-gravitaires.	50
2.1	Valeurs prises par les grandeurs caractéristiques (présentées au chapitre 1.1), pour le site de Porsmilin. Lorsque ce n'est pas précisé, les données hydrodynamiques sont issues de la sortie du modèle WaveWatch III©, (configuration Norgas-UG, nœud n° 47543, profondeur de 20 mètres pour la période 2008-2015). Les données morphologiques sont issues de l'analyse de profils de plage obtenus mensuellement et quotidiennement lors des 14 dernières années (2003-2016, 215 profils de plage). La référence de niveau séparant le bas de plage du haut de plage est choisie comme étant le niveau moyen des pleines mers de mortes-eaux.	63
2.2	Tableau récapitulatif des instruments déployés lors des campagnes DYNATREZ.	70
3.1	Pourcentage de données exploitables (c.a.d. avec une corrélation associée supérieure à 80 %) de l'Aquapro pour les différents jours de mesure de la campagne DYNATREZ 2	101
3.2	Pourcentage de données exploitables (<i>i.e.</i> avec une corrélation associée supérieure à 80 %) des différents Vectors pour les jours de mesure de la campagne DYNATREZ II	102
6.1	Conditions environnementales observées lors des jours d'étude de la campagne DYNATREZ 1.	168
6.2	Valeur des paramètres de pente (β), pente adimensionnelle (β_n) et du nombre d'Iribarren (ζ_0) moyen calculé dans la zone de déferlement (surf) et de jet de rive (swash).	170

Introduction

A travers les âges, l'homme a toujours eu des liens étroits avec la mer et les océans. Que se soit comme moyen de transport, de communication ou bien de subsistance, elle occupe une place essentielle dans l'histoire de l'humanité. Cette affirmation est d'autant plus vraie aujourd'hui. Au XXI^e siècle, les hommes entretiennent toujours ce lien très fort avec le milieu marin. Près de 50 000 bateaux sillonnent quotidiennement les océans, 90 % du commerce mondial est maritime, 10 à 12 % de la population mondiale vit de la pêche. Enfin les littoraux, interfaces entre la mer et la terre, comptent parmi les zones où la démographie est la plus dynamique. Plus de 50 % de la population mondiale y réside alors que ces zones ne représentent que 8 % de la surface de la planète. Dans les années à venir cette tendance se renforcera avec une occupation des surfaces littorales par près de 75 % de la population mondiale [DATAR, 2004].

Depuis les travaux de Charles Keeling [Keeling, 1960], il est admis que l'activité humaine impacte fortement l'atmosphère de la planète. Cette modification a des conséquences multiples. L'une d'entre elle, le réchauffement climatique, entraîne une surélévation de l'océan du fait de la dilatation des océans et de la fonte des glaces polaires. Quantifiée autour de quelques millimètres à plusieurs centimètres en moyenne par an [GIEC, 2014], cette surélévation est très hétérogène à l'échelle du globe et peut localement atteindre aujourd'hui plusieurs dizaines de centimètres, mettant en péril certains littoraux (e.g. aux Pays-Bas, au Nouveau Brunswick [Daigle, 2012], ou bien sur les îles de Micronésie ([Nicholls et al., 1999]; [Nicholls and Cazenave, 2010])).

D'autres d'études suggèrent que ce changement climatique s'accompagne, en plus de cette montée du niveau marin, de phénomènes de tempête plus fréquents [Webster et al., 2005], plus énergétiques [Emanuel, 2005], tout en restant plus difficile à prévoir [Emanuel, 2017]. Il est souvent délicat de relier la variabilité des événements exceptionnels avec la question du réchauffement climatique ([Pielke et al., 2005]; [Trenberth, 2005]; [Manuel et al., 2008]). Néanmoins, on peut noter que selon l'étude de [Hallegatte et al., 2013] les 136 plus grandes villes côtières à l'échelle du globe ont subi des dommages économiques liés aux submersions estimés à 6 milliards de dollars par an à partir de 2005. D'après les prévisions des auteurs, ces coûts pourraient augmenter considérablement et atteindre près de 50 milliards de dollars par an à partir de 2050.

Dans ce contexte, il est important de mener des études de fond sur la dynamique littorale afin de mieux connaître les dynamiques présentes dans ces environnements et d'anticiper les changements

possibles [Zhang et al., 2004].

Contexte général

Les plages sableuses représentent 34 % des côtes mondiales [Hardisty, 1994]. Elles disposent d'un fort attrait pour les populations, comme zone de loisir, de tourisme ou de villégiature. Or elles constituent les environnements littoraux les plus sensibles à l'érosion ([Paskoff, 1998], [Blaise et al., 2015]). D'un point de vue général, on observe au cours des dernières décennies un recul des surfaces sédimentaires côtières ([Paskoff, 1992]; [Zhang et al., 2004]; [Nicholls and Cazenave, 2010]). Cela se traduit en France par un constat alarmant : 50 % des littoraux sableux sont dans une dynamique d'érosion [Colas, 2007]. Les reculs sont particulièrement prononcés sur les côtes Aquitaines et Méditerranéennes (Figure 1).

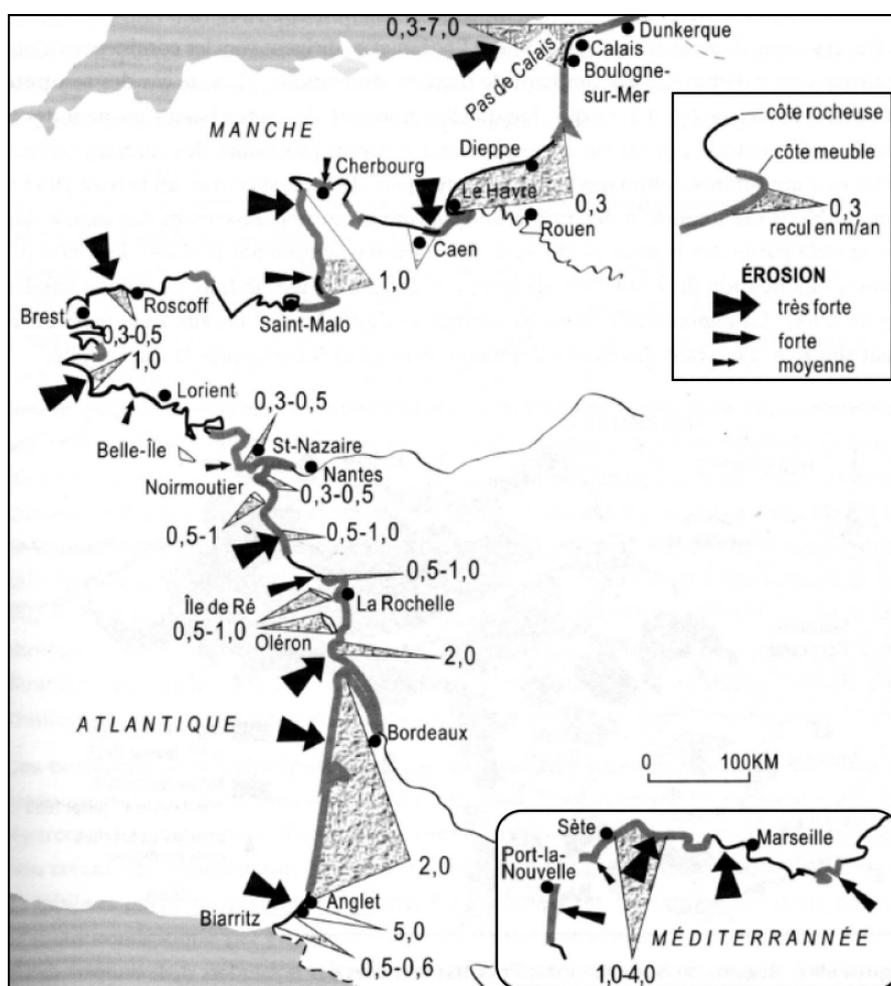


FIGURE 1 – État des lieux de l'érosion côtière sur les côtes françaises métropolitaines (1994). On observe que les littoraux français sont érodés sur de grandes surfaces en Normandie, au pas de Calais et sur la côte Aquitaine et Méditerranéenne. Des érosions plus localisées mais très importantes sont aussi observées, comme à l'Anglet, et sont souvent le résultat des activités humaines. D'après [Chamley, 2002].

Les aléas climatiques comme les tempêtes font parties des processus érosifs les plus importants sur les côtes sableuses [Masselink et al., 2016]. Ces aléas comme nous l'avons vu plus tôt pourraient devenir de plus en plus fréquents et éventuellement plus puissants. Il est aussi admis que l'anthropisation des

côtes a eu un rôle néfaste sur les environnements littoraux ([Hsu et al., 2007]; [Laïbi et al., 2014]; [Sadio et al., 2017]). En Europe, l'érosion côtière induite par les activités humaines serait même plus importante que l'érosion provoquée par les processus naturels ([Doody, 2004]). La diminution de ces espaces représente des pertes considérables sur les plans économiques et écologiques. Face à ce constat, plusieurs solutions ont été proposées. On peut notamment citer deux types d'approches [DGPR, 2014,]. La première dite "douce", consiste à remettre en état la zone concernée en pratiquant des rechargements de plages ou à une végétalisation des sols par exemple. La seconde dite "forte" consiste à modifier le milieu via l'installation et la construction d'ouvrages ou par un re-profilage des sites (Figure 2).



© T. DEWEZ

FIGURE 2 – Illustration de l'impact d'ouvrage sur la dynamique littorale. La construction d'épis (flèches noires) permet ici de piéger les sédiments transportés par la dérive littorale. L'accumulation des sédiments au pied des falaises permet de les préserver. Falaises de craie de Criel sur Mer. Crédit photo : T.DEWEZ, BRGM

Néanmoins, il s'avère que ces solutions n'apportent pas toujours les résultats espérés. On observe même dans certains cas une accélération de l'érosion [Benassai, 2006]. Bien que de prime abord les digues et autres ouvrages semblent protéger localement la zone fragilisée, au niveau régional elles peuvent détruire plus qu'elles ne protègent [Ozer et al., 2013].

Il est extrêmement difficile de prédire les évolutions des environnements sableux du fait de la complexité de la dynamique présente. Au large le vent génère à la surface de la mer les vagues, qui en se propageant vers la côte, engendrent elles-mêmes un grand nombre de processus hydrodynamiques. Ce sont des fluctuations du niveau d'eau (wave-setup, wave-runup), des courants (e.g. dérive littorale, courants de retour) et différents types d'ondulations (e.g. onde de bord, onde stationnaire). Ainsi, l'environnement marin exerce des forçages multiples qui sont responsables, au niveau d'une plage sableuse, de transferts sédimentaires. Tous ces processus sont couplés entre eux. La dynamique des vagues et les processus qu'elles engendrent sont également impactés par la morphologie du site (i.e. des variations bathymétriques, de la pente et de la nature du fond). Or cette morphologie évolue en fonction des transferts sédimentaires induits par l'hydrodynamique local. Lors d'un changement morphologique im-

portant de la plage (après une tempête par exemple), on observe que l'hydrodynamique se modifie. Cette modification peut être visible par un déplacement de la zone de déferlement des vagues, de la zone de jet de rive, par la création ou la modification d'un courant déjà présent, etc... Un équilibre dynamique (au sens que celui-ci se modifie constamment dans le temps) existe donc entre l'hydrodynamisme et la morphologie. Le concept d'équilibre dynamique est ici particulièrement adapté et convient bien à représenter la morpho-dynamique d'un site [Short and Jackson, 2013]. En effet, cet équilibre est entretenu par les phénomènes de rétro-actions entre l'hydrodynamique et la morphologie du site (Figure 3), tantôt positifs, tantôt négatifs, produisant un cycle alternatif d'où découle cet équilibre dynamique. Les phénomènes de rétro-actions sont de plusieurs sortes et peuvent être complexes à appréhender, notamment lorsqu'il induisent des processus non-linéaires.

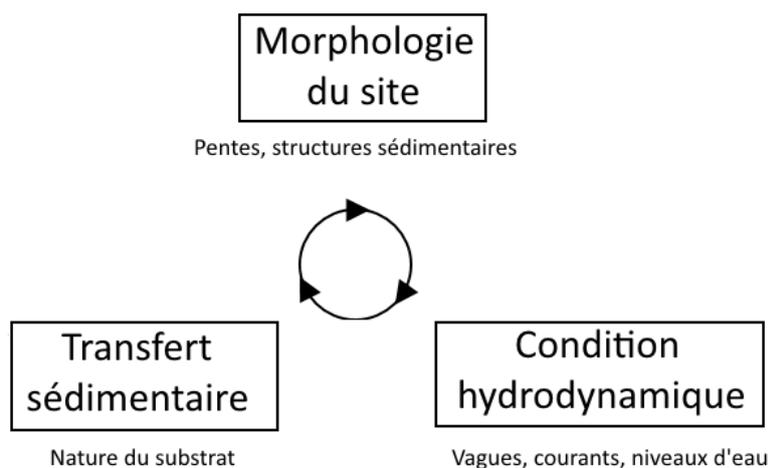


FIGURE 3 – Schéma représentant la dynamique des interactions en milieu littoral. La morphologie du site impacte les processus hydrodynamiques, comme la propagation des vagues, leur déferlement sur la plage, les courants et niveaux d'eau qui en résultent. Ces processus génèrent un transport sédimentaire qui va modifier la morphologie initiale. L'hydrodynamisme s'en trouvera modifié et de nouveaux transferts sédimentaires se mettront en place. On observe alors un équilibre dynamique entre la morphologie et l'hydrodynamisme local par le biais des transferts sédimentaires.

Les échelles spatio-temporelles des processus hydro-sédimentaires agissant sur la morphologie des littoraux sont très variées et les changements d'échelle sont complexes. Par principe, il est courant d'associer les processus hydrodynamiques avec les variations morphologiques de mêmes gammes spatio-temporelles. Ainsi les grandes variations morphologiques que sont la dynamique du trait de côte, ou bien l'évolution des stocks sédimentaires d'une cellule littorale, sont associées à un forçage de grande échelle comme la variabilité annuelle du climat de vague ([Cowell et al., 1999] ; [Thornton et al., 2000]). Néanmoins, il s'avère que des processus de petites gammes temporelles (comme le déferlement des vagues) contrôlent d'autres processus de plus grandes échelles comme la circulation générale sur une plage. Ainsi la somme des évolutions de petites échelles n'est pas égale à celle observée à plus grande échelle. De plus, les systèmes dynamiques formés par les plages sont dépendants de l'état morphologique et hydrodynamique antérieur [Sonu and James, 1973]. Un des enjeux en dynamique du littoral est de lier les événements d'échelles spatio-temporelles différents entre eux.

Des modèles numériques et des mesures hautes résolutions permettent d'étudier avec précision un nombre limité de processus sur le court terme (comme le mode de transport des particules sédi-

mentaires ou bien les transferts d'énergie entre les vagues). Toutefois, ces modèles se basent sur des formulations empiriques pour reproduire certains processus (*e.g.* déferlement des vagues, processus dissipatifs et turbulence). Le suivi long terme (pluridécennal) et régulier de la morphologie des sites naturels (*e.g.* profil de plage) et des conditions hydrodynamiques (mesure *in situ* via des bouées ou bien grâce à des modèles numériques et de ré-analyses) permettent d'étudier directement ou indirectement (via l'assimilation des données dans un modèle empirique par exemple) les évolutions de plus grandes échelles (*e.g.* cycle saisonnier, recul du trait de côte). Ces approches sont complémentaires et doivent être menées conjointement. Pour cela, le développement des bases de données *in situ*, via des suivis à long terme des différents processus sur plusieurs gammes spatio-temporelles, est nécessaire. Il a en effet été souligné que le manque de données était un des facteurs les plus limitants pour différents aspects de la recherche en dynamique du littoral ([Coco et al., 2014]; [Scott et al., 2016], [Masselink et al., 2016]; [Brinkkemper et al., 2016]).

Ce constat a incité l'ouverture de plusieurs projets et la création d'observatoires (tels que les SNO¹ et les²), structurant la stratégie nationale en matière de recherche en dynamique du littoral. Ces projets ont pour but d'établir un suivi long terme des différents systèmes côtiers (environnements sableux, falaises et embouchures) à l'échelle nationale et permettent d'harmoniser les suivis instrumentaux sur ces sites. Ces plateformes d'observation sont incorporées dans l'Infrastructure de Recherche ILICO³, qui constitue un des axes stratégiques majeurs de la recherche française.

Le projet DYNATREZ

La plage de Porsmilin est une petite plage de poche située sur le littoral breton.

Dans le cadre de ces projets, la plage de Porsmilin est suivie depuis plusieurs années par le laboratoire Géosciences Océan (LGO, UMR 6538, anciennement Laboratoire Domaines Océaniques) ainsi que par le laboratoire GEOMER-LETG (UMR 6554). Ce suivi est notamment réalisé par des relevés mensuels de profil de plage depuis 2003 et des relevés topographiques 3D et bathymétriques deux à trois fois par an depuis une dizaine d'années. Ces bases de données sont rares : le long de la côte atlantique, seuls quelques sites disposent de ce type de suivi [Masselink et al., 2016]. Depuis 2014, l'installation pérenne d'un système vidéo permet de compléter le dispositif de suivi du site de Porsmilin.

Le projet DYNATREZ vient compléter ce suivi long terme par l'organisation de campagnes de mesures multi-instrumentales sur un cycle complet de morte-eaux vives-eaux. Grâce au déploiement conjugué d'instruments différents, les évolutions journalières de la topographie du site ainsi que celui du forçage hydrodynamique (vagues, courants, niveaux d'eau) dans la zone intertidale de la plage sont mesurés. Ce projet est porté par France Floc'h au sein du Laboratoire Géosciences Océan. Ce projet se concentre sur les problématiques liées à la morpho-dynamique des plages sableuses et au transport sédimentaire (d'où le nom "DYNATREZ" pour DYNAmique + TREZ, sable en breton). Il vise à apporter des éclaircissements sur quelques processus de la dynamique des plages sableuses en environnement

1. Service National d'Observation

2. Systèmes d'observation et d'expérimentation au long terme pour la recherche en environnement

3. Infrastructure de Recherche Littorale et Côtière

macrotidal, notamment en ce qui concerne :

- ➔ La dynamique de la zone de jet de rive et l'étude des niveaux d'eau comme la hauteur du jet de rive et de nappe de retrait qui conditionnent les caractéristiques du courant de retour, un agent important du transport sédimentaire ([Petti and Longo, 2001]; [Cowen et al., 2003])
- ➔ La dynamique des ondes infra-gravitaires et de leur impact sur les niveaux d'eau, comme les jets de rive [Senechal et al., 2011], leur rôle morphogène sur la plage [de Bakker et al., 2016a] ainsi que leur impact sur la circulation présente sur la plage [Sembiring et al., 2016]

Les travaux réalisés au cours de ma thèse s'inscrivent dans le cadre du projet DYNATREZ. J'ai notamment pris en charge l'organisation d'une des deux campagnes du projet, qui s'est déroulée au cours du mois d'octobre 2016. Les stratégies de déploiements et les moyens déployés pendant cette campagne permettent de remplir conjointement les objectifs définis dans le cadre de ma thèse et en partie ceux du projet DYNATREZ.

Objectifs généraux de la thèse

Les travaux menés au cours de ma thèse se concentrent sur la morpho-dynamique des plages sableuses avec comme site d'étude, la plage de Porsmilin. Au cours des dernières années, de nombreuses études sur ce sujet ont été réalisées sur les plages littorales français. Ces travaux concernent essentiellement des plages longitudinales, c'est à dire de grandes longueurs et uniformes dans la direction parallèle à la côte, comme les plages d'Omaha Beach (Normandie) ou de Truc Vert (Gironde). La plage de Porsmilin diffère de ce type d'environnement. Cette plage est encaissée au fond de la baie de Bertheaume et est délimitée dans la direction longitudinale par deux éperons rocheux. De ce fait, les échanges sédimentaires le long de la côte sont relativement limités. On observe généralement sur les plages sableuses une dominance des courants dit "long-shores" (*i.e.* parallèle au trait de côte). Dans le cas de Porsmilin, l'encaissement de la plage limite ces courants, qui sont réduits à la direction cross-shore (*i.e.* perpendiculaire à la côte). La plage de Porsmilin est située dans un environnement macrotidal et est soumise à des conditions de vagues modérées. Bien que l'environnement proche de la plage ne soit pas très énergétique, le site de Porsmilin est très dynamique. En effet, des variations morphologiques significatives et rapides (~ 1 m verticalement sur une marée) ont été relevées sur le site. Le profil de plage présente un gradient de la pente locale dans la direction transversale. Ainsi, il présente les caractéristiques d'un profil réfléchissant en haut de plage et un profil dissipatif en bas de plage.

Comme nous l'avons vu plus haut, les plages présentent des formes et des caractéristiques variées suivant les conditions environnementales dans lesquelles elles évoluent. Ces disparités donnent lieu à des typologies de plage (*e.g.* [Wright and Short, 1984]; [Masselink and Short, 1993]; [Short and Woodroffe, 2009]), classées en fonction de paramètres environnementaux, comme l'intensité du forçage de vague par rapport aux hauteurs de marée. Les états de plage décrits dans ces typologies sont des états d'équilibre, atteints par la plage lorsque les conditions incidentes de vagues et de courants sont stables pendant une période suffisamment longue⁴. Les plages intermédiaires comme Porsmilin, présentent des caractéristiques propres à différents états de plage. Le profil de plage peut être très mobile et évoluer

4. La période nécessaire pour atteindre un état d'équilibre est variable selon les sites, elle dépend notamment de la quantité d'énergie incidente et du volume sédimentaire pouvant être mobilisé.

constamment : on observe un état plus ou moins prononcé d'un type de plage, avec un profil réfléchissant ou dissipatif dominant. Leurs études ouvrent ainsi la voie à la compréhension des processus transitoires entre les différents états de plage. Les mécanismes de transitions constituent un point important des recherches en dynamique du littoral mais s'avèrent difficiles à observer sur des sites naturels [Short and Jackson, 2013]. Seules quelques études ont pu être menées sur la base de modèles physiques (e.g. [Grasso et al., 2009]).

La conséquence directe du forçage de marée sur la plage est un déplacement constant de l'interface terre-mer, au cours d'une marée. Cette variation de la position du rivage, conjuguée au gradient de pente observé le long du profil de plage de Porsmilin, permet d'observer au cours d'une même marée l'impact de différentes morphologies sur les vagues et les courants. C'est donc un site particulièrement intéressant pour étudier les interactions entre l'hydrodynamique et la morphologie. Cela concerne l'évolution des niveaux d'eau sur une plage, qui sont d'une grande importance en dynamique du littoral. Comprendre et anticiper leurs évolutions permet de protéger les ouvrages maritimes ou les côtes vulnérables car anthropisées. Lors de leur propagation, notamment en fonction de la pente, les vagues se déforment et échangent de l'énergie selon leurs fréquences. Une des conséquences de la propagation des vagues est la création d'ondes infragravitaires. Ces ondes ont été observées à des taux d'énergie importants sur Porsmilin et sont suspectées de jouer un rôle important sur le transport sédimentaire.

En résumé, les questions scientifiques abordées dans ces travaux concernent :

- ➡ La dynamique de la plage est importante avec des variations significatives de la morphologie sur des temps courts. De plus, des observations ont montré que la plage s'adapte relativement vite par rapport à l'énergie incidente. Quelle est la réponse à court terme de la plage face aux conditions incidentes ? Peut-on caractériser les processus d'accommodation à court terme ? Est-ce que les variations morphologiques observées le long du profil de plage rendent compte des transitions entre les différents états de plage ?
- ➡ L'évolution des niveaux d'eau, c'est à dire du niveau moyen dynamique ("wave-setup") et des niveaux d'eau instantanés au rivage ("wave-runup"), sur une plage de poche macrotidale comme Porsmilin, présentant notamment une variabilité forte de la pente locale, est peu documentée. Le contexte macrotidal semble être un facteur limitant pour l'application des formulations empiriques usuellement utilisées pour modéliser ces niveaux d'eau [Bergsma et al., 2016]. On cherche donc à savoir si les erreurs introduites par ces formulations sur Porsmilin restent acceptables, notamment pour la réalisation de bathymétrie intertidale via les outils vidéo, ou si d'autres formulations sont nécessaires. Dans ce cas, on cherchera à déterminer quels sont les paramètres à prendre en compte dans ce type d'environnement.
- ➡ Dans le cas des ondes infragravitaires, plusieurs mécanismes de génération sont proposés ([Longuet-Higgins and Stewart, 1962], [Symonds et al., 1982]). On souhaite déterminer quels sont les mécanismes de génération sur Porsmilin et si la dominance d'un mécanisme sur un autre existe.
- ➡ Le transport est directement lié à la dynamique des vagues : elles induisent dans la zone de déferlement interne et de jet de rive, une remise en suspension et un transport sédimentaire important. On souhaite étudier la dynamique de ces courants sur la plage et notamment de leur rôle dans le transport sédimentaire, par la turbulence.

Ces questions seront abordées par une approche expérimentale, grâce à l'exploitation des bases de données déjà existantes et aux développements de ces dernières par l'organisation de campagnes de mesures. La mise en place et le développement de méthodes de traitement efficaces pour extraire une donnée sensible de ces bases de données (notamment des données vidéos) est un des objectifs de ces travaux.

Structure du manuscrit

Ce mémoire de thèse se compose en 6 parties :

- Une première partie rend compte de l'état de l'art de la dynamique du littoral en lien avec les objectifs de ces travaux. L'accent est particulièrement mis sur la morpho-dynamique des plages sableuses. Une description des vagues et des processus qu'elles induisent dans l'environnement littoral (ondes infragravitaires, courant et niveaux d'eau) sera donné,
- La deuxième partie concerne la plage de Porsmilin. Cette plage constitue le site d'étude principal de cette thèse. Les caractéristiques du site sont discutées, dans le contexte géographique, morphologique et hydrodynamique. Un résumé des connaissances sur la plage et de sa dynamique est présenté. Enfin les campagnes de mesures organisées sur le site d'étude sont décrites,
- La troisième partie détaille l'ensemble des méthodes de traitement qui ont été appliquées aux données. Elle concerne les corrections et les optimisations réalisées sur les mesures avant leur exploitation.
- La quatrième partie du manuscrit est consacrée à l'analyse de la morpho-dynamique de la plage. Elle décrit les travaux menés sur la réponse de la plage face aux conditions hydrodynamiques et la morpho-dynamique résultante, à court terme,
- La cinquième partie traite de la dynamique des niveaux d'eau notamment à travers l'impact de la morphologie de la plage,
- La sixième partie présente des travaux préliminaires ayant été menés sur la dynamique des ondes infragravitaires sur le site, en particulier leur mécanisme de génération aux abords d'une plage.

Enfin une synthèse générale des résultats obtenus durant cette thèse sur le site de Porsmilin est faite. Des perspectives sont décrites sous forme de projet de recherche à la fin du manuscrit. En effet, le projet DYNATREZ et les campagnes de mesures associées concernent des problématiques plus larges que celles qui sont traitées dans cette thèse. L'exploitation des données utilisées dans le cadre de ces travaux doit être poursuivie pour répondre aux multiples problématiques concernant la dynamique des plages sableuses.

État de l'art

Sommaire

1.1 Morpho-dynamique des plages sableuses	29
1.1.1 Classification et typologie des plages	29
1.1.2 Les plages avec terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace")	32
1.1.3 Rôle de la pente	33
1.1.4 Méthodes de suivi	34
1.2 Dynamique des vagues	35
1.2.1 Les vagues gravitaires	36
1.2.2 Génération de courants par les vagues	44
1.2.3 Les écoulement turbulents	45
1.2.4 Les vagues infra-gravitaires	46
1.2.4.1 Mécanismes de génération	46
1.2.4.2 Influence et rôle des ondes infragravitaires en environnement littoral	50
1.3 Dynamique des niveaux d'eau	51
1.3.1 Le niveau moyen d'eau calme ("SWL")	52
1.3.2 Le niveau moyen ("MWL")	52
1.3.3 Le jet de rive ("Wave runup")	52
1.3.4 Dynamique des niveaux d'eau sur les plages	53
1.4 Synthèse	54

La morpho-dynamique est le résultat de l'équilibre, à un instant donné, entre le forçage hydrodynamique et la réponse morphologique de la plage. On s'intéressera dans ces travaux de thèse, à la dynamique de la plage dans la zone intertidale. Elle est définie comme la zone délimitée par la ligne de rivage atteinte lors des marées de hautes mer et celle atteinte lors des marées de basses mer (Figure 1.1).

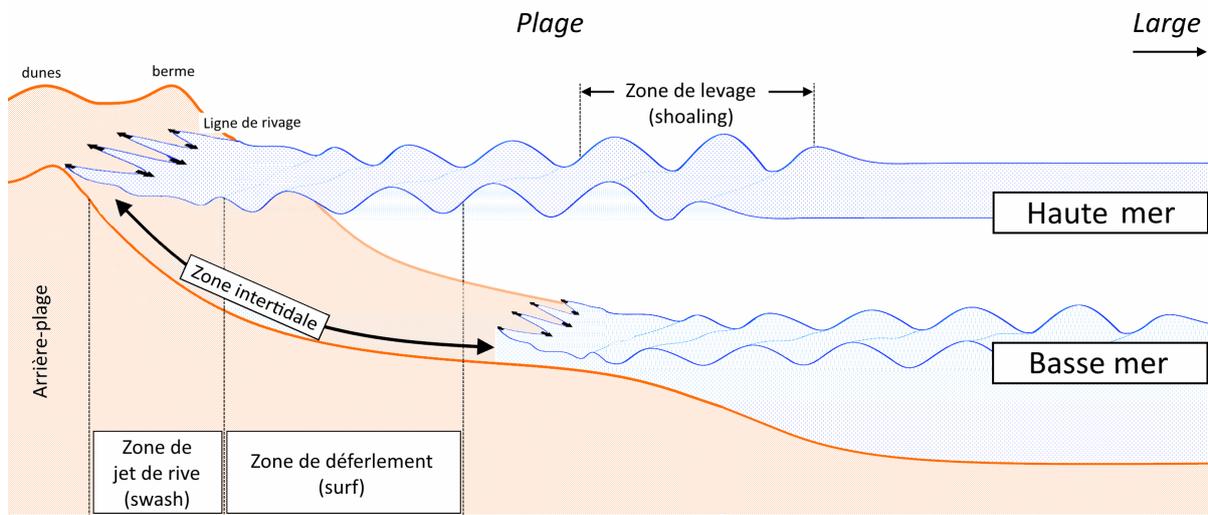


FIGURE 1.1 – Définitions des zones aux abords d'une plage sableuses. L'extension de la plage est définie par la zone entre les lignes de rivage des marées de hautes mers et de basse mers, cette zone est appelée zone intertidale. Lorsque les vagues se propagent vers la côte, elles se déforment, se déstabilisent puis déferlent dans la zone de déferlement. Dans la zone de jet de rive, les jets de rive et les nappes de retrait se succèdent.

Dans la zone intertidale, le forçage principal est dû aux vagues. Lors de leur propagation vers la côte, elles se déforment au fur et à mesure que la profondeur diminue. Sur les plages, on observe de rapides évolutions de leurs formes : elles se lèvent et déferlent dans la zone de déferlement ("surf zone" en anglais), dissipant leur énergie sous forme de turbulence. Après déferlement, les vagues se reforment et se propagent sous la forme de jet de rive vers le haut de plage. Lorsque l'énergie du jet de rive est dissipée celui-ci forme, sous l'accélération de la pesanteur, une nappe de retrait qui se retire vers la mer. On observe ainsi un balancement en fonction des vagues incidentes, le sable est tantôt immergé, tantôt émergé : c'est la zone de jet de rive ("swash zone" en anglais).

En fonction du forçage hydrodynamique observé sur les plages et de la géométrie du site, on observe une grande variété de plages. Elles peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres dans la direction de la côte et vers la mer, se restreindre à une petite cellule sédimentaire d'une centaine de mètres de côté, posséder une pente plus ou moins prononcée et présenter des structures sédimentaires diverses (e.g. barres sableuses, croissants de plage, rides, marques de ruissellement). En fonction de ces caractéristiques, on définit plusieurs états de plage.

Dans ce chapitre, les classifications des différents états de plage seront abordées ainsi que les caractéristiques principales propres à ces états. Dans notre cas, nous travaillons avec une plage en environnement macrotidal, soumise à des conditions de vagues modérément énergétiques. La plage est ainsi classée comme étant une plage intermédiaire, avec terrasse de basse mer ("Low tide Terrace" en anglais). Une description de ce type de plage et ses caractéristiques sera donnée. Comme nous venons de le voir, la dynamique des vagues dans cette zone est importante du fait de l'interaction des vagues

avec le fond. L'évolution des vagues dans l'environnement d'une plage va s'accompagner de nombreux processus dont la description est donnée dans ce chapitre. En se propageant, elles impactent le milieu fluide et le substrat sédimentaire. Les vagues mettent en mouvement les particules fluides ce qui crée un transport. Elles génèrent des fluctuations basses fréquences du niveau d'eau moyen appelées ondes infragravitaires, d'une grande importance sur les plages. Elles altèrent les niveaux d'eau présents à la ligne de rivage ("wave-setup") et contrôlent la dynamique du jet de rive.

1.1 Morpho-dynamique des plages sableuses

Les environnements sableux sont des milieux qui évoluent rapidement. Sous l'effet des forçages hydrodynamiques les sédiments se déplacent, des transferts sédimentaires se mettent en place sur la plage et des structures sédimentaires se forment. Les plages présentent des caractéristiques diverses (*e.g.* profil de plage, structures sédimentaires variées) en fonction de leur environnement. De par leurs géométries, la taille des sédiments et de l'environnement dans lesquelles elles sont situées, les processus hydrodynamiques peuvent être très différents en nature ou bien en intensité.

1.1.1 Classification et typologie des plages

L'approche la plus naturelle pour étudier la morpho-dynamique des plages est la méthode descriptive. Celle-ci se base sur l'observation et la confrontation des caractéristiques, relevées sur un grand nombre de sites. Il est alors utile de s'appuyer sur les valeurs prises par différentes grandeurs naturelles (*e.g.* le marnage), définies de façon empirique ou théorique. Ainsi, il est possible d'estimer une caractéristique du site, comme la pente du profil de plage, ou le type de structures sédimentaires présentes. Les grandeurs adimensionnelles et les paramètres environnementaux utiles dans ce travail sont définies dans le tableau 1.1.

Basées sur les valeurs prises par ces grandeurs, des classifications des types de plages ont été suggérées. Les premiers modèles ont été proposés par [Sonu and James, 1973] et par [Short, 1978]. Ces modèles décrivent les séquences d'érosion et d'accrétion entre les différents états de plage observés. Ces derniers sont notamment caractérisés par la forme du profil de plage et diffèrent par la pente de la plage. Elle peut être réflexive (pente forte), intermédiaire ou dissipative (pente faible). Dans ces études, les transitions entre ces états sont initiées par la variabilité des conditions de vagues sur les sites.

La relation entre la taille des sédiments et la forme des profils de plage a été mise en évidence par [Bascom, 1951]. Dans cette étude, une classification des plages de la côte ouest de États-Unis est proposée avec, comme facteur discriminant, la taille des grains sédimentaires observés au niveau du rivage. L'énergie incidente des vagues est aussi supposée comme étant importante pour expliquer la variabilité de certains profils de plage décrits dans cette étude. La prise en compte du forçage des vagues est faite par [Van der Meulen and Gourlay, 1968], [Nayak, 1970] et [Dean et al., 1973] par l'introduction d'un paramètre adimensionnel, Ω , permettant de déterminer la dynamique des grains sédimentaires dans un champ de vague (Tableau 1.1).

Nombre	dimension	Commentaire	Référence
RTR	\emptyset	Marnage relatif $RTR = MSR/H_b$ $RTR < 3$: dominance des vagues, peu ou pas d'influence de la marée $3 < RTR < 15$: dominance intermédiaire de la marée et des vagues $15 < RTR$: dominance de la marée	Masselink & Short (1993)
Ω	\emptyset	Vitesse de chute adimensionnelle (nombre de Dean, nombre de Gourlay ou encore paramètre de réflectivité) $\Omega = H_b/\omega_s T$ Paramètre utilisé pour la typologie des plages et pour caractériser l'environnement de la plage : $\Omega < 1$: plage très réfléchive $1 < \Omega < 6$: plage intermédiaire, présence de courants sagittaux, environnement modérément - fortement énergétique, sable moyen à fin , période des vagues plus longues $\Omega > 6$: plage très dissipative, sable fin, environnement très énergétique, période des vagues courtes	Gourlay (1968) Dean (1973) Wright & Short (1984)
ξ_0	\emptyset	Nombre d'Iribarren (Surf similarity parameter) : caractérise la nature du déferlement des vagues $\xi_0 = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_b/\lambda}}$ $\xi < 0.4$: déferlement glissant $0.4 < \xi < 1$: déferlement plongeant $\xi > 1$: déferlement frontal	Iribarren et Nogales (1949) Battjes (1974)
ε	\emptyset	Paramètre de déferlement $\varepsilon = \frac{H\omega^2}{g * \tan^2\beta}$ $\varepsilon < 2.5$: déferlement frontal $2.5 < \varepsilon < 20$: déferlement plongeant $20 < \varepsilon$: déferlement glissant	Guza and Inman (1975)
B^*	\emptyset	Paramètre de barre $B^* < 20$: Pas de barre (plage réfléchive) $20 < B^* < 50$: 1 barre sableuse $50 < B^* < 100$: 2 barres $100 < B^* < 400$: 3 barres $400 < B^*$: 4 barres ou plus	Short et Aagaard (1993)
δ	\emptyset	Embayment scaling parameter $\delta' = \frac{S_i^2}{100 * C_l * H_b}$ $\delta = L * \gamma_b * \beta / H_s$ $\delta', \delta < 8$: Circulation cellulaire $8 < \delta', \delta < 19$: Circulation transitoire $\delta', \delta > 19$: Circulation normale	Short 1996 Castelle et al., 2012

TABLE 1.1 – Définitions de quelques grandeurs couramment utilisées en dynamique littorale pour caractériser les spécificités d'une plage sableuse naturelle.

Ce paramètre est utilisé par [Wright and Short, 1984] pour établir une classification des plages sableuses sur les côtes australiennes. Pour des sites présentant des valeurs Ω inférieures à 1, les plages possèdent une pente forte, réfléchive, le sédiment est grossier et les conditions de vagues sont généralement modérées. Pour des valeurs comprises entre 1 et 6, les plages sont de types intermédiaires, les pentes plus douces et les sédiments plus fins. On note en particulier la présence de structures sédimentaires comme des barres sableuses. Enfin pour des sites caractérisés par une vitesse de chute adimensionnelle supérieure à 6, les profils de plage possèdent un profil dissipatif, de pente faible, un sédiment très fin, une zone de déferlement et de jet de rive très étendue et sont soumis à des houles énergétiques.

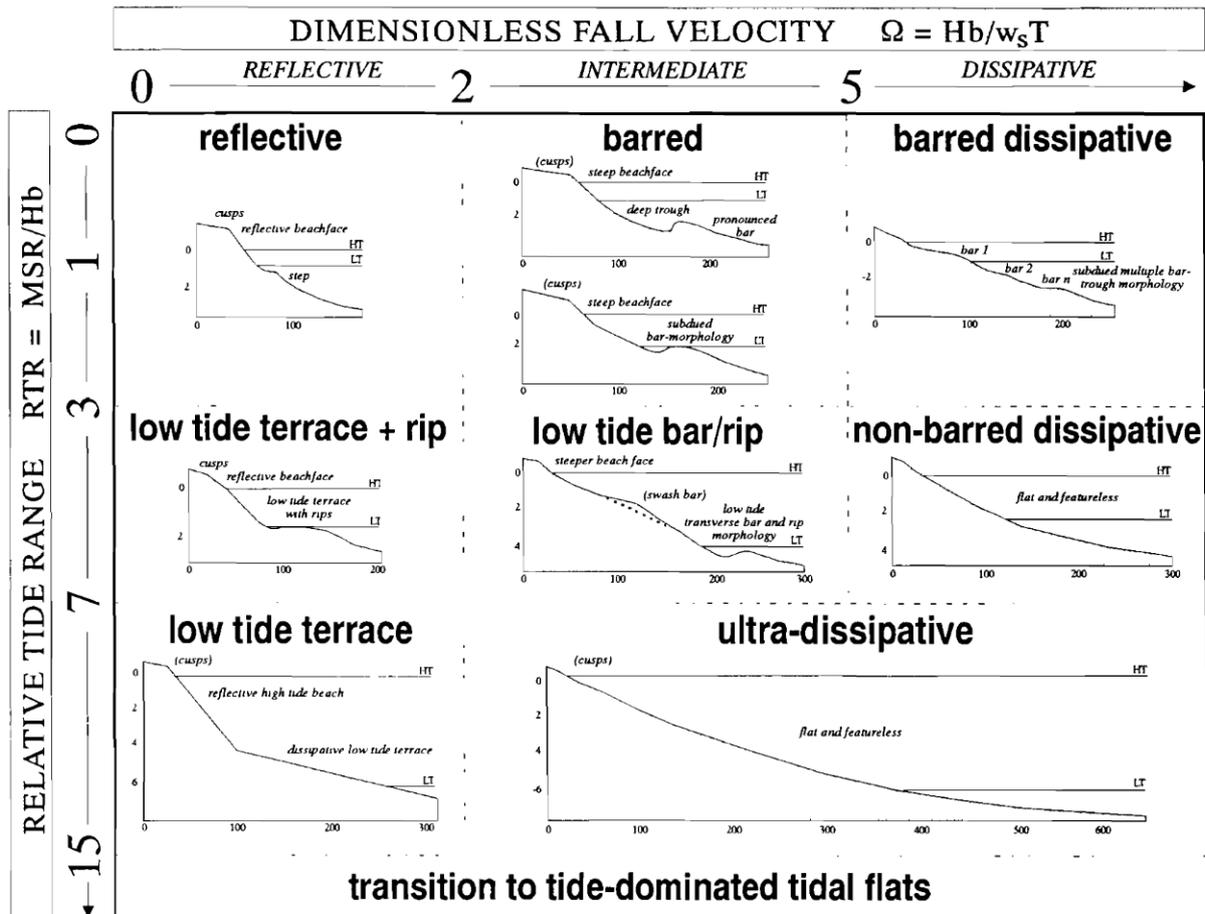


FIGURE 1.2 – Classification des différents états de plage en fonction du marnage relatif ($RTR = \frac{M}{H_b}$) et de la vitesse de chute adimensionnelle (Ω). D'après [Masselink and Short, 1993]. On remarque que plus Ω augmente, plus le profil de plage présente une pente faible. En ce qui concerne le RTR , on observe que plus celui-ci augmente moins de structures sédimentaires et de particularités morphologiques apparaissent. La prise en compte de ces deux paramètres permet de classer 9 états de plage.

Cette classification ne prend pas en compte l'impact de la marée. Or lorsque le marnage est relativement important, celui-ci joue un rôle essentiel dans la morpho-dynamique des plages, comme le souligne [Short, 1991]. La prise en compte du marnage sur la typologie des plages est faite par [Short, 1991] puis par [Masselink and Short, 1993]. Cette dernière étude utilise une nouvelle grandeur adimensionnelle, introduite par [Davis Jr and Hayes, 1984]. Elle est notée RTR (pour "Relative Tide Range" en anglais), et permet de déterminer l'importance relative du marnage par rapport à la hauteur significative des vagues incidentes (Tableau 1.1). La classification proposée par [Masselink and Short, 1993]

donne 9 états de plage en fonction des paramètres Ω et de RTR (Figure 1.2).

Cette classification peut être complexifiée avec la prise en compte d'autres observations, comme la circulation observée sur la plage [Short and Jackson, 2013] ou selon les différents types de barres sableuses observables [Masselink and Puleo, 2006].

1.1.2 Les plages avec terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace")

Les plages intermédiaires sont assez répandues sur les littoraux [Short et al., 1996]. Elles sont généralement observées pour une vitesse de chute adimensionnelle (Ω) comprise entre 1 et 2 et pour des environnements dominés par la marée ($RTR > 7$) dans la classification de [Masselink and Short, 1993]. Ces plages sont caractérisées par une discontinuité le long de leur profil de plage. Celle-ci sépare le profil de plage en deux parties distinctes : plus pentue et réfléchive en haut de plage et plus douce, de caractère dissipative en bas de plage. On parle de plage avec terrasse de basse mer (notée LTT dans la suite du document de "Low Tide Terrace" en anglais) du fait que le bas de plage, qui est découvert lors des basses mers, forme une terrasse dissipative. La rupture de pente est généralement située au niveau des chenaux d'exfiltration de la nappe phréatique présente sous la plage. La position de la rupture de pente est considérée comme constante sur la plage et liée à un gradient de granulométrie [Turner, 1993]. Ces plages présentent généralement sur le profil réfléchif, des sables assez grossiers accompagnés de graviers, voire de galets et en bas de plage du sédiment fin et cohésif. La distribution de la taille des sédiments est donc souvent bi-modale, reflétant deux dynamiques bien différentes, en haut et en bas de plage. Ainsi elles intègrent des caractéristiques des plages réfléchives et dissipatives.

Les plages LTT sont associées à des dynamiques fortes, présentant une variabilité morphologique importante. Cela est notamment dû aux quantités importantes de turbulence générées dans la zone de déferlement. Cette zone est petite comparée aux plages dissipatives : la concentration d'énergie dissipée par les vagues est alors beaucoup plus élevée pour les plages intermédiaires. La forte concentration d'énergie apportée par les vagues intensifie les transports sédimentaires sur ce type de plage. Cela a pour conséquence, qu'au sein de ces plages, les effets de rétro-actions sont particulièrement intenses par rapport aux autres types de plage [Aagaard et al., 2013]. On note que le transport cross-shore (*i.e.* perpendiculaire à la côte) est dominant sur les LTT comparé au transport long-shore (*i.e.* parallèle à la côte). Les gradients cross-shore de transport sont suspectés d'être les agents morphogènes principaux sur ce type de plage [Aagaard et al., 2013].

Sur des échelles de temps courtes (*i.e.* d'un cycle de marée), la dynamique de part et d'autre de la brisure de pente est généralement plus importante en haut de plage (*e.g.* [Miles and Russell, 2004], [Qi et al., 2010], [Floc'h et al., 2016]). Les transports sédimentaires en haut de plage sont d'un ordre de grandeur supérieur à ceux mesurés en bas de plage [Miles and Russell, 2004]. La plus forte dynamique des transports sédimentaires en haut de plage est accompagnée par la formation de structures sédimentaires, comme les croissants de plages [Dehouck, 2006a]. Néanmoins, comme le souligne [Miles and Russell, 2004], il doit exister des transferts du haut vers le haut de plage sur des périodes plus longues, avec pour conséquence le cycle saisonnier du profil de plage. Ainsi, les variations du profils de plage sont du même ordre de grandeur entre le profil réfléchif et le profil dissipatif à l'échelle saisonnière

[Lemos et al., 2018]. L'impact de la brisure de pente présente le long du profil d'une plage LTT est néanmoins mal connu car peu étudié.

La plage présente donc une dynamique contrastée (*i.e.* une variabilité plus ou moins importante), sur des échelles de temps relativement courtes (journalière, mensuelle), de part et d'autre de la brisure de pente. Sur des échelles de temps plus longues, cette variabilité est moins contrastée du fait d'un fort cycle saisonnier des sédiments. [Dodet et al., 2018] ont étudié le rétablissement de différentes plages sableuses à long terme (résilience), après un hiver particulièrement énergétique et donc entraînant une forte érosion. Cette étude a montré que les plages intermédiaires, se rétablissent très vite (2 ans dans le cas de Porsmilin). De plus, l'évolution des volumes sédimentaires est particulièrement bien corrélée avec le forçage saisonnier des vagues. Le principal facteur permettant aux plages de se rétablir, est l'intensité des forçages de vague hivernale qui suivent l'épisode érosif. On peut supposer que le rétablissement rapide de la plage observée par [Dodet et al., 2018] est liée aux protections naturelles de la plage (plage de poche de fond d'anse, limitée dans la direction long-shore par deux éperons rocheux) : les tempêtes hivernales impactent moins souvent ces plages.

1.1.3 Rôle de la pente

La pente de la plage est un paramètre clef dans la morpho-dynamique d'une plage. Sur les sites naturels, La valeur de pente est initialement déterminée par la taille des sédiments [Bascom, 1951]. Le forçage hydrodynamique génère des transferts sédimentaires qui s'équilibre avec les variations morphologiques du site avec pour conséquence une modification des pentes locales.

La pente contrôle la dynamique générale des ondes sur la plage et par conséquent la morphologie du site. En étudiant la propagation des vagues le long d'un profil de plage, plusieurs études ont montrés l'importance de la pente sur les interactions non linéaires des vagues (*e.g.* [Hasselmann, 1963], [Elgar and Guza, 1985], [Herbers and Burton, 1997], [Guedes et al., 2013], [de Bakker et al., 2016b]). Ces interactions se traduisent par des échanges d'énergie entre les différentes bandes de fréquence. En fonction de différentes pentes, [de Bakker et al., 2016b] étudie ces échanges grâce à un modèle numérique (SWASH). Pour des pentes faibles, les interactions se font principalement dans la bande des basses fréquences provoquant une augmentation des ondes infragravitaires qui peuvent déferler et dissiper leurs énergies. En revanche, lorsque les pentes sont fortes, les interactions se font entre la bande des basses fréquences vers les vagues gravitaires. Les formes des vagues évoluent en conséquence avec une augmentation de leur asymétrie verticale [Filipot, 2015] ce qui peut renforcer les transports induits par les vagues.

La pente locale contrôle la réflexion des vagues à l'interface terre-mer. Le taux de réflexion dépendent du rapport de la pente locale et de la cambrure des vagues [Battjes, 1974]. Une pente plus importante, pour des mêmes conditions de vagues, va naturellement renforcer la réflexion des vagues à la plage. De ce fait, le bilan d'énergie au niveau de la zone de jet de rive dépend de la pente locale à l'interface [Almar et al., 2016].

Les variations morphologiques observées sur une plage résultent de l'ensemble des processus hydrodynamiques qui sont directement ou indirectement contrôlés par la pente locale. Ainsi, ce paramètre

est essentiel dans la dynamique des plages sableuses.

1.1.4 Méthodes de suivi

Il peut être parfois difficile de mener des études générales sur le comportement des plages et de leurs dynamiques du fait de la grande variabilité des plages et de leurs environnements. Plusieurs approches peuvent être menées. Elles peuvent être descriptives comme les études de [Wright and Short, 1984] et [Masselink and Short, 1993] et basées sur une approche d'équilibre comme les modèles proposés par ([Bruun, 1954], [Dean, 1991]) ce qui permet d'implémenter des modèles d'évolution des profils de plage, comme ceux proposés par [Miller and Dean, 2004], [Yates et al., 2009] et [Davidson and Turner, 2009]. Enfin, des études numériques déterministes, modélisant les processus hydro-sédimentaires, peuvent être conduites. Néanmoins, celles-ci nécessitent la mise en équation d'un nombre important de processus, suivant le degré de perfectionnement que l'on cherche à atteindre. Les effets de rétro-actions doivent être aussi modélisés, ce qui augmente encore le degré de complexité de ces modèles déterministes et nécessite des puissances de calcul (trop ?) importantes. L'ensemble de ces méthodes nécessite des données *in situ*, rassemblant des observations sur plusieurs échelles de temps. Or il apparaît que le manque de donnée *in situ* est l'un des facteurs les plus limitants pour comprendre la dynamique des environnements sableux ([Thornton et al., 2000], [Turner et al., 2016], [Masselink et al., 2016]).

Les instruments de mesures *in situ* tels que les systèmes de positionnement GPS différentiel (DGPS pour la suite) ou les tachéomètres, sont des moyens très utilisés pour le suivi des plages sableuses. Depuis l'introduction du GPS pour le suivi des plages sableuses dans les années 90 (e.g. [Byrnes et al., 1994], [Gorman et al., 1998]), ce système de mesure s'est avéré très efficace. Il permet des mesures très précises (*i.e.* quelques cms), rapides et réalisables par un seul opérateur et facilement exploitables. Toutefois, le suivi de l'évolution des plages au DGPS se limite à des profils d'élévation 1D. Il devient compliqué d'obtenir des informations 3D sur les sites via ce procédé (nécessité de quadriller la zone et d'interpoler les profils [Baptista et al., 2008]). Les tachéomètres utilisent un faisceau laser pour réaliser des relevés complets (3D) du site avec des précisions élevées, de l'ordre de 5 cm sur les plages [Baptista et al., 2008]. Un relevé au tachéomètre couvre généralement une zone de 200 m autour de l'instrument, ce qui nécessite généralement d'effectuer plusieurs relevés sur un même site. L'utilisation des tachéomètres peut s'avérer contraignante en terme de temps (de mesure et de traitement) et de coût (instrument cher et nécessitant généralement deux opérateurs par déploiement).

Les systèmes DGPS et les tachéomètres ne permettent que des relevés ponctuels. Depuis plusieurs années, d'autres outils comme les caméras vidéos permettent des suivis en temps réel des sites. L'utilisation de données vidéos pour le suivi des littoraux s'est avérée être un outil efficace, relativement facile à déployer et économique. Les premières utilisations de ce type de données remontent aux années 90 avec les travaux de Holman, Lipmann et de Holland notamment ([Holman, 1981], [Lippmann and Holman, 1989], [Holman et al., 1993], [Holland et al., 1997]). Depuis des traitements de plus en plus sophistiqués sont appliqués aux données vidéos et permettent la mesure de phénomènes de plus en plus complexes ([Holland et al., 2001], [Almar et al., 2012], [Almar et al., 2014], [Flores et al., 2016], [Hage et al., 2018]). Avec le développement d'outils intégrés et de routine de traitement efficace, il est aujourd'hui très courant d'équiper les sites suivis avec des caméras. Des réseaux de surveillance entier se sont développés

permettant un suivi haute fréquence des littoraux à l'échelle globale ([Davidson et al., 2007], [Holman et al., 2013]). Néanmoins, pour certains sites, notamment en environnement macrotidal, les incertitudes sur les mesures restent encore importantes (e.g. [Rihouey et al., 2009], [Bergsma et al., 2016]).

1.2 Dynamique des vagues

La mer et les océans sont le siège d'une multitude d'ondes. Qu'elles soient en surface ou bien internes, les ondes océaniques forment une part essentielle de leurs dynamiques. Sur les plages, elles génèrent un transport sédimentaire et participent à l'équilibre des forces induites sur les masses d'eau. A noter que les travaux présentés ici ne prennent en compte que les ondes de surfaces.

Comme toute onde, les vagues sont donc décrites par quelques grandeurs caractéristiques (Figure 1.3) :

- Une hauteur H , calculée entre un creux et un pic, double de l'amplitude, a , de l'onde
- Une longueur d'onde λ , distance entre deux pics successifs, et un nombre d'onde, k ($k = \frac{2\pi}{\lambda}$)
- Une période, T , l'intervalle de temps entre deux pics successifs, équivalent de la longueur d'onde, dans le domaine temporel
- la fréquence, f , égale à l'inverse de la période et la pulsation, ω ($\omega = 2\pi f$)

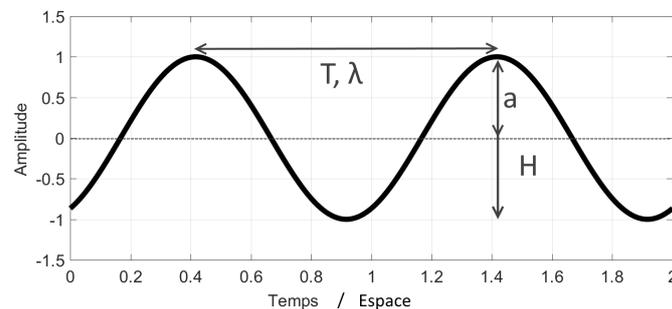


FIGURE 1.3 – Quelques grandeurs caractéristiques d'une onde monochromatique.

On distingue les ondes océaniques en fonction des mécanismes qui les génèrent. Suivant les processus générateurs, la période et l'énergie associées aux ondes prennent des valeurs particulières (Figure 1.4). Les vagues gravitaires, qui rassemblent la mer de vent et la houle, forment une part conséquente de l'énergie associée aux ondes de surface.

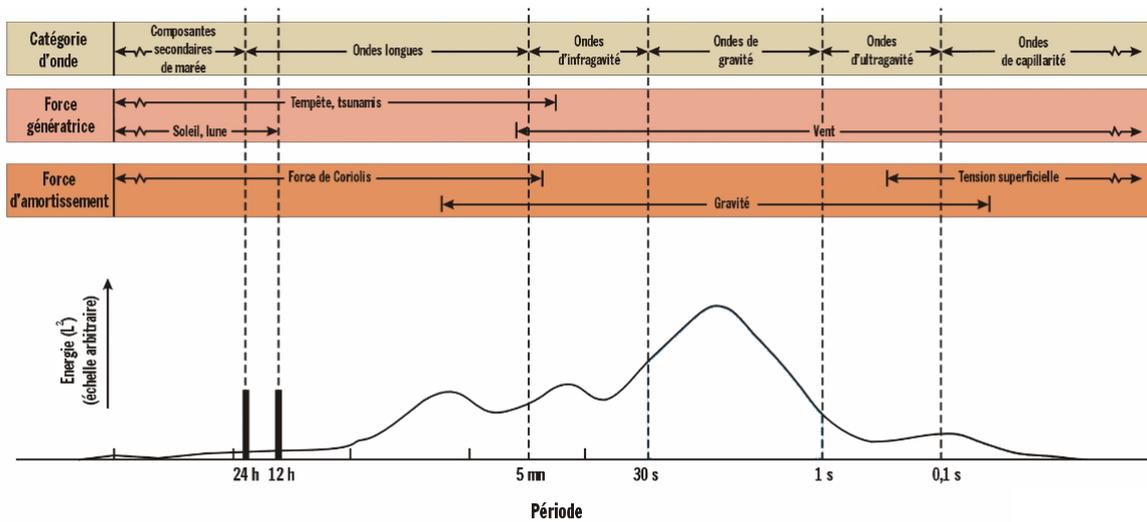


FIGURE 1.4 – Période et énergie de quelques ondes à la surface des océans. Dans [Kergadallan X., 2013], d'après [Kinsman, 1965]

1.2.1 Les vagues gravitaires

Les ondes gravitaires sont les ondes que l'on observe communément à la surface des océans. Elles rassemblent la mer de vent et la houle (Figure 1.4). A l'interface océan-atmosphère, les forces de friction induites par le vent vont générer des perturbations qui se propagent ensuite à la surface. On parle de vague gravitaire car la force de rappel qui entretient la propagation de ces ondes est la gravité terrestre. La zone de génération est appelé "fetch" (signifiant en anglais "ouvert ou "entendue"). En effet, cette zone est définie comme étant l'étendue du plan d'eau où les forces de friction du vent s'exercent sur l'eau sans rencontrer d'obstacle. Les vagues ainsi générées forment ce que l'on appelle communément une mer de vent. En dehors de la zone de fetch, les vagues continuent de se propager, on parle alors de houle.

La physique des vagues constitue une des thématiques centrales de l'océanographie physique. La première description physique de ces perturbations est donnée par G. B. Airy en 1841 [Airy, 1841]. Cette théorie connue sous le nom de théorie d'Airy offre un cadre mathématique décrivant la dynamique des vagues linéaires. Dans le cadre de la théorie d'Airy, on suppose que les vagues sont présentes à la surface libre sans qu'aucun processus générateur ne soit présent. Bien que simplifiée cette théorie offre de nombreuses descriptions satisfaisantes en océan profond (e.g. [Herbers et al., 1992], [Thornton and Krapohl, 1974]). Cette théorie possède l'avantage d'être linéaire permettant une représentation simplifiée des états de mer via une superposition d'ondes monochromatiques. Ces dernières sont apparentées à des perturbations régulières (onde sinusoïdale) d'amplitude et de cambrure (notée c et définie comme étant le rapport entre sa hauteur et sa longueur d'onde) se propageant dans un fluide parfait, irrotationnel et incompressible. L'onde est alors décrite par la relation (1.1).

$$\eta(x, t) = a \cdot \cos(\omega t - kx) \quad (1.1)$$

La pulsation de l'onde (ω) et son nombre d'onde (k) sont reliés par la relation de dispersion ((1.2)).

$$\omega = gk \cdot \tanh(kh) \quad (1.2)$$

La vitesse de propagation de l'onde (vitesse de phase, notée C_ϕ) ainsi que la vitesse de groupe (vitesse de la propagation de l'énergie transportée par l'onde, notée C_g) s'écrivent en fonction de sa pulsation et de son nombre d'onde ((1.6)).

$$C_\phi = \frac{\omega}{k} \quad (1.3)$$

$$C_\phi = \sqrt{\frac{g}{k} \cdot \tanh(kh)} \quad (1.4)$$

Et

$$C_g = \frac{d\omega}{dk} \quad (1.5)$$

$$C_g = C_\phi \left(\frac{1}{2} + \frac{kh}{\sinh(2kh)} \right) \quad (1.6)$$

Les vagues mettent en mouvement les particules fluides présentes dans la colonne d'eau qu'elles traversent. La vitesse des particules fluides induite par les vagues est appelée vitesse orbitale et notée V_ϕ . En première approximation, le milieu marin peut être considéré comme un milieu incompressible ($\nabla \bar{u} = 0$) et irrotationnel ($\overline{\nabla u} = 0$). La vitesse des particules fluides dérive donc d'un potentiel ($\bar{u} = \overline{\nabla \Phi}$). Celui-ci s'écrit selon la théorie linéaire suivant l'équation (1.7)

$$\Phi(x, y, t) = \frac{a\omega}{k} \frac{\cosh[k(z+h)]}{\sinh(kh)} \cos(\omega t - kx) \quad (1.7)$$

Avec a l'amplitude de la vague, ω sa pulsation, k son nombre d'onde, h la profondeur locale, t , x et z les variables de temps et d'espace (direction transversale et d'élévation) respectivement.

Les vitesses orbitales sont dans la direction de propagation de la vague au niveau de la crête et dans la direction opposée sous les creux des vagues. Les trajectoires des particules fluides sont circulaires en eau profonde. Les orbites ne sont pas totalement fermées. La moyenne temporelle du déplacement des particules fluides mises en mouvement par les vagues est donc non nulle, ce qui se traduit par un transport dans la direction de propagation des vagues. Les vitesses orbitales diminuent de façon exponentielle avec la profondeur, si bien que dans l'océan profond les particules fluides mises en mouvement n'interagissent pas avec le fond. En revanche, en faible profondeur, l'ensemble des particules fluides présentes dans la colonne d'eau sont impactées par le passage de la vague. Les trajectoires des particules fluides se déforment, s'aplatissent et deviennent elliptiques. La vitesse des particules fluides n'étant pas nulle au fond, des contraintes de cisaillement s'exercent alors sur le substrat. Ces contraintes τ_v s'écrivent en fonction de la vitesse orbitale des particules fluides au fond (notée U_v , (1.9)) :

$$U_v = \frac{\pi H_s}{T \cdot \sinh(2\pi \frac{h}{\lambda_0})} \quad (1.8)$$

$$\tau_v = \frac{1}{2} \cdot f_v \cdot \rho (U_b)^2 \quad (1.9)$$

Les contraintes de cisaillement induites par les vagues sont responsables de la mise en suspension des particules sédimentaires au fond.

On distingue les environnements dit "profond" et "peu profond" en fonction de l'influence du fond sur les ondes. Lorsque la longueur d'onde d'une vague est faible devant la profondeur locale ($kh \gg 1$), l'influence du fond sur les vagues est considérée comme négligeable. Inversement, lorsque la longueur d'onde de la vague est grande devant la profondeur ($kh \ll 1$), le fond perturbe la propagation de la vague dans le milieu.

Propagation des vagues en environnement littoral

Au niveau des littoraux, en milieu peu profond, le modèle des vagues d'Airy n'est plus satisfaisant. Des processus non-linéaires s'ajoutent à la théorie d'Airy et ne peuvent pas être négligés. La prise en compte des non-linéarités dans la description des vagues est proposée par G. Stokes en 1847 [Stokes, 1847] puis par Barré de Saint-Venant [De St. Venant, 1871], Boussinesq en 1872 [Boussinesq, 1872] et Korteweg et de Vries [Korteweg and De Vries, 1895]. Nous ne détaillerons pas ces modèles car ils ne sont pas au cœur de nos travaux. Néanmoins, les principaux processus engendrés par l'interaction du fond avec les vagues sont décrits dans cette section.

La transformation des ondes est notamment liée aux variations de la bathymétrie. Au niveau des littoraux, la topographie marine impacte fortement les vagues. Comme toutes les ondes, les vagues peuvent être réfractées, réfléchies et diffractées. À mesure que la vague approche de la côte, la bathymétrie diminue progressivement. En conséquence, les fronts d'onde s'alignent avec les isobathes (Figure 1.5). En effet, en profondeur faible ($kh \ll 1$, $\tanh(kh) \simeq kh$), les vitesses de propagation des vagues sont fonction de la profondeur ((1.10)).

$$C_\phi = \sqrt{gh} \quad (1.10)$$

De même, la diffraction est une modification de la direction d'une onde lorsqu'elle rencontre un obstacle ou bien une ouverture dont les dimensions géométriques se rapprochent de sa longueur d'onde. La diffraction de l'onde donne lieu à des figures d'interférence caractéristiques (Figure 1.5). La réflexion des ondes intervient lorsque celles-ci rencontrent un changement brusque de bathymétrie. Chacune des ondes est plus ou moins réfléchiée en fonction de sa fréquence et des caractéristiques de la bathymétrie (pente, substrat) (Figure 1.5). La réflexion des ondes est un processus important en dynamique côtière. Les interactions entre les vagues incidentes et les vagues réfléchies sont notamment la source d'ondes basse fréquences [Guza and Inman, 1975]. Celle-ci peuvent impacter fortement la dynamique du site. La mesure des taux de réflexion peut être réalisée *in situ* (comme avec des capteurs de pression [Man-

sard and Funke, 1980], ou bien avec des mesures sur un même point de la pression et des courants). Néanmoins, cela exige une très bonne précision des mesures [Inch et al., 2017].

Ces phénomènes sont nettement visibles à la surface de la mer lorsque l'on prend un peu de hauteur (Figure 1.5).

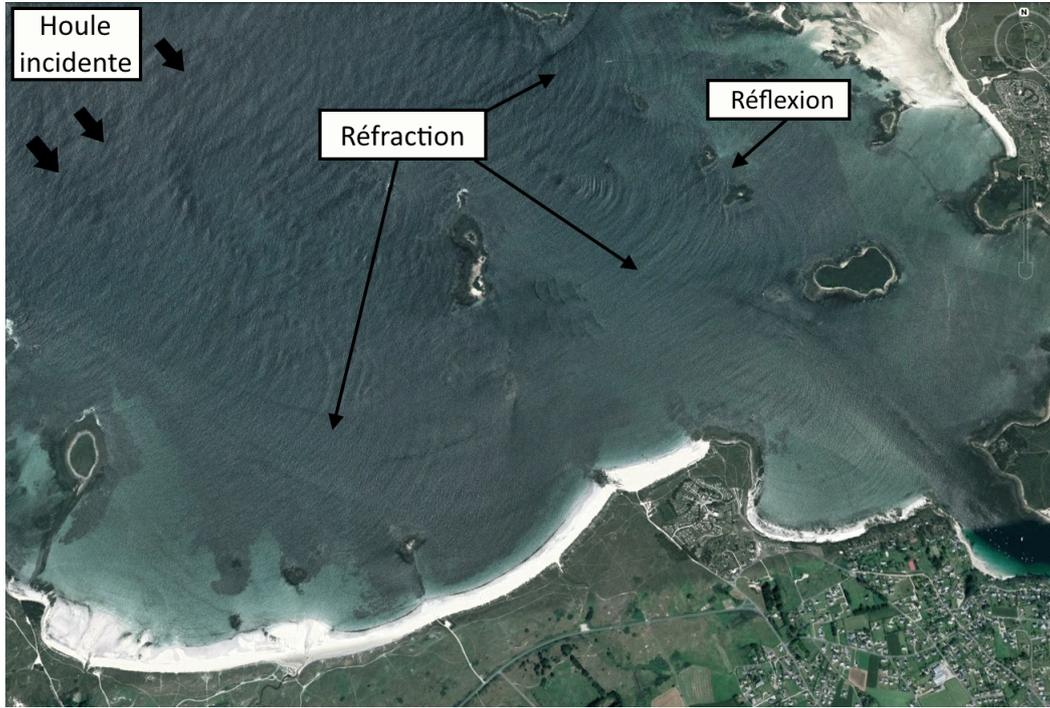


FIGURE 1.5 – Observation de la réfraction, réflexion et de la diffraction de la houle dans un environnement littoral (côte du Finistère Nord, Lampaul-Ploudalmézeau, Image Google Earth©)

Au fur et à mesure que les vagues approchent de la côte, les gradients bathymétriques deviennent de plus en plus importants. La vitesse de groupe d'une vague tend vers la vitesse de phase ($C_g \rightarrow C_\phi = \sqrt{gh}$). Or, les lois de conservations s'appliquent le long d'un front d'onde. Notamment, le flux d'énergie transporté par l'onde ($F = C_g \cdot E$) reste constant. Comme C_g diminue avec la profondeur, la densité d'énergie $E = \frac{H^2}{8} \rho g$ augmente. Or, le seul paramètre variable de E , est la hauteur de vague, H . Ainsi, cela implique une augmentation de l'amplitude de la vague. On parle de levage des vagues ("Shoaling" en anglais).

Lors de leur propagation, les vagues induisent une diffusion de quantité de mouvement horizontale (S_{xx}). Ce phénomène s'exprime mathématiquement par l'introduction d'un tenseur de radiation associé aux vagues [Longuet-Higgins and Stewart, 1962]. Il s'écrit selon l'équation (1.12)¹.

$$S_{ij} = \int_{-h}^{\eta} \rho_e u_i u_j \cdot dz + \delta_{ij} \left(\int_{-h}^0 (\bar{p} - p_0) \cdot dz + \overline{\int_0^{\eta} p \cdot dz} \right) \quad (1.11)$$

$$= \rho \overline{\int_{-h}^{\eta} [u_i u_j + \delta_{ij} (w^2 + \overline{w'^2})] \cdot dz} + \delta_{ij} \frac{1}{2} \rho g \overline{\eta^2} \quad (1.12)$$

À la côte, cette modulation du niveau d'eau est importante. On a, dans le cadre d'un modèle simplifié

1. Elles sont définies ici comment étant la différence des flux de quantité de mouvement lorsque les vagues sont présentes ou absentes. Pour une définition plus rigoureuse, il faut prendre en compte les interactions vagues-courants.

2D (X-Z avec X la direction perpendiculaire à la côte et en négligeant les phénomènes turbulents) un équilibre qui se met en place entre le niveau d'eau moyen $\bar{\eta}$ et les tenseurs de radiation (Figure 1.6).

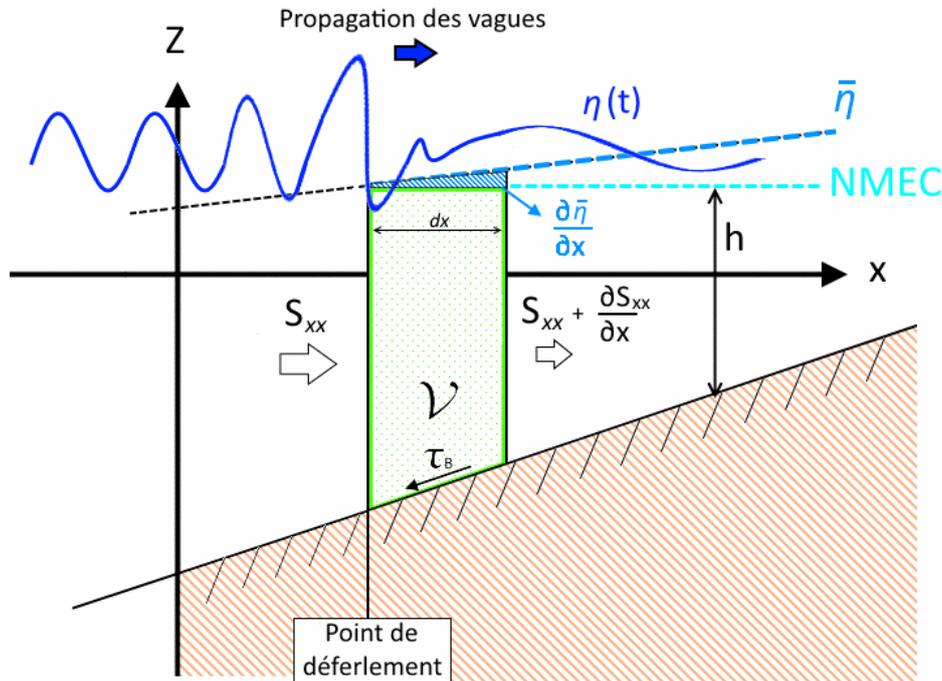


FIGURE 1.6 – Schéma illustrant l'équilibre des forces s'exerçant sur le volume de contrôle \mathcal{V} , en vert. De part et d'autre de la zone de déferlement, on observe un gradient des tenseurs de radiation qui s'équilibre par augmentation du niveau d'eau moyen ($\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x}$) (zone hachurée en bleu). NMEC : niveau moyen sans vague, $\bar{\eta}$: niveau moyen. D'après [Svendsen, 2006]

Le bilan des forces en présence va conduire à une modification du niveau moyen, en équilibre avec les gradients des tenseurs de radiation (équation (1.13)).

$$\frac{dS_{xx}}{dx} = \rho \cdot g \cdot h \cdot \frac{d\bar{\eta}}{dx} - \overline{\tau_{x,B}} \quad (1.13)$$

On observe qu'au cours de leur propagation vers le haut de plage, les vagues se déforment. Cela se traduit par une asymétrie horizontale et verticale des vagues de plus en plus marquée (Figure 1.7).

Dans notre exemple, les vagues présentent des formes qui peuvent s'apparenter à des sinusoïde (vague d'Airy) à l'entrée de la plage ($D = 5$ m). Lorsque la profondeur diminue, les vagues perdent d'abord leur symétrie verticale (vague cnoïdale de la théorie de Stokes) ($D = 4$ m ; $D = 2$ m), puis horizontale, avec un raidissement important de la vague ($D = 0.5$ m) avant déferlement.

Cette perte d'asymétrie intensifie le transport en surface, dû aux vagues. Une vitesse orbitale est associée à la crête et une autre, au creux de la vague. Ces vitesses dépendent de la hauteur de la vague. Or, lorsque la profondeur devient très faible (e.g. dans l'environnement d'une plage), l'amplitude de la crête est bien plus importante que celle du creux (Figure 1.7). L'asymétrie se retrouve ainsi dans la norme des vitesses orbitales. La vitesse orbitale dans la direction de propagation de la vague est plus importante que celle dans la direction opposée. On observe donc un transport plus intense en surface, vers le haut de plage.

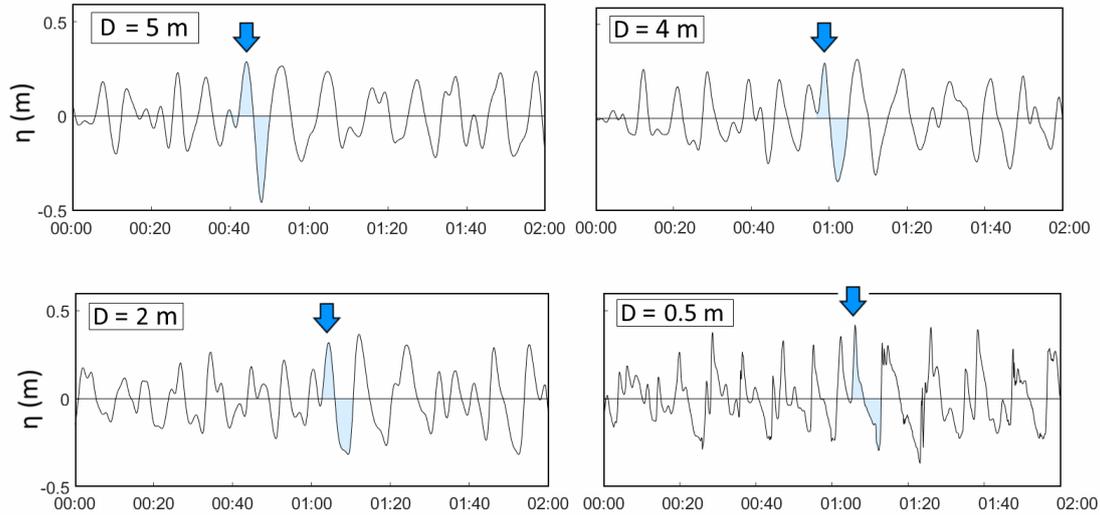


FIGURE 1.7 – Évolution de la forme des vagues lors de leur propagation sur une plage. Élévation de la surface libre enregistrés par les capteurs de pression sur la plage de Porsmilin, pour différentes hauteur d'eau au-dessus des capteurs. Le train d'onde est le même pour chaque enregistrement, le suivi d'une vague en particulier est indiqué en bleue

Simultanément à la perte d'asymétrie de la vague, la non-linéarité des vagues augmente. On la caractérise par le rapport entre leur cambrure ($\kappa = \frac{H}{\lambda}$) et la profondeur relative ($D_r = \frac{D}{\lambda}$), élevée au cube. Cette grandeur peut être interprétée comme le rapport de l'amplitude des vagues donnée par la théorie de Stokes (2nd ordre), où les effets non-linéaires sont pris en compte, et l'amplitude d'une vague harmonique (théorie d'Airy). Ce rapport est appelé nombre d'Ursell et est noté U_r ((1.14)), [Ursell, 1953] :

$$U_r = \frac{H \cdot \lambda^2}{D^3} \quad (1.14)$$

On a donc, lorsque le nombre d'Ursell est petit (limite prise à $\frac{32 \cdot \pi^2}{3} \simeq 100$, [Dingemans, 1997]), une dynamique linéaire des ondes et la théorie d'Airy est applicable. Dans le cas inverse, les non-linéarités sont trop importantes et les théories non-linéaires doivent être appliquées pour décrire la dynamique des vagues.

Dans notre exemple figure 1.7, les 4 trains d'onde sont associés à des valeurs du nombre d'Ursell égalent à 20, 30, 130 et 1200 dans le sens décroissant des hauteurs d'eau. Pour les deux derniers enregistrements ($D < 2$ m), les non-linéarités ne peuvent être négligées, cela est confirmé visuellement, avec une forme de vague très différente d'une onde sinusoïdale.

La non-linéarité des vagues en environnement côtier est, entre autre, la conséquence des transferts d'énergie qui s'opèrent entre les différentes bandes de fréquence. Dans un champ de vagues irrégulières, des interactions vague à vague peuvent se mettre en place sous certaines conditions de fréquence et de nombre d'onde. Elles consistent en des échanges d'énergie par (quasi)résonance entre deux couples de vagues (quadruplet de composantes, équation (1.16)) et entre 3 vagues (triplet de composantes, équation (1.18)), [Hasselmann, 1962].

$$f_1 \pm f_2 = f_3 \pm f_4 \quad (1.15)$$

$$\vec{k}_1 + \vec{k}_2 = \vec{k}_3 + \vec{k}_4 \quad (1.16)$$

$$f_1 \pm f_2 = f_3 \quad (1.17)$$

$$\vec{k}_1 + \vec{k}_2 = \vec{k}_3 \quad (1.18)$$

En eau profonde seules les interactions entre quadruplet de composantes sont réalisables². En revanche, sur les plages les deux types d'interactions existent.

On observe à l'approche de la côte un raidissement des vagues (augmentation de l'asymétrie horizontale). C'est la conséquence d'échanges d'énergie vers les hautes fréquences qui se renforcent jusqu'au point de déferlement (création de super-harmonique : $f_1 + f_2 = f_3$). Après celui-ci, on observe des transferts d'énergie vers les basses fréquences (création de sous-harmonique : $f_1 - f_2 = f_3$). Les spectres d'énergies des vagues évoluent en conséquence (Figure 1.8)

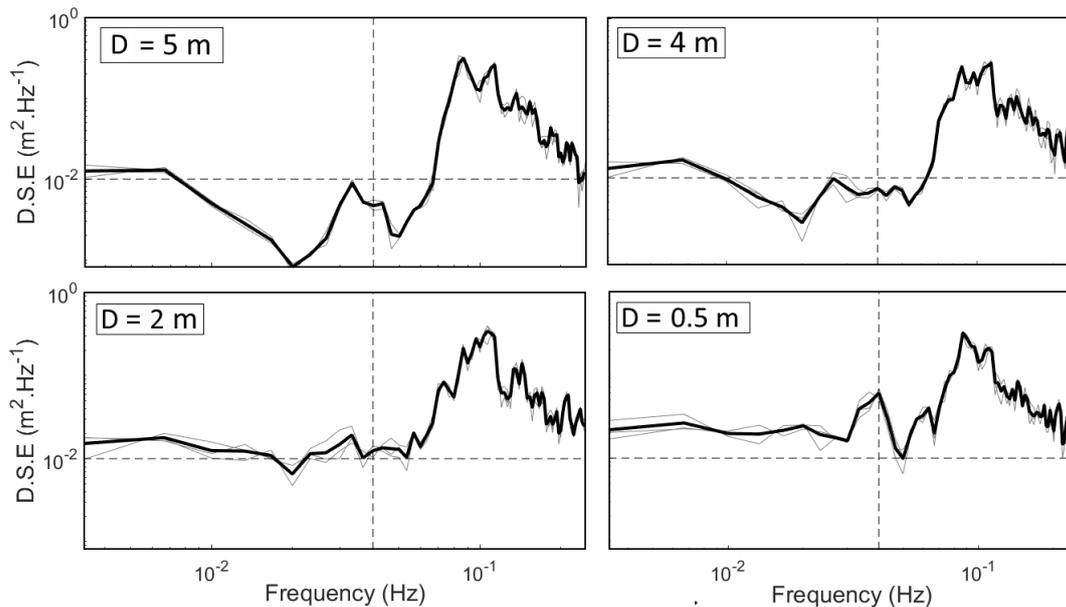


FIGURE 1.8 – Évolution des spectres de vague, lors de leur propagation sur une plage. Les spectres sont calculés à partir des données enregistrés par les capteurs de pression sur la plage de Porsmilin, pour différentes hauteur d'eau au-dessus des capteurs. La ligne pointillée verticale sépare le domaine infragravitaire ($f < 0.04$ Hz) du domaine gravitaire ($f > 0.04$ Hz). La ligne pointillée horizontale

Sur notre exemple, on observe bien une augmentation de l'énergie dans la bande basse fréquence, dite infragravitaire, tout au long de la progression du train d'onde vers le haut de plage. L'augmentation se traduit en eau très peu profonde par un pic d'énergie infragravitaire ($f = 0.04$ Hz). Une légère augmentation de l'énergie dans la bande gravitaire est observée, conséquence du levage bathymétrique

2. En eau profonde, les relations de dispersion dispersives (équation (1.2)) ne permettent pas de satisfaire les conditions de résonance données par l'équation (1.18)

des vagues. Un pic d'énergie dans la bande gravitaire est aussi visible juste avant le déferlement ($D = 0.5$ m).

Les principaux facteurs contrôlant la répartition d'énergie spectrale au voisinage du plage, sont les échanges par triplet de composantes, les frottements avec le fond et le déferlement des vagues [Holthuijsen, 2010].

La déformation des vagues dans l'environnement des plages se poursuit jusqu'à ce que la vague devienne instable puis déferle. Ce phénomène s'accompagne d'une forte dissipation de leur énergie, notamment sous forme de turbulence. Pour prévoir les point de déferlement plusieurs critères ont été proposés. Pour une vague monochromatique se propageant sur un pente linéaire, [McCowan, 1891] montre que la hauteur de la vague est limité par la hauteur d'eau ($\frac{H}{D} = 0.78$). Dans ce cas, la zone de déferlement est considérée comme saturée, les vagues ne peuvent dépasser un certain pourcentage de la hauteur d'eau locale. Pour une profondeur d'eau plus faible, la vague déferle. Ce critère est valable pour des plages possédant une pente linéaire évoluant lentement. La valeur limite dépend des sites considérés (fonction de la pente et du type de déferlement), mais la valeur de 0.78 est souvent utilisée. Il est couramment utilisé dans les applications d'ingénierie côtière, bien que les limites d'utilisation de ce critère soient bien connues. D'autres critères de déferlement ont été proposées (e.g. pour des vagues monochromatiques sur fond plat [Miche, 1944], pour des vagues irrégulières [Komar and Gaughan, 1973], [Thornton and Guza, 1983]). [Ruessink et al., 2003] introduit un critère de déferlement dépendant de la période de la vague considérée. [Filipot et al., 2010], propose un critère qui ne se limite pas au déferlement bathymétrique et donc applicable aux déferlements des vagues en eau profonde (e.g. sous l'effet du vent), en eau intermédiaire et en eau peu profonde.

Obtenir des observations des caractéristiques (formes, hauteurs, etc.) en milieu naturel est difficile, les études menées sur le déferlement des vagues sont principalement issues de mesures en milieu contrôlé.

La diminution de la bathymétrie engendre des forces de friction importantes. La vague se déstabilise et déferle sur la plage. On parle alors de déferlement bathymétrique. La vitesse des particules fluides au niveau de la crête devient plus importante que la vitesse de la vague (vitesse de phase). On distingue trois types de déferlement bathymétrique (Figure 1.9), principalement lié à la morphologie du site et des caractéristiques de la vague déferlante (i.e. sa cambrure).

Le déferlement glissant se produit sur des pentes faibles par rapport à la cambrure de la vagues ($\zeta_0 < 0.5$), la vague glisse sur le substrat et transmet son énergie par dissipation. Le déferlement plongeant se produit sur des fonds de pente intermédiaire ($0.5 < \zeta_0 < 3.3$). La vague forme un rouleau caractéristique qui s'écroule devant la vague. Le déferlement frontal survient sur les plages possédant une pente forte ($3.3 < \zeta_0$). Il se produit pratiquement au niveau de la ligne de rivage. En fonction du type de déferlement les conséquences sur la dynamique des transferts sédimentaires sont différentes (e.g. mise en suspension plus ou moins fortes, transport). Lorsque les vagues déferlent, celles-ci transmettent l'énergie qu'elles transportent dans le milieu. La majeure partie de cette énergie est dissipée via des processus turbulents. Le phénomène de turbulence est abordé à la section 1.2.3 de ce chapitre.

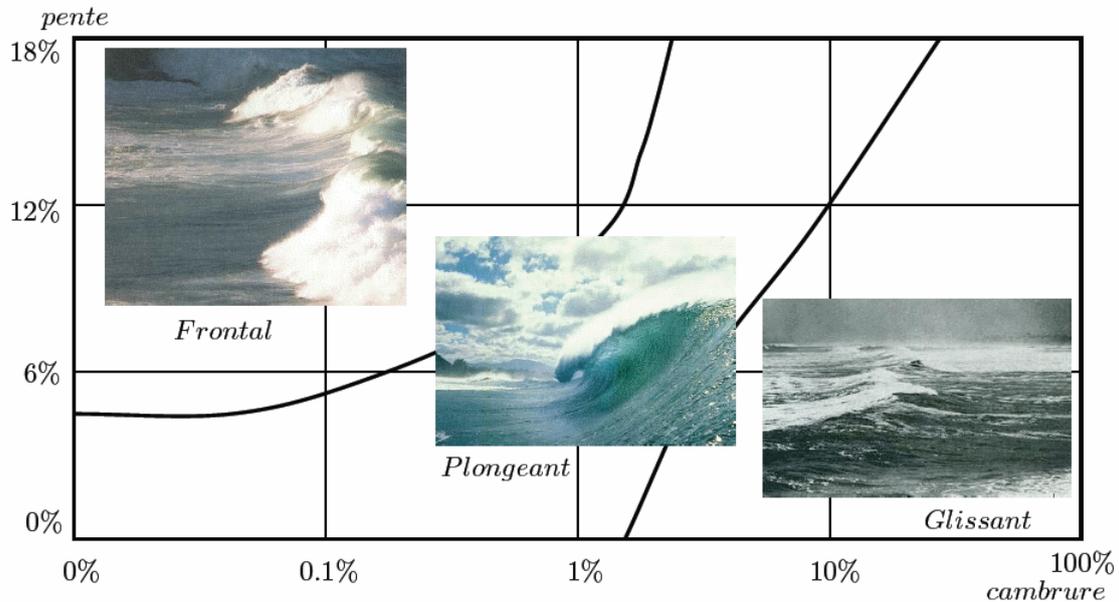


FIGURE 1.9 – Variabilité des déferlements en fonction de la morphologie de la plage (β) et des caractéristiques de la vague (cambrure). D'après [Thual, 2010]

Le reliquat de masse d'eau d'une vague ayant déferlée forme un ressaut hydraulique (ou bore). Celui-ci se propage sur la plage jusqu'à ce que les forces s'équilibrent (jet de rive). Lorsque l'énergie transportée par le ressaut est dissipée, il se retire vers la mer en suivant la plus forte pente sous l'effet de la gravitation. C'est la nappe de retrait.

1.2.2 Génération de courants par les vagues

Les vagues se propagent avec un certain angle d'incidence par rapport à la côte. Cette obliquité génère un courant appelé dérive littorale, gouverné par la variabilité long-shore (*i.e.* parallèle au trait de côte). La houle n'est généralement pas totalement réfractée à la côte. Ainsi, les fronts d'ondes ne sont pas complètement parallèles aux isobathes : une variabilité long-shore des déferlements est observée. Cela introduit un gradient long-shore des tenseurs de radiation, ce qui génère un courant parallèle au trait de côte. Ce courant peut être important ($\mathcal{O} \sim 1 \text{ m.s}^{-1}$), dépend de l'énergie des vagues incidentes [Longuet-Higgins, 1970] et varie à des fréquences très faibles ($f < 0.005 \text{ Hz}$) [Bowen and Holman, 1989]. Généralement ces courants sont faibles, voire négligeables, sur les plages bien protégées. La réfraction des vagues est en effet plus importante dans ces environnements, ce qui limite les gradients longitudinaux du déferlement des vagues et donc l'intensité de la dérive littorale.

Les nappes de retrait successives forment des courants, appelés courant de retour ("undertow" en anglais). La sur-élévation du niveau moyen induite par les vagues dans la zone de déferlement (wave-setup) et les jets de rive successifs génèrent un flux de masse en surface dirigé vers le haut de plage [Svendsen, 1984]. Celui-ci est compensé par le courant de retour, orienté vers le large. Il se manifeste principalement au fond, induisant de fortes contraintes de cisaillement sur le substrat sédimentaire et ainsi un transport sédimentaire important du haut vers le bas de plage [Masselink and Black, 1995]. La pente locale de la plage influence l'intensité des courants de retour. Ils peuvent être importants

sur les plages de pentes fortes et impactent la formation et la migration des structures sédimentaires comme les plages sableuses (e.g. [Gallagher et al., 1998], [Masselink and Kroon, 2009]). Sur les plages intermédiaires, les courants de retour peuvent être intenses. [Brander and Short, 2000] ont réalisé des mesures sur une plage LTT et ont mesuré des courants de retour dépassant les $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les courants de retour et le transport induit par les vagues en surface dominant alternativement la dynamique des transferts sédimentaires sur les plages.

Sur les plages de petites dimensions et protégées, les gradients cross-shore de transport sédimentaire sont beaucoup plus importants que ceux dans la direction long-shore. La dynamique des transferts sédimentaires induite par la circulation sur la plage (transport vers la côte par les vagues, courant de retour et dérive littorale) est principalement dans la direction transversale de la plage, de même que les variations morphologiques qui en découlent [Aagaard et al., 2013].

1.2.3 Les écoulements turbulents

La turbulence est un état du fluide très désordonné, caractérisé par des vitesses de particule fluide élevées, comparées aux forces visqueuses (*i.e.* un fluide associé à un nombre de Reynolds, \mathcal{R}_e élevé). Dans l'environnement d'une plage sableuse, elle est générée selon plusieurs processus. Un des plus important est le déferlement des vagues [Thornton and Guza, 1986]. Lorsqu'une vague déferle, elle transmet l'excédent d'énergie au milieu par la formation d'un flot turbulent (écume). Celui-ci peut ensuite être transporté par le ressaut hydraulique (ou bore³), formé par la vague après son déferlement. Une autre source importante de turbulence est l'interaction entre les vagues et le fond. Le substrat sédimentaire présente de nombreuses aspérités (grains). Ces derniers interagissent avec les particules fluides et provoquent un désordre important dans l'écoulement, source de turbulence. Le concept de turbulence est primordial dans les milieux naturels, comme les plages sableuses. Les écoulements sont en effet essentiellement turbulents.

De par ses propriétés pseudo-chaotiques, les flots turbulents sont extrêmement difficiles à modéliser. De façon générale, l'écoulement d'un fluide turbulent peut être décomposé sous la forme d'un champ de vitesse quasi-stationnaire aux petites échelles (\vec{u}) et un champ turbulent (\vec{u}'), de moyenne nulle aux grandes échelles :

$$\vec{U} = \vec{u} + \vec{u}' \quad (1.19)$$

Avec \vec{U} la vitesse du fluide, \vec{u} la vitesse moyenne et \vec{u}' les composantes fluctuantes du champ de vitesse.

À partir des composantes des vitesses fluctuantes dans les trois directions de l'espace (horizontale : u' , v' et verticale : w'), on définit la quantité d'énergie cinétique turbulente, k . Cette énergie rend compte de l'intensité de la turbulence :

$$k = \frac{1}{2} \cdot (u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (1.20)$$

3. Dans notre étude, nous ne ferons pas de distinction entre un ressaut hydraulique ou un bore, ils sont tous deux apparentés à l'écoulement généré par une vague après son déferlement. Le lecteur peut se référer à [Yeh and Mok, 1990] et [Longo et al., 2002] pour plus de précisions entre ces deux types d'écoulements

Les particules fluides induisent des contraintes de cisaillement sur le fond qui s'écrivent selon l'équation 2D (1.21) :

$$\tau = \rho \cdot \mu \cdot \frac{\partial u}{\partial z} - \rho \cdot u'w' \quad (1.21)$$

Avec ρ la densité volumique du fluide, μ la viscosité cinématique, u et w les vitesses dans les directions horizontale et verticale de l'espace, respectivement. Les contraintes de cisaillement définies par l'équation (1.21) sont la somme de deux termes. Le premier est associé à l'écoulement laminaire ($\rho \cdot \mu \cdot \frac{\partial u}{\partial z}$) et le second est associé au frottement turbulent ($-\rho \cdot u'w'$). Sur les sites naturels comme les plages sableuses, les écoulements à petit nombre de Reynolds, comme les écoulements laminaires, sont négligeables par rapport aux écoulements turbulents. Ainsi la turbulence est le terme dominant des contraintes de cisaillement.

La turbulence est donc prépondérante dans la mise en suspension des sédiments par les vagues et permet le maintien des sédiments dans la colonne d'eau par advection [Nielsen, 1992], jouant un rôle essentiel dans les transferts sédimentaires. Notre compréhension des processus turbulents reste limitée. Les modèles numériques utilisent des formulations empiriques pour caractériser ces écoulements ce qui limitent leur efficacité, notamment lors d'évènements particulièrement énergétiques [Grasso et al., 2012].

1.2.4 Les vagues infra-gravitaires

Les ondes infra-gravitaires possèdent des périodes comprises entre 30 et 300 secondes (Figure 1.4). Elles sont générées indirectement par le vent car issues des interactions non-linéaires ayant lieu au sein d'un champ de vague.

Les premières observations de phénomènes basses fréquences sur les plages ont été faites par [Munk, 1949]. Celui-ci observe sur les plages des oscillations de longues périodes qu'il suppose introduites lors du déferlement de vagues d'amplitudes différentes. Ces oscillations semblent être générées à la plage et se propagent ensuite vers le large. Il donne le nom de "surf beat", (battement du déferlement) à ce phénomène. De même, [Tucker, 1950] met en évidence par des observations *in situ*, un lien entre l'état de mer au large (Tp , Hs) et les ondes longues. Il montre qu'il existe un maximum de corrélation (négative) entre les groupes de vagues au large et les ondes longues.

1.2.4.1 Mécanismes de génération

Peu après les premières observations réalisées par [Munk, 1949], [Biésel, 1952] propose une première description théorique d'un mécanisme générateur d'ondes longues dans les océans. Il dérive à partir des équations générales de la houle irrégulière, jusqu'alors limitées au premier ordre (théorie de Stokes), les équations de second ordre. Il décrit deux types d'ondes "d'accompagnement", de longueur d'onde et de célérité différentes, générées par les effets de second ordre :

1. Super-harmonique de même vitesse que les ondes de 1^{er} ordre

2. Sous-harmonique de même vitesse que les groupes d'ondes de 1^{er} ordre

Ces ondes de second ordre peuvent être accentuées par des effets de résonance. Il montre notamment que ces derniers deviennent de plus en plus importants à l'approche des côtes où chaque onde tend alors à se déplacer à une vitesse similaire, de limite $C_\phi = C_g = \sqrt{gH}$. Les sous-harmoniques sont notamment plus amplifiées à la côte que les super-harmoniques. Les sous-harmoniques sont des ondes longues, couramment appelées ondes infra-gravitaires, et possèdent une période bien plus importante que celle de la houle gravitaire (supérieure d'un à deux ordres de grandeur). Plusieurs études ont étendu les travaux développés par [Biésel, 1952] aux ordres supérieurs [Phillips, 1960], aux caractéristiques de la dynamique des vagues non linéaires (e.g. taux de croissance des composantes non-linéaires et le transport de masse [Longuet-Higgins and Stewart, 1962], et aussi aux transferts d'énergie [Hasselmann, 1962]). Notamment [Longuet-Higgins and Stewart, 1964] formalisent l'effet de non linéarité par un gradient des tenseurs de radiation exercés par les vagues. Ce gradient, proportionnel à l'amplitude au carré des vagues, introduit des flux de masse variant périodiquement. Ils sont importants sous les groupes de vagues et faibles entre les groupes : cela génère des zones de convergence-divergence des masses d'eaux à l'échelle des groupes de vagues (Figure 1.10). Les flux de masse modulent le niveau d'eau moyen, ce qui donne naissance à une onde basse fréquence de période similaire à celles des groupes de vagues. L'onde générée accompagne les groupes de vagues lors de leur propagation. On parle d'onde liée aux groupes.

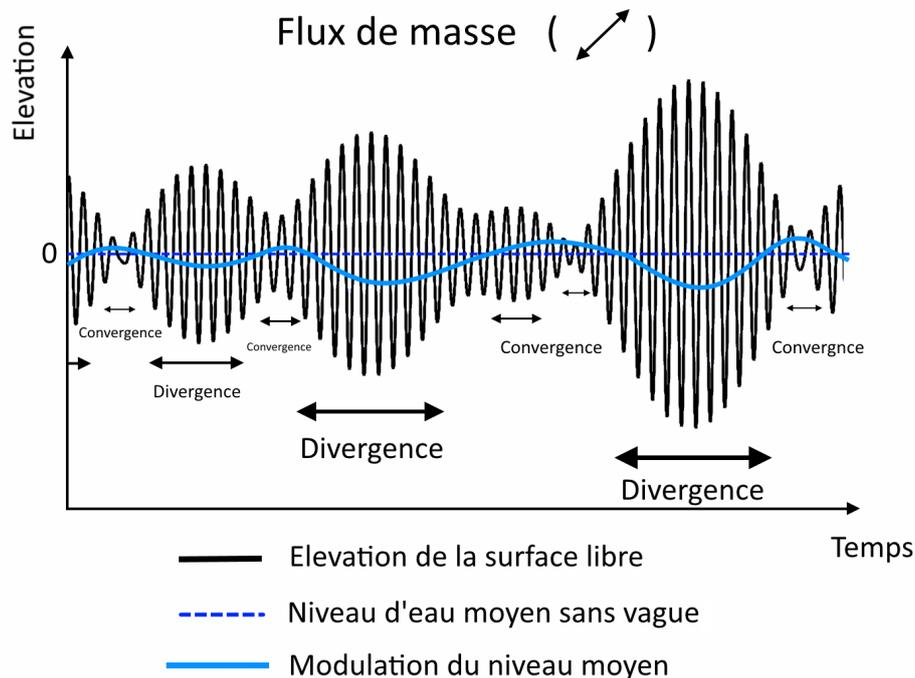


FIGURE 1.10 – Mécanisme de génération d'une onde infra-gravitaire à partir du forçage d'un groupe de vague. Les flux de masse génère des points de convergence au niveau des vagues de petites amplitudes et des points de divergence là où les vagues sont les plus hautes. La conséquence est une modulation du niveau d'eau moyen, de même période que les groupes générateurs.

Une seconde théorie sur la génération d'ondes longues est proposée par [Symonds et al., 1982]. Ces auteurs remarquent qu'il existe un désaccord entre les taux énergies des ondes infra-gravitaires observés sur les plages et ceux prédits par la théorie (e.g. [Huntley et al., 1981]). Les modèles théoriques

utilisés dans les années 80 ne montraient aucune variabilité de la zone de déferlement (en terme de position ou de critère de déferlement). Or d'après [Symonds et al., 1982] les groupes de vagues, du fait de leur variabilité en terme d'amplitude, doivent nécessairement induire des fluctuations de la zone de déferlement. En prenant en compte cette variabilité, [Symonds et al., 1982] montrent comment les ondes liées sont relâchées après le déferlement des groupes de vagues et comment ces ondes se propagent ensuite vers le large sous forme d'onde dite "libre". La théorie proposée par [Symonds et al., 1982] est étendue par [Schäffer, 1993].

Les ondes longues sont donc induites principalement par deux mécanismes générateurs : les interactions non linéaires au sein d'un groupe de vagues ainsi que la variation des positions de déferlements des vagues sur la plage. Ces deux mécanismes peuvent être vus comme un seul et même mécanisme qui débute par l'établissement d'une onde longue liée aux groupes de vagues et qui se propage avec eux puis qui est libérée sur les côtes, lors du déferlement. Néanmoins, ces ondes sont différenciées du fait des disparités dans leurs caractéristiques (e.g. de vitesse de propagation) et de leur capacité à interagir avec leurs environnements. Il est couramment admis que ces deux mécanismes de générations coexistent : la quantité d'énergie associée aux ondes longues libres ou liées peut être plus ou moins importante suivant la morphologie du site [Battjes, 2004]. Dans ces travaux, les auteurs cherchent à analyser les taux de croissance des vagues en eau peu profonde. Ils observent à l'aide d'un modèle physique que ces taux varient avec la fréquence de l'onde. Cette relation peut être transposable à une dépendance avec la pente du site : en effet, la fréquence induit une cambrure plus ou moins importante de l'onde. Or celle-ci va déterminer l'effet de la pente locale sur l'onde. Plus la cambrure va être importante, plus la pente locale va être "vue" par l'onde comme étant importante et donc avoir un effet de levage fort. Mais comme on l'a vu ci-dessus, la pente locale du site influe aussi sur la génération d'ondes libres par la variation des points de déferlements des vagues arrivant sur la côte. Cette génération croît avec une augmentation de la pente [List, 1992]. [Battjes, 2004] définissent donc une pente adimensionnelle notée β_n ((1.22)).

$$\beta_n = \frac{\tilde{h}}{w} \cdot \sqrt{\frac{g}{\tilde{H}}} \quad (1.22)$$

Où \tilde{h} est la pente caractéristique, w la pulsation de l'onde considérée, g l'accélération de la pesanteur et \tilde{H} la profondeur caractéristique.

Ce paramètre permet d'estimer l'importance relative du type d'onde infra-gravitaire dans l'environnement. On définit ainsi deux régimes en fonction de la valeur prise par β_n . Le régime de pente forte ("Steep Slope Regime"), atteint pour $\beta_n > 0.45$. Dans cette configuration, le processus de levage sur les ondes incidentes liées est faible (transfert d'énergie inefficace entre les vagues et les ondes infra-gravitaires). Ainsi les ondes libres générées lors du déferlement des groupes dominent la dynamique infragravitaire. En revanche pour des valeurs $\beta_n < 0.1$ la génération d'ondes libres dans la zone de déferlement est réduite et le levage des ondes liées se renforce. Dans ce cas, les ondes liées sont les sources principales d'énergie infragravitaire, on parle de "Mild Slope Regime".

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour discriminer le type d'ondes infragravitaires (libres ou liées), dans l'environnement d'une plage. Historiquement, Les premières observations d'ondes infra-

gravitaires ont été réalisées par des analyses de cross-corrélation entre les signaux des vagues au large et ceux enregistrés sur les plages ([Tucker, 1950], [List, 1992]). Plus récemment, [Moura and Baldock, 2017], ont montré que le suivi vidéo permet aussi d'établir le type d'onde présent sur la plage. Pour cela, les auteurs examinent les variations des points de déferlement et de la ligne de rivage. Mis au regard de la dynamique des vagues au large (enveloppe des groupes) et au niveau de la plage (séries temporelles des ondes infragravitaires), il est possible de déterminer quelle type d'onde est présent sur le site et d'évaluer les ratios d'énergie dans la bande basse fréquence suivant le type d'onde infragravitaire.

On peut noter que d'autres mécanismes peuvent intervenir comme source d'ondes basses fréquences. Par exemple, après le déferlement des vagues les ressauts hydrauliques peuvent interagir entre eux. La différence de vitesse entre deux ressauts proches permet à l'un de rattraper l'autre (ce phénomène met en lumière la limite de la théorie linéaire pour quantifier la vitesse des vagues dans le cas d'une profondeur très faible (phénomène de dispersion d'amplitude [Guza and Thornton, 1982].) On observe alors une diminution du nombre de front d'onde due à la fusion des ressauts de proche en proche [Senechal et al., 2001] (Figure 1.11). Cette observation a aussi été faite numériquement [Bonneton and Dupuis, 2000] et expérimentalement [Tissier et al., 2015].

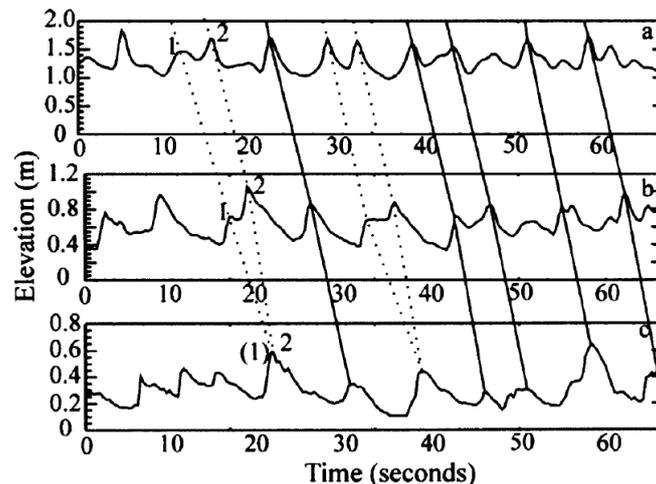


FIGURE 1.11 – Mesure de l'élévation de la surface libre le long d'une ligne transversale au moyen de trois capteurs de pression sur la plage de Truc Vert (profondeur décroissante a-b-c). Les mesures mettent en évidence des observations d'appariement des fronts d'onde (lignes pointillées). [Senechal et al., 2001]

Les ondes longues peuvent aussi être responsables de phénomène de seiche (résonance d'une onde dans un bassin semi-ouvert), notamment dans les ports, mais aussi sur les sites naturels comme les plages de poche. En effet, dans ce type d'environnement (plage limitée dans la direction parallèle à la côte par des éperons rocheux), [Ozkan-Haller et al., 2001] montre qu'une onde de bord ("edge wave") peut être soumise à un phénomène de résonance dans le bassin de la plage. Les amplitudes des ondes infragravitaires augmentent sous l'effet de résonance et peuvent alors atteindre des amplitudes significatives ($\mathcal{O} \sim 1$ m).

A la suite des travaux menés par [Munk, 1949] et [Tucker, 1950], l'observation de fluctuations basses fréquences, appelées ondes infragravitaires, a été faite par de nombreuses équipes de recherche et sur des sites variés. La dynamique des ondes infragravitaires est étudiée sur des sites naturels (e.g. [Huntley, 1976], [Huntley et al., 1981], [Beach and Sternberg, 1988], [Okhiro et al., 1992]), mais aussi sur des

modèles physiques (e.g. [Hansen and Svendsen, 1974], [Bowen and Guza, 1978], [Barthel et al., 1983], [Kostense, 1984], [Baldock et al., 2011]), ou bien encore à l'aide de modèles numériques ([van Dongeren et al., 1996]).

Il est couramment admis qu'il existe plusieurs types d'ondes infra-gravitaires (libres, liées, ondes de bords) aux comportements différents et donc ayant des conséquences diverses sur la dynamique littorale [Bertin et al., 2018]. Cela a permis de confirmer les théories développées jusqu'ici et de classifier les différents types d'ondes longues (Tableau 1.2). En effet, suivant les conditions environnementales (essentiellement la bathymétrie des sites) les ondes longues peuvent se propager différemment et prennent alors des caractéristiques particulières.

TABLE 1.2 – *Caractéristiques des différents type d'ondes infra-gravitaires.*

	Processus générateur	Caractéristiques
Onde liée	Interactions vague à vague au sein d'un groupe de vague	λ = longueur des groupes Se propage à la vitesse des groupes générateurs
Onde libre (« leaky wave »)	Déferlement des groupes de vague	λ = longueur des groupes Se propage à la vitesse de phase
Onde de bords (« edge wave »)	Effet 3D (bathymétrie) Processus de réflexion-réfraction des ondes libres	Caractéristiques liées à la topographie du site Se propage à la vitesse de phase
Onde stationnaire	Interaction entre les ondes libres se propageant vers le large et les ondes liées incidentes	Caractéristiques liées à la topographie du site

1.2.4.2 Influence et rôle des ondes infragravitaires en environnement littoral

De nombreuses d'études (e.g. [Beach and Sternberg, 1988], [Ruessink et al., 2000], [Aagaard and Greenwood, 2008], [Baldock et al., 2010], [de Bakker et al., 2016a]) mettent en avant le rôle des ondes infragravitaires sur la morpho-dynamique des plages sableuses. Leur rôle est important comme agent du transport sédimentaire, qui peut être dirigé vers le large [Russell, 1993], ou vers la côte [Smith and Mocke, 2002]. La magnitude et la direction des transports peuvent être très variables selon les études.

Il semble que ces transports sédimentaires se font en synergie avec les vagues courtes qui mettent en suspension les sédiments lors des déferlements notamment, puis sont transportés par l'action des vagues longues [Beach and Sternberg, 1988]. Du fait de leurs grandes longueurs d'ondes, l'advection de ces sédiments peut se faire sur de grandes distances [Aagaard and Greenwood, 2008]. Le transport peut se faire vers le large ou bien vers la plage, selon le déphasage existant entre les deux types d'ondes. C'est donc une action conjuguée des vagues courtes et des ondes infra-gravitaires qui génère les flux sédimentaires sur la plage [de Bakker et al., 2016a]. Les ondes infragravitaires peuvent donc partici-

per activement à la formation des structures sédimentaires, comme les croissants de plage ([Dehouck, 2006b], [P. Ferrer, V. Rey, R. Certain, 2006]) ou bien les barres sableuses, [Degryse et al., 2001].

Les ondes infragravitaire possède une cambrure très inférieure à celles des vagues gravitaires. De ce fait la dissipation de l'énergie par le fond est beaucoup plus importante pour les ondes gravitaires. Ainsi, en haut de plage, les vagues gravitaires sont largement dissipées. Les ondes infragravitaires jouent donc un rôle important dans la dynamique de la zone de jet de rive, et même dans certains cas peuvent contrôler cette dynamique. Les conditions de dominances sont généralement liées à la morphologie du site (plage dissipative, e.g. [Holman and Sallenger, 1985], [Ruessink et al., 1998], [Ruggiero et al., 2001]), mais peuvent aussi avoir lieu sur les plages intermédiaires et réfléchives, lorsque les conditions sont suffisamment énergétiques e.g. [Vousdoukas et al., 2012]. La morphologie en haut de plage est contrôlée par la quantité d'énergie présente dans cette zone ([Dehouck, 2006a], [Almar et al., 2016]) et donc dépend du taux de réflexion des ondes au niveau de l'interface de la plage. Du fait de leurs caractéristiques (e.g. cambrure faible, grande longueur d'onde) les ondes longues n'interagissent pas de la même façon avec la plage que les vagues. En particulier, la réflexion de ces ondes à la côte est supérieure à celle des ondes courtes. L'apport d'énergie peut avoir pour conséquence une augmentation des niveaux d'eau à l'interface terre-mer. Cette énergie peut aussi être transférée en énergie cinétique et impacter les courants de retour des nappes de retrait. Enfin, des phénomènes de dissipation des ondes infragravitaires peuvent intervenir selon différents processus : via le déferlement des ondes infragravitaires [de Bakker et al., 2014] ou bien via des interactions entre les vagues (transfert d'énergie vers les hautes fréquences) [de Bakker et al., 2016b] mais ces processus ne sont pas aujourd'hui encore bien compris.

1.3 Dynamique des niveaux d'eau

On définit 3 niveaux d'eau sur une plage. Ce sont les niveaux de marées ("SWL"), le niveau d'eau moyen tenant compte de l'influence des vagues ("MWL") et le niveau d'eau instantané (Figure 1.12).

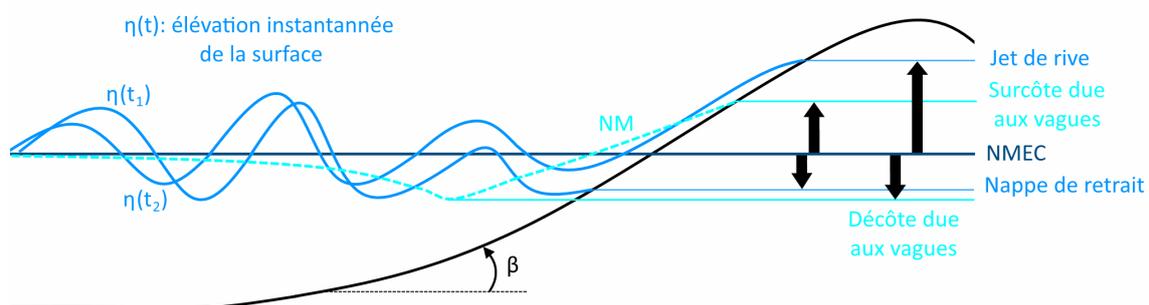


FIGURE 1.12 – Définitions des niveaux d'eau caractéristiques observés sur les plages.

Le MWL est minimum dans la zone de déferlement, on parle de décôte due aux vagues ("wave set-down") et maximum à l'interface terre-mer, c'est la surcôte due aux vagues ("wave-setup"). Le niveau d'eau instantané sur le rivage consiste en un mouvement de va-et-vient en fonction des vagues incidentes. On parle de jet de rive lorsqu'il est maximum ("wave-runup") et de nappe de retrait lorsqu'il est minimum ("wave run-down"). La zone de balancement du niveau d'eau instantané est la zone de jet de

rive ("Swash Zone").

1.3.1 Le niveau moyen d'eau calme ("SWL")

Le niveau moyen d'eau calme (noté NMEC ici, "Still Water Level", en anglais) est le niveau moyen atteint par la surface libre en l'absence de vague. On prend en compte les phénomènes de longues périodes comme les marées ou bien les ondes de tempête [Simm et al., 1996]. On distingue deux niveaux de marées, elles sont astronomiques et atmosphériques. Le phénomène de marée astronomique est une variation du niveau marin induit par l'attraction des corps célestes (la Lune et le Soleil principalement) ainsi que par la rotation du système Terre-Lune autour de son barycentre. Sous l'effet de l'attraction gravitationnelle et des forces centrifuges, les masses d'eau à la surface du globe se déforment et se déplacent. On a alors la formation de courant, dit de marée et d'une variation du niveau d'eau selon les cycles lunaires et solaires. Ainsi les marées astronomiques sont un phénomène périodique [Simon and Gonella, 2007]. La marée atmosphérique est induite par les variations météorologiques. Une dépression caractérisée par une pression atmosphérique faible ($P < 1013 \text{ hPa}$), aura pour conséquence une augmentation du niveau marin, on parle alors de surcôte atmosphérique. Inversement, lorsque les pressions sont élevées (épisode anticyclonique, $P > 1013 \text{ hPa}$), le niveau marin subira une diminution. On parle alors de décôte. Les marées atmosphériques ont habituellement des ordres de grandeurs décimétriques [Bouligand and Tabeaud, 2000]. Par la suite, lorsque l'on parlera du niveau de marée, on ne fera pas la distinction entre ces deux types de marées.

1.3.2 Le niveau moyen ("MWL")

Le niveau moyen (NM, "Mean Water level" en anglais) est le niveau d'eau moyen atteint par la surface libre. Il diffère du niveau moyen d'eau calme dans la mesure où tous les phénomènes impactant la surface libre (vague, courant, flux de masse, etc.) sont pris en compte (Figure 1.12). Comme nous l'avons vu à la section 1.2.1, l'action des vagues induit une modulation du niveau d'eau afin d'équilibrer le bilan des forces sur une section normale à la propagation des vagues. Au niveau de la ligne de rivage, on parle de surcote due aux vagues ("wave-setup").

1.3.3 Le jet de rive ("Wave runup")

Le jet de rive (que l'on note R) est le niveau atteint par la nappe d'eau qui se propage sur un rivage sous l'impulsion d'une vague déferlante. C'est le niveau maximal atteint par l'eau de mer sur le rivage. L'élévation du jet de rive est donnée par la différence entre le niveau maximal et le NMEC. Sous l'effet de la gravitation, le jet de rive se retire vers la mer et forme une nappe de retrait (Figure 1.12). Il est courant de fixer un jet de rive excédentaire (noté $R_{x\%}$) qui contient les valeurs de jet de rive des $x\%$ événements les plus importants en amplitude. La définition de ces niveaux caractéristiques permet de réaliser des études statistiques sur les risques de submersion et de protection des littoraux. On calcule ainsi les périodes de retour d'un niveau excédentaire pouvant impacter la côte. A noter que le niveau de surcôte due aux vagues est la moyenne temporelle des niveaux de jet de rive (généralement calculée

sur 10 minutes, *e.g.* [Stockdon et al., 2006]).

1.3.4 Dynamique des niveaux d'eau sur les plages

Au niveau des plages, les niveaux d'eau sont des agents morphogènes importants. Ils induisent une érosion des structures sédimentaires en haut de plage ([Ruggiero et al., 2001], [Sallenger Jr, 2000]) et sont les principaux responsables des évolutions du profil de plage [Elfrink and Baldock, 2002], notamment car ils induisent des courants de retour associés à un cisaillement sur le fond très important [Soulsby, 1997] et donc potentiellement responsables de transferts sédimentaires ([Puleo et al., 2000], [Masselink and Hughes, 1998]). De même, le niveau de surcote due aux vagues observée à la côte, joue un rôle primordial à l'interface terre-mer. Le wave-setup est une modulation basse fréquence induite par les vagues, au niveau de la ligne de rivage. Ce niveau d'eau est impliquée dans la morpho-dynamique du haut de plage. Les niveaux d'eau sur les plages ont été abondamment étudiés au cours des dernières années (*e.g.* [Stockdon et al., 2006], [Suanez et al., 2015], [Passarella et al., 2018], [Sallenger Jr and Holman, 2018]), avec comme objectif une paramétrisation des niveaux d'eau en fonction des paramètres environnementaux, comme le forçage des vagues au large. Les premières études proposant une relation entre les niveaux atteints par le jet de rive [Miche, 1951] ou par le wave-setup [Bowen et al., 1968], ont été faites en milieux contrôlés. Ces formulations associent les niveaux d'eau avec le forçage des vagues incidentes ($R, \eta = \alpha \cdot H_s$, [Miche, 1951], [Bowen et al., 1968]). Néanmoins la confrontation de ces formulations avec des mesures réalisées sur des sites naturels a montré qu'elles sous-estimaient ces niveaux (*e.g.* [Hunt, 1959], [Battjes, 1974]). La prise en compte des paramètres morphologiques du site est nécessaire (*e.g.* [Holman and Sallenger, 1985], [Stockdon et al., 2006]).

Au cours de années 80, l'utilisation de caméra comme instrument de mesure des niveaux d'eau sur les plages a permis une intensification des études. Ainsi la dynamique des niveaux d'eau a pu être étudiée sur des sites très variés : des plages au profil réfléchif, intermédiaire et dissipatif ([Guza et al., 1985], [Holman and Sallenger, 1985], [Guedes et al., 2011], [Ruggiero et al., 2004]) en environnement tidal différent et sous des conditions plus ou moins énergétiques [Senechal et al., 2011]. Ces études ont montré de bonnes corrélations entre les niveaux d'eau et les paramètres environnementaux. Les formulations empiriques proposées sont différentes d'un site à l'autre. Elles dépendent généralement de plusieurs variables (*e.g.* $H_m0, \lambda_0, \beta, \zeta_0$) et dépendent de façon différentes de H_s (linéaire ([Bowen et al., 1968], [Holman and Sallenger, 1985]), en loi de puissance [Yanagishima and Katoh, 1990] ou bien hyperbolique [Senechal et al., 2011]).

[Huntley et al., 1977] en s'intéressant à la forme des spectres associés aux fluctuations des niveaux d'eau suggère que la forme des spectres reste similaire d'un site à un autre. Autrement dit, le spectre des fluctuations dans la zone de swash semble universel. C'est en effet ce que l'on observe dans la bande gravitaire du spectre, avec une décroissance caractéristique de l'énergie en fonction de la fréquence (f^{-4}). Cette observation est liée au fait que les vagues gravitaires saturent dans la zone de jet de rive. L'énergie dans la bande gravitaire ne varie plus même si les conditions énergétiques augmentent. Dans le cas des ondes infragravitaires, leur énergie continue à croître dans la zone de jet de rive avec l'intensification de l'énergie incidente. D'où le fait d'une dominance généralement observée des ondes infragravitaires sur la dynamique du jet de rive. Néanmoins, sous de très fortes conditions énergétiques, une saturation

des ondes infragravitaires a aussi été observée ([Senechal et al., 2011]). Ces observations ont été confirmées par [Hughes et al., 2014] qui ont mis en lien l'état morpho-dynamique de différents sites d'études (*i.e.* réfléchif, dissipatif) avec la forme du spectre de swash. Dans cette étude, les auteurs ont développé la classification de [Masselink and Short, 1993] pour la morpho-dynamique dans la zone de jet de rive en y incorporant les différentes formes de spectres de swash observées et les éléments morphologiques correspondants, observés sur les sites d'études.

Les formulations les plus utilisées pour prédire les niveaux d'eau atteint dans la zone de jet de rive sont actuellement celles proposées par [Stockdon et al., 2006]. Dans cette étude, les auteurs étudient 10 sites. Les meilleures formulations obtenues lors de cette étude lient le niveau de jet de rive (excédentaire à 2%, $R_{2\%}$) avec le nombre d'Iribarren (ζ_0). D'un point de vue appliqué, les niveaux peuvent notamment servir d'indicateur pour retracer les courbes de niveaux sur une plage. Ainsi la modélisation des niveaux d'eau sur la plage en fonction des paramètres environnementaux peut alors permettre d'associer à chaque courbe de niveaux une élévation [Holman et al., 2013]. Cela nécessite des formulations correctes des niveaux d'eau pour le site étudié. Dans des environnements peu énergétique ces formulations peuvent être particulièrement simples et introduisent une erreur minimale (*e.g.* [Didier et al., 2017]). Il a été montré que pour des sites liés à une dynamique plus importante, notamment pour des sites macrotidaux où la position du rivage fluctue avec le temps, les formulations usuellement utilisées (*i.e.* [Stockdon et al., 2006]) sont inadaptées ([Bergsma et al., 2016], [da Silva et al., 2017]).

La dynamique présente dans la zone de jet de rive, malgré l'abondante littérature sur le sujet, reste couramment citée comme un des enjeux scientifiques de la dynamique des plages sableuses.

1.4 Synthèse

Les plages sableuses évoluent de façon dynamique avec leur environnements. Les variations morphologiques observées sur un site sont le résultats d'un nombre important de processus hydrodynamiques dont le moteur principal est les vagues incidentes. Celles-ci modulent les niveaux d'eau, mettent en suspension les sédiments et génèrent des transports. L'environnement d'une plage, comme la variabilité à long terme du climat de vague et le marnage, détermine ses caractéristiques principales (leurs géométries et la forme moyenne de leurs profils de plage). Les variations de plus petites échelles spatio-temporelles, c'est-à-dire les évolutions des profils de plage autour du profil moyen, résultent des interactions entre la morphologie de la plage et les processus hydrodynamiques (vagues, courants et niveaux d'eau). Il est parfois difficile d'identifier et d'isoler le processus principal générant ces évolutions. De par son impact sur l'ensemble des processus hydrodynamiques, la pente locale est un paramètre de contrôle de la morpho-dynamique des plages.

Points clefs :

- Les plages sableuses sont le siège de nombreux processus hydrodynamiques. Des phénomènes de rétro-actions entre ces processus et la morphologie de la plage se mettent en place, ce qui entraîne un équilibre dynamique entre la plage et le forçage incident.
- La pente locale d'une plage est un paramètre particulièrement important du fait de son influence sur l'ensemble des processus hydrodynamique (*i.e.* de la dynamique des vagues, des courants et des niveaux d'eau). On distingue les plages avec un profil dissipatif de celles possédant un profil réfléchif. Les plages intermédiaires possèdent un profil de pente variable, présentant des caractéristiques mixtes.
- Les plages intermédiaires sont généralement présentes dans les environnements dominés par la marée et où les conditions de vagues sont modérées. Ces plages sont caractérisés par la présence d'une brisure de pente le long de leur profil. De ce fait elles sont particulièrement intéressantes pour étudier l'impact de la pente sur les processus hydrodynamique et la morpho-dynamique des plage qui en découle.
- Les transferts sédimentaires, responsables de variations morphologiques, sont difficiles à caractériser au sein d'une plage sableuse. Pour prévoir les évolutions futures des plages, l'utilisation de modèles numériques peut s'avérer nécessaire. La dynamique des plage reste encore mal comprise ce qui implique l'utilisation de modèles empiriques dans ces modèles et limitent leurs capacités.

La plage de Porsmilin

Sommaire

2.1	Description du site	58
2.2	Conditions hydrodynamiques	60
2.3	Base de données	64
2.4	État des connaissances sur le site de Porsmilin	66
2.5	Les campagnes du projet DYNATREZ	68
2.5.1	Objectifs des campagnes	68
2.5.2	Instrumentation	69
2.5.2.1	Profils de plages et mesure DGPS	72
2.5.2.2	Lidar profileur	72
2.5.2.3	Topographie et bathymétrie	73
2.5.2.4	Mouillage	74
2.5.2.5	Capteur de pression	74
2.5.2.6	Courantomètre	75
2.5.2.7	Système mono-vidéo	77
2.5.2.8	Système stéréo-vidéo	77
2.5.3	Observations générales et conditions de campagne	78
2.6	Synthèse	79

Dans ce chapitre, le site de Porsmilin est présenté. La plage de Porsmilin est un site-atelier du SOERE "Trait de Côte" porté par trois universités, dont celle de Brest. Depuis 2015, la plage de Porsmilin est incorporée au SNO "DYNALIT¹" porté par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). Elle fait donc l'objet d'un suivi régulier, initié depuis une quinzaine d'années par le laboratoire Géoscience Océan et le laboratoire GEOMER-LETG de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). Les campagnes de mesure qui ont été menées dans le cadre du projet DYNATREZ et de mes travaux de thèse sont décrits. On s'attachera notamment à décrire les stratégies de déploiements des divers instruments.

2.1 Description du site

La plage de Porsmilin constitue le site d'étude principal des travaux de thèse. La plage est située sur la commune de Locmaria-Plouzané dans le département du Finistère (Figure 2.1).

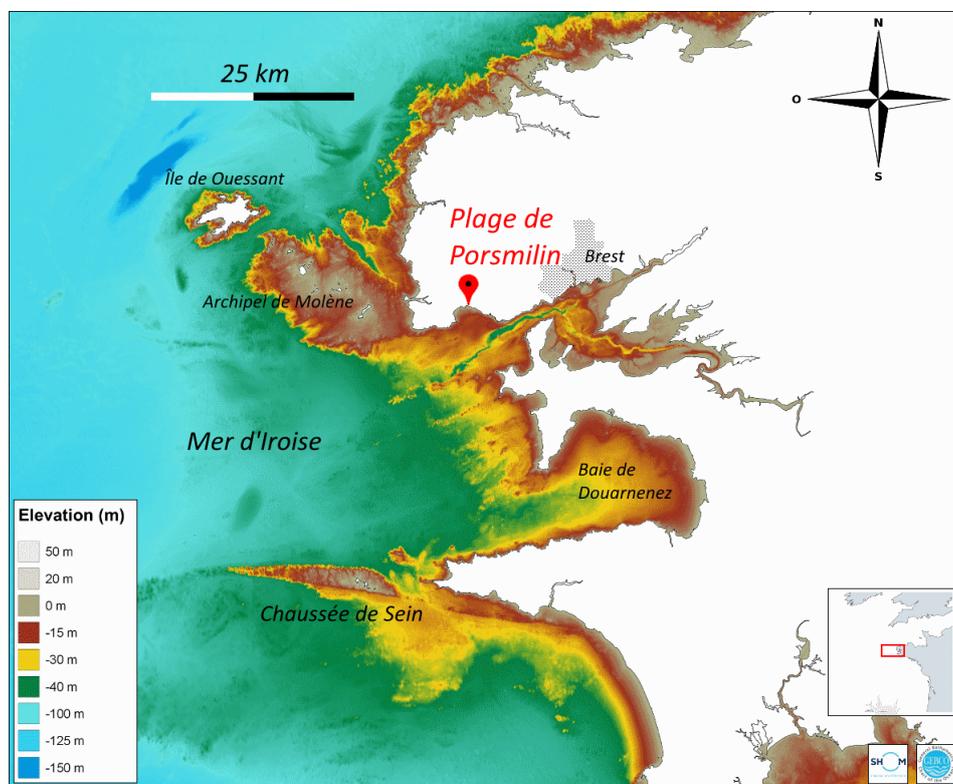


FIGURE 2.1 – Localisation et caractéristiques environnementales de la plage de Porsmilin. Données bathymétriques du SHOM, Projet HOMERIN, 2015.

La plage est située dans la mer d'Iroise, une mer bordière de l'Atlantique Nord. Du fait de sa riche bio-diversité marine, notamment de vastes champs d'algues, elle est le siège du Parc naturel marin d'Iroise, un des premiers parcs marins de France. La typologie océanographique régionale présente de nombreuses îles (d'Ouessant, de Molène et de Sein pour les principales) et d'ilots (formant par exemple l'archipel de Molène), de haut fonds (notamment la chaussée de Sein et la chaussée du Four) et de passes (le raz de Sein ou encore le passage de Fromveur). La bathymétrie y est relativement faible : 90 % des eaux ont une profondeur ne dépassant pas 100 m. Les gradients de bathymétrie peuvent être cependant très importants, ce qui a pour conséquence la formation de courants de marées puissants.

1. DYNamique LITtorale, <https://www.dynalit.fr/>

On a par exemple au niveau de la chaussée de Sein des courants de marée pouvant dépasser les 8 noeuds lors du flot des grandes marées [Rouch and Rouch, 1961]. La zone est régulièrement le siège de tempêtes hivernales avec environ une dizaine d'évènements par an, venant principalement de l'ouest. Ces tempêtes sont généralement générées par une accentuation des vents d'ouest en hiver lors d'une Oscillation Nord-Atlantique² (ONA) positive ([Dodet et al., 2010] ; [Castelle et al., 2018]). La période de retour est d'environ 5 ans pour une hauteur significative de vague dépassant 11 mètres. La plus haute vague enregistrée par la bouée des Pierres Noires, en fonction depuis 2005 et située au sud de l'Archipel de Molène (Figure 2.1), a pratiquement atteint 19 mètres lors d'une tempête ayant eu lieu en février 2014 (Base de donnée CANDHIS/CEREMA). Ces conditions font de la mer d'Iroise une zone de navigation relativement dangereuse et a été le siège de nombreux échouages et d'accidents. Cependant, la houle incidente dans la baie de Bertheaume est préalablement réfractée par la présence des nombreuses îles et îlots au large (Figure 2.1).

Située dans l'anse de Bertheaume, la plage de Porsmilin est une plage de poche sableuse de petite dimension. L'extension maximale de l'estran est d'environ 200 mètres de large sur 200 mètres de long. Elle est limitée dans la largeur par deux caps rocheux et dans sa longueur par un talus dunaire (Figure 2.2).

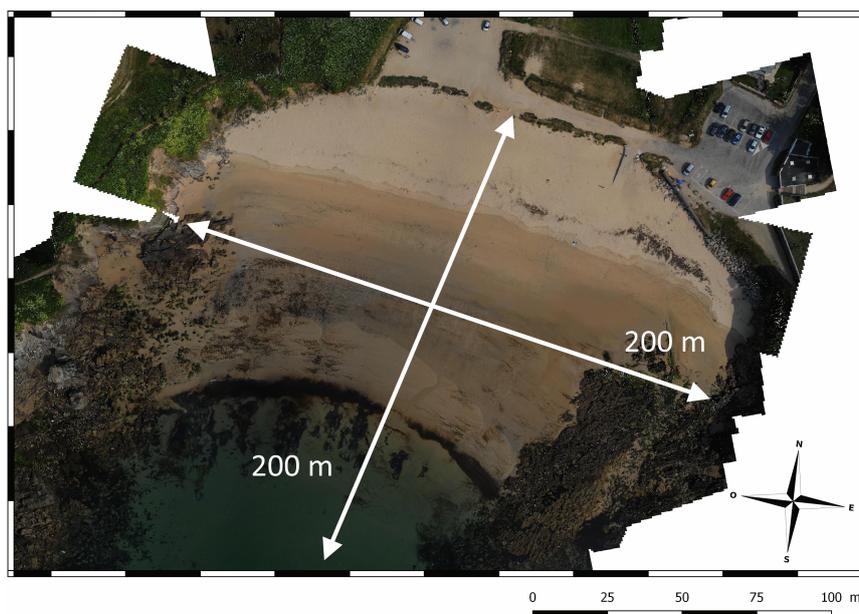


FIGURE 2.2 – Caractéristiques géométriques de la plage de Porsmilin. La plage est de petite dimension avec une zone intertidale s'étendant sur 200 m de long et de large.

Les caps rocheux sont des falaises d'orthogneiss très altérées et fracturées d'une hauteur moyenne atteignant 20 mètres [Letortu et al., 2017]. Du fait de ces caractéristiques, la plage se classe comme une plage de poche et de fond d'anse ("embayed pocket beach" en anglais). Comme il est souvent observé sur ce type d'environnement, une zone humide se développe à l'arrière plage avec la présence, par le passé, d'un moulin à marée (d'où le nom de la plage, 'Pors', plage/crique et 'Milin' du moulin en breton) ainsi que de pré-salés.

Les valeurs médianes de taille de sédiment (notées d_{50}) ont été récemment mesurées sur l'ensemble du profil transversal de la plage (~ 200 m). La plage présente un profil granulométrique plutôt uni-

2. L'Oscillation Nord-Atlantique caractérise la dynamique océan-atmosphère du nord-est de l'Atlantique.

modal, contrairement à ce qui est souvent observé sur les plages avec terrasse de basse mer (Figure 2.3). La valeur modale ainsi que la moyenne des d_{50} se situent à 320 μm , en accord avec les mesures réalisées par [Dehouck, 2006b]. On observe une plus forte variabilité de la taille du grain en milieu de plage, avec une alternance de sédiments plus grossiers ($d_{50} \sim 600 \mu\text{m}$).

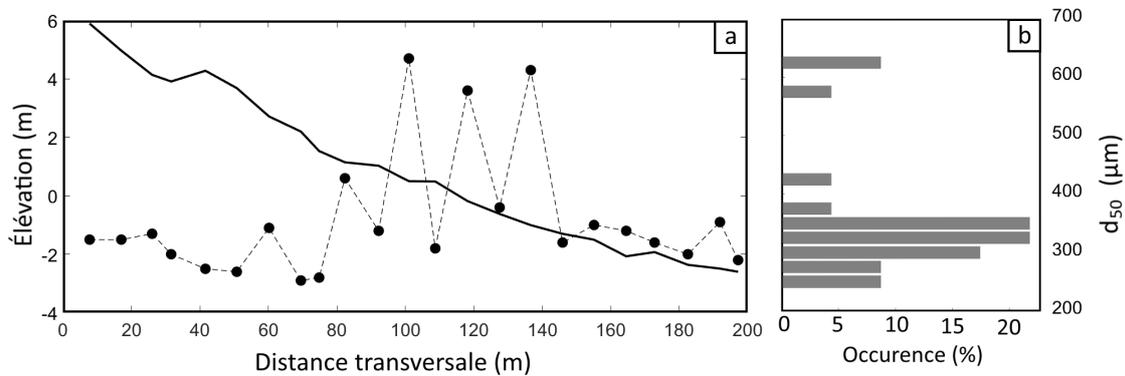


FIGURE 2.3 – Variabilité transversale de la taille des sédiments et distribution des valeurs médianes sur le site de Porsmilin. [a] : profil de plage (ligne noire) et profil granulométrique (ligne pointillée et cercle noir). [b] : Distribution des valeurs médianes d_{50} . Les mesures sont faites sur un total de 23 échantillons.

2.2 Conditions hydrodynamiques

Le site est relativement bien protégé des tempêtes de l'Atlantique Nord. La plage de Porsmilin est soumise à une houle venant majoritairement du Sud-Sud-Ouest, fortement dissipée par le frottement au fond dû à la faible bathymétrie. Ainsi les conditions énergétiques impactant directement la plage sont relativement modérées (Figure 2.4).

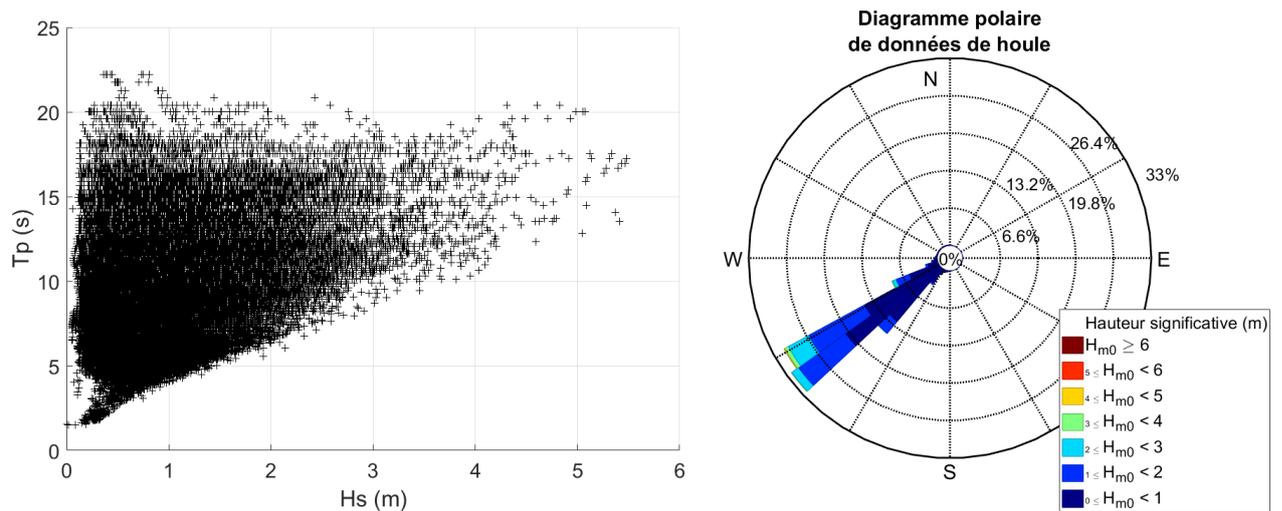


FIGURE 2.4 – Conditions de vague au large de Porsmilin (données WaveWatch III © (Norgas-UG, nœud n°47543, profondeur de 20 mètres et donnée représentative de la période 2008-2015). À gauche : relation entre les hauteurs significatives au large et les périodes pics. À droite : rose des houles.

La moyenne annuelle des hauteurs significatives des vagues au large (~ 2 km) de la plage est de 0.9 m (modèle WaveWatch III©). La distribution statistique des hauteurs significatives suit une loi de Rayleigh,

avec comme valeur modale 0.4 m. On note tout de même que lors d'un campagne de mesure menée en 2013, des vagues dépassant 4 m ont été enregistrées près de la côte. Lorsque de telles conditions sont réunies, la plage peut subir des changements dramatiques (Figure 2.5).



FIGURE 2.5 – Impact sur le site de Porsmilin de la tempête Petra qui a touché les côtes bretonnes en février 2014. Cette tempête a été particulièrement violente avec au large de la plage, une houle de près de 5 m et de direction Sud-Ouest (données WaveWatch III©).

Les marées sont macrotidales dans cette zone, avec un marnage moyen en période de vives eaux atteignant 5.7 m (SHOM, 1994). Les courants de marée sont orientés Nord-Est / Sud-Ouest dans l'anse de Bertheaume (SHOM, 1994) pour le flot et le jusant respectivement. On observe une intensité maximale à mi-flot et mi-jusant, de l'ordre 0,4 m/s dans l'anse en période de vives- eaux [Dehouck, 2006a].

En s'appuyant sur les précédentes études menées sur le site de Porsmilin, il est possible de déterminer quelques grandeurs caractéristiques couramment utilisées en dynamique du littoral (décrites au chapitre 1, Tableau 1.1). L'ensemble de ces variables est calculé pour le site de Porsmilin selon diverses sources d'informations (que ce soient des mesures *in situ*, issues d'un modèle numérique ou bien de références bibliographiques, Figure 2.1). Les valeurs moyennes liées à l'hydrodynamique sont calculées à partir des sorties du modèle WaveWatch III© sur la période 2008-2015. Les valeurs modales correspondent au maximum de distribution statistique observée pour la variable considérée.

En fonction des valeurs prises par ces grandeurs, on peut donc donner quelques caractéristiques pour le site de Porsmilin :

- Les conditions incidentes sont moyennement énergétiques et associées à un marnage important. Le site est fortement influencé par la marée (RTR presque toujours supérieure à 3),
- D'après la classification des plages proposée par [Masselink and Short, 1993], la plage de Porsmilin est une plage avec terrasse de basse mer ($RTR > 7$ et $\Omega < 2$). Ce type de plage est notamment caractérisée par un profil de plage possédant une rupture de pente. La partie haute de la plage étant plus pentue et donc plus réfléchive que la partie basse, dissipative,
- Le déferlement des vagues est de type glissant en bas de plage ($\epsilon < 20$, et $\zeta_0 < 0.4$) et plongeant en haut de plage ($2.5 < \epsilon < 20$ et $0.4 < \zeta_0 < 1$),
- La plage de Porsmilin ne possède pas de barre sableuse pérenne ($B^* < 20$),
- Selon [Short et al., 1996], Porsmilin est une plage de fond d'anse possédant un degré d'échancrement fort ($\delta' < 8$) : la circulation des courants dans la zone de déferlement et de jet de

rive est fortement perturbée par la géométrie du site. La circulation est circulaire et la présence de méga-rips est possible. Selon [Castelle and Coco, 2012], c'est une plage présentant un degré d'échancrement moyen ($8 < \delta < 19$) caractérisant une circulation transitoire, avec la possibilité de développement de courant sagittaux d'intensités modérées.

Il est maintenant intéressant de vérifier, sur la base des mesures et des observations faites sur le site, si ces caractéristiques sont bien présentes. En ce qui concerne la typologie de la plage, le profil observé à Porsmilin est effectivement typique des plages intermédiaires, avec une terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace", dénommé LTT pour la suite) décrites par [Masselink and Short, 1993]. On parle de plage avec une terrasse de basse mer, du fait de la faible pente mesurée en bas de plage et donc lors des basses mers. Le haut de plage est caractérisé par un profil réfléchif (en moyenne $\beta = 0.08$ sur 11 ans) et le bas de plage par un profil dissipatif ($\beta = 0.02$) (Figure 2.6).



FIGURE 2.6 – Profil de la plage du site de Porsmilin. La plage présente un profil réfléchif en haut de plage et dissipatif en bas de plage.

De ce fait, on observe bien un déferlement plongeant en haut de plage et un déferlement moins énergétique en bas de plage, sans pour autant être caractérisé de glissant comme on peut l'observer sur les plages dissipatives. On observe, de temps à autre, une barre sableuse intertidale de faible amplitude ($\mathcal{O}(10\text{ cm})$) sur le niveau des basses mers et de plus grande amplitude ($\mathcal{O}(1\text{ m})$) sur le niveau des hautes mers [Dehouck, 2006a]. Ces barres sableuses ne sont pas présentes tout le temps, ce qui est bien en accord avec la valeur de B^* obtenue pour Porsmilin. La plage présente aussi des formations sédimentaires en haut de plage comme des croissants de plage ou bien des bermes sableuses [Dehouck, 2006b]. À ma connaissance, il n'existe pas de mesure des courants dans l'environnement proche de la plage (ou au sein de la cellule de la plage) permettant de vérifier les conditions de circulation indiquée par le paramètre δ et δ' . Néanmoins, il semble que le régime de circulation indiqué par le paramètre δ [Castelle and Coco, 2012] correspond mieux à ce que l'on observe à Porsmilin. En effet, on constate l'apparition de courants sagittaux mais pas de façon régulière et d'intensité qui semble modérée (visuellement, le panache du courant sagittal ne se développe pas au-delà d'une dizaine de mètres).

Dans l'ensemble, les caractéristiques données par l'analyse des grandeurs théoriques sont bien en accord avec les observations *in situ*.

Nombre	dimension	valeur	commentaire
HYDRODYNAMIQUE			
H_{m0}	m	0.92 0.40	Hauteur spectrale des vagues Moyenne Modale
T_p	s	10.85 7.70	Période pic du spectre Moyenne Modale
$T_{m0,-1}$	s	8.1 12.2	Période spectrale moyenne Moyenne Modale
DIR	°	214 216	Direction principale Moyenne Modale
λ_0	m	102	Longueur d'onde au large $\lambda_0 = 1.56 * T^2$
H_b	m	1.35 0.68	Hauteur des vagues au déferlement Moyenne Modale Komar et Gaughan 1972 : $\frac{H_b}{H_0} = 0.56 * (\lambda_0/H_0)^{1/5}$
MSR	m	5.7	Marnage moyen en période de vive-eaux ³ SHOM, 1994
RTR	[]	4.3 8.4	Marnage relatif Moyenne Modale
\bar{U}_{STC}	m.s ⁻¹	0.4	Courant de marée moyen lors des vive-eaux (Anse de Bertheaume) SHOM, 1994
γ	[]	0.70 0.60	Critère de déferlement : $\gamma = \frac{H_b}{h}$ Moyenne Modale
MORPHOLOGIQUE			
β	[]	0.05 0.02 0.08	Pente de la plage Bas De Plage (BDP) Haut De Plage (HDP) D'après les profils de plage relevés sur 11 ans
d_{50}	µm	320	Diamètre médian des sédiments Dehouck, 2006
ω_s	m.s ⁻¹	0.19 0.24	Vitesse de chute des sédiments Soulsby 1997 $\omega_s = \frac{v}{d_{50}} * [\sqrt{10.36^2 + 1.049 * D_*^3} - 10.36]$ Van Rijn 1984 $\omega_s = 1.1 * \sqrt{(s-1) * g * d_{50}}$ $s = \frac{\rho_{sediment}}{\rho_{eau}}$
Ω	[]	0.88 0.44	Vitesse de chute adimensionnelle Moyenne Modale
ξ_0	[]	0.21 0.85	Nombre d'Iribarren HDP BDP
ε	[]	12 200	Surf scaling parameter HDP BDP
B^*	[]	8	Paramètre des barres sableuses Short et Aagaard (1993)
δ' δ	[]	5.6 14.7	Degré d'échancrement de la plage Short, 1996 Castelle et al., 2012

TABLE 2.1 – Valeurs prises par les grandeurs caractéristiques (présentées au chapitre 1.1), pour le site de Porsmilin. Lorsque ce n'est pas précisé, les données hydrodynamiques sont issues de la sortie du modèle WaveWatch III©, (configuration Norgas-UG, nœud n°47543, profondeur de 20 mètres pour la période 2008-2015). Les données morphologiques sont issues de l'analyse de profils de plage obtenus mensuellement et quotidiennement lors des 14 dernières années (2003-2016, 215 profils de plage). La référence de niveau séparant le bas de plage du haut de plage est choisie comme étant le niveau moyen des pleines mers de mortes-eaux.

2.3 Base de données

Dans le cadre des différents projets auxquels elle est attachée, la plage de Porsmilin est régulièrement suivie. Plusieurs études ont pu être menées sur différents aspects du site et aident à la compréhension générale de la dynamique présente sur la plage (Figure 2.8). Par ailleurs, la plage de Porsmilin a servi de site test pour le développement et l'amélioration de différentes méthodes de suivi littoral [Jaud, 2011].

Tout au long de l'année, des mesures de profil de plage sont réalisées, grâce à un capteur de positionnement GPS et à travers des relevés topographiques 3D de la plage via un LiDaR terrestre (TLS). Enfin des relevés bathymétriques de l'environnement proche de la plage sont réalisés à l'aide d'un sondeur multi-faisceaux. On dispose actuellement de 15 années de relevés mensuels de profil de plage.

Évolution saisonnière du profil de plage

L'ensemble des données de profil de plage permettent d'établir les caractéristiques morphologiques de la plage sur le long terme (Figure 2.7).

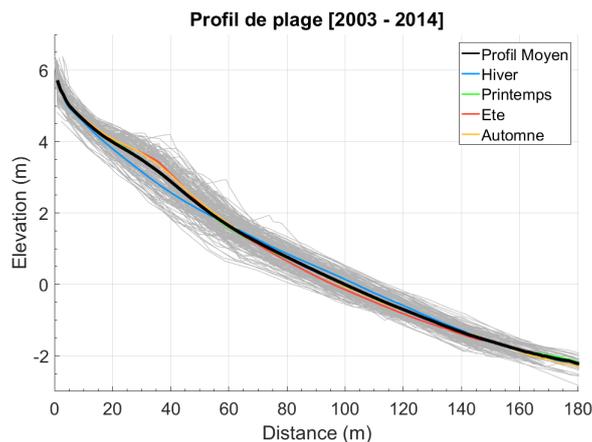


FIGURE 2.7 – Évolution des profils du milieu de plage, sur la période 2003-2014. Les profils moyens saisonniers sont indiqués (Hiver : Décembre-Janvier-Février; Printemps : Mars-Avril-Mai; Été : Juin-Juillet-Août et enfin Automne : Septembre-Octobre-Novembre).

Les premières observations que nous pouvons faire sur ce jeu de données concernent l'évolution saisonnière de la plage. On observe que le profil d'été présente un engraissement du haut de plage et une érosion en bas de plage. C'est l'inverse en hiver : le profil est en moyenne plus érodé en haut avec une légère accrétion en bas de plage. Les profils moyens de printemps et d'automne sont intermédiaires. Le profil printanier est quasiment confondu avec le profil moyen. En hiver, un plus grand nombre de tempêtes sont observées avec, pour conséquence, une érosion progressive du haut de plage. Le sédiment érodé est transporté vers la mer. Une certaine quantité de sédiment reste en bas de plage. En été, les conditions plus douces favorisent le retour progressif du sédiment vers le haut de plage. Les stocks sédimentaires présents sur la plage forment donc un cycle saisonnier, caractérisé par un échange sédimentaire entre le haut et le bas de plage. Ces évolutions saisonnières sont typiques des plages sableuses.

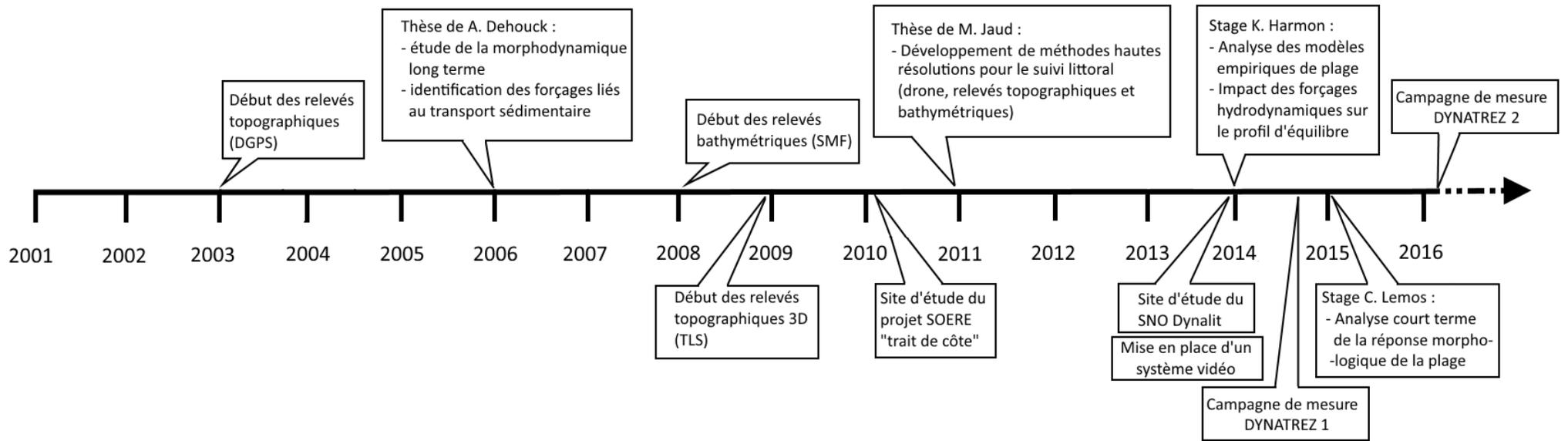


FIGURE 2.8 – Échelle chronologique de l'instrumentation du site et des études concernant la plage de Porsmilin

2.4 État des connaissances sur le site de Porsmilin

Lors d'une thèse réalisée au laboratoire GEOMER-LETG, [Dehouck, 2006a] a mené une étude comparative de quatre plages sableuses situées sur le littoral du Finistère et faisant face à la mer d'Iroise. Les travaux de [Dehouck, 2006a] se basent principalement sur l'analyse de données à long terme (profils de plages, topographies et bathymétries). Lors de cette étude, il a été montré que sur la plage de Porsmilin, l'agitation est globalement faible. De ce fait la dynamique des structures relevées sur la plage (barre, berme et croissant de plage) est essentiellement liée aux variations saisonnières et événementielles. Lors de tempêtes ($H_s \sim 1,5$ m), de fortes érosions sont observées, associées à la disparition de ces structures sédimentaires. Sur une échelle pluriannuelle (2003-2005), le bilan sédimentaire de la plage est positif avec une progradation de la plage, possiblement liée aux fortes disponibilités de sédiments dans l'anse de Bertheaume. Dans cette étude, l'analyse de la circulation dans les zones de jet de rive et de déferlement a montré que la dynamique est essentiellement transversale, dominée par les courants de retour lorsque les conditions sont faibles et par un transport vers la côte lorsque les conditions de vagues sont plus fortes. Ainsi, l'équilibre entre ces deux modes de transport permet un échange régulier à l'échelle saisonnière du matériel sédimentaire sur Porsmilin. La dissipation des vagues sur l'estran au cours d'un cycle de marée est identifiée comme étant le facteur contrôlant la morpho-dynamique de la plage, à défaut du forçage de la marée. L'influence des ondes infragravitaires sur la morpho-dynamique en haut de plage est pointé du doigt. De forts taux d'énergie dans la bande infragravitaire sont observés (60 % de l'énergie) en période de tempête et sont les agents de formation des structures sédimentaires en haut de plage (barre sableuse et croissant de plage). Dans [Dehouck, 2006b], les auteurs suggèrent que la formation de ces croissants est une action conjointe d'ondes stationnaires et des interactions courant-topographie présentes sur la plage. Dans cette étude, il a été montré que la morphologie de la plage participe activement aux évolutions futures en altérant l'hydrodynamisme présent sur le site. [Dehouck, 2006a] montre que ces rétro-actions concernent notamment les structures sédimentaires et leurs impacts sur la circulation. Il a notamment été observé une amplification des courants de retour par la présence des croissants de plage, permettant d'entretenir ces structures (théorie d'auto-organisation [Werner and Fink, 1993]) et la formation de courants sagittaux sur le site. La formation de barres sableuses en bas de plage a notamment pour conséquence, un élargissement de la zone de déferlement ce qui permet une dissipation plus efficace de l'énergie des vagues. Les barres sableuses jouent donc un rôle protecteur pour le trait de côte. Ces travaux ont permis d'initier les mesures pérennes (mensuelles et trimestrielles) du site, nécessaires pour le développement des modèles empiriques, qui se basent sur l'assimilation de base de données *in situ*.

Des travaux menés sur l'évolution des profils de plage par une approche statistique (méthode de décomposition orthogonale aux valeurs propres) ont été réalisés par [Hamon, 2014]. Dans cette étude, les corrélations entre les variations des conditions de vagues et les variations morphologiques à long terme sont examinées. Un comportement pluriannuel du profil de plage est mis en évidence. La variabilité du profil de plage de Porsmilin peut être principalement expliquée par l'évolution de trois composantes : le profil moyen, la berme de haut de plage et une barre sableuse présente par intermittence, dans la zone intertidale. La berme de haut de plage est principalement saisonnière, et est liée au changement de condition de vague entre l'hiver et l'été. Ce n'est pas le cas de la barre sableuse, qui a un comportement pluriannuel (période de 3,8 ans). Sa dynamique n'a pas pu être expliquée. En comparant les liens exist-

tants entre les variations morphologiques relevées sur les profils de plage (taux d'érosion-accrétion et position transversale d'une altitude donnée) avec le forçage des vagues incidentes, l'étude de [Hamon, 2014] a pu mettre en évidence l'utilité des modèles d'équilibre pour expliquer la morpho-dynamique du site. Ces travaux ouvrent la voie aux applications de modèles empiriques sur le site de Porsmilin.

Cette étude a été poursuivie par [Lemos et al., 2018] avec l'implémentation d'un modèle empirique basé sur celui proposé par [Yates et al., 2009]. Dans cette étude, les auteurs ont analysé la capacité de ce type de modèle à reproduire les variations morphologiques du profil de plage sur le long terme. Deux types de forçages ont été considérés (l'énergie et la puissance des vagues). De plus, la prise en compte de la marée comme facteur d'application du modèle est introduite, permettant l'utilisation de ce type de modèle en environnement macrotidal. L'étude a montré que les résultats du modèle sont fonction de l'altitude. En effet, en haut de plage, 60 % de la variabilité morphologique est expliquée alors qu'elle ne l'est que de 40 % sur le profil dissipatif. La prise en compte de la période dans le forçage permet d'augmenter sensiblement les résultats du modèle, en particulier en bas de plage. Les auteurs ont souligné l'incapacité du modèle à reproduire les évolutions morphologiques aux alentours de la brisure de pente.

La dynamique à court terme de la plage a été préalablement étudiée par [Floc'h et al., 2016] au cours d'un cycle de marée mortes-eaux / vives-eaux. Cette étude préliminaire se base sur les données obtenues lors de la campagne DYNATREZ 1. Cette étude a montré que sur la plage de Porsmilin, de fortes variations morphologiques pouvaient être observées sous des conditions modérées. La variabilité semble être plus importante en haut de plage. Après que la plage ait subi des variations morphologiques significatives, celles-ci deviennent moins importantes dès les premiers cycles de marées suivants, ce qui suggèrent une accommodation rapide de la plage. Une accentuation de la pente en haut de plage est observée, impactant la dynamique des vagues présentes. Lors de cette étude, la dynamique des profils de plage relevés à différentes positions de la plage (est-milieu-ouest), est comparée. La plage ne montre pas de rotation, contrairement à ce qui est souvent observé pour ce type de plage [Turki et al., 2013]. Sous condition énergétique, le pourcentage d'ondes infragravitaires peut être important (40 %).

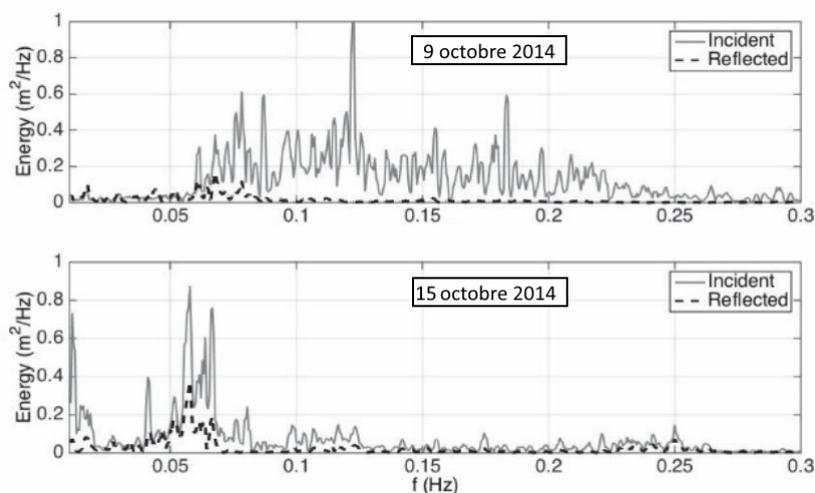


FIGURE 2.9 – Spectre de vague incident et réfléchi pendant la campagne DYNATREZ 1, pour deux jours présentant des conditions énergétiques modérées (9 octobre 2014 : mer de vent, sans épisode infragravitaire, 15 octobre 2014 : houle et onde infragravitaire) [Floc'h et al., 2016]

De plus, les ondes dans le domaine infragravitaire ne sont pas complètement réfléchies à la plage (Figure 2.9). Une certaine quantité d'énergie, liée aux ondes infragravitaires, reste donc présente dans la zone de jet de rive.

2.5 Les campagnes du projet DYNATREZ

Dans cette section, un compte rendu des deux campagnes organisées dans le cadre du projet DYNATREZ est fait. On s'intéresse en particulier à décrire l'instrumentation et les stratégies de déploiement. Les présents travaux de thèse se basent sur les résultats issus de ces deux campagnes. La campagne de mesure DYNATREZ 1 s'est déroulée du 8 octobre 2014 au 28 octobre 2014 et a été dirigée par France Floc'h, du laboratoire Géosciences Océan. La campagne de mesure DYNATREZ 2 s'est déroulée du 3 octobre 2016 au 3 novembre 2016 et a été menée par moi-même, lors de mes travaux de thèse. Les deux campagnes se sont déroulées sur le site de Porsmilin. Au total près d'une vingtaine de personnes ont participé aux déploiements et aux mesures effectuées lors des campagnes.

2.5.1 Objectifs des campagnes

A partir des problématiques abordées lors des précédents chapitres, 3 objectifs principaux ont été déterminés pour ces campagnes. Il est à noter que ces objectifs dépassent le cadre des travaux de thèse. En effet, le projet DYNATREZ s'inscrit dans un cadre plus large.

1. Évolution des vagues sur la plage : Lors de leur propagation sur la plage, les vagues se déforment et échangent de l'énergie selon leurs fréquences. La conservation des flux d'énergie avant déferlement est due à ces interactions : elles permettent de conserver la stabilité des vagues jusqu'à ce que celles-ci atteignent un seuil critique de stabilité (vitesse de la crête plus importante que la vitesse dans le creux). Les paramètres observables donnant une information sur cette évolution sont l'asymétrie et l'étirement des vagues et l'étude des spectres de la surface libre à différents endroits. Ces informations permettront aussi d'analyser les différents mécanismes de génération et les types d'ondes infra-gravitaires existants sur le site : liées, libres, ondes de bords, etc. En effet, les paramètres liés à la propagation des ondes (célérité, nombre d'ondes) donnent des informations sur le type d'ondes présentes sur la plage.
2. Interactions entre la pente et l'hydrodynamique : Le second objectif sera de comprendre les interactions entre la pente et l'hydrodynamique. Comment cette pente modifie la propagation et l'évolution des trains d'ondes ? Un des mécanismes générateur d'ondes longues est notamment la variation des positions des points de déferlement, processus directement lié au profil de plage. De plus, bien que l'impact de la pente sur les interactions vague-vague (triplet de fréquence) soit mis en évidence, les mécanismes sous-jacents ne sont pas bien compris (*i.e.* évolution des spectres, pertes d'asymétrie). L'analyse des interactions pente/hydrodynamique devrait permettre d'apporter des éclaircissements sur le fonctionnement morpho-dynamique de la plage.
3. Observation de la dynamique du jet de rive : Enfin le troisième objectif est une extension des deux premiers mais focalisé sur la zone de jet de rive. On cherchera à observer l'évolution des

vagues après déferlement. Celles-ci peuvent en effet se reconstruire et donner lieu à de nouvelles vagues de très faibles amplitudes. Ces mécanismes ne sont pas bien connus. Est-ce que cette reconstruction a un impact sur la dynamique du haut de plage via une modulation du niveau d'eau ? Les formulations empiriques usuelles (*e.g.* [Stockdon et al., 2006]) ne semblent pas adaptées à des environnements tels que la plage de Porsmilin. On cherchera à développer des formulations empiriques plus adaptées au site de Porsmilin.

2.5.2 Instrumentation

Ces campagnes ont nécessité le déploiement de plusieurs instruments et la réalisation de relevés journaliers de la topographie de la plage. L'élévation de la surface libre est mesurée grâce à différents capteurs de pression. Après traitement, ces derniers permettent de calculer l'énergie et la puissance des vagues ainsi que d'autres paramètres caractérisant les conditions hydrodynamiques incidentes. Le déploiement des capteurs le long d'un transect perpendiculaire au trait de côte permet de suivre l'évolution des niveaux d'eau dans les différentes zones de la plage (zone de déferlement, zone du jet de rive). Le suivi des vagues dans l'environnement de la plage est complété par des observations optiques, grâce à une caméra installée depuis 2014 sur le site et grâce au déploiement d'un système stéréo-vidéo, installé sur la falaise ouest de la plage. Le système de stéréo-vidéo permet d'observer, dans la direction parallèle aux fronts d'ondes des vagues incidentes, les trains d'ondes successifs sur une zone de 20 m² environ. La dynamique dans la zone de jet de rive est mesurée grâce au déploiement d'un LiDaR 2D, installé en haut de plage. En aval du LiDaR, une structure métallique comportant 4 courantomètres (1 profileur Aquapro et 3 courantomètres Vector) permet d'observer la circulation présente au milieu de plage. Le système de stéréo-vidéo, le LiDaR 2D et le module de mesure des courants sont déployés lors de 6 jours différents avant et après l'étalement, permettant de réaliser des mesures lors du flot et du jusant.

Chaque instrument permet de réaliser des observations en lien avec un, ou plusieurs objectifs définis précédemment. Le tableau 2.2 liste l'ensemble des instruments déployés lors de la campagne et des objectifs associés.

Une réflexion a été menée sur les méthodes de déploiement ainsi que les périodes adéquates d'enregistrement pour chacun des instruments. Cette stratégie de déploiement a été choisie afin de respecter les contraintes matérielles, humaines et de la donnée (*e.g.* de stockage et de traitement). La stratégie de déploiement des instruments dans le temps pour l'ensemble des deux campagnes est exposée sur la figure 2.10.

TABLE 2.2 – Tableau récapitulatif des instruments déployés lors des campagnes DYNATREZ.

Instruments	Quantité		Objectif complété	Variable mesurée
	D1	D2		
DGPS	Profils de plage transversaux et longitudinaux		1, 2, 3	Position du substrat
LIDAR terrestre	Relevé pré et post-campagne		1, 2, 3	Topographie du site
Sondeur multi-faisceaux	Relevé pré et post-campagne		1, 2, 3	Bathymétrie de l'avant plage
LIDAR Profileur		1	1, 3	Position du substrat dans la zone de jet de rive
Capteur de pression	8	18*	1, 2	Elévation de la surface libre ponctuelle
Système stéréo-vidéo		1	1	Elévation de la surface libre tridimensionnelle
Courantomètre type Vector		3	3	Vitesse des courants
Courantomètre type Aquadopp		1	3	Profils de vitesse
Courantomètre type ADCP	1 [†]	1 [†]	3	Etat de mer au large Profil de vitesse
Système vidéo	installation pérenne		1, 3	Morphologie, niveaux d'eau (jet de rive, nappe de retrait et surcôte)
Turbidimètre		1 [†]	1, 2, 3	Concentration en sédiment

*17 capteurs sur plage et 1 sur le mouillage

[†]Sur le mouillage au large de la plage

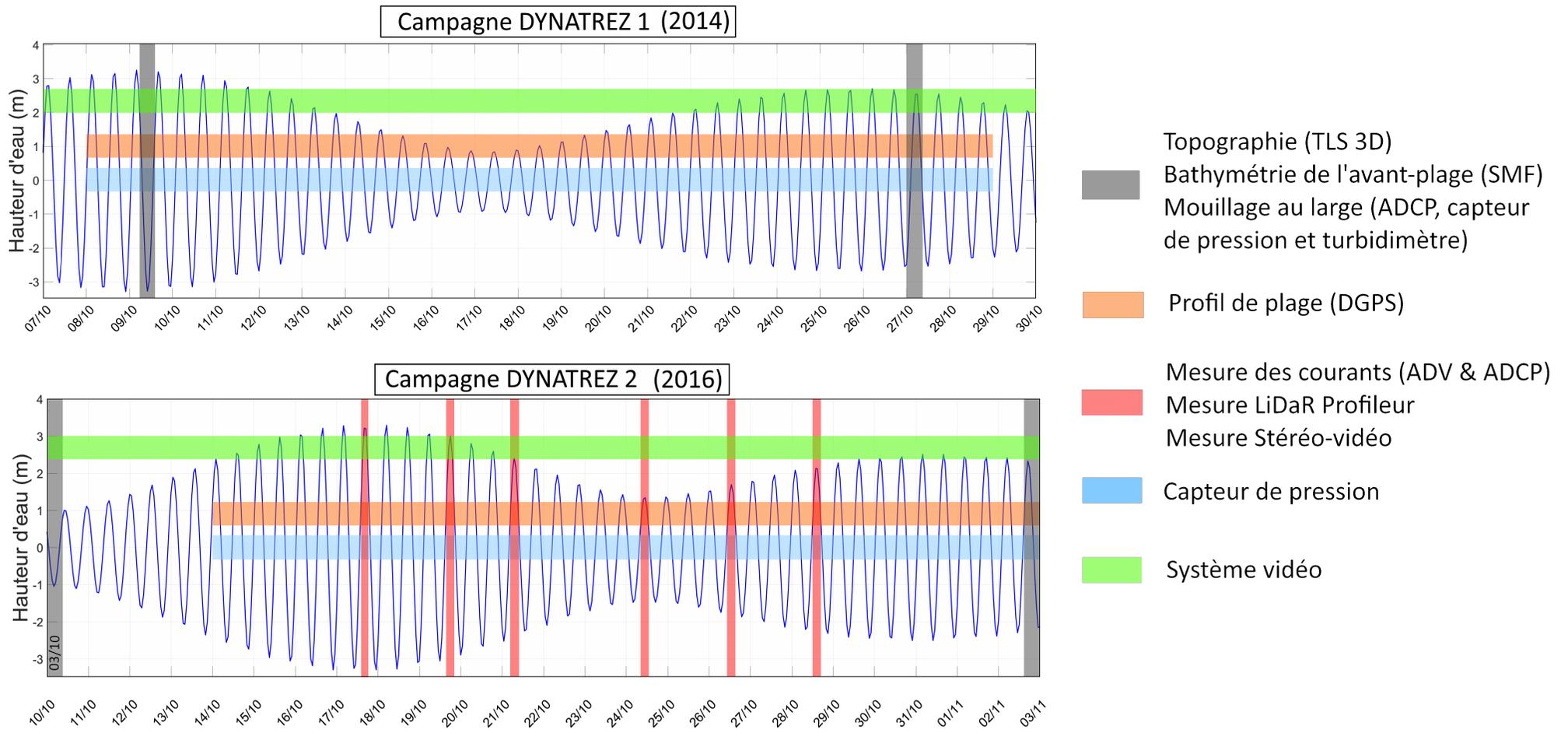


FIGURE 2.10 – Représentation chronologique des mesures lors des campagnes DYNATREZ. Pour chacun des instruments déployés, un encart de couleur montre les dates de déploiement et de recouvrement superposées au signal de marée mesurée au large pour chacune des campagnes.

2.5.2.1 Profils de plages et mesure DGPS

Les profils DGPS sont réalisés quotidiennement tout au long des campagnes, lors des marées basses. Ces profils de plages donnent l'élévation du substrat le long des trois profils de référence (à l'ouest, à l'est et au milieu de la plage) dans la direction transversale de la plage (Figure 2.11). Le profil du milieu est dénommé profil principal car il est utilisé comme le profil de plage de référence.

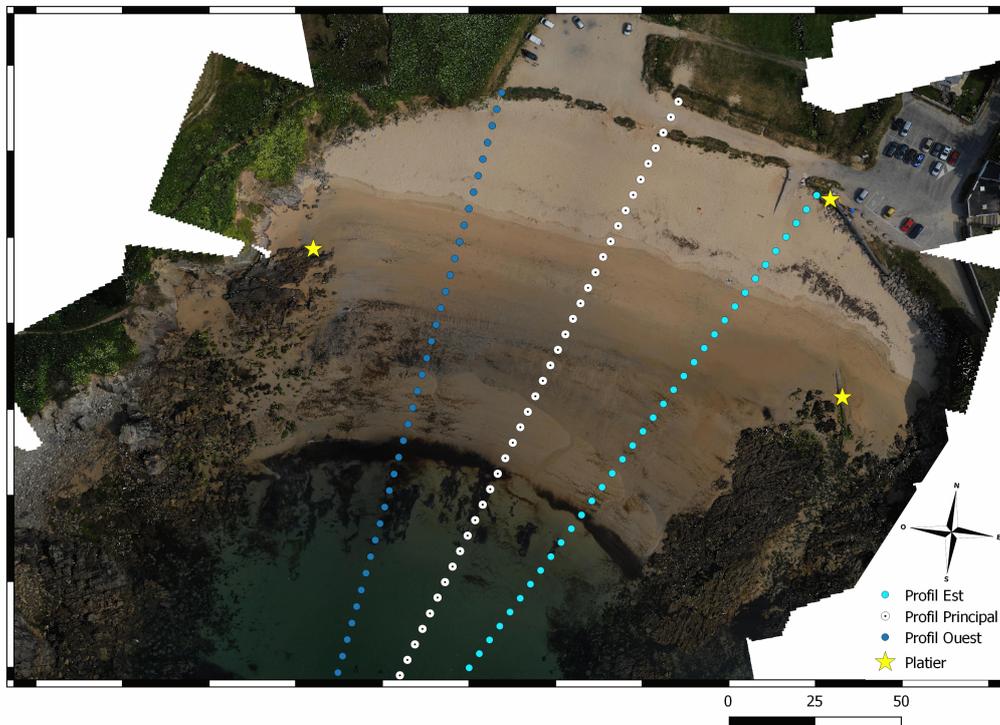


FIGURE 2.11 – Définition des transects de référence pour le relevé des profils de plage, à l'est, l'ouest et au milieu de plage. Trois clous IGN sont présents sur la plage et permettent la calibration des mesures GPS

Il est à noter que pendant la seconde campagne, la présence de grands croissants de plage a motivé la création de profils longitudinaux, le long de ces structures sédimentaires (le 21, 29 et 31 octobre 2016).

Afin de procéder aux corrections des mesures, la position précise des clous IGN présents sur le site est relevée. De plus, après chaque déploiement, la position des instruments sur la plage est relevée au DGPS. Cette étape permet de réaliser les calibrations nécessaires à l'utilisation des données, comme le géoréférencement des instruments.

2.5.2.2 Lidar profileur

L'installation consiste en un assemblage vertical de structure métallique de type « pont lumière ». Les différentes parties sont assemblées au sol puis l'ensemble est redressé sur une planche en bois pour éviter que la structure ne bouge en s'enfonçant dans le sable. Enfin trois sangles reliant la structure à des vis à sable fixées au sol viennent assurer la stabilité de l'installation (Figure 2.12). Le capteur est fixé tout en haut de la structure, à environ 3 mètres du sol.



FIGURE 2.12 – Déploiement du LiDaR profileur lors de la campagne DYNATREZ 2.

2.5.2.3 Topographie et bathymétrie

Des relevés hautes résolutions sont réalisés avant et après campagne. Les relevés bathymétriques sont réalisés au même période avec un sondeur multi-faisceaux (SMF EM3002). Les relevés topographiques du site sont réalisés en début et en fin de campagne avec un LiDaR terrestre (tachéomètre TLS VZ400).

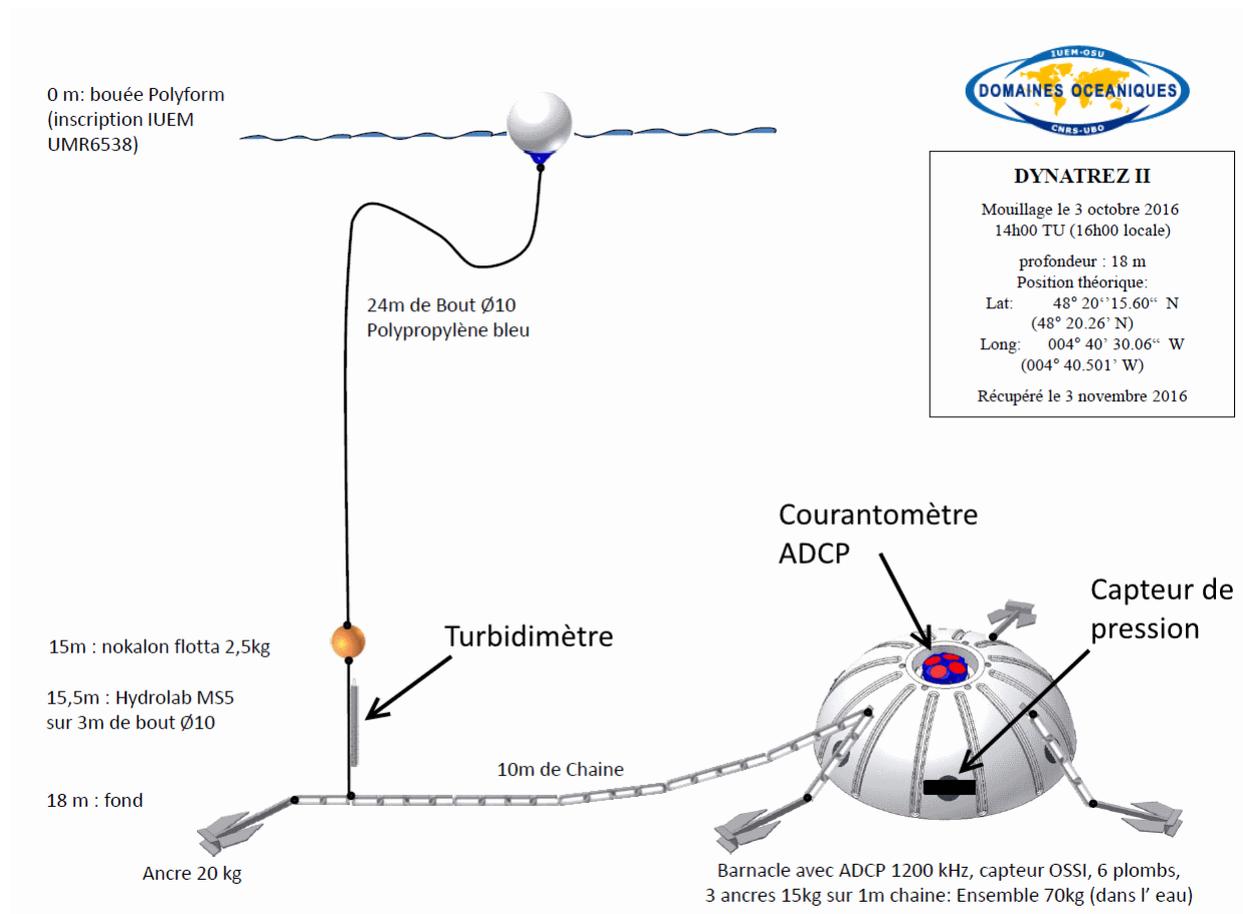


FIGURE 2.13 – Schéma du mouillage réalisé lors de la campagne DYNATREZ 2.

2.5.2.4 Mouillage

Le même point de mouillage est utilisé lors des deux campagnes. Celui-ci est choisi pour être co-localisé sur le nœud du modèle numérique WaveWatch III®, le plus proche de la plage. Il se situe à environ 2 km de la plage à 20 m de profondeur. Pour DYNATREZ 1, un ADCP est déployé sur ce point de mouillage. Pour DYNATREZ 2, un ADCP, un capteur de pression et un turbidimètre sont déployés. Le capteur de pression est un Wave Gauge mesurant la pression de la surface libre de façon continu à une fréquence de 10 Hz. Le turbidimètre utilisé est un Hydrolab MS5 de la marque YSI. Sa fréquence d'acquisition est fixée à une mesure toutes les 15 minutes.

2.5.2.5 Capteur de pression

En ce qui concerne les capteurs de pression, au total, 8 instruments sont déployés (Wave Gauge de la marque Ocean Sensor System Inc.) lors de DYNATREZ 1 et 18 lors de D2 (Wave Gauge et Wave Gauge Blue de la marque Ocean Sensor System Inc). La fréquence d'acquisition des capteurs est fixée à 5 Hz lors de DYNATREZ 1 et 10 Hz lors de D2 (8 pour les capteurs Wave gauge Blue). Les enregistrements sont continus. Leur déploiement est effectué le long du profil de référence. Les capteurs sont enterrés sous le sable à une profondeur d'environ 15 cm. Leur position est repérée grâce à un système de positionnement GPS. Les capteurs de pressions sont déployés lors de marées basses de vives-eaux. Pour les déployer, nous avons disposé sur la plage de longues chaînes en acier galvanisé, attachées à des vis à sable. Les capteurs sont ensuite fixés sur ces chaînes à l'aide de collier en métal, puis l'ensemble est enterré à quelques dizaines de centimètres sous le sable. L'enterrement des capteurs permet de s'assurer de leur maintien sur le site et d'éventuel vibration de l'instrument sous l'action des vagues. Les capteurs sont orientés avec la membrane permettant la mesure regardant vers le haut de plage (Figure 2.14).



FIGURE 2.14 – Exemple du déploiement d'un capteur de pression sur la plage. Le capteur est attaché le long d'une chaîne grâce à des colliers en métal. Le maintien de la chaîne sur le site est assuré par des vis à sable.

Pour DYNATREZ 1, les capteurs sont séparés en deux sets distincts : quatre capteurs entre le niveau PMVE et PMME et quatre autres entre les niveaux PMME et NMEC (Figure 2.16). Les distances entre les capteurs ont été choisies afin de permettre un calcul des spectres incidents et réfléchis selon la méthode de [Mansard and Funke, 1980]. En parallèle aux mesures faites sur la plage, un baromètre est déployé tout au long de la campagne. L'enregistrement de la pression atmosphérique est en effet important pour la correction des mesures.

Pour DYNATREZ 2, 15 capteurs sont déployés le long du profil principal. Deux capteurs sont également placés à environ 15 m de la ligne transversale à l'est et à l'ouest pour s'assurer de l'uniformité du niveau d'eau dans la direction longitudinale (Figure 2.16). Ils forment avec le capteur déployé le long du profil de référence une ligne de trois capteurs d'une longueur d'environ 30 m. Ainsi, il est possible de retrouver le signal d'une éventuelle onde de bord présente sur le site. Pour les capteurs de bas de plage, l'installation est plus difficile en raison de la présence de tourbe fossilisée. Afin de réaliser la méthode des trois capteurs pour calculer les spectres incidents et réfléchis, il faut au moins trois capteurs sous la tourbe. Nous avons choisi d'en mettre quatre dans le cas où un des capteurs ne pas fonctionnerait pas correctement.

2.5.2.6 Courantomètre

Lors des deux campagnes, un courantomètre type ADCP est déployé sur un mouillage à 2 km au large de la plage. Malheureusement ils n'ont pas fonctionné correctement. Divers incidents ont empêché l'exploitation des données de ce capteur (mouillage retourné par des pêcheurs ?).

Lors de la campagne DYNATREZ 2, deux types de courantomètre ponctuels ont été déployés sur la plage (type ADV Vector et Profileur Aquapro de la marque Nortek), lors de différentes marées hautes sur une structure métallique démontable (Figure 2.15). Le module de mesure consiste en un assemblage de barres d'acier galvanisé, attachées les unes aux autres grâce à des colliers en métal. Trois barres de 2 mètres de long sont enfoncées dans le sable pour assurer le soutien de la structure. Enfin des barres horizontales y sont ajoutées afin de renforcer la solidité de la structure et y fixer les instruments. Le déploiement de la structure est fait sur sable sec, le plus bas possible de la plage, avant que la marée ne la submerge.



FIGURE 2.15 – Module de mesure des courants déployé sur la plage de Porsmilin, lors de la campagne DYNATREZ 2.

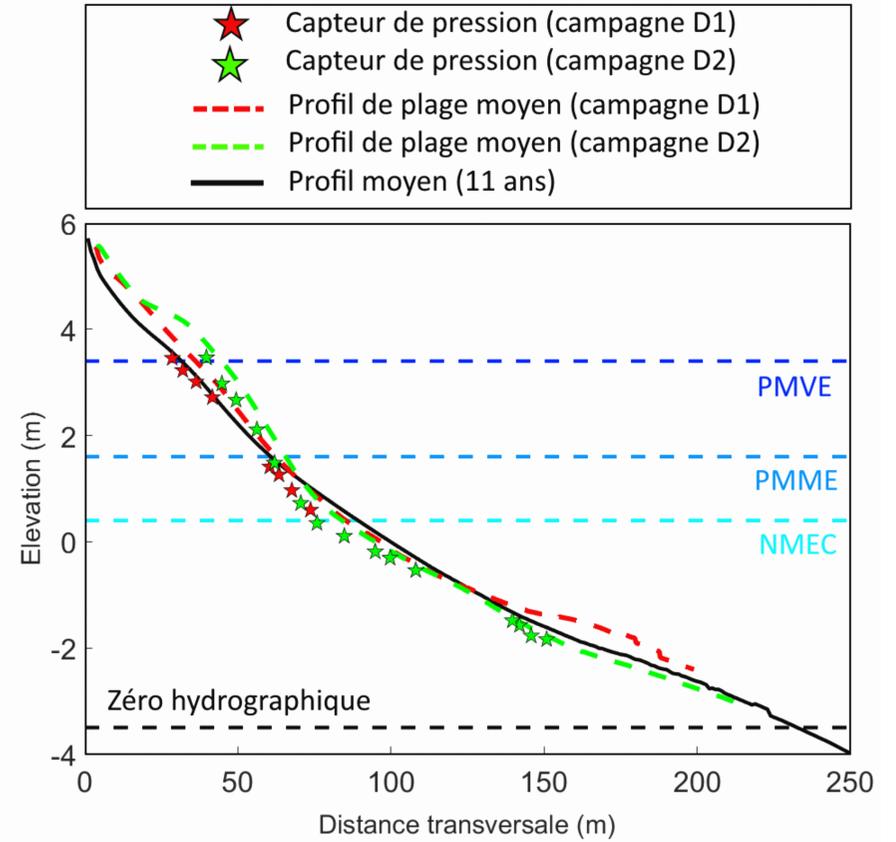
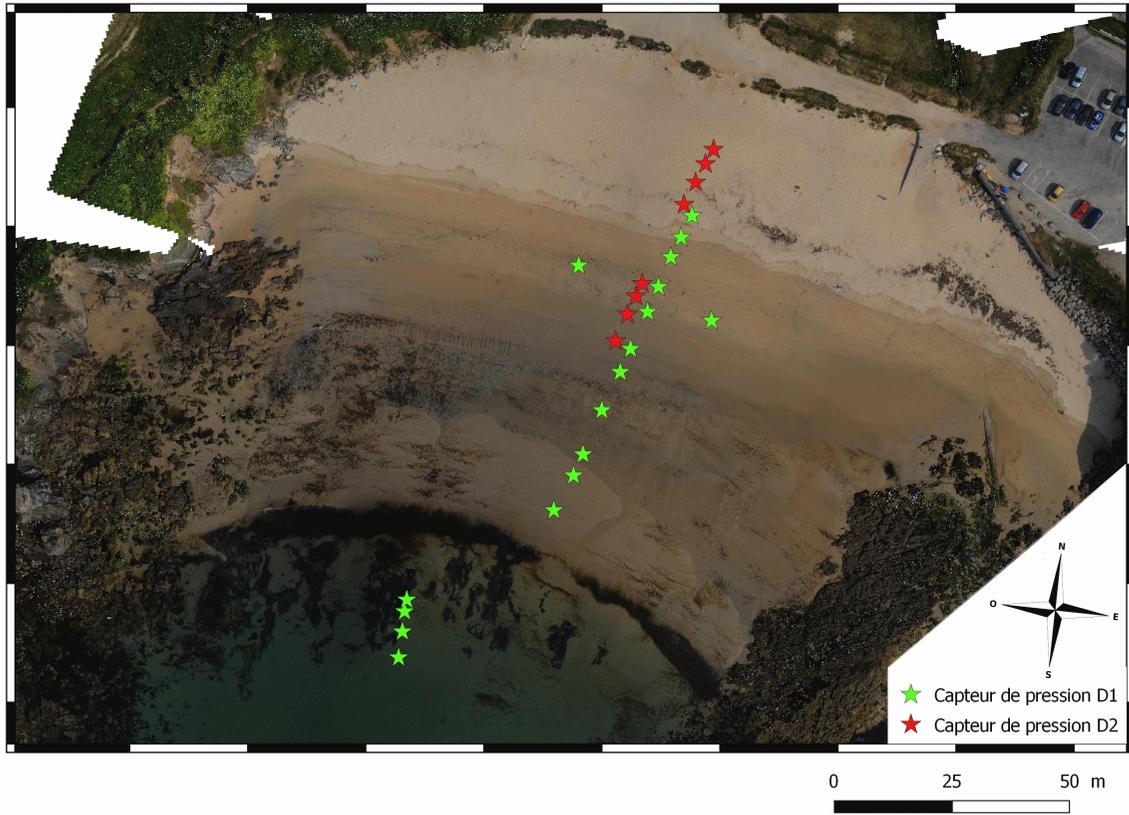


FIGURE 2.16 – Position des capteurs de pression le long du profil de plage lors des campagnes DYNATREZ

Les trois courantomètres Vector sont déployés du même côté, les uns au-dessus des autres, à 15 cm d'intervalle. Les cellules de mesures font environ 1 cm de côté. La configuration utilisée est celle conseillée par le constructeur pour les zones de déferlement (configuration "surf zone"). La gamme de vitesse est de $\pm 4 \text{ m.s}^{-1}$. Le courantomètre Aquapro est déployé le plus près du sol possible, avec la tête de mesure dirigée vers le haut (configuration dite "up-looking") afin d'obtenir des informations sur le profil de vitesse au dessus du fond. La fréquence d'acquisition est de 1 Hz. La longueur du profil est fixée à 1 m, ce qui donne 29 cellules de mesures de 3 cm de côtés. La configuration utilisée est celle proposée par le constructeur pour les environnements côtiers (configuration "coastal waters").

2.5.2.7 Système mono-vidéo

Le système mono-vidéo est constitué d'une caméra haute résolution (1600 x 1200 pixels) installée en haut d'un mât. La caméra se trouve à 6 m de hauteur et est dirigée vers la zone intertidale de la plage. Au milieu de plage ($\sim 100 \text{ m}$, l'angle de visée est de 3°). Cette caméra a été installée en 2014. Un dispositif permet d'enregistrer les données en temps réel sur un disque de sauvegarde qui est récupéré en fin de campagne.

2.5.2.8 Système stéréo-vidéo

Un système de stéréo-vidéo est constitué de deux caméras haute résolution (2456 x 2048 pixels) montées sur une structure métallique. Les deux caméras partagent la même prise de vue avec un petit décalage angulaire. La différence introduite par ce décalage dans enregistrements vidéos, va permettre après traitement, de reconstruire les surfaces observées par les caméras. Ce système a été déployé en collaboration avec le LOPS³, et IFREMER⁴. Nous avons choisi de déployer le système sur la falaise ouest afin de s'affranchir de l'éblouissement du soleil. De plus, l'observation de la plage dans la direction parallèle au front d'onde permet d'amoinrir les effets d'ombres introduites par les vagues (Figure 2.17). De ce fait, les fronts d'onde sont particulièrement visibles, ce qui permet d'exploiter les images prises par une seule caméra pour étudier la déformations géométriques des vagues au cours de leur propagation sur la plage.

3. Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale UMR 6523 UBO-IFREMER-CNRS

4. Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer

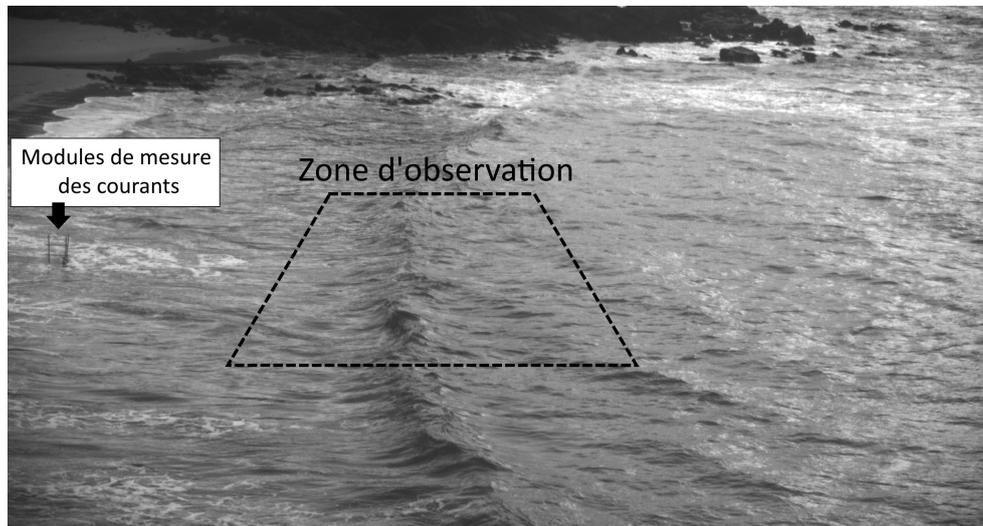


FIGURE 2.17 – Exemple d'une prise de vue réalisée par une des caméras du système de stéréo-vidéo lors de la campagne DYNATREZ 2.

Le système de stéréo-vidéo est déployé à un peu plus de 100 m de la zone d'observation. La distance peut introduire de fortes erreurs. Pour pallier à ce problème, nous avons équipé les caméras d'optique zoom permettant d'effectuer des mesures précises, malgré cette grande distance.

2.5.3 Observations générales et conditions de campagne

A noter que malheureusement, au cours des deux campagnes, les mesures faites par le courantomètre ADCP sont inutilisables. En effet, divers incidents n'ont pas permis d'exploiter les données. Lors de DYNATREZ 2, le mouillage a été retourné, sans doute par des pêcheurs, seulement 3 jours après son déploiement (toutes les ancres étaient rassemblées au niveau du mouillage). Seules les données du capteur de pression sont exploitables, après correction du changement de hauteur introduit par le retournement du mouillage. A noter que lors de la campagne DYNATREZ 2, deux capteurs de pression n'ont pas fonctionné correctement. Sans doute du fait d'un arrêt prématuré des batteries. Les mesures enregistrées par le capteurs situés à l'ouest du profil et un des capteurs de bas de plage ont été très courtes (2 jours). Leurs traitements n'ont donc pas été pris en compte dans nos travaux. En ce qui concerne la structure supportant les courantomètres, elle n'a été que partiellement submergée lors de la journée du 17 et du 21 octobre 2016.

Pendant la campagne DYNATREZ 1, le site est soumis à différentes conditions énergétiques. Les vents sont compris entre -SW à 75 % du temps. De fortes variations morphologiques sont observées avec des périodes d'accrétion-érosion importantes.

Lors de la seconde campagne, les conditions climatiques sont très favorables : les températures sont très douces avec un ensoleillement bien supérieur à la normale saisonnière (+59 %) et pratiquement aucune précipitation n'est venue perturber le travail sur le terrain. Néanmoins bien que ces conditions soient agréables, elles limitent la dynamique présente sur le site. En effet, le vent est relativement faible et aucune tempête n'est observée. Cela a pour conséquence des conditions hydrodynamiques peu énergétiques, sans mer de vent, avec une houle bien formée mais de faible amplitude. La houle observée est

directement liée aux fortes tempêtes tropicales ayant eu lieu quelques jours auparavant dans le bassin est de l'Atlantique (Ouragan Matthew). Du côté de la morphologie, tout au long de la campagne, nous avons suivi l'évolution de croissants de plage de taille importante. Deux rangées de croissants sont observées, juxtaposées l'une au dessus de l'autre. Avec visuellement une longueur d'onde d'une dizaine de mètres pour la première rangée et environ une vingtaine de mètres pour la seconde, située un peu plus en haut de plage.

Quelques photographies illustrant le travail sur le terrain réalisé lors de la campagne DYNATREZ 2, sont présentées dans l'annexe C.

2.6 Synthèse

Points clefs :

- Porsmilin est une plage de poche de petite dimension, située dans un environnement macrotidal et soumis à un forçage moyennement énergétique ($\overline{H_s} = 0.9 \text{ m}$, $\overline{T_{m0,-1}} = 8 \text{ s}$). C'est une plage de type intermédiaire avec terrasse de basse mer, caractérisée par une rupture du profil de pente au niveau du niveau moyen ($RTR > 7$, $\Omega < 2$).
- Les précédentes études sur le site ont montré que la plage est impactée par la géométrie du site et présente une dynamique dominante dans la direction transversale. Deux structures sédimentaires saisonnières existent sur la plage. La plage possède une dynamique forte, contrastée de part et d'autre du niveau moyen. La présence d'ondes infragravitaires sur le site, lors des conditions énergétiques, est associée à des taux importants (au moins 40 %) de l'énergie totale. De plus, une partie non négligeable des ondes infragravitaires n'est pas réfléchiée à la plage.
- L'installation pérenne sur le site d'une caméra vidéo permet depuis 2014 le suivi en temps réel de la plage.
- Deux campagnes de mesures sont organisées sur le site. Elles ont eu lieu en octobre 2014 et 2016 pendant un cycle de mortes-eaux/vives-eaux (soit $\sim 20 \text{ j}$). Lors de ces campagnes multi-instrumentales, les variations morphologiques et les conditions hydrodynamiques (vague, courant, niveau d'eau) sont mesurées.

Méthodes et traitements

Sommaire

3.1	Traitement des données DGPS	82
3.2	Traitement des données LiDaR	86
3.2.1	LiDaR 2D	86
3.2.2	LiDaR 3D	86
3.3	Modèle empirique	87
3.4	Traitement des données issues des capteurs de pression	88
3.4.1	Pré-traitements	89
3.4.1.1	Correction de la pression atmosphérique et de la hauteur du substrat	89
3.4.1.2	Correction de la dérive temporelle	90
3.4.1.3	Hauteur d'eau	91
3.4.2	Signaux de marée et marnage	91
3.4.3	États de mer	92
3.4.4	Wave-Setup	98
3.4.5	Coefficient de réflexion	99
3.5	Traitement des données des courantomètres	100
3.5.1	Qualité des mesures	100
3.5.2	Corrections des vitesses	102
3.6	Traitement des données vidéos	104
3.6.1	Calibration de la caméra	104
3.6.1.1	Calibration intrinsèque	106
3.6.1.2	Calibration extrinsèque	106
3.6.2	Génération des images	107
3.6.2.1	Images moyennées	107
3.6.2.2	Images ortho-rectifiées	108
3.6.2.3	Images compilées	108

Dans ce chapitre nous allons aborder les différents traitements et les méthodes qui ont été appliqués à nos données.

Il est à noter que pour l'ensemble des capteurs déployés, un même repère temporel et spatial est utilisé, afin de garantir la cohérence des mesures. Ainsi, nous utilisons le Temps Universel Coordonné (noté UTC) comme référence temporelle. Avant leur utilisation, l'horloge des instruments est donc synchronisée sur l'heure UTC. Pour ce qui est du repère spatial, nous utilisons le système de coordonnées géographiques "EPSG 2154" (RGF93 pour les coordonnées horizontales et IGN69 pour la coordonnée verticale).

3.1 Traitement des données DGPS

Pour réaliser des mesures de positionnement, un système GPS différentiel (DGPS pour "*Differential Global Positioning System*", HYPER IV TOPCON) est utilisé. Ce système relativement simple et portable est aujourd'hui un outil largement utilisé pour suivre la morpho-dynamique des plages [Morton et al., 2009]. La précision des mesures est très bonne, de l'ordre de 2 à 3 cm pour les coordonnées horizontales et de 5 cm verticalement (erreurs instrumentales et de mesures conjuguées, [Jaud, 2011]). Les mesures faites au DGPS sont corrigées selon des points de contrôle présents sur la plage. Ils sont au nombre de 3 sur le site : un en haut de plage, un à l'est et un à l'ouest de la plage (Figure 3.1).

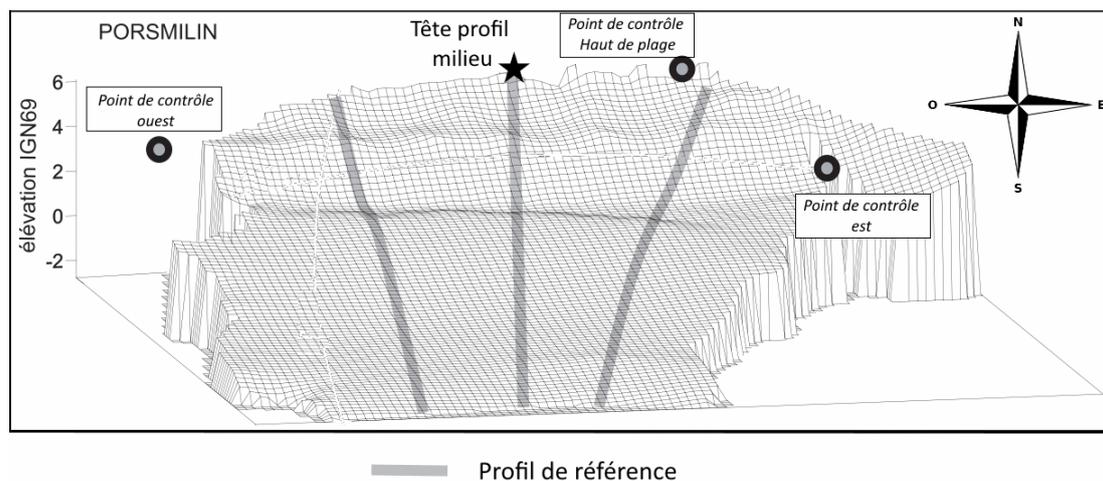


FIGURE 3.1 – Localisation des clous IGN et des profils de plage de référence, à l'est, l'ouest et au milieu de plage (D'après [Dehouck, 2006b], modifié)

Ces points de contrôle sont des clous IGN¹ dont la position est connue avec une très grande précision. Ils sont systématiquement mesurés au DGPS lorsque des mesures sont faites sur le site (e.g. lors d'un relevé un profil de plage ou un positionnement d'instrument). Ainsi, les données brutes peuvent ensuite être corrigées du décalage observé entre la mesure de référence et celle réalisée le jour des relevés. En général la correction appliquée est très faible, de l'ordre du centimètre. Pour ces travaux, trois profils de plage de référence sont utilisés, à l'est, l'ouest et au milieu de plage. Les coordonnées de ces profils ont été préalablement enregistrés dans la console de l'instrument permettant de s'assurer un

1. Institut national de l'information géographique et forestière

bon suivi du profil lors des relevés. De plus, les données brutes sont projetées sur le profil de référence correspondant. De cette façon, la cohérence entre les données est maintenue et l'évolution des profils de plage peut être analysée. Enfin, afin d'optimiser les résultats obtenus à partir de nos profils de plage, ces derniers sont ré-échantillonnés avec un pas constant ($\Delta x = 0.2$ m). Les profils de plages mesurés et traités des campagnes DYNATREZ sont montrés sur les deux pages suivantes (Figure ?? et Figure ??).

Les volumes sédimentaires sous les profils sont calculés numériquement par la méthode des trapèzes. L'intégration numérique se fait entre deux bornes horizontales et une borne inférieure (équation (3.1)).

$$V = \int_{z_1}^{\text{inf}} \int_{x_1}^{x_2} f(z) \cdot dx dz \quad (3.1)$$

La borne inférieure verticale est constante et fixée à -2 m. Cette valeur correspond à l'élévation la plus petite mesurée sur nos profils. Les bornes horizontales sont fixées en fonction de l'étude que l'on cherche à mener (e.g. l'étude des volumes dans la zone de déferlement, en haut ou en bas de plage). Un exemple de calcul des volumes sédimentaires est donnée figure 3.2.

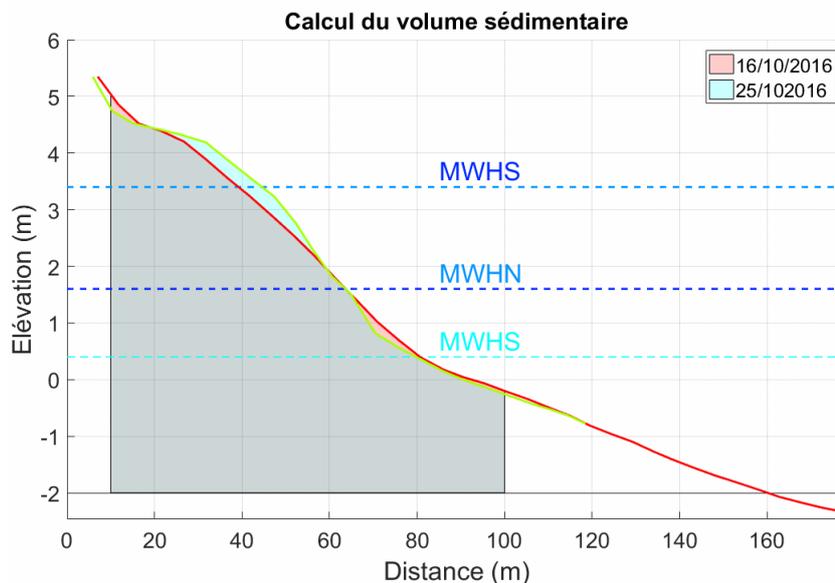


FIGURE 3.2 – Illustration du calcul des volumes sédimentaires sous les profils de plage. Les surfaces extraites peuvent être facilement comparées d'un profil à l'autre et permettent ainsi, le suivi et la localisation des événements d'érosion et d'accrétion sur la plage.

Les surfaces ainsi calculées sont assimilables à des volumes sédimentaires par mètre linéaire (dans la direction du trait de côte donc). Ce type de données permet de remonter rapidement aux volumes érodés ou accrétés entre deux relevés.



FIGURE 3.3 – Évolution des profils de plages pendant la campagne DYNATREZ 1.

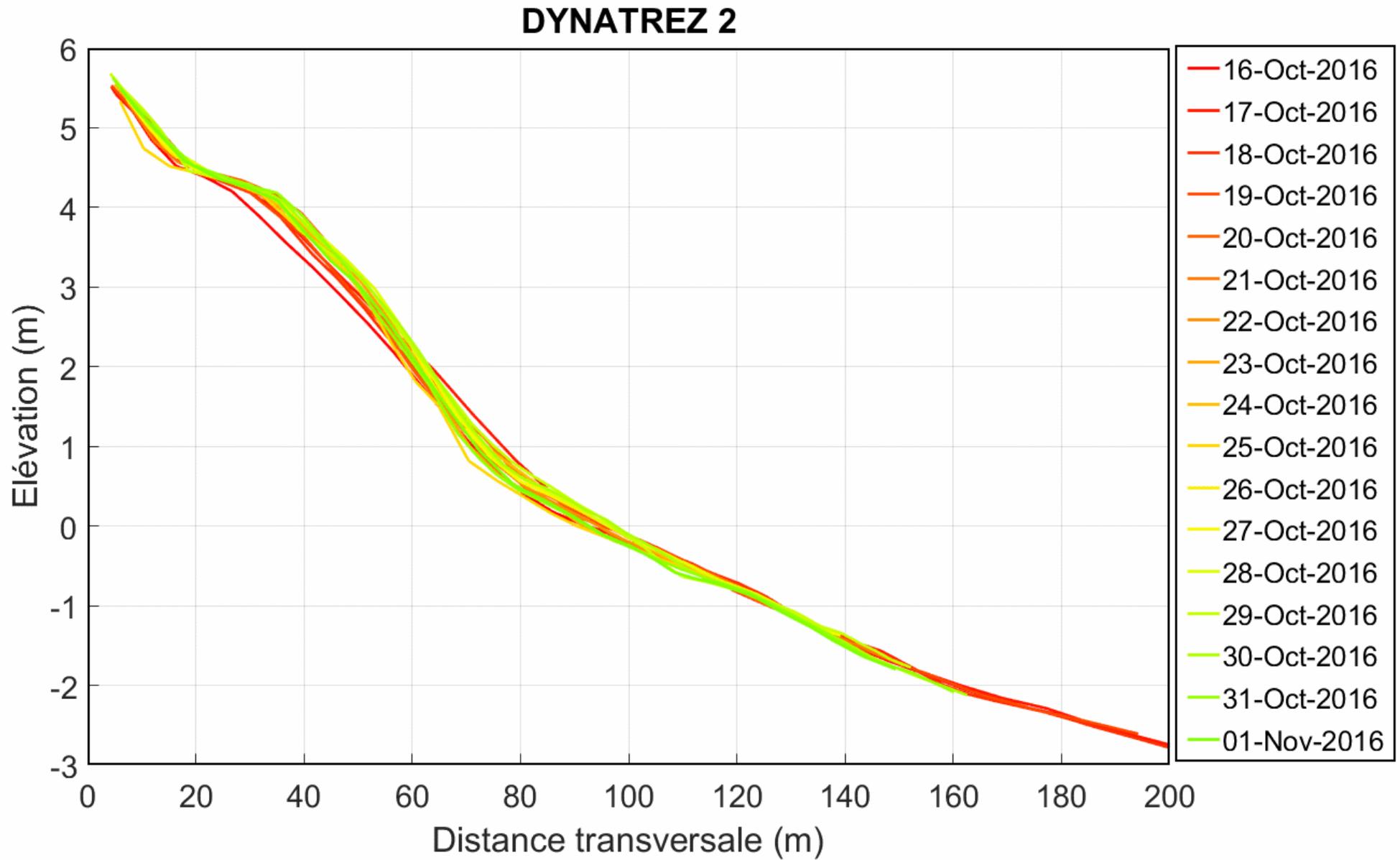


FIGURE 3.4 – Évolution des profils de plages pendant la campagne DYNATREZ 2.

3.2 Traitement des données LiDaR

Dans cette section, nous abordons les traitements qui sont appliqués aux mesures faites par les instruments de télédétection laser (LiDaR pour "Light Detection and Ranging", en anglais). Deux types d'instruments sont utilisés, un LiDaR dit profileur 2D et un LiDaR TLS 3D (pour "Terrestrial Laser Scanning"). Ce sont tous deux des tachéomètres, qui utilisent un faisceau laser (dans le spectre infrarouge) pour effectuer des mesures spatiales de très hautes précisions.

3.2.1 LiDaR 2D

Chacune des positions mesurées avec l'instrument est définie dans le repère de l'instrument. Il est donc nécessaire de réaliser un géoréférencement pour exploiter nos données. On suit donc la même procédure pour le géoréférencement de ces instruments que pour la caméra. Pour cela, trois barres en acier sont disposées autour de l'instrument après son déploiement. Ce sont des invariants, dont la position est relevée au DGPS. Une concordance peut être réalisée entre la position des barres au LiDaR et au DGPS (Figure 3.5). On détermine un vecteur de translation et une matrice de rotation permettant de passer du repère de l'instrument au repère absolu. Ces deux grandeurs sont déterminées par minimisation des erreurs.

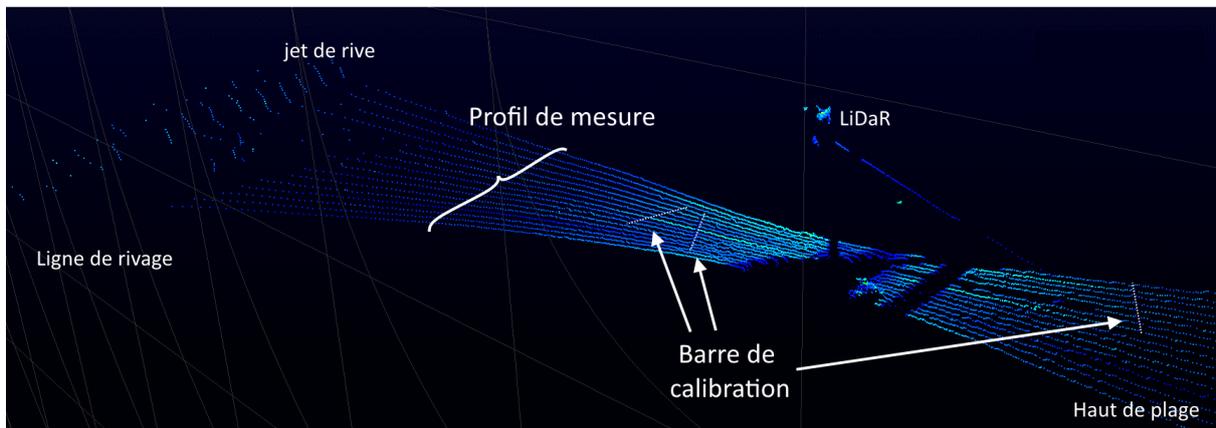


FIGURE 3.5 – Illustration de la calibration réalisée pour l'ortho-rectification des données LiDaR profileur. Les barres en métal apparaissent le long des profils de mesure du LiDaR. Leur position est repérée dans le référentiel de l'instrument ainsi que par DGPS, ce qui permet de géo-référencer les mesures.

3.2.2 LiDaR 3D

Les données du LiDaR 3D (noté TLS) consistent en un nuage de points denses, représentant l'ensemble de la topographie de la plage. En début et fin de campagne, 2 relevés de la plage sont réalisés, un premier en haut de plage et un second en bas de plage. Les deux nuages de points obtenus sont ensuite fusionnés afin d'obtenir une topographie complète. De même que pour le LiDaR 2D et la caméra, il est en premier lieu nécessaire de réaliser un géoréférencement des données. Pour cela, on dispose sur le site de nombreuses cibles dont la position est relevée au DGPS [Jaud, 2011]. Ces cibles disposent d'un encart réfléchissant afin d'augmenter leurs visibilité, facilitant leurs détections dans les données enregistrées par le TLS. La position des cibles dans le référentiel de l'instrument est récupérée lors de l'ouverture

des données brutes via le logiciel du constructeur (Riegel). Ensuite la concordance des coordonnées est réalisée et les matrices R et T déterminées. Une fois cette étape réalisée, le nuage de points est nettoyé en supprimant les données non désirables (*e.g.* présence de personnes sur la plage). Un maillage est ensuite appliqué sur le nuage de points afin de générer un modèle numérique de terrain (MNT). Afin d'obtenir une cohérence entre les différents MNTs, une même zone d'étude est conservée d'un jour à l'autre (Figure 3.6).

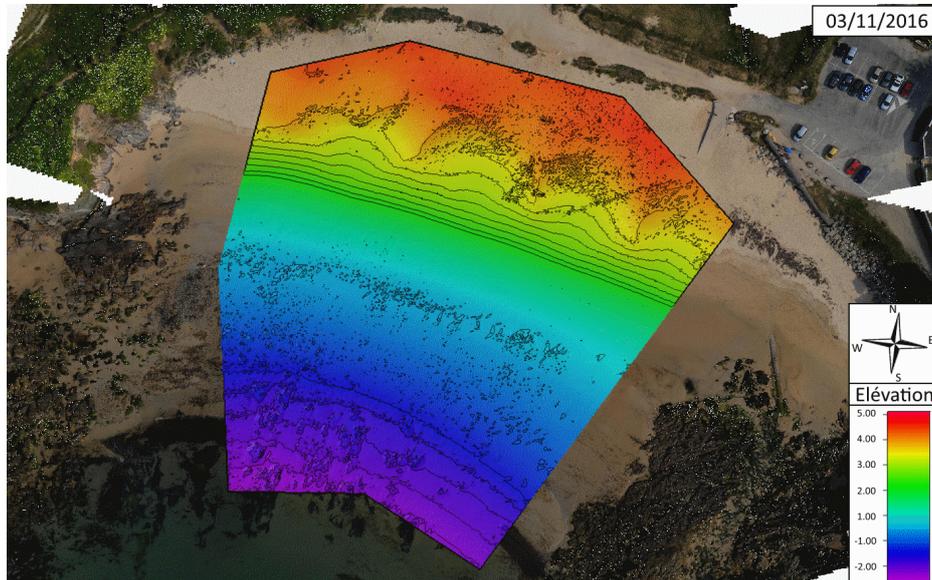


FIGURE 3.6 – *Modèle numérique de terrain généré grâce au relevé topographique réalisé à la fin de la campagne DYNATREZ 2. Les contours d'élévation sont indiqués.*

3.3 Modèle empirique

Une analyse d'un grand nombre de profil de plage permet de mettre en place un modèle d'évolution de ces profils. Ces modèles se basent sur le concept de profil d'équilibre, comme décrit au chapitre 1. Ils prédisent un déplacement d'un contour d'élévation (z) en fonction du forçage des vagues observé (\mathcal{F}). Plus le forçage des vagues diffère d'une valeur dite d'équilibre (\mathcal{F}_{eq}), définie comme la valeur de forçage où l'on observe aucun changement morphologique du site, plus la variation du profil de plage sera importante. Elle sera positive en terme de budget sédimentaire (accrétion du profil) si on observe une valeur de forçage plus faible que celle associée à l'équilibre ($\mathcal{F} < \mathcal{F}_{eq}$). Inversement, lorsque le forçage devient plus intense ($\mathcal{F} > \mathcal{F}_{eq}$), le budget sédimentaire sera négatif, on a alors une érosion du profil (Figure 3.7).

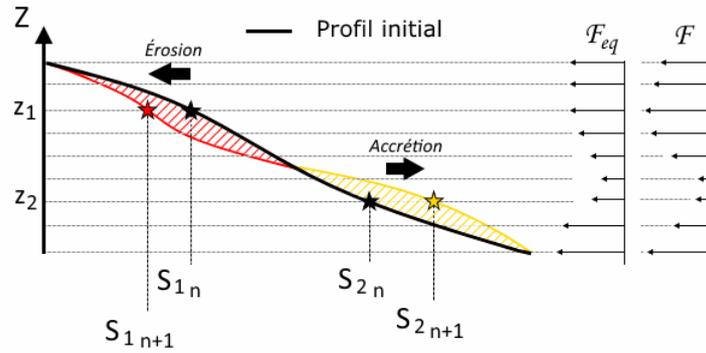


FIGURE 3.7 – Schéma illustrant le fonctionnement du modèle empirique. Un profil de plage est initialement soumis à un forçage stable (ici pris comme égale à \mathcal{F}_{eq}). Le forçage se modifie pour chacune des altitudes (z) du profil vers \mathcal{F} . La différence entre \mathcal{F} et \mathcal{F}_{eq} permet de déterminer les nouvelles positions des altitudes z . Pour l'altitude z_1 , on observe que $\mathcal{F} > \mathcal{F}_{eq}$. On aura donc une érosion à cette altitude et donc $S_1(n) > S_1(n+1)$. Inversement, pour l'altitude z_2 , le nouveau forçage est inférieur au forçage d'équilibre, on observe donc une accrétion à cette altitude.

L'équation d'évolution des positions transversales ("cross-shore") des contours d'élévation du profil de plage soumis à un forçage \mathcal{F} s'écrit selon le modèle de [Yates et al., 2009] :

$$S(z)_{n+1} = S(z)_n + C^\pm \cdot \sqrt{\mathcal{F}} \cdot \Delta\mathcal{F} \cdot \Delta t \quad (3.2)$$

Avec,

$$\Delta\mathcal{F} = \mathcal{F} - \mathcal{F}_{eq}(S) \quad (3.3)$$

Et,

$$\mathcal{F}_{eq}(S) = a \cdot S + b \quad (3.4)$$

Les valeurs des paramètres inconnus (a , b , C^\pm) sont déterminés par une analyse statistique d'un grand nombre de profil (phase de calibration). Cette analyse consiste à minimiser les erreurs entre les profils de plage mesurés et ceux prédits par le modèle. Les paramètres optimaux sont déterminés par un algorithme de recherche type "recuit simulé" ([Kirkpatrick et al., 1983], [Barth and Wunsch, 1990]).

Les paramètres a et b permettent d'établir le profil du forçage d'équilibre (\mathcal{F}_{eq}). Le paramètre C^\pm représente les taux d'érosion (C^+) et d'accrétion (C^-). Dans notre étude, un cinquième paramètre, noté d et introduit par [Lemos et al., 2018] a été utilisé. Celui-ci permet d'appliquer plus efficacement ce type de modèle dans un contexte macro-tidal en apportant une information supplémentaire sur la position de la ligne de rivage lors des calculs.

3.4 Traitement des données issues des capteurs de pression

Les capteurs utilisés sont des Wave Gauge et Wave gauge Blue du constructeur Ocean Sensor System Incorporation, conçus pour des déploiements entre 0 et 10 bars. Ces instruments permettent d'effectuer des mesures hautes fréquences de la pression. La précision verticale des instruments est de $\pm 1,5$ cm.

3.4.1 Pré-traitements

Pour que les données issues des capteurs de pression soient utilisables, il faut procéder à quelques corrections. En effet, il est d'abord nécessaire de s'affranchir des pressions exercées par la colonne d'air au-dessus du capteur pour ne conserver que celle exercée par l'eau. De plus, le capteur étant enterré sur la plage afin de s'assurer de son maintien sur le site, il est aussi nécessaire de corriger l'écart de position qui existe entre l'instrument et le substrat sédimentaire (Figure 3.8).

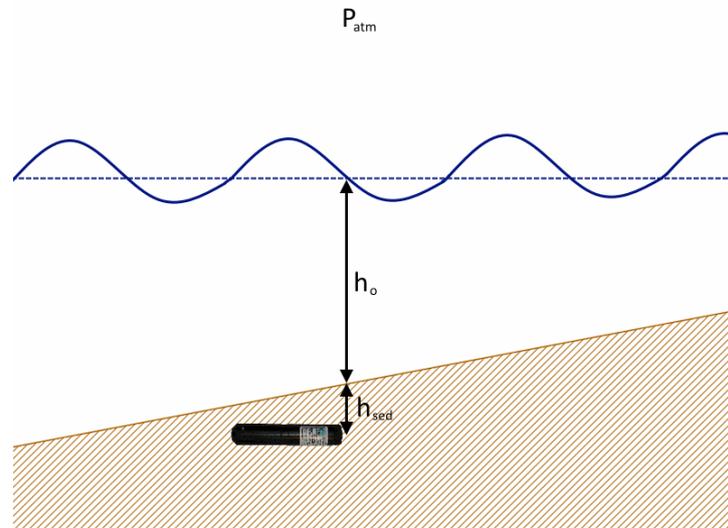


FIGURE 3.8 – Schéma d'un capteur de pression déployé sur la plage.

3.4.1.1 Correction de la pression atmosphérique et de la hauteur du substrat

Le capteur enregistre une pression relative (notée P_r) par rapport à la pression atmosphérique (P_{atm}). Pour ce faire, le système de mesure est conçu avec une cavité simulant la pression atmosphérique moyenne (1013 hPa) à ± 3 hPa. Afin de prendre en compte les variations réelles de la pression atmosphérique, le signal réel est récupéré via des mesures *in situ* (par exemple avec un baromètre installé sur le site pendant les campagnes) ou bien dans les bases de données disponibles (mesure météorologique, aéroport, etc.). On compare ensuite les signaux des capteurs avec celui de la pression atmosphérique et l'écart (α_p) est relevé. Pour corriger les signaux issus des capteurs de pression, nous avons utilisés les données de la pression atmosphérique enregistrées par un baromètre déployé dans un local protégé du vent et des variation de température aux abords de la plage lors de la campagne DYNATREZ 1 et les données enregistrées par la station météorologique de l'aéroport de Guipavas (29490), situé à environ 20 km de la plage. La hauteur du substrat sédimentaire au-dessus du capteur est extraite manuellement en repérant les signaux enregistrés à marée basse. L'ensemble des mesures faites par le capteur est corrigé de l'écart obtenu avec la pression atmosphérique et la hauteur du substrat sédimentaire (Figure 3.9).

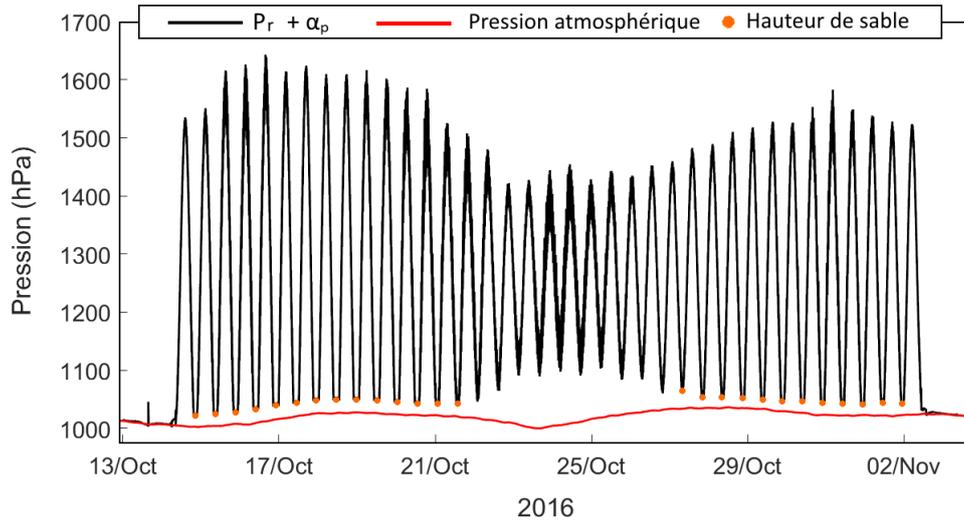


FIGURE 3.9 – Illustration de la correction de la pression atmosphérique d'un capteur de pression. On cherche la valeur α permettant de corrélérer les signaux de la pression atmosphérique (en rouge) et ceux mesuré par le capteur (en noir) avant et après le déploiement. La hauteur du substrat sédimentaire au-dessus du capteur est récupérée manuellement lors des basses mers (rond orange).

3.4.1.2 Correction de la dérive temporelle

Les horloges des capteurs de pressions ont tendance à dériver au cours du temps. En effet, après un déploiement, on observe généralement une dérive temporelle lorsque l'on compare l'horloge des instruments et l'horloge UTC. Ainsi, après chaque déploiement, l'horloge des capteurs est comparée avec le temps UTC et la valeur de la dérive temporelle est déterminée. Afin d'affiner la correction, ils sont successivement plongés dans une bassine d'eau après leur déploiement, on obtient ainsi un signal caractéristique bien visible sur les signaux de pression des instruments (Figure 3.10). L'heure UTC des différentes plongées est relevée et peut être ensuite comparée avec l'horloge du capteur.

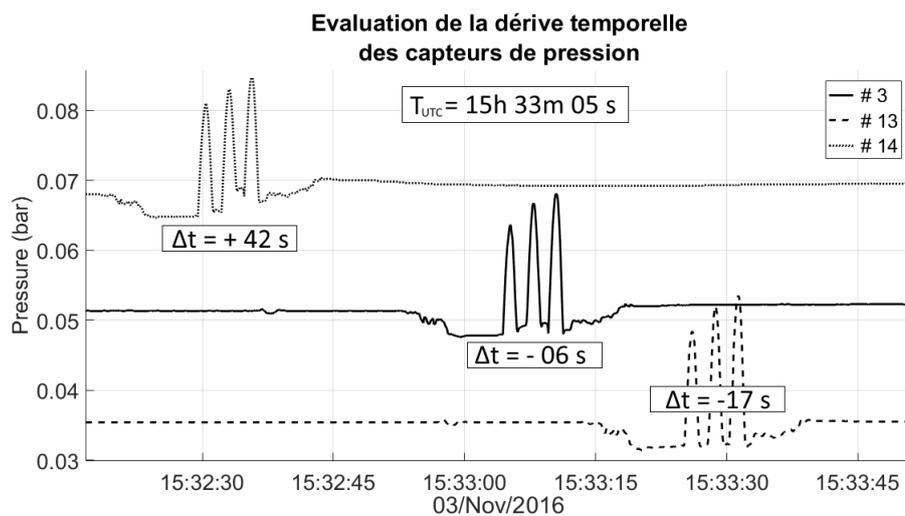


FIGURE 3.10 – Dérive temporelle observée sur trois capteurs de pression après un déploiement.

On considère que la dérive temporelle éventuellement constatée est linéaire dans le temps. Ainsi, le vecteur temps du capteur est reconstruit en fonction du temps de déploiement et de la dérive qui est

additionnée ou bien soustraite en fonction du signe de la dérive (retard ou avance par rapport au temps UTC).

3.4.1.3 Hauteur d'eau

Pour calculer la hauteur d'eau au dessus du capteur, seules les données où celui-ci est entièrement immergé sont considérées. Lorsque ce n'est pas les cas, les données sont supprimées. Le signal de pression obtenu (corrigé de la pression atmosphérique et de la dérive temporelle) est ensuite transformé en équivalence de hauteur d'eau, selon l'équation (3.5) proposée par [Saunders, 1981]. Elle donne en effet de meilleurs résultats que la relation $H = \frac{P}{\rho \cdot g}$. [Saunders, 1981] relève en effet une erreur de 2 mm pour des mesures faites à 100 m de profondeur, alors que l'erreur introduite par la relation hydrostatique est de 1 cm à 10 m de profondeur.

$$H = P \cdot (1 - C1) - C2 \cdot P^2 \quad (3.5)$$

Avec $C1 = 5.92 + 5.25 \cdot \sin^2(\phi)$ m.db⁻¹ et $C2 = 2.21 \cdot 10^{-6}$ m.db⁻². Où, ϕ est la latitude.

Un exemple de signal de hauteur d'eau absolue calculée au-dessus d'un capteur obtenue après les différents traitements est donné Figure 3.11.

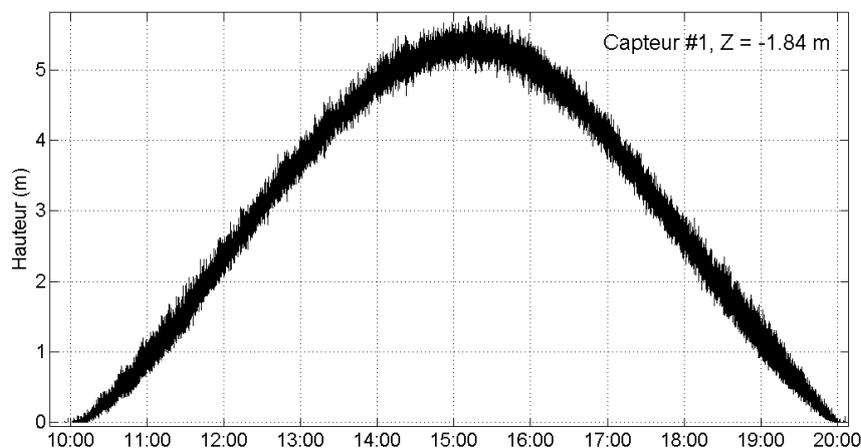


FIGURE 3.11 – Exemple du signal de hauteur d'eau absolue au dessus d'un capteur observée pour une marée.

3.4.2 Signaux de marée et marnage

Les signaux de marée sont obtenus en supprimant toutes les fluctuations hautes fréquences (bruit, turbulence, vagues) du signal de hauteur d'eau obtenu précédemment. Pour cela, on utilise un filtre passe-bas avec une fréquence de coupure suffisamment longue (30 mn) ou en appliquant une moyenne mobile sur les données avec une fenêtre suffisamment grande (un nombre de points correspondant à 30 mn d'observation). Le signal de marée extrait selon l'une ou l'autre méthode est similaire. Le marnage peut ensuite être facilement calculé en cherchant chacun des extremums du signal de marée obtenu. Il est ensuite donné par la différence entre les valeurs maximales et minimales extraites, comme illustré

sur la figure 3.12.

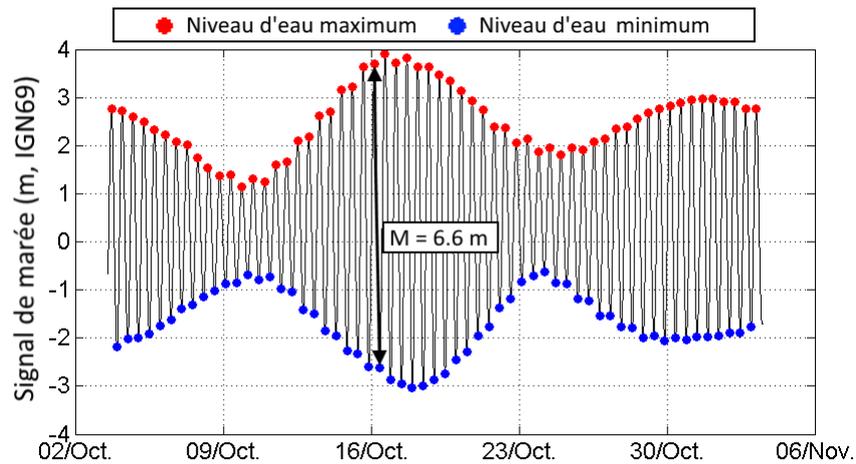


FIGURE 3.12 – Extraction des extremums sur le signal de marée au large, pendant la campagne DYNATREZ 2. Le marnage est calculé par différence des extremums relevés. Par exemple, la première marée du 16 octobre atteint 6,6 m.

3.4.3 États de mer

Pour caractériser un état de mer, c'est-à-dire les caractéristiques de la surface libre à un instant donné, deux méthodes sont utilisées. Elles s'appliquent à une série temporelle de données de pression ou bien d'élévation de la surface libre.

La première méthode est l'approche vague à vague. Elle consiste à repérer chacune des vagues pour en extraire ses caractéristiques (amplitude, période). Une vague est repérée entre deux passages successifs au niveau moyen (Figure 3.13).

La hauteur de celle-ci est ensuite calculée selon la différence obtenue entre le maximum et le minimum atteints. De même, la période est extraite en récupérant le temps successif entre les deux passages à zéro. Pour effectuer cette analyse, il faut prendre en compte l'atténuation de pression due à la profondeur. Les hauteurs d'eau sur lesquelles on travaille doivent être corrigées de cette atténuation. Une analyse statistique est réalisée sur l'ensemble des caractéristiques extraites.

La seconde méthode consiste à extraire le contenu fréquentiel du signal via une analyse spectrale. C'est un outil extrêmement riche en information qui va permettre d'accéder à la distribution de la variance E en fonction des fréquences et donc de la période des vagues. Ainsi, il est possible de distinguer la nature génératrice des vagues (onde gravitaire, infragravitaire, marée) ou bien encore de caractériser l'état de mer selon la forme du spectre. Plusieurs outils mathématiques existent pour obtenir cette distribution. Le plus répandu est la transformée de Fourier.

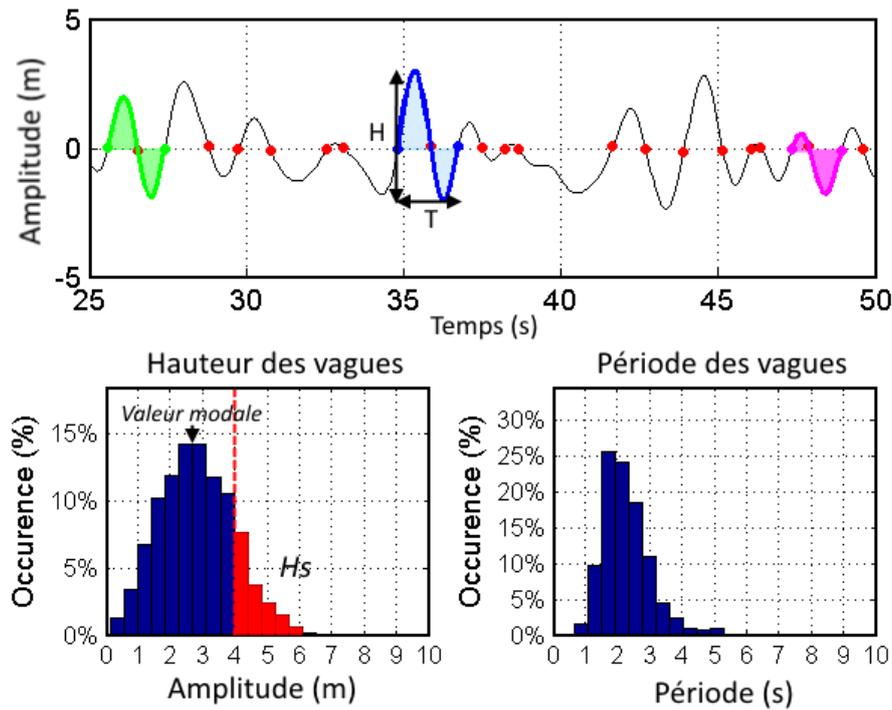


FIGURE 3.13 – Illustration de la méthode d'analyse vague à vague sur un signal arbitraire. Trois vagues sont extraites dans notre exemple. Les distributions de l'ensemble des valeurs de hauteur (H) et de période (T) sont ensuite réalisées ce qui permet de calculer diverses caractéristiques du signal de vague étudié, comme la hauteur significative statistique H_s , qui est obtenue en moyennant le tiers des vagues les plus hautes (en rouge).

C'est aussi l'outil que nous utilisons pour réaliser nos analyses sur nos signaux d'élévations ou de vitesses. Les séries temporelles des données analysées sont alors apparentées à une somme infinie d'ondes sinusoïdales de fréquences différentes. L'amplitude de ces ondes nous permet d'accéder aux quantités d'énergie associées aux fréquences respectives, la fonction $E(f)$, appelé le spectre du signal. La transformée de Fourier est une méthode très utilisée et qui a pu profiter de multiples améliorations et optimisations. Dans la pratique, on utilise plutôt une transformée de Fourier à fenêtre glissante qui permet de s'affranchir des effets de bords (signaux réels et donc aperiodiques). Cette méthode consiste à effectuer une transformée de Fourier sur une succession de segments de longueurs définies et qui se chevauchent. Les spectres obtenus entre deux chevauchements sont ensuite moyennés. Dans notre cas, la forme de la fenêtre utilisée est de type Hanning², avec un chevauchement de 50 %. La durée de la fenêtre glissante a été fixée à 20 minutes, permettant d'accéder au contenu basse fréquence du signal (*i.e.* les ondes infragravitaires). Nous utilisons une fréquence de coupure, f_c au delà de laquelle le spectre n'est pas calculé. Cette fréquence de coupure est prise selon les recommandations du constructeur et est fonction de la hauteur d'eau : $f_c = 0.33$ Hz pour des capteurs déployés à moins de 10 m de profondeur (*i.e.* sur la plage) et $f_c = 0.25$ Hz pour des capteurs déployés à 20 m (*i.e.* au large, sur le point de mouillage). De plus, pour ce qui est des spectres de vagues, les analyses spectrales sont réalisées sur les signaux de pression mesurés par le capteur. Ainsi, il est possible de corriger l'atténuation de la pression

2. Définie par :
$$h(t) = \begin{cases} 0.54 - [0.46 \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot \frac{t}{T})] & \text{si } t \in [0, T] \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

avec la profondeur, F qui, selon la théorie linéaire, suit une loi hyperbolique (3.6).

$$F = \frac{\cosh(kD)}{\cosh(kz_m)} \quad (3.6)$$

Avec D , la profondeur d'eau locale, z_m la profondeur à laquelle se fait la mesure et k le nombre d'onde. Le nombre d'onde est obtenu par résolution de la relation de dispersion reliant f et k via une méthode itératives, type Newton-Raphson.

Le signal atténué mesuré par le capteur est ainsi corrigé ($P' = F^{-1} \cdot P_r$), puis l'équivalence du spectre de pression en spectre d'élevation est recalculée ($E_h(f) = \frac{E_p(f)}{(\rho \cdot g)^2}$). De cette donnée, on peut extraire plusieurs grandeurs spectrales apportant une information supplémentaire sur l'état de mer considéré. Ce sont des grandeurs définies selon une intégrale paramétrique³ de la fonction $E(f)$ et donc par essence, des valeurs moyennes. Une grande partie de ces grandeurs peut être définie en fonction des moments du spectre ((3.7)).

$$m_n = \int_{f_1}^{f_2} f^n \cdot E(f) \cdot df \quad (3.7)$$

On peut notamment noter les paramètres couramment utilisés [LAHR, 1989] pour caractériser un état de mer :

- La hauteur significative spectrale : $H_{m_0} = 4 \cdot \sqrt{m_0}$, discriminée selon une gamme de fréquence :
 1. Les ondes de capillarité, associées à des fréquences (f) supérieures à 10 Hz,
 2. La turbulence pour $f \in [0.5 - 10]$ Hz,
 3. Le domaine gravitaire (houle et mer de vent) pour $f \in [0.04 - 0.5]$ Hz,
 4. Le domaine infragravitaire pour $f \in [0.004 - 0.04]$ Hz,
 5. L'infragravitaire lointain, associé à des fréquences en dessous de 0.004 Hz,

En eau profonde, la distribution statistique des hauteurs de vague suit une loi de Rayleigh. La hauteur significative spectrale H_{m_0} est alors égale à la moyenne du tiers des plus hautes vagues ($H_{1/3}$) du signal. Sur une plage, notamment dans la zone de déferlement, cette égalité n'est plus valable. La distribution des hauteurs de vague ne suit plus tout à fait une loi de Rayleigh mais plutôt une loi de type Weibull. Cette distribution permet de mieux représenter les changements de hauteur de vague lors du déferlement [Battjes and Groenendijk, 2000]. Dans nos travaux, la hauteur significative utilisée est la hauteur spectrale H_{m_0} , souvent abrégée H_s dans la suite du manuscrit

- La période énergétique spectrale : $T_{m_0,-1} = \frac{m_0}{m_{-1}}$,
- La période moyenne spectrale : $T_{m_0,1} = \frac{m_0}{m_1}$,
- La période pic, T_p , obtenue pour une densité spectrale d'énergie maximale,
- La largeur du spectre : $\varepsilon_2 = \sqrt{\frac{m_0 \cdot m_2}{m_1^2} - 1}$ [Cartwright and Longuet-Higgins, 1956] et l'étrouitesse spectrale : $\varepsilon_4 = \sqrt{1 - \frac{m_2^2}{m_0 \cdot m_4}}$ [Longuet-Higgins, 1975], donnant des informations sur la forme du spectre.

3. Donc de la forme $g = \int_{x_1}^{x_2} f(x) \cdot dx$

Des exemples de spectre de vague, représentatif de trois états de mer distincts, sont donnés sur la figure 3.14.

Ces spectres caractérisent 3 états de mer différents : un épisode énergétique de mer de vent, associée à la présence d'ondes infragravitaires de fortes amplitudes ($H_{SG} = 0.8$ m, $H_{SIG} = 0.5$ m et $T_p = 6$ s), un épisode plus calme avec une mer de vent et des ondes infragravitaires de plus petites amplitudes ($H_{SG} = 0.6$ m, $H_{SIG} = 0.2$ m et $T_p = 8$ s) et enfin un épisode faiblement énergétique, caractérisé par une houle longue sans ondes infragravitaires ($H_{SG} = 0.2$ m et $T_p = 14$ s).

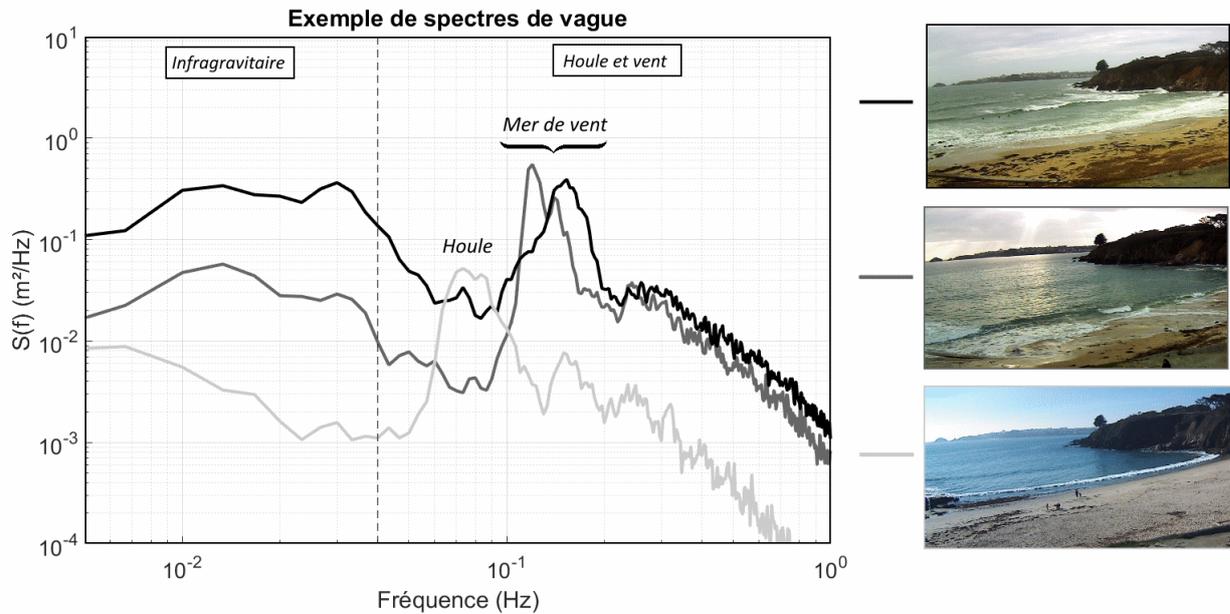


FIGURE 3.14 – Exemple de trois spectres de vague associés à trois états de mer différents. Les spectres sont calculés à partir des données issues d'un capteur de pression déployé lors de la campagne DYNATREZ 1.

Sur les deux pages suivantes, les données hydrodynamiques (H_{m0} , $T_{m0,-1}$, RTR et η) calculées à partir du capteur de pression le plus bas sur la plage ($z = 0.5$ m et $z = -1.8$ m pour DYNATREZ 1 et 2 respectivement), sont montrées.

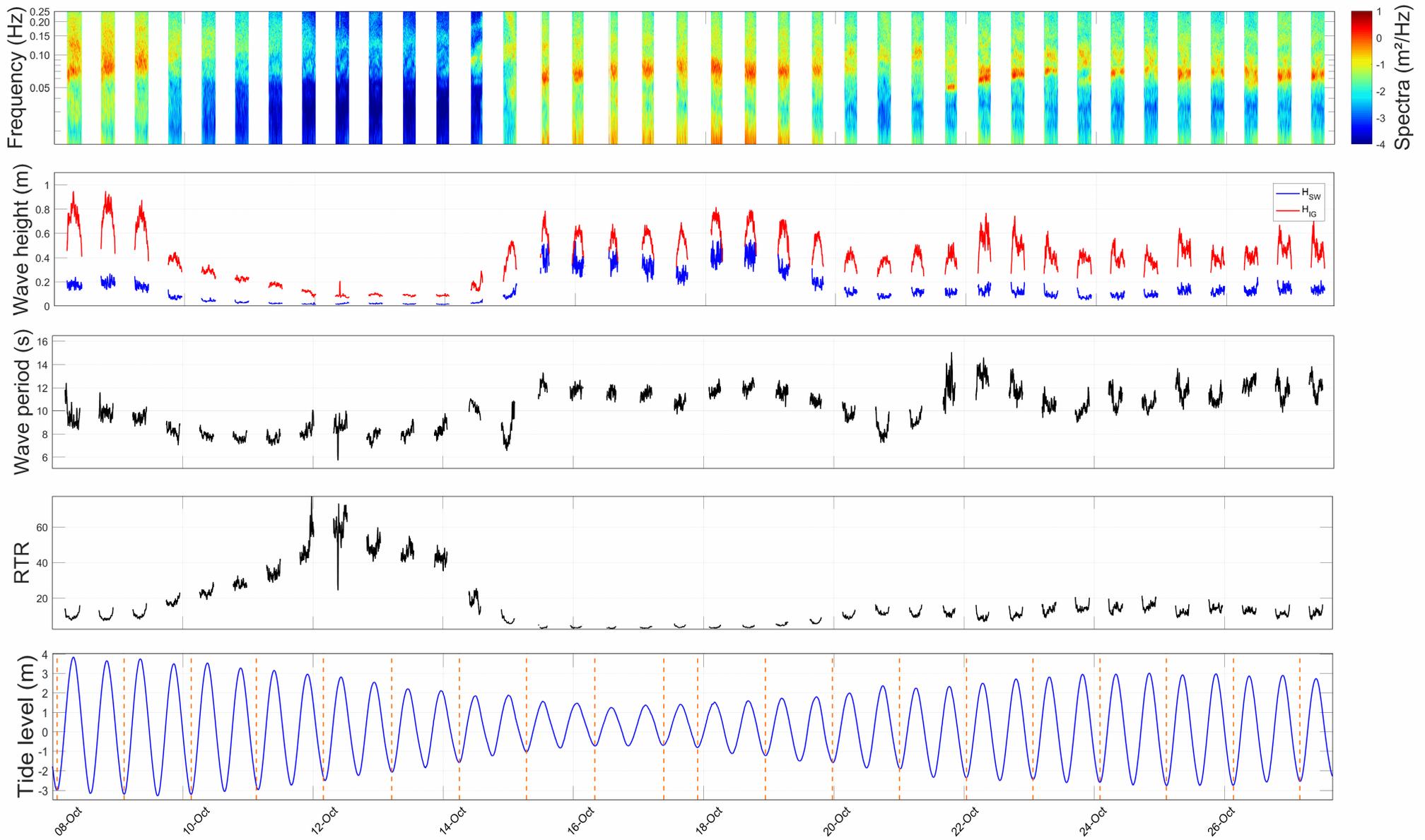


FIGURE 3.15 – Conditions hydrodynamiques observées sur la plage lors de la campagne DYNATREZ 1. Le capteur de pression dont sont issues les données est au milieu de plage à $Z = 0.5$ m dans le référentiel IGN. [A] : Spectre d'élévation; [B] : Hauteur significative dans les différentes bandes de fréquences; [C] : Période spectrale ($T_{m0,-1}$); [D] : Marnage Relatif (RTR); [E] : Signal de marée et date des relevés des profils DGPS lors des basses mers, symbolisée par des traits pointillés orange.

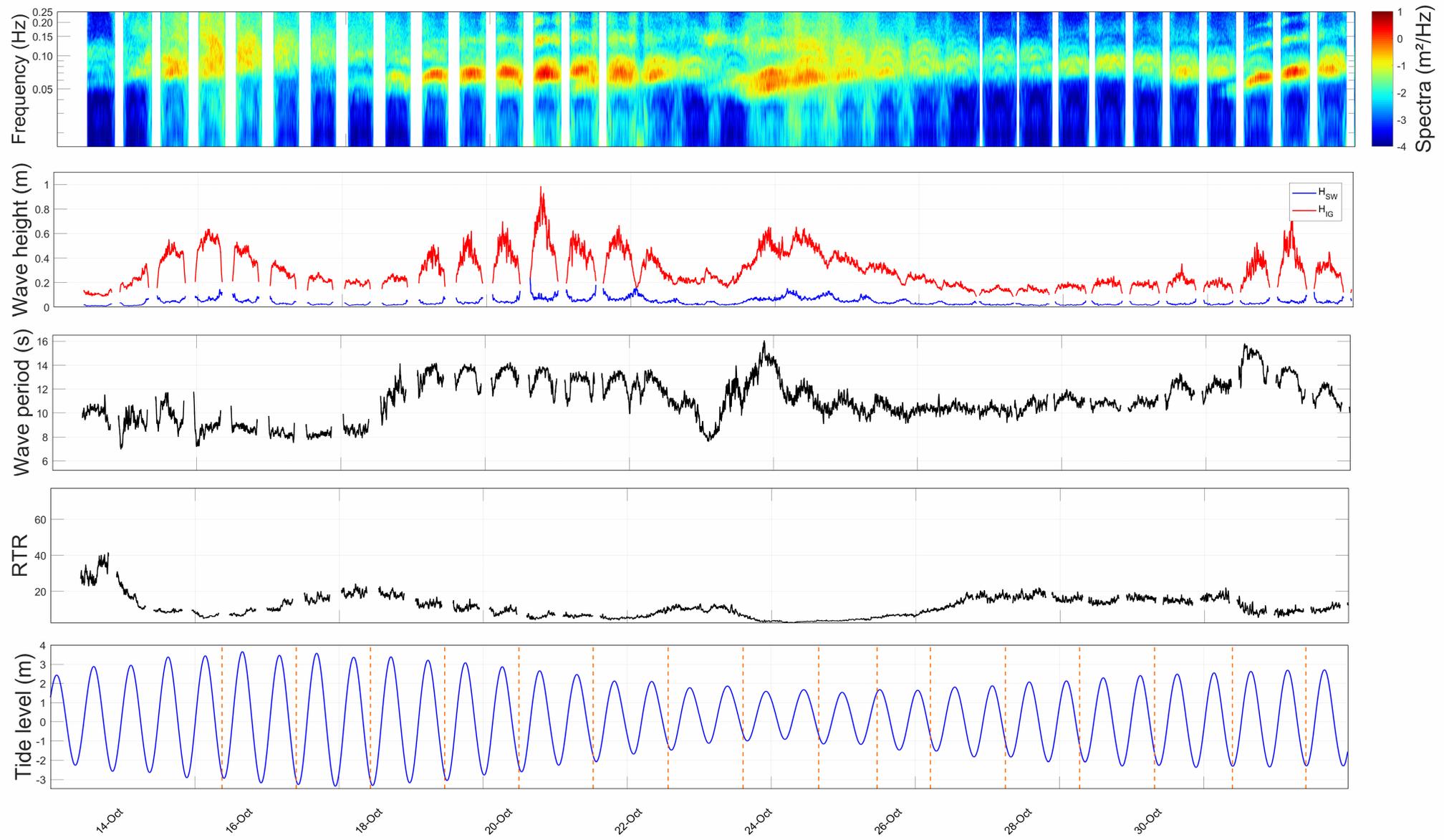


FIGURE 3.16 – Conditions hydrodynamiques observées sur la plage lors de la campagne DYNATREZ 2. Le capteur de pression dont sont issues les données est en bas de plage à $Z = -1.8$ m dans le référentiel IGN. [A] : Spectre d'élévation; [B] : Hauteur significative dans les différentes bandes de fréquences; [C] : Période spectrale ($T_{m0,-1}$); [D] : Marnage Relatif (RTR); [E] : Signal de marée et date des relevés des profils DGPS lors des basses mers, symbolisée par des traits pointillés orange.

3.4.4 Wave-Setup

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, section 1.3.2, le wave-setup est une variation du niveau d'eau due à la présence des vagues. Cette variation est le résultat de l'action conjuguée d'un grand nombre de vagues sur la surface libre. Le niveau de wave-setup sur la plage est calculé par différence entre le niveau moyen observé sur la plage (prenant en compte donc la modulation de niveau d'eau due aux vagues) et le niveau moyen observé au large. La moyenne (mobile) temporelle du signal est ensuite calculée sur une certaine période, généralement 10 minutes (Figure 3.17).

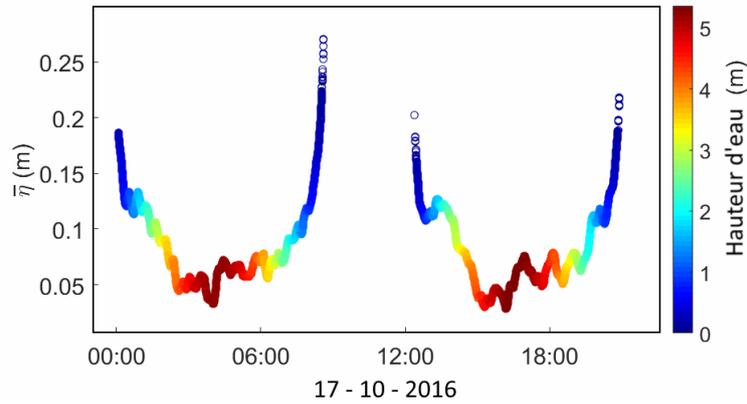


FIGURE 3.17 – Évolution du niveau moyen ($\bar{\eta}$) sur la plage pour deux cycles de marée (17 octobre), enregistrés par un capteur de pression situé en milieu de plage, lors de la campagne DYNATREZ 2.

Néanmoins les mesures effectuées par le capteur sont faites à une certaine profondeur. Le wave-setup étant maximal au niveau du rivage, il faut extrapoler le signal moyen des vagues pour des profondeurs tendant vers 0 [Bowen and Guza, 1978] (Figure 3.18).

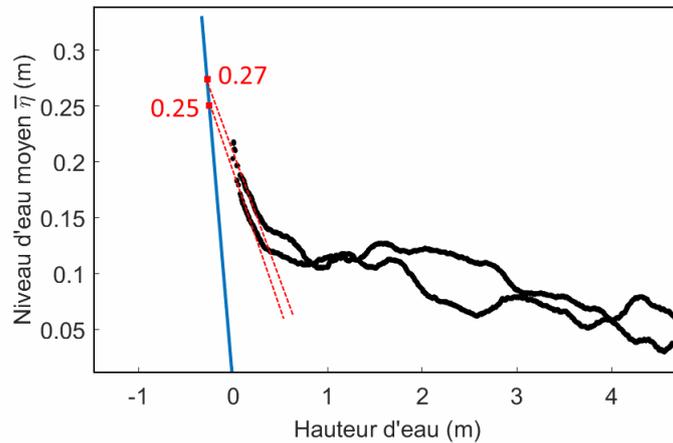


FIGURE 3.18 – Évolution du wave-setup avec les niveaux d'eau. Le niveau maximum de wave-setup est atteint pour une profondeur nulle.

Il est aussi possible de calculer le wave-setup à partir des capteurs selon une méthode analytique. Comme nous l'avons vu au chapitre 1, section 1.2.1, le wave-setup est relié au tenseur de radiation dans la direction perpendiculaire à la côte S_{xx} via l'équation :

$$\frac{dS_{xx}}{dx} = -\rho \cdot g \cdot h \cdot \frac{d\bar{\eta}}{dx} - \bar{\tau}_B \quad (3.8)$$

Avec S_{xx} la contrainte de radiation horizontale, ρ la masse volumique de l'eau de mer, g l'accélération de la pesanteur, h la profondeur d'eau locale, $\bar{\eta}$ le niveau de wave-setup et $\bar{\tau}_B$ les contraintes de cisaillement au fond.

Les contraintes de radiations peuvent s'écrire suivant deux composantes. Ce sont les contraintes liées à la pression S_p et celles liées au moment S_m [Svendsen, 2006]. En considérant, un fond plat, des vagues régulières (théorie linéaire d'Airy) et un champ de vagues d'incidence nulle, les composantes de S_{xx} , lié au moment (S_m) et à la pression (S_p) peuvent s'écrire :

$$S_m = \frac{1}{16} \cdot \rho \cdot g \cdot H^2 \cdot (1 + G) + O\left(\frac{H^3}{\lambda}\right) \quad (3.9)$$

$$S_p = \frac{1}{16} \cdot \rho \cdot g \cdot H^2 \cdot (G) + O\left(\frac{H^3}{\lambda}\right) \quad (3.10)$$

On a donc

$$S_{xx} \approx \frac{1}{16} \cdot \rho \cdot g \cdot H^2 \cdot (1 + 2G) + O\left(\frac{H^3}{\lambda}\right) \quad (3.11)$$

Avec

$$G = \frac{2kh}{\sinh 2kh} \quad (3.12)$$

Dans le cas où les contraintes au fond sont négligées, les mesures réalisées via les capteurs permettent de connaître l'ensemble de ces grandeurs (on a notamment $G = f(k)$). Le niveau de wave-setup $\bar{\eta}$ peut ensuite être calculé par intégration entre la position du capteur et le large (équation (3.13)) à une constante près.

$$\bar{\eta}_{\text{capteur}} = \frac{[S_{xx,\text{capteur}} - S_{xx,\text{large}}]}{\rho \cdot g \cdot h} + \bar{\eta}_{\text{large}} + C \quad (3.13)$$

Ainsi, il est possible de calculer le niveau de surcôte $\bar{\eta}$ atteint dans la zone de déferlement des vagues via des mesures d'élévation. En effet dans ce cas, l'ensemble des grandeurs, reliant la surcôte $\bar{\eta}$ et le gradient des tenseurs de radiation, peuvent être calculées.

3.4.5 Coefficient de réflexion

Les coefficients de réflexion des vagues à la plage sont extraits suivant la méthode de [Mansard and Funke, 1980]. Celui-ci s'appuie sur une analyse en moindres carrés des signaux enregistrés par trois capteurs de pression alignés et séparés par des distances différentes. Les paramètres des vagues et les niveaux d'eau instantanés sont calculés pour chacun des capteurs. Ces mesures sont ensuite comparées et les coefficients de réflexion sont calculés lorsque les erreurs sont minimales.

3.5 Traitement des données des courantomètres

Lors de la campagne DYNATREZ 2, trois courantomètres type Vector et 1 courantomètre type Aquapro de la marque Nortek sont déployés dans la zone intertidale de la plage. Les courantomètres Vectors réalisent des mesures très localisées et à haute fréquence (64 Hz), sur une seule cellule de quelques centimètres de côtés. L'Aquapro réalise des mesures sur un ensemble de cellules réparties le long d'un profil vertical.

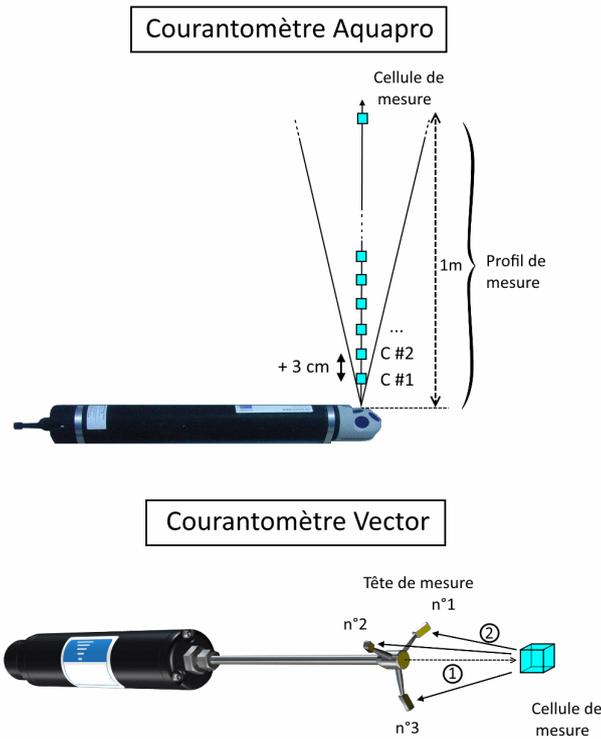


FIGURE 3.19 – Illustration des mesures réalisées avec les courantomètres Vector et Aquapro.

Il est ainsi possible avec ce type d'instrument de reconstruire le profil de vitesse dans la colonne d'eau présente au dessus du capteur. Une illustration des mesures réalisées par les différents capteurs est donnée figure 3.19.

Les mesures sont les trois composantes de la vitesses (\vec{u} , \vec{v} , \vec{w}). Les instruments contiennent aussi un capteur de pression. Le lecteur peut se référer au 2.5.2 pour plus d'informations sur l'utilisation et le déploiement de ces instruments pendant la campagne.

3.5.1 Qualité des mesures

Une première étape consiste à estimer la qualité des mesures faites par les courantomètres. Une donnée particulièrement utile pour cela est la corrélation entre les signaux mesurés par les trois sondes, ainsi que le rapport signal sur bruit (SNR). On peut ainsi voir que pour l'Aquapro, les mesures réalisées lors de la campagne DYNATREZ 2 sont de mauvaise qualité (figure 3.20).

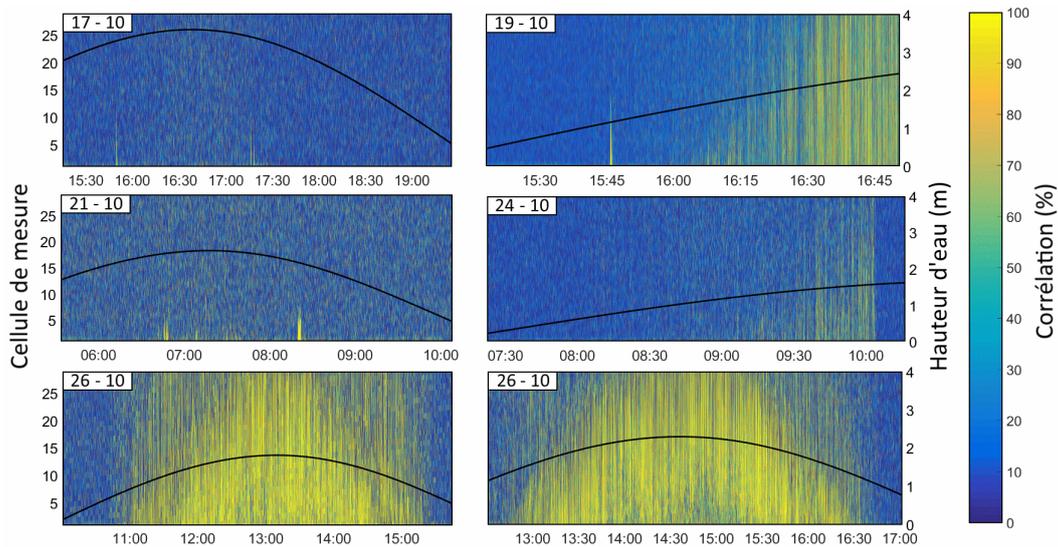


FIGURE 3.20 – Valeurs de corrélations obtenues pour l’Aquapro pour chacune des cellules de mesures, lors des différents jours de déploiement. Les cellules de l’instrument sont espacées de 3 cm. Le profil total à une longueur de 1 m. Le signal de marée est indiqué (ligne noire, échelle de droite).

Après avoir enlevé les points les moins bien corrélés (en dessous de 80 %) on obtient un nombre de mesures très réduit (voir table 3.1).

TABLE 3.1 – Pourcentage de données exploitables (c.a.d. avec une corrélation associée supérieure à 80 %) de l’Aquapro pour les différents jours de mesure de la campagne DYNATREZ 2

Date	Corrélation (% , tête n° 1)
17/10/2016	1
19/10/2016	15
21/10/2016	1
24/10/2016	1
26/10/2016	42
28/10/2016	33

On a au mieux 42 % de mesures satisfaisantes pour le 26 octobre, ce qui correspond à un temps d’observation d’un peu plus d’une heure mais qui n’est pas continue. Il est difficile d’exploiter de telles données. L’exploitation des mesures faites par l’Aquapro n’est donc pas développée ici. Les données obtenues par les différents courantomètres type Vector sont de meilleures qualités. Nous avons tracé la moyenne des corrélations (moyenne glissante sur 64 points soit 1 seconde) obtenues pour chacun des jours de mesure par les différents Vectors (figure 3.21).

On peut voir ici que les données sont de bonnes qualités (corrélation supérieure à 80 %) pour au moins 3 jours, le 19, le 26 et le 28 octobre. Pour ces jours, le pourcentage de données exploitables est suffisamment élevé pour réaliser un certain nombre d’observations (Table 3.2).

Pour les jours où les données sont de qualité suffisante, une plage de mesure par jour est conservée, contenant le maximum d’observation et avec un nombre de points faiblement corrélés ne dépassant pas 2 % de l’ensemble.

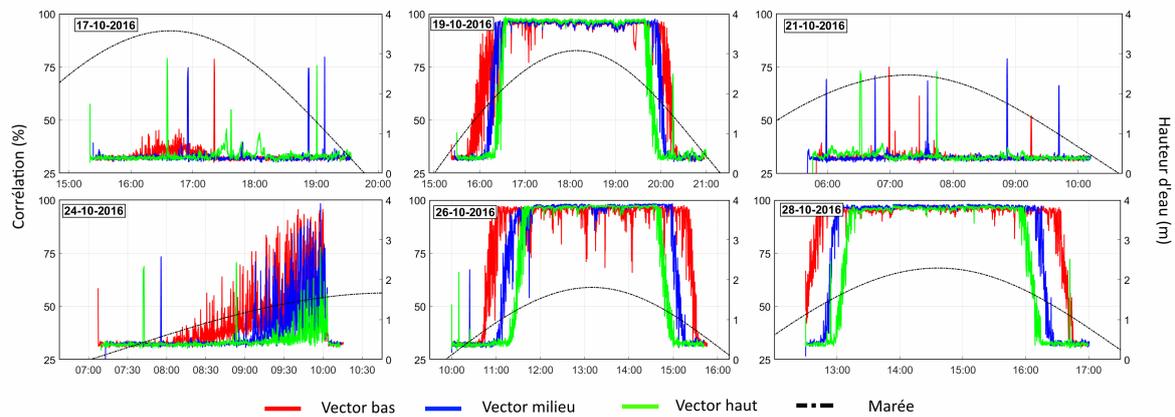


FIGURE 3.21 – Valeurs de corrélations moyennes obtenues pour les trois Vectors, lors des 6 jours de déploiements. Les signaux de marée sont indiquées (ligne noire).

TABLE 3.2 – Pourcentage de données exploitables (i.e. avec une corrélation associée supérieure à 80 %) des différents Vectors pour les jours de mesure de la campagne DYNATREZ II

Vector	17/10	19/10	21/10	24/10	26/10	28/10
Bas	1	98	1	21	96	98
Milieu	1	98	1	12	98	93
Haut	1	99	1	3	99	84

3.5.2 Corrections des vitesses

Tout d'abord, nous avons corrigé les vitesses supérieures à 1 m.s^{-1} . En effet, bien que la corrélation obtenue pour les mesures soit correcte, elles peuvent être influencées par la configuration choisie. La gamme de vitesse fixée, lors de la configuration, est de $\pm 4 \text{ m.s}^{-1}$. Or, comme on peut le voir sur la figure 3.22, deux bandes de vitesses entre 3 et 4 m.s^{-1} . Elles sont "forcées" par la configuration de l'instrument qui cherche à obtenir des mesures autour de la gamme de vitesse choisie.

Pour corriger ce problème, nous avons supprimé les vitesses supérieures à 1 m.s^{-1} ce qui correspond aux bandes de vitesses virtuelles et forcées par la configuration. De plus, les vitesses erratiques sont supprimées. Pour cela, les valeurs supérieures à 4 fois la déviation standard des mesures ne sont pas prises en compte.

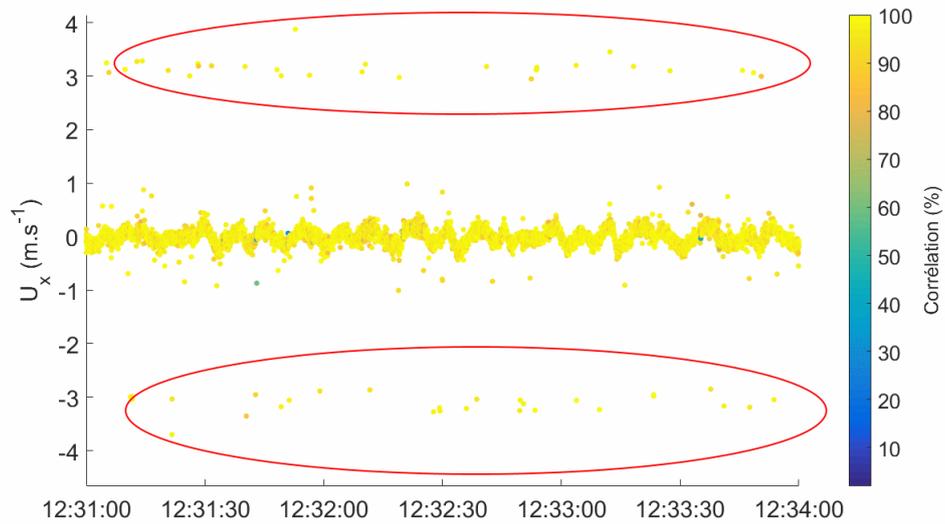


FIGURE 3.22 – Mesures réalisées par un des courantomètres Vector lors du 26 octobre. La forme caractéristique des vitesses orbitales (vague) est bien visible. Ces vitesses sont centrées sur zéro. De part et d'autre des vitesses orbitales, deux bandes de vitesses sont présentes (entre 3 et 4 $m.s^{-1}$) comportant peu de mesures. Elles sont forcées par la configuration de l'instrument et n'ont pas de sens physique.

Enfin, le compas des instruments est corrigé (configuration "ENU"). Pour cela, les vitesses mesurées par les instruments sont projetées dans le repère géographique de la plage (N'-E'). En faisant l'hypothèse que les vitesses long-shore sont faibles par rapport aux vitesses cross-shore, on recherche l'angle θ minimisant la déviation standard des vitesses \vec{V} et maximisant celles des vitesses \vec{U} .

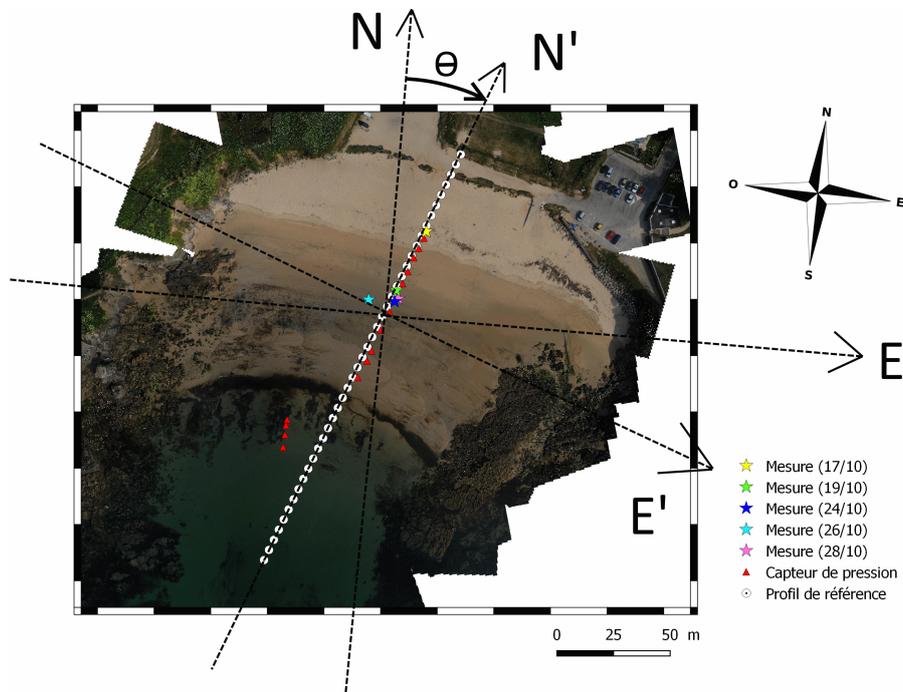


FIGURE 3.23 – Illustration de la correction géographique appliquée aux données. Les valeurs de vitesse sont projetées sur le repère N'-E'

3.6 Traitement des données vidéos

Dans cette section, les traitements réalisés sur les images vidéos sont présentés ainsi que les données extraites de ces images.

3.6.1 Calibration de la caméra

Lorsque la caméra visualise une scène, la lumière reflétée par l'ensemble des objets présents est transmise sur la cellule photo-réceptrice du capteur selon le modèle du sténopé ("pin-hole" en anglais). La scène est alors transformée passant d'une scène 3D à une image plane 2D, la taille de l'image 2D correspondant à la taille du capteur optique (Figure 3.24). Les coordonnées 2D de l'image obtenues sont discrètes et sont associées à une valeur de couleur, définissant la profondeur de l'image. La calibration extrinsèque consiste à déterminer les grandeurs matricielles (matrice de rotation R et vecteur de translation T) permettant de passer du repère absolu (\mathcal{R}_a) au repère de la caméra (\mathcal{R}_c), [Tsai, 1987]. Une seconde calibration est ensuite nécessaire visant à corriger les éventuelles transformations de l'image (distorsions, homothéties par exemple), lors de l'enregistrement de la scène 2D dans le plan image. On parle alors de calibration intrinsèque car celle-ci ne dépend que des paramètres internes de la caméra (type de capteur, taille de la puce, etc.), [Tsai, 1987].

Ces deux calibrations vont permettre de déterminer l'ensemble des paramètres inconnus de l'équation (3.14).

$$\begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_u & s_{uv} & c_u \\ 0 & k_v & c_v \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_d & 0 & 0 & 0 \\ 0 & f_d & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{3 \times 3} & \begin{bmatrix} T_x \\ T_y \\ T_z \end{bmatrix} \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \\ 1 \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

Les paramètres inconnus à déterminer sont donc :

1. Pour les paramètres intrinsèques :
 - f_d , la distance focale,
 - k_u et k_v , les facteurs d'échelle de l'image,
 - c_u et c_v , les coordonnées dans le plan image du centre de la projection,
 - s_{uv} , le paramètre géométrique du capteur.
2. Pour les paramètres extrinsèques :
 - R , la matrice de rotation,
 - T , le vecteur de translation.

Une fois ces paramètres déterminés, il est possible de convertir tout point (x, y, z) du référentiel absolu en coordonnée pixel (u, v) et inversement.

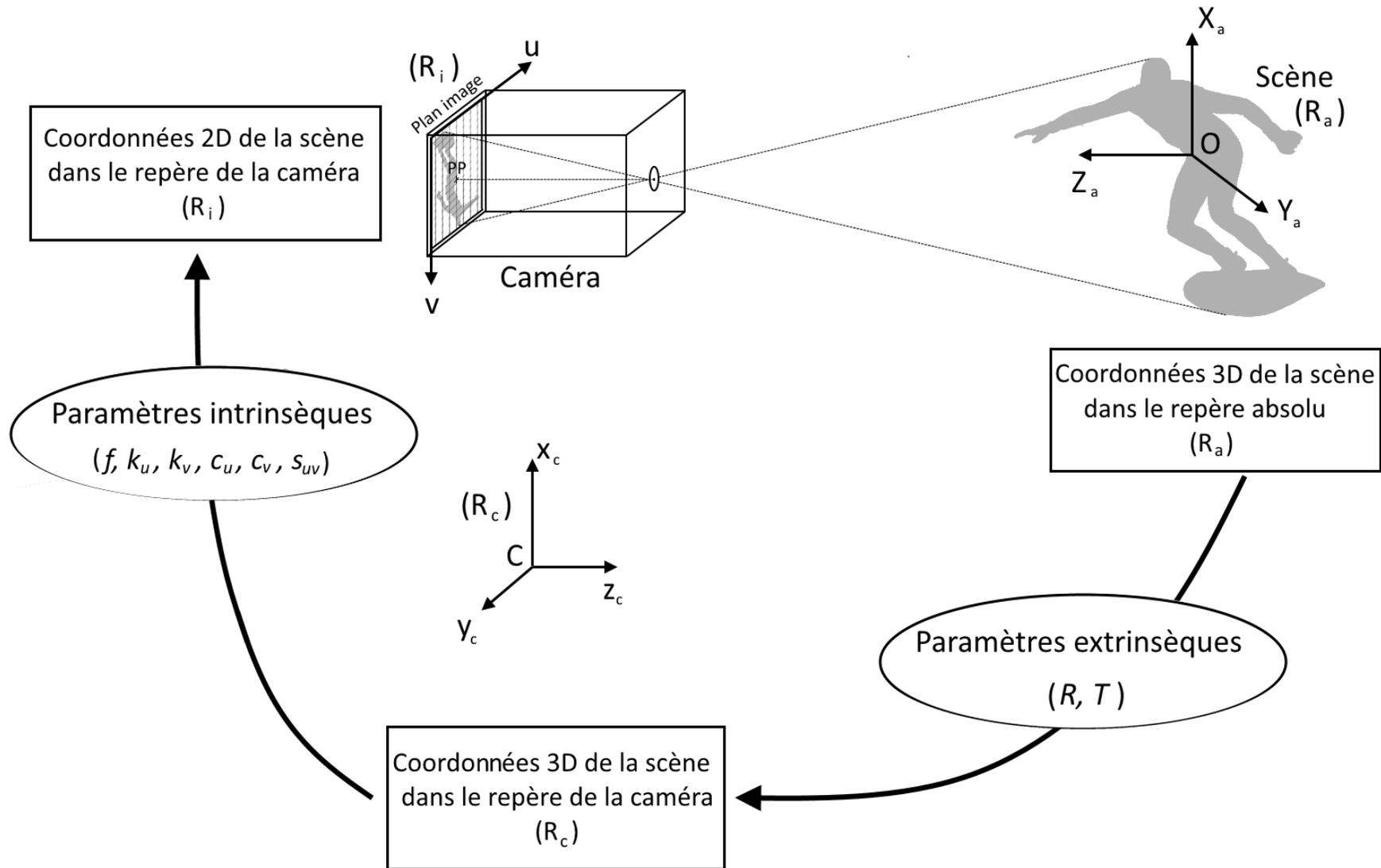


FIGURE 3.24 – Illustration des changements de repères entre une scène (surfeur) dans le référentiel absolu (\mathcal{R}_a) et celui de la caméra 3D (\mathcal{R}_c) et 2D (\mathcal{R}_i). Le passage du référentiel absolu à celui de la caméra se fait via les matrices de passage R, T . Les paramètres intrinsèques, comme la distance focale f_d , permettent de passer du référentiel caméra 3D à celui de l'image 2D.

3.6.1.1 Calibration intrinsèque

La calibration intrinsèque dépend uniquement des paramètres internes de la caméra. Elle s'appuie notamment sur la taille des capteurs et les caractéristiques de l'image enregistrée par la caméra. En fonction de ces paramètres, les grandeurs liées au passage de l'image 3D dans le repère de la caméra à l'image 2D enregistrée sur le capteur, sont calculées. Pour réaliser cette opération, nous nous appuyons sur des routines de calibrations développées par [Stumpf et al., 2016] d'après les travaux de [Tsai, 1987].

3.6.1.2 Calibration extrinsèque

Pour déterminer les valeurs des matrices de passage R et T , on s'appuie sur des points particuliers dits de contrôle. Ce sont des repères particulièrement visibles que l'on dispose sur la scène enregistrée par la caméra. Les positions de ces derniers doivent être connues dans les deux référentiels. Les points de contrôle vont alors permettre d'établir une correspondance entre l'image de la scène 2D vue par la caméra et l'image réelle 3D. Il est nécessaire d'avoir au moins 6 points de contrôle pour déterminer sans ambiguïté les matrices R et T [Tsai, 1987].

On cherche à faire correspondre les points de contrôle, répartis sur l'ensemble de la plage (Figure 3.25, [A]) et dont la position est relevée au DGPS, avec les coordonnées en pixel des images extraites de la caméra (3.25, [B]). Ensuite les matrices de passage entre les deux référentiels sont calculées par minimisation des erreurs (3.25, [C]). Une fois celle-ci calculée, les erreurs de projection sont calculées (3.25, [D]).

Une fois calibrées, les images issues de la caméra peuvent être utilisées pour réaliser des mesures quantitatives sur le site étudié.

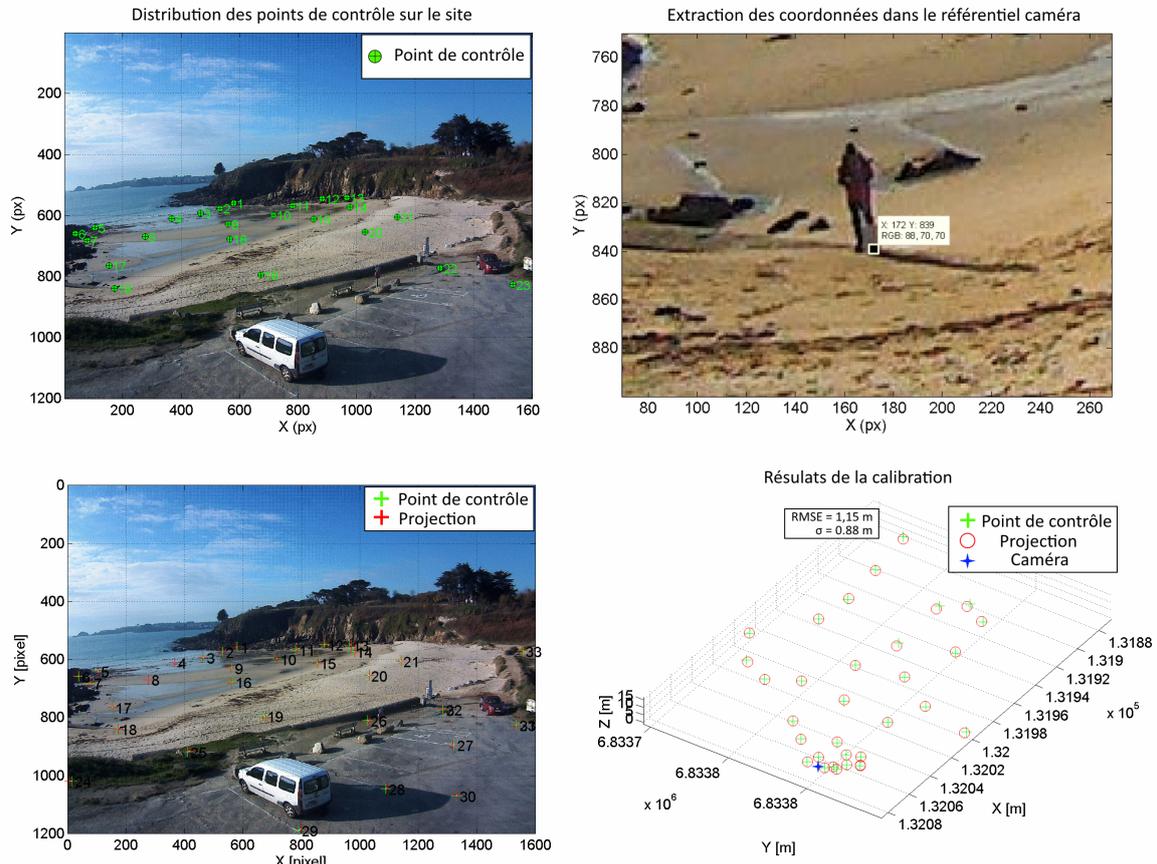


FIGURE 3.25 – Illustration des étapes de la calibration extrinsèque de la caméra. [A] : Positionnement des points de contrôle sur la plage. [B] : Mesure du positionnement des points de contrôle dans le référentiel absolu. [C] : Projection des points de contrôle dans le repère caméra. [D] : Calcul des erreurs associées au changement de repère.

3.6.2 Génération des images

Les images brutes permettent d'observer les conditions de mer mais ne peuvent pas fournir d'informations quantitatives. Elles sont donc une source d'information qualitative permettant à l'utilisateur de réaliser un contrôle visuel de l'état du site. Différents traitements appliqués aux images vont permettre de réaliser des mesures hydrodynamiques ou morphologiques du site. Trois traitements d'images sont généralement appliqués, permettant d'obtenir des images moyennées, orthorectifiées et compilées selon un transect défini au préalable ("stack" en anglais) ([Holland et al., 1997], [Almar, 2009]).

3.6.2.1 Images moyennées

Comme leur nom l'indique, les images moyennées sont obtenues en moyennant plusieurs images instantanées entre elles, sur un intervalle de temps défini. Généralement, on réalise des moyennes sur dix minutes, ce qui permet de filtrer les vagues présentes sur le site [Holland et al., 1997]. Ces images sont riches en information, en particulier pour l'étude des structures immergées, comme les barres sableuses ([Coco et al., 2005], [Plant et al., 2007]). En effet, la présence d'hétérogénéités sur le fond marin va modifier le comportement des vagues en surface (e.g. déferlement des vagues) ce qui apparaît de façon très visible sur les images moyennées. De plus, elles peuvent être utilisées pour extraire la position de la

ligne de rivage moyenne, atteintes par le niveau de wave-setup à l'interface terre-mer. L'extraction des lignes de rivages moyennes au cours d'une marée permet, en leur associant une élévation (e.g. grâce à une formule empirique du wave-setup), de reconstruire une bathymétrie intertidale de la plage.

3.6.2.2 Images ortho-rectifiées

Les images ortho-rectifiées sont une projection de l'image enregistrée par la caméra dans le repère absolu. L'ensemble des coordonnées en pixel de l'image est projeté dans le référentiel absolu selon un plan d'élévation défini. Ainsi chaque point de l'image contient l'information de position dans le repère absolu.

Ces images ne seront pas exploitées dans les travaux présentés ici. En effet, les incertitudes introduites dans le processus d'ortho-rectification ne permettent pas d'effectuer des mesures quantitatives. Il semble que le mât sur lequel est positionnée la caméra soit d'une hauteur trop faible (6 m) pour obtenir une ortho-rectification des images satisfaisantes. En effet, la hauteur de la caméra est un paramètre important car il détermine directement l'angle de vue de la caméra. Si celui-ci est trop petit, il limite fortement la qualité des images ortho-rectifiées. Sur les images ortho-rectifiées du site, au-delà de quelques dizaines de mètres la taille d'un pixel peut atteindre 1 m et les effets de distorsion deviennent très importants, ce qui apparaît clairement sur les images ortho-rectifiées de la plage présentées sur la figure 3.26. Seules des observations qualificatives peuvent être faites (e.g. forme géométrique de la ligne de rivage, courants sagittaux, croissants de plage), comme illustré sur la figure 3.26.

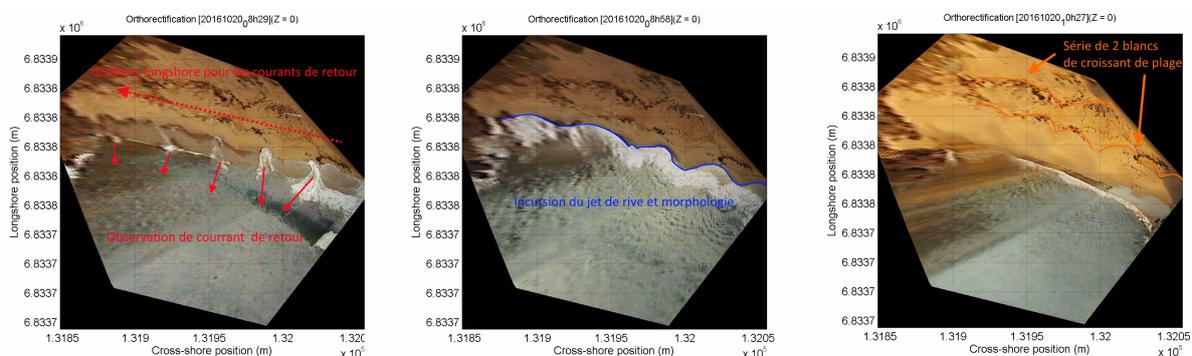


FIGURE 3.26 – Exemple de quelques images orthorectifiées enregistrées par la caméra. Plusieurs observations peuvent être faites sur ces images (courants sagittaux, présence de structures sédimentaires, etc.) mais on observe des effets de distorsion importants, empêchant d'effectuer des mesures sur l'image.

3.6.2.3 Images compilées

Les images compilées ("timestack" en anglais) correspondent à l'extraction des pixels le long d'un transect, au cours du temps [Holland et al., 1997]. Pour réaliser ce type de données, un transect doit d'abord être défini dans les deux référentiels (absolu et caméra). Dans la direction transversale de la plage, le transect choisi correspond à un profil de plage relevé au DGPS et projeté ensuite dans le repère de la caméra. Chaque pixel est récupéré le long du transect projeté, puis compilé dans une nouvelle image. Elle donne alors l'évolution des pixels le long du transect choisi au cours du temps (Figure 3.27).

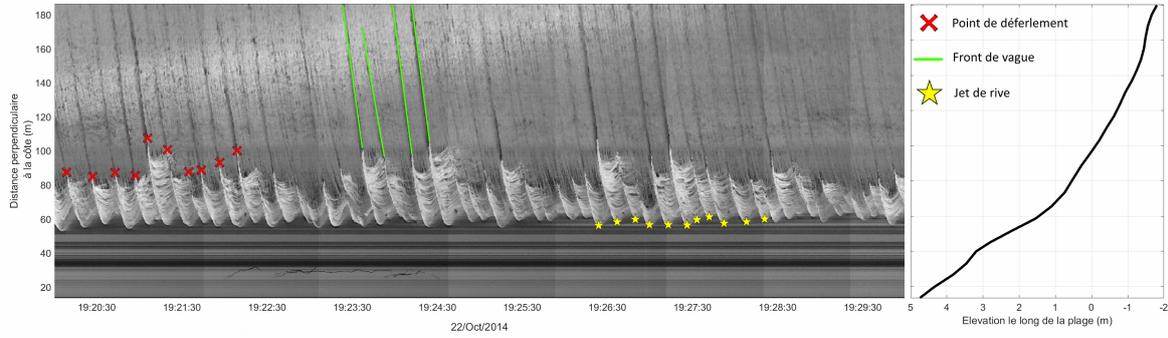


FIGURE 3.27 – Exemple d’une image compilée et des différentes observations pouvant être réalisées sur cette image. Les positions des points de déferlement, de la ligne de rivage et celles des fronts d’ondes successifs apparaissent clairement sur l’image. Leurs positions en pixel peuvent ensuite être extraites et converties dans le référentiel absolu.

Ces images sont riches en informations pour étudier la dynamique des vagues dans la zone intertidale de la plage. Comme on peut le voir sur cette figure, les fronts d’ondes, les jets de rive et les points de déferlement sont particulièrement bien visibles. Il est ainsi possible de suivre les jets de rive successifs ou encore la dynamique des points de déferlement au cours du temps. La caméra étant calibrée et des profils topographiques réguliers étant réalisés, des mesures faites sur les images de ce type peuvent être facilement reconverties dans le référentiel absolu. Les incertitudes liées à ces mesures sont directement fonction de la distance entre la mesure et la caméra, comme on peut le voir sur la figure 3.25, [D]. La taille des pixels augmente avec la distance. Dans notre cas, on obtient en bas de plage (*i.e.* ~ 180 m) une taille de pixel de 90 cm. Cela correspond en vertical à une incertitude de 10 cm en moyenne (en fonction du profil de plage). En revanche, sur la plus grande partie de la plage, la taille des pixels reste suffisamment petite ($\mathcal{O} \sim 10$ cm) et introduit des incertitudes verticales de l’ordre de 5 cm.

L’extraction des lignes de rivage et de déferlement mis au regard de la dynamique présente au large et sur la plage peut s’avérer très intéressante pour étudier certains mécanismes. On peut se rapporter à l’étude de [Moura and Baldock, 2017] abordé à la section 1.2.4.1. Dans cette étude les signaux de vague enregistrés au large et de part et d’autre de la zone de déferlement sont comparés avec les lignes de rivage et de déferlement extraits par vidéo. Ces dernières sont en effet de bon indicateurs du forçage des ondes infragravitaires au large (ligne de déferlement, voir figure 7 [Moura and Baldock, 2017]) et dans la zone de surf (ligne de rivage, voir figure 6, [Moura and Baldock, 2017]).

Une analyse de la corrélation croisées est ensuite réalisée (équation (3.15)) sur l’ensemble des paires de signaux parmi ceux enregistrés par les capteurs de pression déployés au large, à la plage et ceux extraits par l’analyse des données vidéo (ligne de déferlement et des lignes de rivage).

$$R_{xy}(\tau) = \frac{\langle x(t) \cdot y(t + \tau) \rangle}{\sigma_x \cdot \sigma_y} \quad (3.15)$$

Avec $R_{xy}(\tau)$ la corrélation des signaux $x(t)$ et $y(t)$, τ un décalage temporel et σ_x , σ_y les écarts types des série temporelle x et y et enfin $\langle \cdot \rangle$ l’opérateur de moyenne d’ensemble.

En fonction de la valeur de retard τ obtenue pour une corrélation maximale entre une paire parti-

culière de signaux (ligne de déferlement et ligne de rivage, figure 3.28), les auteurs différencient le type d'onde basse fréquence présente (onde infragravitaire liée ou libre) par rapport à la valeur théorique de propagation de l'onde (similaire aux travaux de [Tucker, 1950]). Sur l'exemple donné à la figure 3.28, l'observation lors de plusieurs jours successifs d'un pic de corrélation à $\tau \simeq 25$ s, montrent que sur ce site et dans les conditions d'observations, le mécanisme de génération des ondes infragravitaires par oscillation du point de déferlement ([Symonds et al., 1982]), est prédominant.

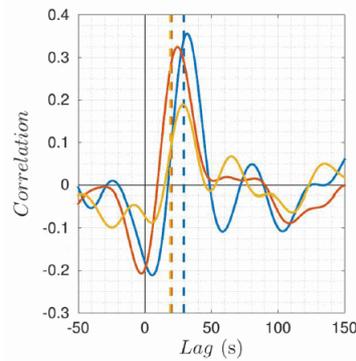


FIGURE 3.28 – Diagramme de corrélation croisée pour les signaux des lignes de déferlement et des lignes de rivage sur le site de Palm Beach, lors de trois observations successive ([Moura and Baldock, 2017]). Le pic de corrélation observé ($\tau \simeq 25$ s) est caractéristique d'une onde infragravitaire générée par une oscillation des points de déferlement ([Symonds et al., 1982]). Les lignes pointillées indiquent les valeurs moyennes théoriques du temps de trajet pour une onde infragravitaire libre à partir de la zone de déferlement externes vers le rivage.

Morpho-dynamique d'une plage sableuse : étude de cas

Sommaire

4.1 Article (en cours de soumission à <i>Journal of Coastal Research</i>)	112
4.2 Synthèse	140

Dans cette partie on se propose d'étudier la morpho-dynamique d'une plage sableuse en s'intéressant à un site : la plage de Porsmilin. Les liens existants entre la morphologie de la plage et le forçage hydrodynamique sont examinés grâce aux données récoltées lors des deux campagnes DYNATREZ. Cette partie rassemble les observations et les résultats issus d'une étude menée sur la morpho-dynamique de la plage de Porsmilin. Elle est présentée sous la forme d'un article soumis au journal *Journal of Coastal Research*.

L'objectif de cette étude est de caractériser la morpho-dynamique à court terme de la plage. On cherche à identifier les processus hydrodynamiques responsables des variations morphologiques à court terme, observées sur les profils de plage. Pour cela, les observations faites grâce aux capteurs de pression permettent de caractériser l'hydrodynamisme local qui est mis au regard des variations morphologiques de la plage.

Au regard de la morpho-dynamique de la plage observée lors de ces campagnes, des éclaircissements sont apportés sur la réponse de la plage à l'échelle court terme (*i.e.* d'un cycle de marée). Un processus d'accommodation face à un forçage hydrodynamique à court terme est proposé. La réponse de la plage est liée à la dynamique du point d'inflexion, caractéristique des plages de type LTT. Ce point d'inflexion s'avère important pour étudier la dynamique de la plage, pourtant il est peu pris en compte dans les études réalisées sur ce type de plage. Une discussion sur les transitions entre les différents états de plage observées en environnement macrotidal est faite.

L'assimilation des données dans un modèle empirique, adapté au site de Porsmilin [Lemos et al., 2018], est réalisé. La capacité du modèle empirique à reproduire les variations courtes termes de la plage est examinée.

Il apparaît que les variations peuvent être dissociées en deux composantes, l'une représentant de fortes variations morphologiques (*i.e.* decamétrique), associée à des échelles de temps longues (*i.e.* cycles morte-eaux / vives-eaux et saisonnières) liée au forçages des vagues. L'autre composante est associée à des fluctuations de faibles intensités (*i.e.* décimétrique), journalière et indépendante du forçage. Le modèle permet de reproduire correctement la première composante mais pas la seconde. Un terme fluctuant, stochastique ou non (dans ce cas, il faudrait déterminer quels sont les processus associés à cette dynamique), pourrait être introduit dans le modèle pour permettre la prise en compte de ces variations journalières (*e.g.* [Banno and Kuriyama, 2014], [BANNO et al., 2015]).

4.1 Article (en cours de soumission à *Journal of Coastal Research*)

On a low tide terrace embayed beach behavior and short term beach profiles predictability in a macro-tidal environment

Charles Caulet^{†*}, France Floc'h[†], Nicolas Le Dantec[‡], Fabrice Ardhuin[§], Christophe Delacourt[†]

* charles.caulet@univ-brest.fr

[†] Geoscience Ocean, IUEM/UBO/CNRS, Brest, France

[‡] CEREMA, Technical Department of Water, Sea and Rivers, Plouzané, France

[§] LOPS, IUEM/UBO/Ifremer/IRD/CNRS, Plouzané, France

Additional Index Words: *beach accommodation, beach equilibrium profile, short term morphodynamic, empirical model, low tide terrace.*

Abstract

Two fieldworks were conducted on an embayed sandy beach located in a low-to-medium energy macro-tidal environment. This beach is characterized on both sides of the mean water level by a relative steep and reflective intertidal zone ($\beta = 0.08$) and a dissipative subtidal zone ($\beta = 0.02$). The beach is subject to a significant wave height of 0.5 m and a mean spring-tide range of 5.7 m. Following the model of Masselink and Short (1993), the site is classified as a Low Tide Terrace beach. In this study we focus on the short term morphodynamic of the beach. The evolutions of morphodynamic markers (sediment volumes, slope breaking point and local beach slope) in regards to the wave conditions are examined. The results suggest that under a wave forcing, the beach accommodates through a particular pattern, specific to a low tide terrace beach type. A mechanism of accommodation for low tide terrace beaches is proposed, involving the dynamic of its slope breaking point. Moreover the beach exhibit fast accommodation relative to short and moderate wave forcing. The use of empirical model has shown to be relevant to study short term beach morphodynamic. Notably, altitude contour trends are well reproduced within days. It demonstrates the ability of such model to bring valuable information of the short term beach profile evolutions, but not for time-scale smaller than 2 tidal cycles.

1. Introduction

A sandy beach is a vulnerable environment and can evolve rapidly under a particular wave forcing. In some cases, a short but remarkable event, as storms, can change dramatically the beach state (Barnard et al. 2011; Splinter et al., 2014; Blaise et al., 2015; Masselink et al., 2016; Suanez et al., 2016). The analysis of the response of the beach regards to the wave forcing underlies the equilibrium beach model concepts. It states that under a relative constant wave forcing the beach will accommodate until it reaches equilibrium (Dean et al. 1977). The equilibrium state is reached when the sand transport is limited to the essential minimum (i.e. no transport in an ideal case). The simplest form of equilibrium beach profile is written as a power law of the cross-shore distance scaled by a constant number linked with sediment grain size (Bruun, 1954; Dean, 1991). The concept of equilibrium profile and shoreline change have been extensively developed and sophisticated since the early simple model of Bruun (1962), (e.g. Kriebel et al., 1991; Larson, 1991; Medina et al., 2001; Romańczyk et al., 2005; Holman et al., 2014). Regards to the complexity and the characteristics of the beach (e.g. geometry, presence of sand bar, strong littoral drift), different equilibrium shapes have been suggested (Dean et al. 2002).

Based on these studies, a classification of beach states according to the value taken by different parameters such as sediment grain size or the Dean number (Ω) (Wright and Short, 1984) or forcing characteristics (Masselink and Short, 1993) was proposed with proven efficiency for a wide range of sites.

The concept of dynamic equilibrium of beaches is particularly adapted and a convenient representation of the beach morphodynamic (Short and Jackson, 2013). Indeed the positive or negative feedbacks between hydrodynamics (waves, tides and currents) and the sea bed drive the morphological responses of a beach facing an incoming forcing and can be seen as alternated processes maintaining a dynamic equilibrium. Besides empirical approaches are powerful tools for the analysis of beach environments due to the inherent complexity of such systems. The development of empirical models based on the beach equilibrium is thus a suitable mean to explore the beach morphodynamic.

In this study, shoreline prediction models are considered. They forecast a cross-shore position (d) of a given altitude (z) in function of the disequilibrium in the hydrodynamic forcing (Miller and Dean 2004). The disequilibrium can be either positive (typically a storm event) or negative (corresponding to a mild forcing) and leads to an erosion or an accretion event respectively. Two efficient models have been developed in the past decade (Yates et al. 2009; Davidson et al. 2009). They use different empirical functions to model the evolution of the beach profiles regarding to the forcing. It can be parameterized by the wave energy, the wave power, radiation stress as well as the Dean number (Ω) (see Yates et al. 2009). These models have been used at different sites and from then, have been enhanced and extended to more complex environments (Davidson et al. 2013; Castelle et al. 2014; Holman et al. 2014; Lemos et al. 2018).

Notably, in Lemos et al. 2018, the authors modify slightly the model proposed by Yates et al. 2009. They propose a modified model which takes into account high variation of the water level (typically a macro-tidal environment) and therefore the shift of the shoreline position over time. The modified model has been applied on a low tide terrace beach, a widespread type of beach in such environment. According to Masselink and Short (1993) classification, these types of beaches are notably associated with tide dominated environment defined by a Relative Tide Range (hereafter *RTR*) superior to 7. A low tide terrace beach (hereafter *LTT*) has a cross-shore profile characterized by the presence of a slope discontinuity. It separates the lower beach with mild slope and the upper beach with a steeper profile. Usually they are associated with bi-modal distribution of grain sizes from both sides of the breaking point associated with the varying beach slope (McLean and Kirk 1969).

The local beach slope impacts numerous hydrodynamic processes in the beach environment. It drives notably the ratio of vertical acceleration versus gravity, which leads to the definition of the surf-similarity parameter (Battjes et al., 1974) playing a significant impact in coastal dynamics (Holman et al., 1985; Gourlay, 1992 and other). Recently, several studies have pointed out the role of the local beach slope in challenging research interests of coastal dynamics: for example as a key factor for infragravity dynamics (Battjes et al., 2004), by playing a significant role in the enhancement of wave non-linearities (Filipot et al., 2015) or as the driving mechanism of the ongoing wave energy fluxes in the swash zone (Almar et al., 2016). Through its impact on hydrodynamic processes and feedback effects, the local beach slope could play a significant role in the evolution of the beach morphodynamics.

Therefore the slope breaking point location could be one factor that drives the dynamic for low tide terrace beaches. Indeed, many observations on these beaches have shown contrasted dynamics on both sides of the breaking point. The steep part is usually associated with a greater dynamic which means larger sediment mobilization, stronger transport and various sediment structure formations (Miles and Russel, 2004; Qi et al., 2010). Moreover Miles and Russel (2004) studied morphodynamics processes on both sides of the slope discontinuity for several LTT beaches located in UK. They show that these types of beaches exhibit two distinct dynamics with proper characteristics and can be treated as a reflective or a dissipative beach only according to the position of the shoreline. Nevertheless they suggest that some interactions exist between the two parts of the beach. Qi et al., (2010) show that the discrepancy of the dynamic is particularly visible during energetic events. Among several beaches studied, the strongest response after a storm event was observed for LTT beaches with changes focused mainly in the upper part of the beaches.

Numerous extreme wave climates impacted recently the Atlantic west coast (e.g. during 2013/2014 winter). Therefore our knowledge of beach accommodations and morphological responses of sandy beach environments under various wave forcing needs to be enhanced. Nevertheless few studies are concerned by the way that a sandy beach recovers and accommodates the incoming energy (Kobayashi and Jung, 2012). Recently, long term beach recovery after a storm event has been studied on the North Atlantic coast (Scott et al., 2016; Dodet et al., 2018). They have shown that beach recovery periods after extreme erosion span over several years and are site-dependent. Moreover, the beach recovery strongly dependent of the winter conditions, which determine if the beach will continuously recover (calm winters) or be stalled even reversed during energetic winters. Nevertheless short term accommodations processes are not well understood (Ranasinghe et al., 2012; Callaghan et al., 2013). The short term morphological response of a LTT beach has been preliminary studied by Floc'h et al, 2016. In this study, the authors have exploited in situ data from a field survey held in autumn 2014. The wave conditions were low-to-mild. They have observed a strong dynamic of the beach (doubling of the beach slope and high erosion-accretion rates within 1-2 tide cycles) associated with rapid recover of the beach (1-2 day). In this paper we extend the study of Floc'h et al., 2016. The dataset used in this study gathers two fieldworks held in autumn 2014 and in autumn 2016. The study focuses on the behavior of a LTT beach under a various range of wave conditions. A large part of the paper is dedicated to the analysis of the morphological response of the studied site via daily topography data. The beach accommodation is discussed and linked to the low tide terrace dynamic.

According to several studies the predictability of long term evolution of beach profile using empirical models is fair (Miles and Davis, 2004; Yates et al., 2009; Castelle et al., 2014; Lemos et al., 2018). The errors are small (e.g. RMSE are about 5 m for the modelled shoreline for Lemos et al., 2018) and the seasonal variability of beach profile is correctly reproduced (e.g. more than 50 % of the variability, which is contrasted regarding to the altitude Lemos et al., 2018). Empirical models based on beach equilibrium are a suitable mean to explore long term beach dynamic (Short and Jackson, 2013). Nevertheless Lemos et al., 2018 highlights the fact that the model was not able to reproduce the pluriannual cycle. Moreover it is not known if they could be used to retrieve the short term dynamic. An objective of this work is to show whether or not an empirical model can be used to bring information about the short term evolution of the beach profiles in a macro-tidal environment. The model proposed by Yates et al., 2009 and extended to macro-tidal environment by Lemos et al., 2018 was used. Two

version of the model are implemented with different calibrations based on two time-scale datasets (long and short term). These models are then confronted and the results are discussed.

The studied site as well as the data collection and methods are described in section 2. The results of wave forcing, morphodynamic markers and application of empirical model are presented in Section 3. These results are placed into context with previous findings in section 4 and summarized in section 5.

2. Study site and Methods

2.1. Study site

The study site is a 200-m long sandy beach called Porsmilin, nested in the bay of Bertheaume in the French Atlantic coast (Brittany, France, see figure 1).

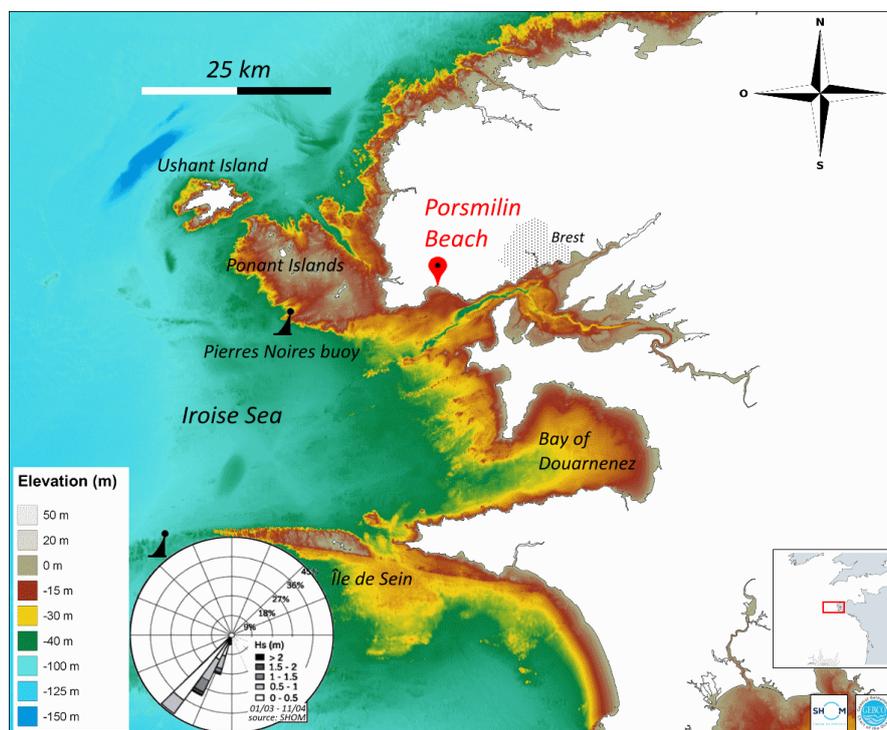


Figure 1: The Porsmilin beach is located on the French Atlantic coast, sheltered in Bertheaume bay. The swell rose of 1 year’s measurement made at the “Pierres noires” buoy is shown. Swells are mainly south-west and presents low-to-mild energetic conditions (bathymetry data from Homonim project, SHOM 2015).

The beach is under a semi-diurnal symmetric macro tidal forcing with a mean spring tide reaching 5.7 meters. The beach is bounded on both sides by rocky headlands and bounded at the top by a sandy berm. Therefore the beach forms a well constrained sedimentary system, essentially cross-shore dominated. It is south-west oriented facing the Iroise Sea, a highly energetic setting. Although the regional site is often affected by storms, locally under strong tide currents ($4 - 5 \text{ m.s}^{-1}$, SHOM, 1994) and high wave energy forcing (5-years return period for a wave height exceeding 11 meters, CANDHIS/CEREMA 2018), the site presents mild hydrodynamic forcing. The shallow depth of the shelf (few tens meters), the refraction and reflection of the waves dissipate a significant part of their energy before reaching the site. The swell has then a quasi-normal incidence on the beach. Wave conditions are low-to-mild with an annual mean significant wave height of 0.5 meters. During storm events the significant wave height typically reaches 1.5 m. Although its heavily embayed nature, the beach could face

extremely high energetic offshore conditions during winter storms ($H_s > 5$ m and $T_p > 15$ s) which may considerably impact the beach morphology.

The site is alternatively under a tidal dominance with a relative tide range (denoted RTR and defined by the ratio between the tide range and the significant wave height) greater than 15, tide modified ($5 < RTR < 15$) and under a wave dominance ($RTR < 5$). The dimensionless fall velocity (Ω) is always smaller than 2 (Jaud, 2011). It results to a low tide terrace (LTT) beach, according to the Masselink and Short classification (Masselink and Short, 1993). The beach morphology is characterized by a slope discontinuity located around the mean height water neap. The mean beach slope at the upper beach is 0.07 and 0.03 at the lower beach (from the averaged DGPS profiles over 13 years (Porsmilin/SNO DYNALIT (CNRS) data, 2018). The median sand size d_{50} is around 320 μm at the intertidal zone with medium variability along a beach transect (ranging from 500 to 250 μm). The distribution of sediment median is slightly bi-modal with a mean of 350 μm in the upper part and 300 μm in the lower part. Moreover one notes the presence of buried pebbles (5-10 cm) in the upper part, which are frequently exposed after an energetic event (Dehouck et al., 2006; Floc'h et al., 2016).

2.2. Data collection

The Dynatrez project aims to investigate the morpho-dynamic of sandy beaches in a macro-tidal environment, along the French Brittany coast. It focuses on the interactions between the hydrodynamics processes and the morphologic state of the beaches and their evolution (recovery-lose). In the framework of this project, two field surveys have been conducted to fulfill these objectives. The campaign held in autumn, when the beach state starts to evolve from a summer-profile towards a winter-profile, during the years 2014 and 2016. In the following, reference to the campaigns will be denoted as D1 (Dynatrez 1) and D2 (Dynatrez 2) respectively.

During a whole fortnightly cycle (spring-neap-spring tide), the hydrodynamic forcing and the beach profile evolutions have been recorded. D1 experiment took place in October 2014 (8th to 28th). D2 experiment took place in 2016 between the 15th of October and the 2nd of November. To address the objectives of the Dynatrez project, the fieldwork was design to focus on the short-term morphodynamics, with a time-scale of observations ranging from hours (tides, beach profiles) to seconds (waves and water level).

The beach profiles have been recorded daily at low tide with a DGPS RTK (Topcon Hyper IV). The instrument has a centimetric level accuracy (2-3 cm in horizontal axis and 5 cm in vertical axis (Jaud et al., 2011)). The beach profiles were surveyed along three different transects (east – middle – west), covering a significant portion of the foreshore (figure 2). According to Floc'h et al. (2016), the three transects during D1 show the same evolution in space and time, no rotation of the beach has been observed. In the following, only the middle profile will be considered, which is denoted as referential transect. All the elevations (beach profiles and hydrodynamic related variables) are relative to the national geographic datum “Institut Géographique National” IGN69, which has its origin at the mean tide of Marseille (France). Relative to IGN69, the Mean Water Level (hereafter MWL) is found at $Z = 0.4$ m, the Mean Height Water Neap (hereafter MHWN) is found at $Z = 1.6$ m and the Mean Height Water Spring (hereafter MHWS) is found at $Z = 3.4$ m. To complete the local topographic measurements, a 3D terrestrial laser scanning system (TLS, Riegl VZ400) was deployed before and after the surveys in order to measure the global topographic changes occurred during both fieldworks. It measures with high resolution (few centimeters in horizontal and vertical axis (Jaud et al., 2011)) the whole topography of the beach (dense cloud of

3D points). Finally, a camera system (Vivotek IP7361) is installed at the top of a mast, upstream the beach. It provides high resolution images of the beach environment, with an acquisition frequency of 2 Hz. Video data are processed in order to measure water levels in the swash zone (wave-setup and wave runup) and the breaking wave location.

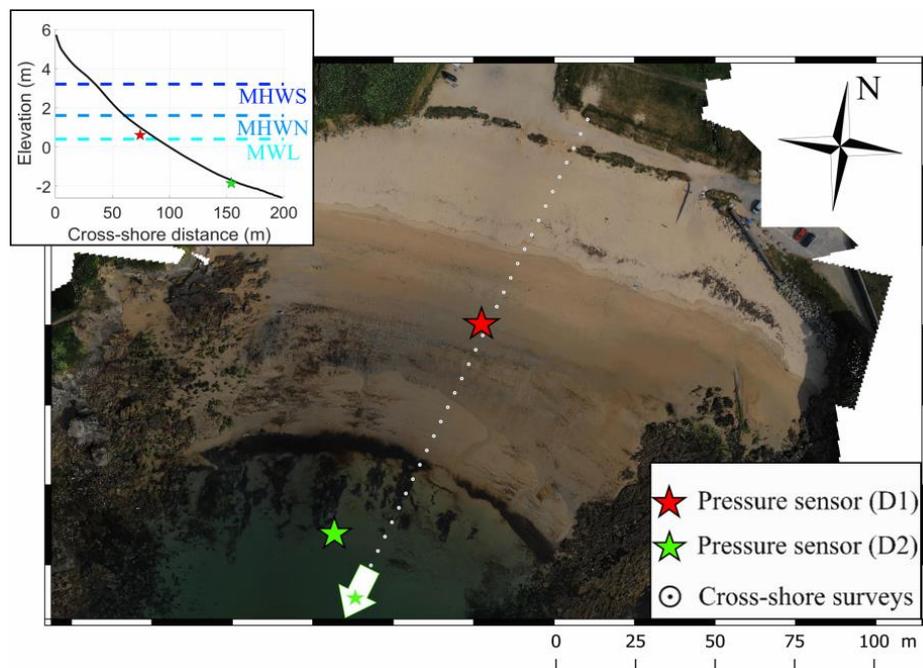


Figure 2: The settings of the two campaigns are shown. Three DGPS profiles have been measured during the campaigns (colored circles). The location of the most seaward pressure sensors used (star) are shown (red for D1 and green for D2). For D2, an additional pressure sensor is deployed on a mooring, off the beach (symbolized by the green arrow). The location of the Lidar station is also shown. In the top left are shown the location of the two buried sensors used for the study regarding the 11's years averaged beach profile (red star for D1 and green star for D2). The elevations of the characteristics water level are also shown (*MWL*: Mean Water Level; *MHWN*: Mean Height Water Neap; *MHWS*: Mean Height Water Spring).

The wave parameters have been measured thanks to pressure sensors, buried on the site along the referential profile (at the MWL for D1 and at $Z = -1.8$ m for D2). The current meter located offshore having failed for different reasons at the beginning of the two campaigns. The most seaward pressure sensor is used for each campaign. In the case of D2, one pressure sensor has been also moored with the current meter at 2 km off the beach. The pressure sensors are from OSSI, collecting data at a frequency of 5 and 10 hertz for D1 and D2 respectively.

2.3 Data processing and methods

2.3.1 Hydrodynamic data

For both surveys, the wave conditions have been measured from the data collected by the pressure sensors. The data have been corrected relative to the atmospheric pressure and shifted to a common reference level (IGN69). A spectral analysis (Fast Fourier Transform) has been performed on the detrended data, separated in 20 minutes segments. The energy spectrum was computed following the linear wave theory, using a suitable cut-off frequency considering the mean water depth and with a Hanning-type window to avoid high frequency noises. An overlap of 50% is considered. From the spectra, the spectral significant wave height in both incident gravity

band ($f > 0.04$ Hz) and infragravity band ($0.004 \text{ Hz} < f < 0.04 \text{ Hz}$), the peak period, the spectral mean period and the wavelength of the offshore waves (noted H_{m0} , T_p , $T_{m0.1}$ and λ_0 respectively) have been computed. The wavelength was obtained by inverting the linear relation of dispersion. For D1, since the pressure sensor was intermittently emerged, a tide concordance has been done according to the tide data from Brest's tide gauge (REFMAR, SHOM 1994). For D2 the tide data has been extracted from the offshore pressure sensor measurements using a low pass filter with phase preservation (cut-off frequency equals 2 hours).

In order to get a referential value for the wave forcing, the average of the 2008-2016 autumns, which covers the period of the Dynatrez's surveys, was assessed under the studied site. To do so, the hydrodynamics data from the WaveWatch III© model (hereafter WW3 (Tolman, 2009)) were extracted, at the closest node facing the beach (NorGas-UG configuration). It corresponds to the location of the mooring during the D2 survey. The node is located at ($48^\circ.33 \text{ N}$, $-4^\circ.40.66' \text{ W}$). The model is fairly good to assess the hydrodynamics at this location, with high correlations and reasonable errors ($\rho^2 = 0.65$, $NRMSE = 12 \%$ for the significant wave height and $\rho^2 = 0.50$, $NRMSE = 20 \%$ for the spectral mean wave period).

The mean of the wave power during the tide preceding the DGPS survey were computed to assess the impact of the wave forcing on the beach. Also the maximum forcing for each preceding tide is extracted. These kinds of wave forcing are more relevant than the instantaneous wave forcing since the beach response should be stretched in time (e.g. Yates et al., 2009) and because of the dependence of the beach system with the past history of both morphologic and hydrodynamic processes (Sonu and James, 1973).

The beach profiles are punctual measurements, done at low tide for each day of the fieldwork. Therefore in order to get the most precise wave forcing that has impacted the beach, the average of the whole wave forcing during the last high tide is computed daily. Thus it is possible to link them to the daily changes observed along the beach profiles. Finally the hydrodynamic parameters extracted are: the forcing in term of energy (taken as the squared significant wave height); in term of power (taken as the energy times the spectral wave period) and the relative tide range (RTR , defined here by the ratio between the tide range and the significant wave height).

2.3.2 Morphodynamic data

The morphodynamic was investigated through the analysis of three different markers. They are:

- The sediment volume giving information about the erosion-accretion processes
- The local beach slope, characterizing the local interaction between the hydrodynamic and the morphology of the site
- The breaking point location characterizing the relative importance of the dissipative and reflective part at a given time

The sediment volumes per unit of longshore length have been computed thanks to the daily DGPS profiles. The surface is extracted along each transects. In order to avoid tide dependence, the same lengths of beach transect have been exploited. Three portions of transects have been chosen for the integration: $T1$, between the head of the profile and the $MHWS$, $T2$ between $MWHS$ and $MHWN$ and $T3$ between the $MHWN$ and the MWL .

As the way we define a referential value for the wave forcing, the average volume during 2008-2016's month of October for the 3 transects were computed. The average volumes are 83, 66, and 22 m³/m for *T1*, *T2* and *T3* respectively. These references volumes were then used to compare and analyze the evolution of the beach during the survey periods within these transects. The deviation from the Seasonal Averaged Volume, denoted *SAV*, ($\Delta_{SAV} = V - SAV$) and daily deviation ($\Delta_{Vd} = V_t - V_{t-1}$) were computed.

Particular attention is paid on the sediment movement in the wave action zone. Therefore, the sediment volume is also extracted in this area and as it is done for the other volumes, the daily deviation is computed. The swash zone is known to be an area where the sand transport is significant. The concentrations of sediment in a run-up / run-down cycle can exceed 160 g. L-1 (Puleo et al., 2000). Moreover the swash zone is the interface between land and sea. In this area the mobilized sediment are either stored in the upper part of the beach or transported in the lower part and potentially transported offshore (Miles and Russel, 2004). In order to retrieve the global extension of the wave action zone, we have used video. We defined area of wave action formed by the surf and swash zone measured by the camera. It is limited shoreward by the addition of the tide level, the 50 % run-up exceedance and the wave-setup. In order to make comparison of the computed sediment volume in this area, we need to choose a constant width. Therefore a length of 25 meters from the upper swash extension has been chosen. It corresponds to the mean width of the surf-swash area detected from video data (see figure 3).

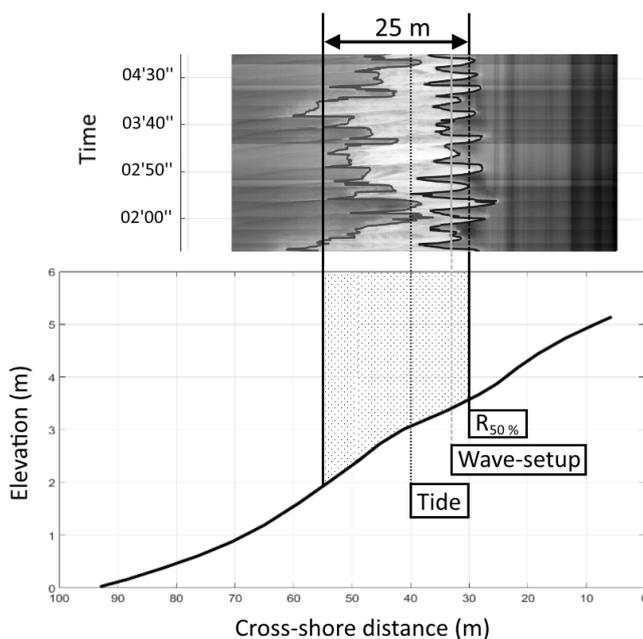


Figure 3 : Definition of the wave action area used for the sediment volume assumption. Top panel displays the water levels detected with video imagery and bottom panel shows the corresponding position on the beach profile. The wave action area is defined as a 25 meters width area limited shoreward by the 50 % wave run-up exceedance ($R_{50\%}$).

The location of the slope BreAKing Point (denoted *BKP*) is determined with a semi-automatic method based on the gradient of the slope along the profile. Moreover a close follow-up of the beach profile reveals also visually the location of the inflexion point. Our results of The *BKP* identification for both methods have been compared. The locations obtained are comparable. Nevertheless when the breaking point is difficult to locate, the beach profile was not taken into account. The knowledge of the *BKP* allows then to extract the cross-shore distance and

elevation of the slope discontinuity as well as the value of the slope on both sides (α for the upper beach and β for the lower beach, see figure 4). We define the P_{LTT} , as the ratio of the slopes, expressed in percent (eq. 1)

$$P_{LTT} = 100 * (1 - \frac{\tan \beta}{\tan \alpha}) \quad (1)$$

High value expresses a profile well differentiated with a strong reflective upper part and highly dissipative lower part of the beach. Inversely, if little discrepancy is observed between upper and lower beach, the P_{LTT} value declines. Therefore, a flat profile shows no *BKP* and has a P_{LTT} of 0 %.

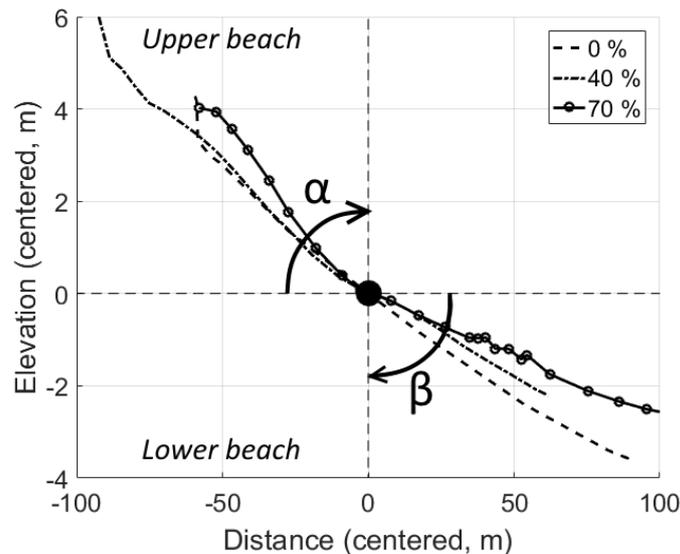


Figure 4 : Definition and evolution of the P_{LTT} values for different beach profiles. The beach profiles have been centered on their *BKP*. Values of slope in the upper (α) and lower (β) part of the beach are used to determine a P_{LTT} expressed as a percentage. High value of P_{LTT} are found for $\alpha \gg \beta$.

Finally, the local beach slope (β) is computed along a certain portions of the beach profile. The chosen portions have a length of 12 meters, which gives a good balance between resolution and noise.

2.3.3 Empirical model

Lemos et al., (2018) have validated on the same study site a shoreline position prediction empirical model (Yates et al., 2009) using 11-years long monthly topographic dataset. Yates et al (2009) empirical model consists in computed a cross-shore displacement $S(Z)$ through the expression (2), associated with known hydrodynamic forcing

$$S(Z)_{n+1} = S(Z)_n + C^{\pm} * \sqrt{WF} * \Delta WF * \Delta t \quad (2)$$

With: $\Delta WF = WF - WF_{Eq}(S)$ and $WF_{Eq}(S) = a * S + b$

Where, $S(Z)$ is the cross-shore distance of a given altitude Z ; WF is the wave forcing ; WF_{Eq} is the equilibrium wave forcing and Δt the time step between two iterations n . The couple (a, b) are used to define the equilibrium wave forcing, essential for the model. The couple (C, C^+) stands for the rate of erosion and accretion

respectively. An erosion (resp. accretion) process is defined when ΔWF is negative (positive), in that case C^- (C^+) will be used for the computation.

The first step to build an empirical model is to obtain the different free parameters via a calibration. This calibration is made by assimilating in situ data. The reliability of the calibration depends on what time scale processes we want to reproduce. The aim is to assess if the empirical model calibrated with long term data is able to reproduce the short term evolution of the beach, to know if it contains the required physical processes to understand short term morphological beach response. We therefore compare the results given by the Long Term Model (hereafter *LTM*) and another one based on the assimilation of short term data (daily beach survey during a spring-neap tide cycle, hereafter *STM*) from the two campaigns D1 and D2, separately.

In terms of the wave forcing, the WW3 output data have been used. Two wave forcing proxies have been tested: the wave energy proxy (H_s^2) and the wave power proxy ($H_s^2 * T_{m0,-1}$). The water level is also taken into account in order to define in the model the area of computation. One can find further detail on the model used in Lemos et al., 2018.

The outputs of a calibration consist of 5 free parameters, denoted a , b , C^- , C^+ and d . Lastly, the d parameter is used to define the initial shoreline position used by the model. A set of free parameters is found for each altitude Z .

The set of free parameters is found by a numerical research based on the simulated annealing algorithm (Kirkpatrick et al., 1983; Barth & Wunsch, 1990). The research is done by minimizing the root mean square errors between model outputs and observations for each combination of free parameters. The research method is constrained by four factors: the approximate range for each parameter research, the step of the research, and the minimal / maximal numbers of iterations. For the *LTM*, the parameter a ranges from -0.5 to 0.5, b ranges from -2 to 2 erosion-accretion coefficients C_{\pm} range from -1 to 1 m/day/m³ (Lemos et al., 2018). In order to have a good assessment of the appropriate range for *STM*, the relation linking the measured erosion-accretion rates and the cross-shore positions of a given altitude have been analyzed (see figure 5). For the *STM* the parameter a ranges from -1 to 1 m²/m the parameter b ranges from -2 to 2 m² and the parameters C_{\pm} range from -30 to 30 m/day/m³. We observe that the linear equilibrium wave forcing functions, WF_{Eq} , computed as the linear fit of the points associated with low erosion-accretion rates (thus which induce no sand movement) are parameterized by a -values greater than the one found in Lemos et al., 2018. The variation rates are also one order of magnitude higher.

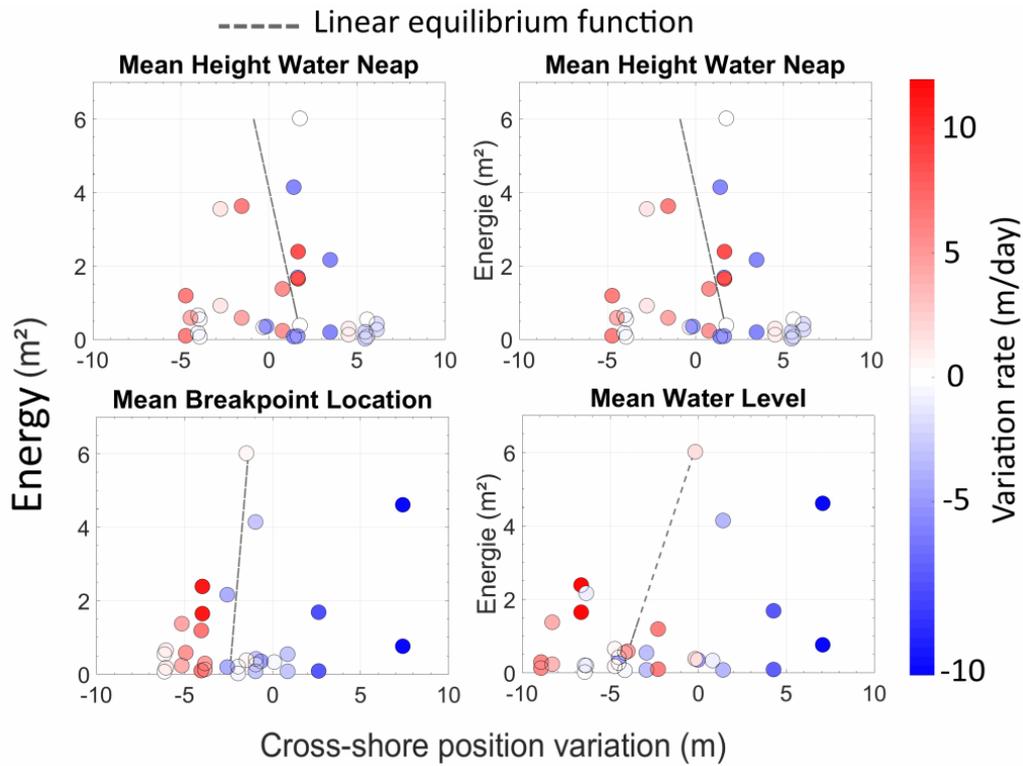


Figure 5: Daily erosion- accretion rates relative to the deviation from the cross-shore position (taken as the long term mean value of the concerned altitude) and the wave energy proxy (m^2) for four particular altitudes (*MHWS*, *MHWN*, *MWL* and the mean location of the *BKP*). The linear equilibrium functions are plotted for each altitude.

Once the calibrations are done and the set of parameters determined, they have been used to reconstruct the beach profiles evolution during the conditions of the *DYNATREZ* experiments. The contour elevations of the beach profiles given by equation 1 are computed. We have used an altitude vector ranging from -1 m to 4.1 m with 0.1 vertical steps, allowing a complete reconstruction of the foreshore profiles.

3. Results

3.1 Wave climate

The wave and tide conditions measured by the two pressure sensors during D1 and D2 are shown in figure 6. We present here the results obtained from the pressure sensors located on the beach. The significant wave heights are corrected from the shoaling in order to retrieve the offshore condition collocated with the WW3 outputs, about 2 km off the beach.

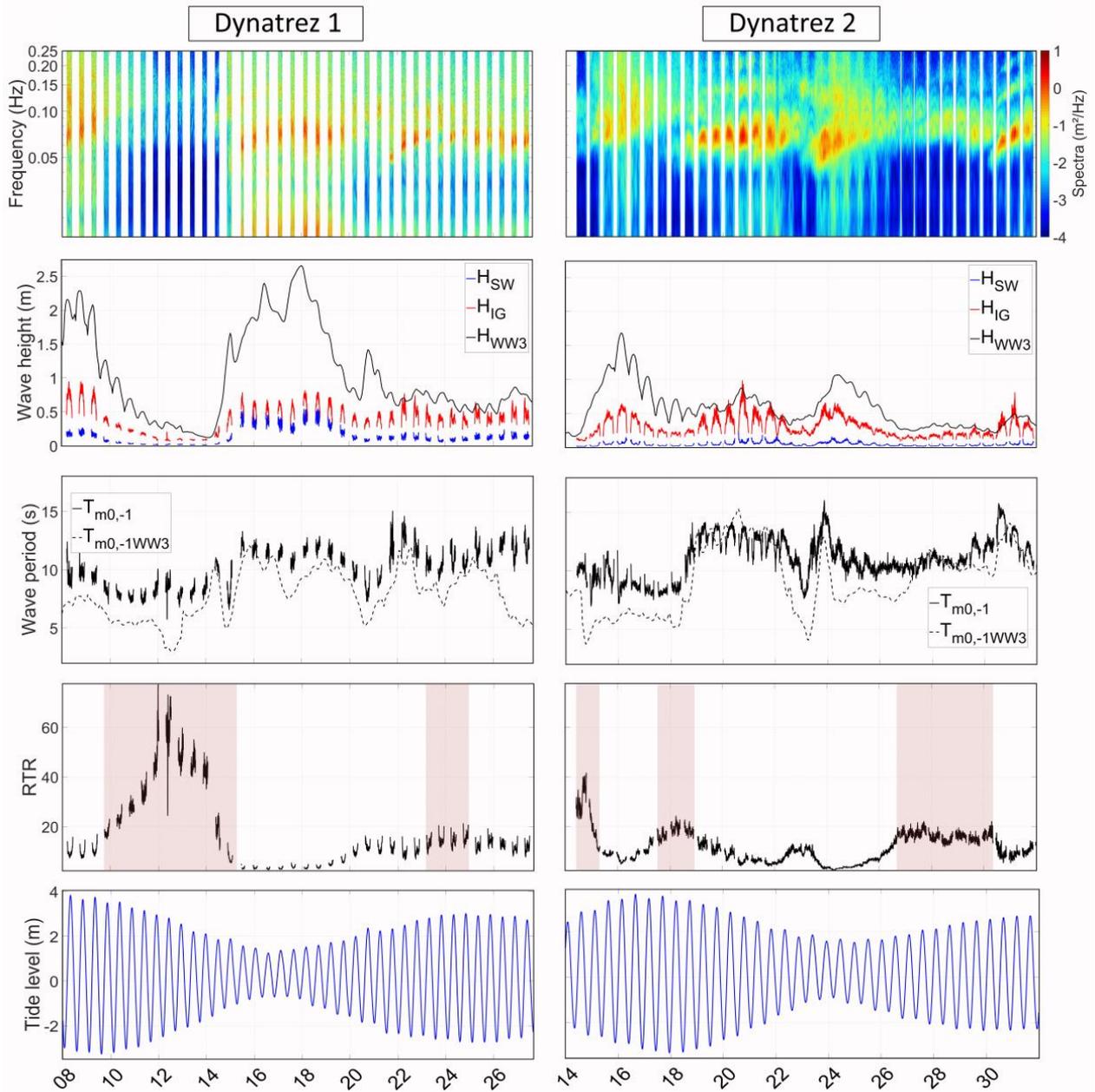


Figure 6: Wave and tide conditions during the *DYNATREZ* campaigns. [a] : Wave spectra (m^2/Hz) ; [b] In situ significant wave height (m, H_s) in gravity (red lines), infragravity (blues lines) frequency band and WW3 output for surface gravity waves (black lines). [c] Spectral mean wave period (s, $T_{m0,-1}$) (In situ data solid lines, WW3 output dashed lines); [d] In situ relative tide range (RTR) with tide-dominated regime ($RTR > 15$) is highlighted by a red layer; [e] Tide signal.

During D1, the wave conditions are mild with an average offshore significant wave height of 1 m. The waves are mainly generated by local winds with an average spectral mean period of 10 s and a wide wave spectra associated with high values of spectral width parameter ($\nu = 0.7$, computed according to Tucker and Pitt (2001)).

According to Masselink and Short, 1993 the beach is under wave dominance ($RTR < 15$) almost all the survey except between the 10th to 14th, when the wave forcing decreases and the tides were still high and the 24th when the spring tides occur. In terms of wave energy, two main events are notable. Their climaxes in terms of wave energy are reached the 9th ($H_s = 2.3$ m) and the 18th ($H_s = 2.7$ m). The first event lasted only 2 tides (between the 8th and the 9th) while the second persisted during 4 days (16th – 19th of October). During the second event, the RTR was very low ($RTR < 4$) indicating a wave-dominated site. Moreover, significant ratios of infragravity

energy (R_{IG} defined as the ratio of infragravity to sea-swell variance) are recorded during the second event, between 20 and 40%. The R_{IG} reaches 40 % during several days (15th to 20th). Previous studies focused on this site have shown that the infragravity wave energy is correlated with the wave power ($\rho^2 = 0.75$) as reported in the literature (e.g. Ardhuin et al., 2014; Inch et al., 2017)

During D2, the wave conditions are rather low with an average significant wave height of 0.6 m. The beach is alternatively under wave dominance ($RTR < 15$) and tide dominance ($RTR > 15$). The spectral mean period exceeds 14 s during three events with a peak of 17 s reached twice the 23rd and the 30th of October, with wave spectra containing only one narrow peak ($\nu = 0.5$), centered on the spectral mean period and concentrating all the wave energy. These swells are due to the storm Matthew (28th of September –9th of October) and Nicole (4th – 18th of October). The swell was not accompanied with infragravity waves. The only exception occurred the 23rd of October with a ratio of low frequency energy reaching 12 %.

A seasonal average wave power of $16 \text{ m}^2 \cdot \text{s}$ is found (1.1 m for the significant wave height and 9.1 s for the spectral period). These values will be used as references in order to characterize the wave forcing observed during the survey.

For D1, the wave forcing alternates between moderate and low. Thus, regarding to the referential value defined from WW3, we recorded successive positive-negative deviation from the long term average in the wave forcing. The forcing is fairly constant during the low conditions events, for several tides. This is very convenient in order to study the recovery of the beach and its evolution towards an equilibrium state. During D2, the wave forcing is rather low compared to D1. The maximum wave forcing observed is barely 30 % the one recorded for D1. The site was under the seasonal averaged wave forcing during the whole survey.

3.2. Morphodynamic

In this part we analyze the morphodynamic data obtained during the fieldworks via the local beach slope, the breaking point location and the sediment volume.

3.2.1. Global observations

According to TLS data, sand volumes are computed by numerical assessment between same vertical layers over a common surface area. At the beginning of the campaigns, the beach was then more eroded in 2016 than in 2014. A total of $21\,500 \text{ m}^3$ is found for D1 before the survey and $25\,500 \text{ m}^3$ after. The beach volume was about $15\,500 \text{ m}^3$ for D2 before and $23\,500 \text{ m}^3$ after. For the two campaigns, the beach globally accretes. The total budget of sediment volume in the studied area was about 4000 m^3 gained by the beach during D1 while during D2 the gain approached 8000 m^3 . In order to analyze the way the sediment had moved, the differential Digital Elevation Models (DEM) are computed (figure 7).

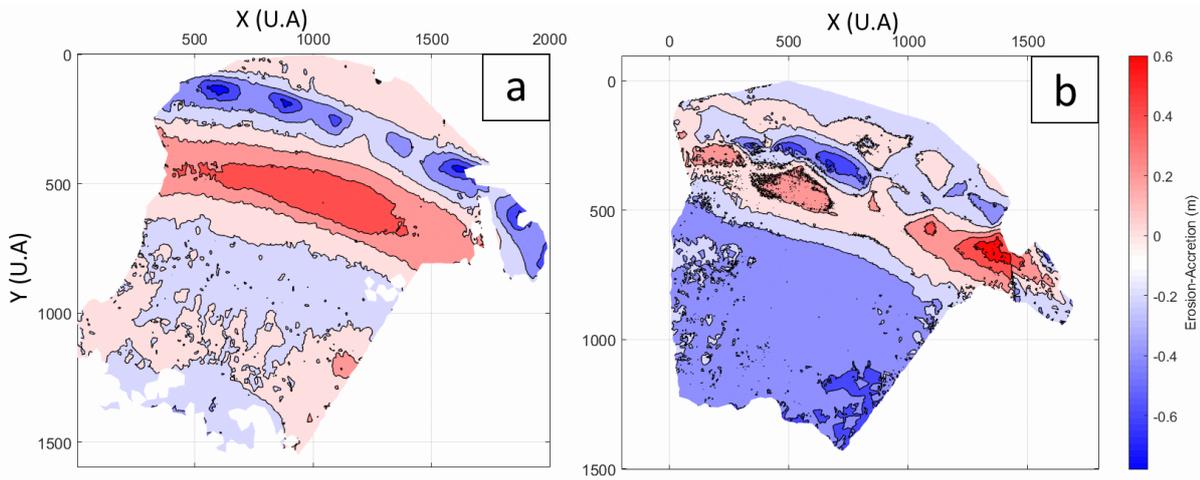


Figure 7: Differential DEMs from TLS data for both campaigns. The eroded surface is shown in red and accreted surface in blue. Characteristic water levels are displayed. The coordinate system is arbitrary.

For both campaigns the sediment is more mobilized in the upper part of the beach, above the *MWL*. In the lower part the erosion-accretion show smaller intensity in average (*QUANT*). Under the *MWL*, the sediment transport is stable for *D1* and we measure a local erosion of about 0.3 meters in average during *D2*. Between the *MWL* and the *MHWN*, the sediments are mainly accreted (+ 0.6 m) for both campaigns. The maximum of accretion occurred in this area for both campaigns (in terms of average as well as intensity). Nearby the *MHWS* the sediment is periodically eroded indicating the formation of periodic sedimentary structure called beach cusps.

As a low tide terrace beach, the beach profile is characterized by a slope discontinuity or *Breaking Point* (denoted *BKP*). The impact of this feature is visible on the differential DEM. The mean position of the *BKP* during the two campaigns is collocated with the changeover point of the erosion-accretion processes (weak dynamic in the lower part and high dynamic in the upper part). It corresponds to the position of the Mean Water Level.

From the daily beach surveys (figure 8), we observe that the profile is more reflective (0.07 in average over *D1* and *D2*) in the upper part of the beach (i.e. above the *BKP*), than the lower part (0.02 in average over *D1* and *D2*). The mean beach profile measured during *D1* show a strong degree of convexity. Although the measurements have been made in October, the mean profile is typical of a late winter with an upper beach well eroded and a sand accretion in the lower part. In contrast, the shape of the mean beach profile during the *D2* survey is typical of late summer with a build-up of sand in the upper part of the beach (figure 8).

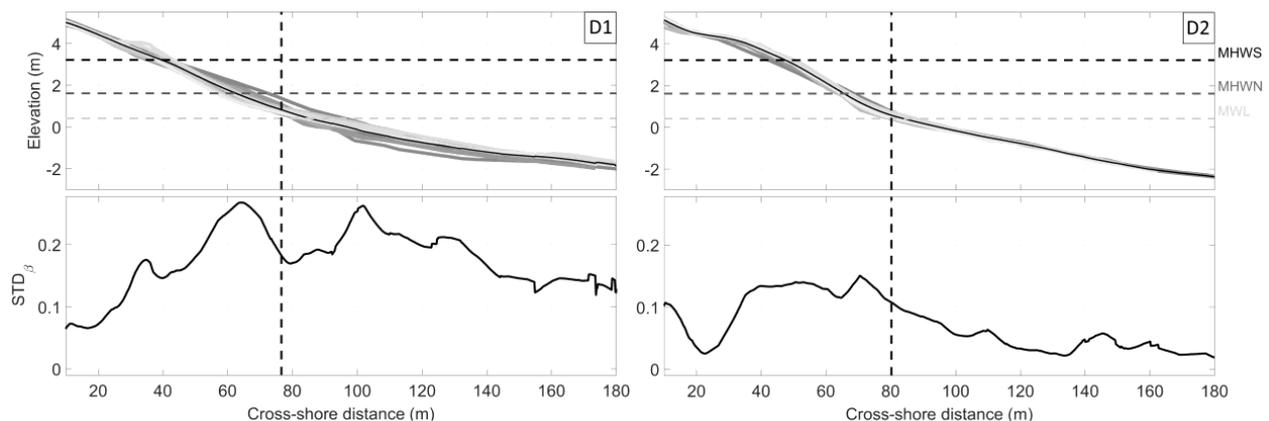


Figure 8: Beach morphology evolutions measured during the campaigns. Top: daily DGPS profiles with the mean beach profile during survey (black line). Gray lines are the successive beach profiles. The horizontal dotted lines represent the altitude of the characteristic water level (*MHWS*: Mean Height Water Spring; *MHWN*: Mean Height Water Neap and *MWL*: Mean Water Level). Bottom: Standard deviation of the altitude computed along the profiles. On both panels the vertical black dotted lines show the mean location of the breaking point for each survey.

The beach profiles show more variability during the first campaign (figure 8, bottom panel) with an average standard deviation (*STD*) equals to 0.07 for D1 and 0.04 for D2. It is interesting to note that the main beach profile changes occurred in the same locations for each campaign. Indeed, the highest values of beach profile *STD* are observed at the *MHWN* and under the *MWL* for D1. At the *MWL* the *STD* strongly decreases. We observe an increase of *STD* at the *MHWS* attributable to an upper beach berm formation during the survey. It is also the case during D2 with a relative high value of *STD* around the *MHWS*, here associated with the beach cups formation. High value of *STD* is observed at the *MHWN*. Similarly with D1, the *STD* decreases around the *MWL*. This suggests that the beach shows a common dynamic in spite of the relative different beach state observed of the two surveys.

3.2.2. Morphodynamic markers

The daily deviations of the sediment volume per unit of longshore length computed along three portions of the topographic survey (as defined Section 2.3.2) are shown in figure 9. The cumulated volumes indicate that during D1 the total budget along the transects are negative with a loss of 16 m³/m. For D2, it is positive with a gain about 14 m³/m. For both campaigns, T1 and T2 volumes are inferior to the corresponding *SAV*. This suggests that a relative big portion of the upper beach (0 to 70 m) is more accreted than the average during the surveys. In contrast the T3 volume is oscillating around the *SAV*.

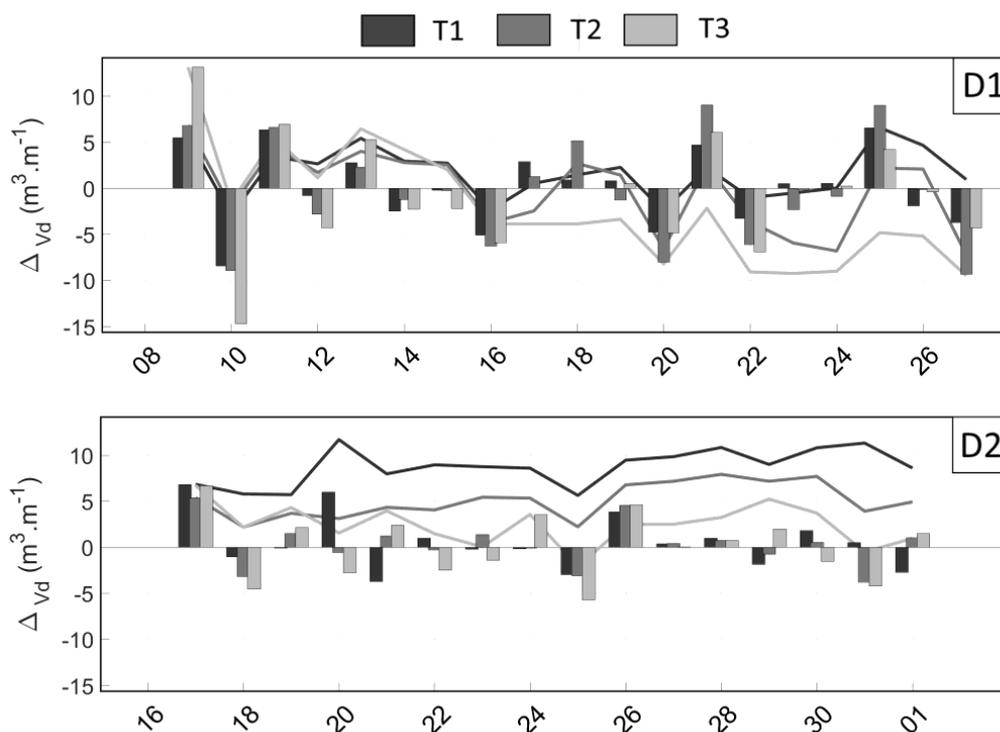


Figure 9: Daily deviation of the sediment volume along the different transects *T1*, *T2* and *T3* for both campaigns. The

cumulated volumes for each transects are shown.

During D1, the computed volumes on $T1$, $T2$ and $T3$ are highly correlated ($R = 0.90$ in average) and thus erode or accrete in the same time. This indicates that the erosion-accretion events are global processes impacting the whole upper beach (from top of the profile to MWL). It is not the case during D2, lower correlations are found between the sediment volumes along each transect ($R = 0.5$ in average) indicating that each transect evolves independently. Moreover, for both surveys, the sediment movement is a cyclic: erosion and accretion event occur alternatively from a day to another, notably during D1.

The second sediment marker that we have analyzed is the location of the slope breaking point. The elevation and cross-shore distance of the BKP were recorded daily. During D1, the BKP is first moving from the MWL to the lower beach and then rapidly retreats toward the upper beach until the $MHWN$. Finally, it slowly continues to move toward the upper beach until the end of the survey. The BKP has displaced within a large range of space (2 meters in vertical, 60 meters in horizontal). Similar observations are made for the second survey but with a weaker dynamic. The BKP has been moving alternatively landward then retreats shoreward within a small range of space (less than 1 m in vertical, 20 meters in horizontal), see figure 10.

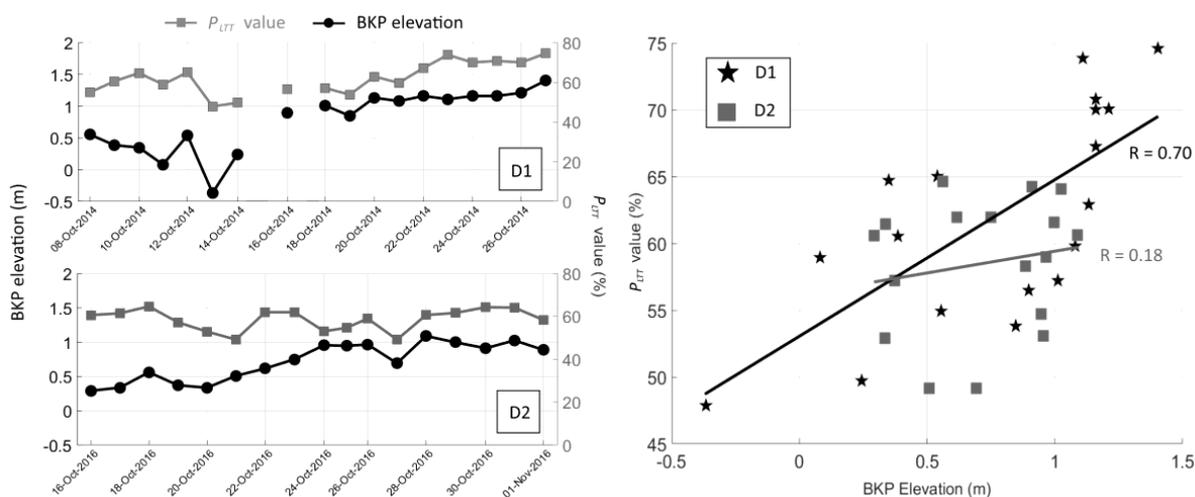


Figure 10: Evolution of the BKP elevation and P_{LTT} during both campaigns (left). Scatter plot of the P_{LTT} versus the BKP elevation. Linear regressions are shown associated with the correlation coefficient R (right).

We observe that the BKP dynamic is correlated with the P_{LTT} for the first campaign. A linear correlation coefficient is found of 0.70 (at 95 % confidence level) for D1 and 0.18 for D2. The small ranges of P_{LTT} and BKP values for the second campaign could be responsible for the poor correlation. The correlation is positive thus when the conditions are enough strong, the BKP is moving toward the upper beach (increase of the BKP elevation) and the P_{LTT} rises i.e. the slope in the upper beach increases and in the lower beach decreases.

The relation between the BKP dynamic and the wave forcing has been investigated (figure 11). The best fits were computed between the wave forcing in terms of energy, wave power or RTR .

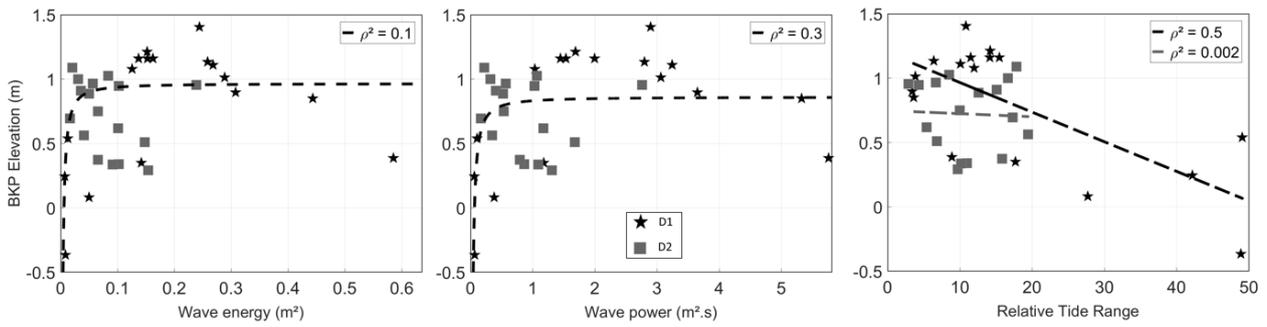


Figure 11: Evolution of the *BKP* elevation versus the wave forcing. From left to right: wave energy, wave power and *RTR*. No significant values of correlation coefficients are found except for the *RTR* during D1. The squared correlation coefficient is less than 0.5 for the wave energy or wave power. The tide range and *RTR* are correlated with the *BKP* evolution for D1 ($\rho^2 = 0.5$) but is not the case for D2. Nevertheless, for D2, the variability of the data is too small which lead to high p-value associated with the linear fit ($p = 0.8$), suggesting that it is not significant.

The daily value of the slope β along the beach profile for both campaigns is shown on figure 12. As expected for a LTT beach, the beach is divided in two areas, above and under the *MWL*. The lower part of the beach presents beach slope value between 0.01 and 0.04, associated with a standard deviation of 0.005 for both campaigns. In contrast, above the *MWL* the local beach slope is between 0.02 and 0.12 with a standard deviation of 0.015. Thus as observed earlier, a higher degree of variability in the upper part of the beach is found for the beach slope.

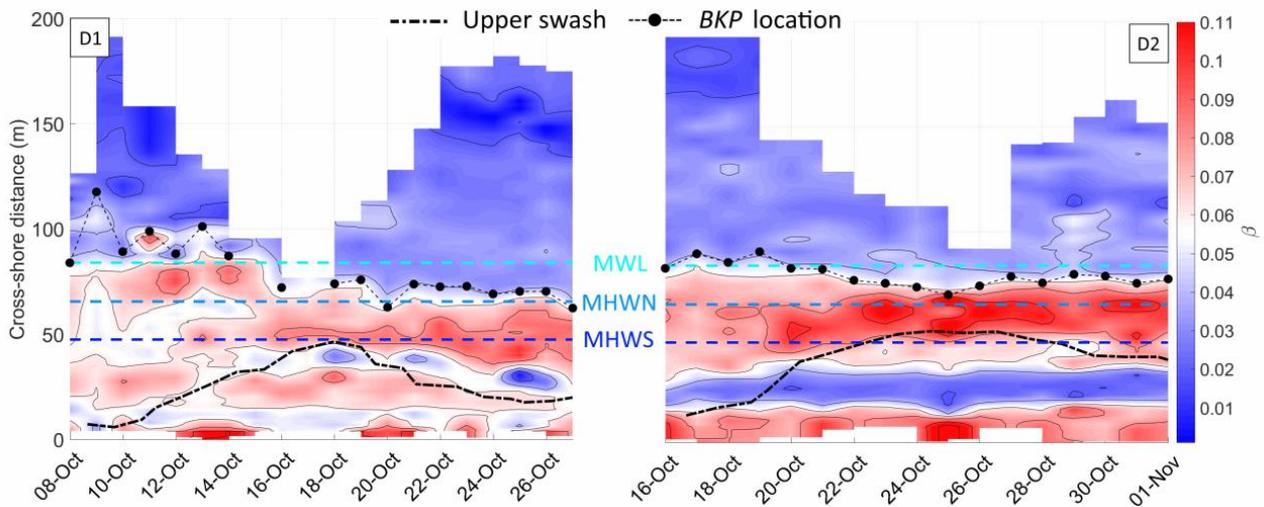


Figure 12: Local beach slope computed along the beach profile over 12 meters transect. The horizontal dotted lines indicate the characteristic water levels. The black dotted line represents the upper swash extension measured with the camera (50 % run-up exceedance) and the circles display the *BKP* location along the fieldworks.

We have extracted the local beach slope at four peculiar locations: at *MHWS*, *MHWN*, *MWL* and at the successive positions of *BKP* during both campaigns. The values are shown in figure 13.

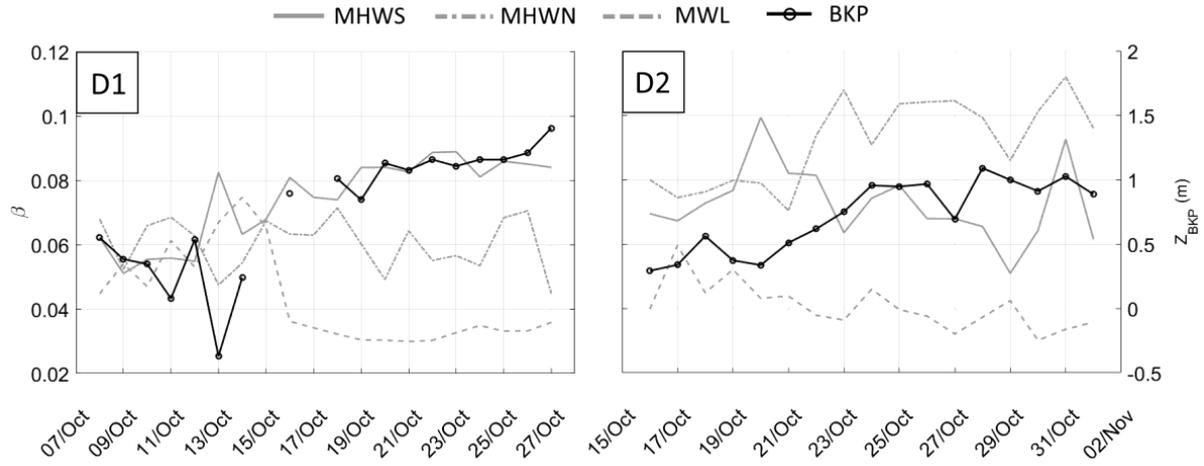


Figure 13: Evolution of the local beach slope (β) for three altitudes: *MWL*, *MHWN* and *MHWS* during DYNATREZ campaigns. The time series of BKP elevation is also shown.

For the first campaign, we note that after the 9th of October and the decreasing of the offshore wave forcing ($H_s = 2$ to 0.5 m) the local beach slope at the different locations were oscillated around 0.06 with an amplitude of 0.01. After the 15th of October and the enhancement of the offshore wave energy ($H_s = 0.5$ to 2.5 m) we observe a steepening of the upper part (+ 55% of β at the *MHWS*) and a milder lower part (-60 % at the *MWL* location). The low tide terrace shape of the beach is therefore more pronounced and P_{LTT} increases (figure 10). During D2, the beach slope profile has conserved the same shape: a highly dissipative lower beach ($\beta = 0.03$) until the *MWL*, a reflective berm ($\beta = 0.10$) which nested growing beach cusps around the *MHWN* and a narrow terrace ($\beta = 0.04$) in the upper beach.

It is important to note that during D2 the variability of the observations is in general weak. Therefore it is difficult to relate some morphological processes discussed in the paper with the hydrodynamic forcing, the correlations are not always significant due to sparse data.

3.2.3 Empirical model

The results obtained for the application of the empirical models are shown here. The beach profiles were reconstructed according to the *LTM* and *STM* calibrations. For each model, the modelled periods correspond to the DYNATREZ campaigns. The optimal model free parameters (a , b , C^+ , C^-) obtained for the two calibrations (*LTM* and *STM*) have been compared (figure 14).

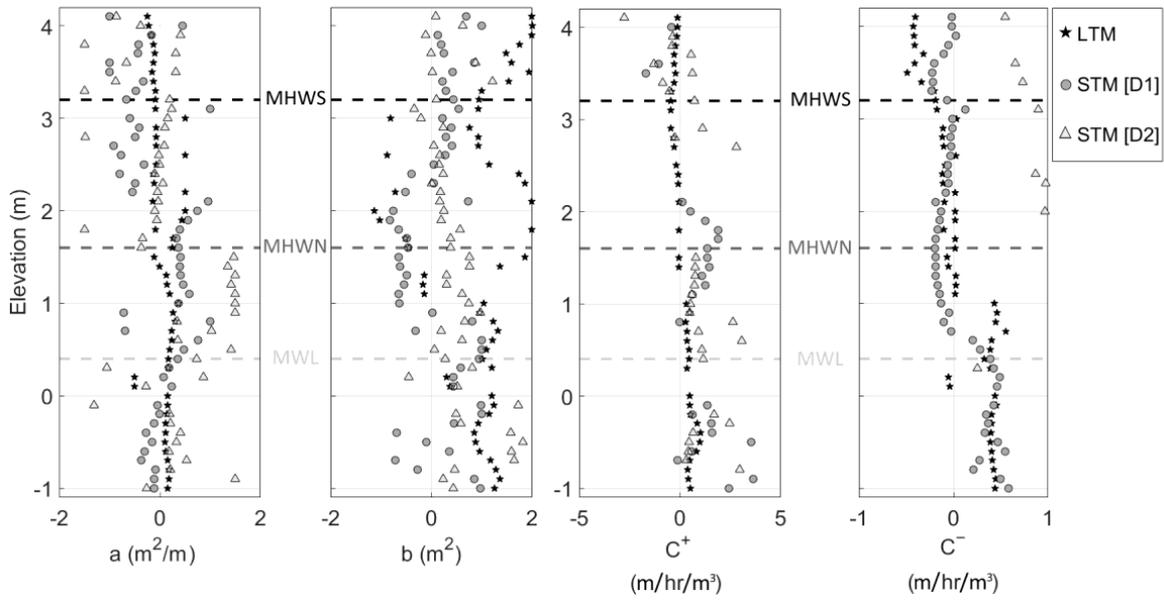


Figure 14: Parameters comparison between *LTM* and *STM* for both campaigns. The parameters are plotted for each altitude Z . The characteristic water levels are shown in color (*MHWS*, *MHWN* and *MWL*).

The *LTM* calibration gives an a -parameter fairly constant and positive (+0.50) below the *MHWN* and fairly constant and negative (-0.50) above. The values of b -parameter are more scattered and are mainly positive. The C_{\pm} coefficients evolve as the coefficient a with negative values above an altitude includes between *MHWN* and *MWL* and positive below, with a greater absolute value below greater below the *MHWN* (in average -0.25 above, 0.50 below for C_{+} and -0.20 above, 0.30 below for C_{-}). The parameters obtained from the *STM* calibration are globally more scattered than for the *LTM* calibration. This is due to the number of profile input used for each calibration. Only 20 profiles for D1 and 17 profiles for D2 while for the *LTM*, 174 profiles were used. Moreover, as it has been highlighted earlier, for D2 the variability of the data is sparse and thus the associated signal of noise-to-ratio is weak. Nevertheless, same general behavior is observed between both calibrations. We note an inversion of the response with a change in the sign of a and C_{+} slightly above the *MHWN*. The maximum values of these parameters are higher than for the *LTM*. For C_{-} the change occurs at a lower altitude, close to the *MWL* while the values remain comparable to the one found for the *LTM* calibration. The predicted evolutions of three altitudes of the two models are compared to the in situ observations (figure 15). The modelled altitudes are the *MHWS*, *MHWN* and the *MWL*.

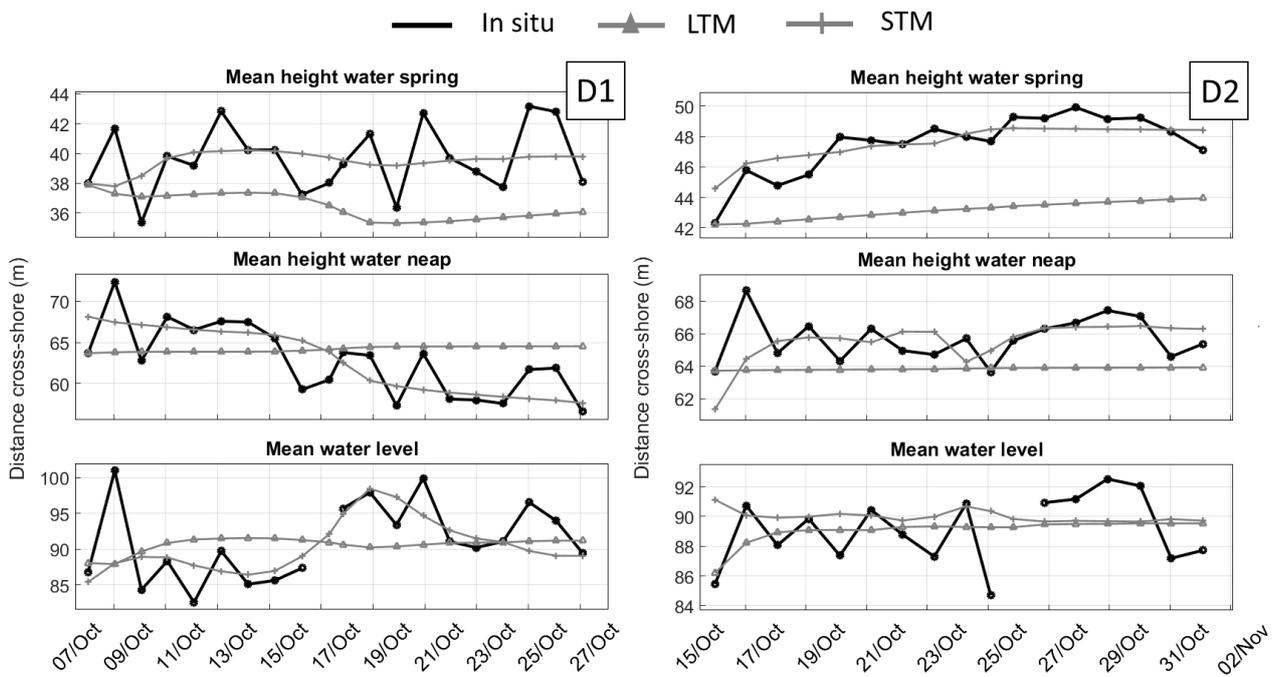


Figure 15: Comparison of three modelled altitudes (*MWL*, *MHW* and *MHS*) using *LTM* calibration (gray line and triangles) and *STM* calibration (gray line with crosses) and measurements (black line and dots).

The differences between model and averaged in situ data are about 2.5 m for the *LTM* and less than 1.5 m for the *STM*. The modelled cross-shore evolutions of a given altitude using *LTM* calibration are flat and show almost no daily variations. In contrast, the *STM* seems to correctly reproduce the in situ trends for the three modelled altitudes. The root mean square errors and correlation coefficient for each altitude *Z* have been computed in order to evaluate statistically the accuracy of both models (figure 16).

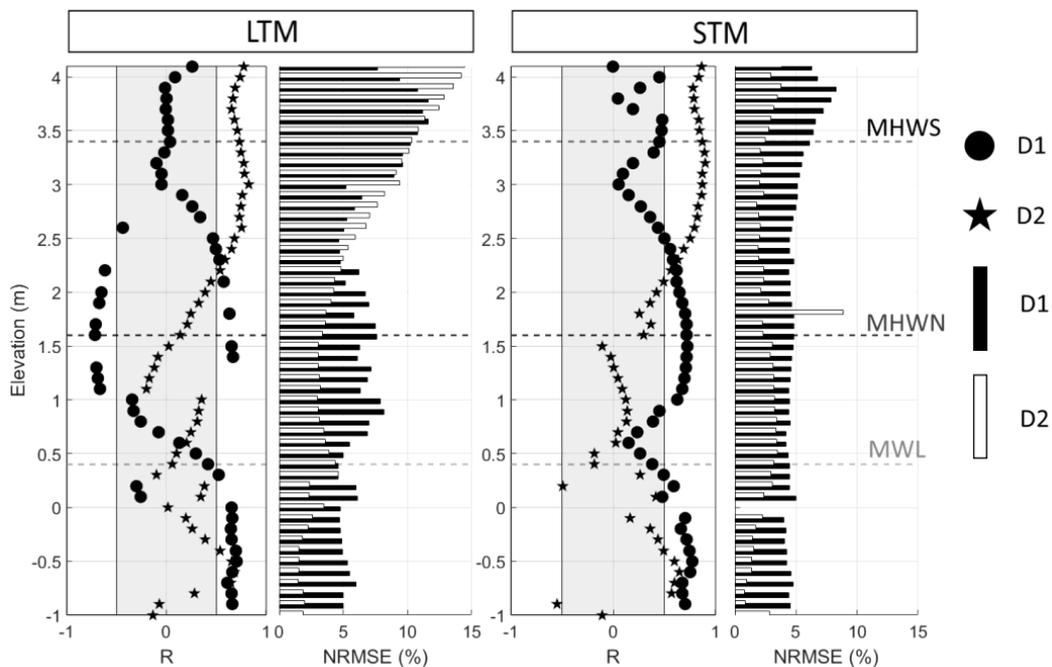


Figure 16: Statistical assessment of the accuracy of both models. Results are the correlation coefficient (R) and the normalized root mean square errors ($NRMSE$, in percentage relative to the nominal in situ value) for each elevation. For the correlation coefficient, the areas where the values are significant at 95 % level are shown (light grey).

For the *LTM* model we observe a maximum of correlation coefficient 0.70 for D1 in the lower beach and 0.82 for D2, in the upper beach. The mean values of *NMRSE* are 7 % for D1 and 5 % for D2. The *NMRSE* is higher in the upper part of the beach, above the *MHWS* (*NMRSE* > 10 %). For the *STM* model, the maximum values of correlation obtained are 0.70 for D1 in the lower part and 0.91 for D2 in the upper part. The mean values of *NMRSE* are 5 % for D1 and 2.5 % for D2. For both campaigns the *NMRSE* are rather uniform along the altitudes, but increase slightly above the *MHWS*, as observed with the *LTM*.

4. Discussion

During the first survey, the hydrodynamic forcing has changed rapidly at three different periods: the 9-10th, the 14-15th and the 19-20th (see Figure 5). The sediment volume changes are high (absolute value superior to 5 m³/m) the days after these rapid variations of wave height (*i.e.* around the 10th, the 16th and around the 21st). Moreover, during these days, the whole upper beach is impacted homogeneously: the three transects erode and accrete together. When the forcing remains constant, the morphological changes are weaker (inferior to 3 m³/m) and oscillate (e.g. Figure 7). Moreover, as a consequence of the rapid enhancement of the incoming energy observed the 14-15th, the beach profile becomes flat with same values of beach slope at the three locations considered (*MHWS*, *MHWN* and *MWL*, Figure 11). Thus, the beach functioning is also altered by the rapid changes of wave condition. These observations suggest that the large beach morphology variations are induced by high gradient of wave conditions. However, when the wave conditions are more stabilized, the morphological changes are weaker and the variations are more erratic. Therefore, it is suggested that the beach accommodates the incident energy rapidly (within 1-2 tide cycles, as suggested by Floc'h *et al.* (2016)). The large variation of beach morphology is linked with high gradient of wave energy. After the beach accommodation, when the wave forcing is steady, smaller morphological variations are observed, which cannot be linked with the wave condition. The morphological changes may be seen as the sum of two components. The first one is linked with the variations of wave forcing and is responsible of large variations in beach morphology. The second component is not linked with the wave forcing, follows an erratic pattern around an equilibrium position and is responsible of small morphological variations observed daily.

As a wave-dominated beach, a LTT beach has a corresponding equilibrium shape close to a Dean profile (Bruun, 1954; Dean, 1991, Holman *et al.*, 2014). This type of shape, slightly convex, keeps the typical slope discontinuity observed on a LTT beach profile. These beaches operate differently on both sides of the inflexion point denoted as *BKP* in our study. After an increase of wave forcing we observe a beach response via a displacement of the breaking point location toward the upper part of the beach (Figure 9). The migration of *BKP* towards the upper beach is accompanied by an increase of the beach P_{LTT} (see Figure 8). It leads to a more differentiated beach profile with a steeper upper profile and a wider dissipative lower beach as illustrated by the figure 15.

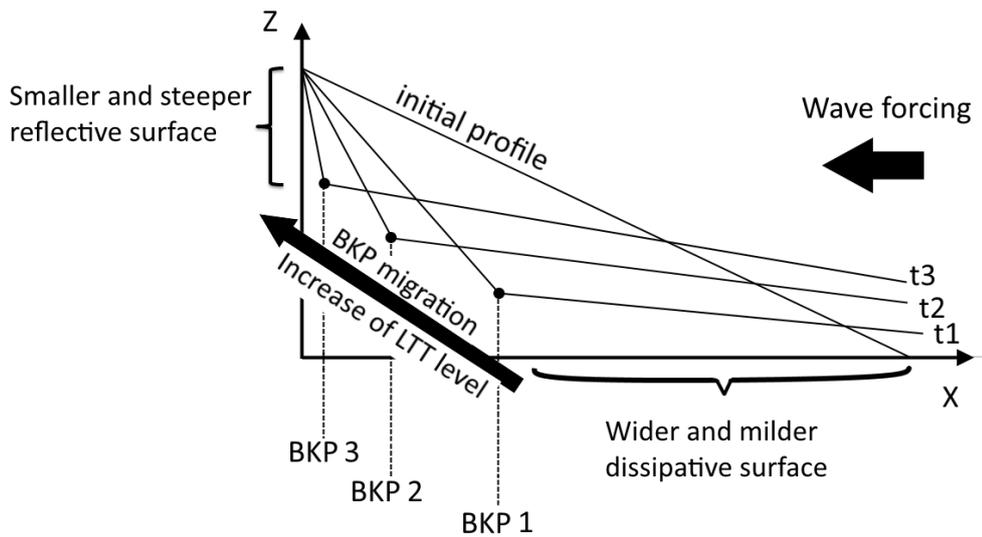


Figure 15: Scheme of the beach response after an incoming wave forcing through the dynamic of the inflexion point (BKP). Successive stage of the beach T1, T2 and T3 are indicated as well as the successive location of the BKP.

An increase in the dissipative surface of the beach will therefore induce greater dissipation processes of the wave energy by the sea bed. The migration of the *BKP* is therefore acting as a protection for the beach and allows a more efficient accommodation process. On the other hand, the retreat of the *BKP* in the upper part of the beach could have also a disadvantage. The reduction of the upper part associated with a steeper slope is dangerous if a storm event, associated with high tide, occurs. Indeed, in that case the whole incoming energy will be concentrated in a limited part of the beach. Moreover if the water surface is high, the lower part will not be able to dissipate a significant amount of energy and a large part of the incoming energy will impact the narrow upper reflective beach, not adapted in term of equilibrium profile to an energetic event. This could cause a total destruction of the backshore with damage on the berm, dunes and submersion events.

We note that *BKP* migration cannot be extended infinitely (Figure 9) along the whole beach profile. Indeed, the *BKP* elevation does not exceed the *MHWN* ($Z = 1.6$ m). We also observe the saturation signature of P_{LTT} values regarding the *RTR* (Figure 16, left panel).

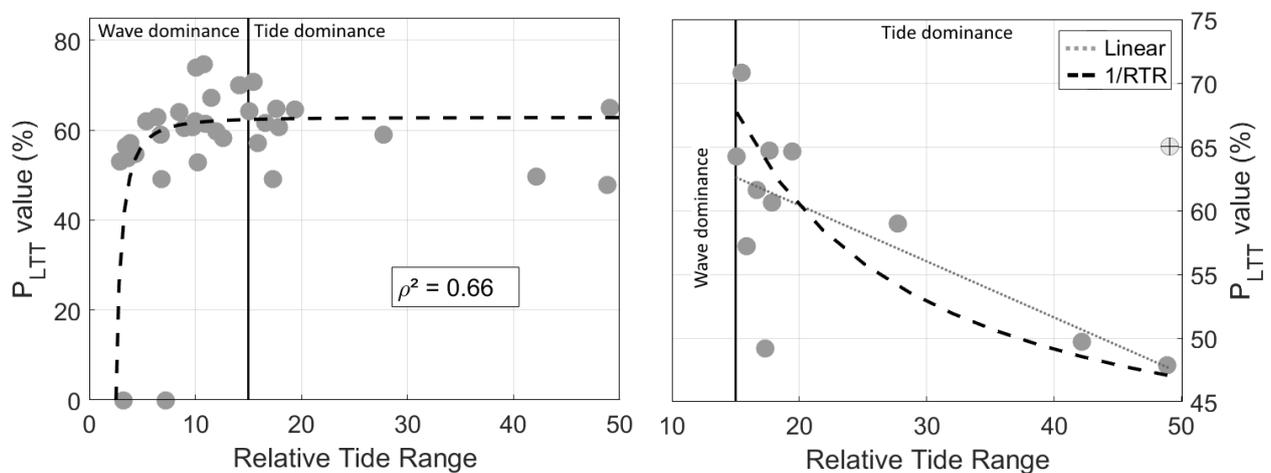


Figure 16: Evolution of P_{LTT} regarding the relative tide range. In the right panel all the data are displayed. The dashed line shows the best fit. The squared correlation coefficient, significant at 95 % level, is shown. In the left panel only the tide

dominated observations are shown (*i.e.* $RTR > 15$). Two fits are displayed, a linear regression ($\rho^2 = 0.5$) and the RTR reciprocal function ($\rho^2 < 0.1$).

However, no BKP locations have been identified the 15th and the 17th of October 2014 (D1). The distribution of the data are strongly constraint by these 2 extreme values ($P_{LTT} = 0\%$). It could be linked with the low tide range found for these days which induces smaller surveyed beach profile (see Figure 10), thus the BKP location could be immersed. Yet, if one considers this relationship, the P_{LTT} value decrease with wave dominance and increase with tide dominance which is in conflict with the previous observations (Figure 8, Figure 9) as well as usual beach morphodynamic observations (Masselink and Short, 1993, Short and Jackson, 2013). If only the observations during tide dominated regime are considered ($RTR > 15$), a different distribution is found (right panel, figure 16) with an opposite trend. The linear fit ($\rho^2 = 0.5$) indicates that when the RTR increases the P_{LTT} decreases. It is suggested that the P_{LTT} tends to be saturated with high values of RTR as observed in figure 9. According to Masselink and Short (1993), the tide range has several impact on beach dynamic. Increasing tide range will decrease the sediment transport and thus reduce the morphological changes (e.g. bars formation and migration, ripples, see Davis *et al.* (1972) for an illustration of this impact). The morphological heterogeneities will tend to be attenuated or even disappear, leading to a featureless beach profile specific to the ultra-dissipative beaches. The P_{LTT} decreases with increasing RTR but not below 50 % (left panel, figure 16). It means that the beach slope in the lower part remains always superior to half the beach slope found in the upper part. Therefore, it is suggested that even if the wave energy drops leading to high value of RTR the beach will keep its LTT shape with preservation of its slope discontinuity. Thus even if Porsmilin beach lies in a strong tide dominated environment, no transition towards ultra-dissipative beach state can be observed. For Porsmilin beach, the limiting factor may be the total sediment volume present on the site. The saturation is observed when the tide range is high, which leads to the highest foreshore zone. During the low tide, in the lower part the fossilized peat is emerged. It forms a non-erodible permanent based. In this area the quantity of erodible sediment is limited. At spring low tide, the sediment transport is therefore strongly reduced which lead to the saturation signature observed for P_{LTT} . This saturation might be specific to this site caused by its geology, and one might expect a decrease of P_{LTT} for increasing RTR above 50% on other LTT beaches composed of a large amount of sand. The factor of BKP migration is not clearly identified. Impact of wave forcing on BKP migration has been tested but no evidence has been found. We assume that the resulting migration of BKP location is a multiple factor process. In this study, only wave forcing (through the proxy of energy and of wave power) have been tested: more factors should be involved in the BKP dynamic. Currents and long wave dynamics have not been taken in this study yet they could shed some light on these observations as they impact the sediment transport and therefore the beach morphodynamic (*e.g.* Aagaard *et al.*, 2002; Aagaard and Greenwood, 2008; Beach and Sternberg, 1988, 1992; de Bakker *et al.*, 2016; Tuba Ozkan-Haller *et al.*, 2001).

The use of an empirical model to study long term beach recovery has been recently tested with fairly good results (Dodet *et al.*, 2018). In this study, the authors found that Porsmilin beach exhibit fast recovery after an extremely energetic winter (2013/2014). Moreover, the model efficiency for Porsmilin beach were among the best obtained for the several beaches studied (see figure 3 in Dodet *et al.*, 2018). Nevertheless in this study only one altitude contour was considered. However in Lemos *et al.*, 2018 an empirical model was applied to the whole intertidal zone of Porsmilin beach using the wave energy and wave power as a proxy for the hydrodynamic forcing. The results obtained in Lemos *et al.*, 2018 show that the long term beach evolution is

correctly reproduced by the model. Therefore it is suggested that the long term morphodynamic for this site is explained by the wave conditions.

In this study, the application of the same model on short term period was tested, in order to assess the ability of the model to reproduce the short term morphodynamic. Two model calibrations have been implemented associated with long term (LTM) and short term (STM) dataset. First of all, the STM shows better results. The errors are reduced: 7-5 % to 5-2.5 % in average for D1 and D2 respectively. Moreover, the variability of the different altitudes is better modelled (Figure 13 and 14). Notably, we pointed out a miss-interpretation of the LTM to determine whereas the profile was eroded or accreted. This is suggested by the sign alternation of the coefficient correlation values nearby the MHWN (see left panel Figure 14). It has been corrected in the STM outputs. We note that, as observed in-situ, the beach exhibits contrasted dynamic from both side of the BKP. A changeover of model's parameters is found nearby the BKP and the errors are larger in the upper beach (Figure 12 and 14). The contrasted variability in the upper and lower beach has been pointed out in previous studies (Floc'h *et al.*, 2016; Miles and Russel, 2004; Qi *et al.*, 2010).

The long term dataset used for in the LTM is based on monthly beach profile, surveyed for 11 years (2003 to 2014). Thus the dataset is representative of the annual variability. The maximal value found for the annual variability of altitude contour is, in average, about 20 m which represents for a whole year, 0.05 m/day. The parameters used by the model to assess the cross-shore variation rates are the C_{\pm} coefficients and their values are in average about 0.08 and 0.06 m/day/m³ for C+ and C- respectively. Thus it is coherent with the annual variability found for Porsmilin beach. Nevertheless, it has been shown that the beach could exhibit large morphology changes during short event (*i.e.* changes in the altitude contour about 10 m/day) (Figure 4; also see Floc'h *et al.*, 2016). The values of C_{\pm} coefficients found for the LTM are therefore inadequate to predict the short term evolution of the beach. Hence the reproductions of the beach evolution show flatly variations day to day (Figure 13). For the STM we found larger values of C_{\pm} coefficients, in the order-of-magnitude of few meters per day and per unit of volume. These values are more adequate to represent the daily evolution of the altitude contours. Even though the model results are improved between the LTM and STM, daily variations are still poorly assessed even though these variations are large in amplitude (about 10 m or more, Figure 13). In contrast, the STM outputs were also compared with filtered in situ data (mobile average within 3 days). The comparison shows almost no discrepancies. The STM is very accurate (NMRSE < 2% and $\rho^2 = 0.6$) to reproduce the trends of beach profiles dynamic even within short term events (few tidal cycles).

As it is suggested from previous observations, the morphological changes may be decomposed in two components. The model results obtained in this study suggest that the first component of morphological variations is correctly reproduced (3-day trends) and could be simply explained by the wave forcing variability in incident band. In contrast, the second component is not modelled which means that it cannot be explained by the wave forcing. The question of which processes induce these variations is open. Should one considers these fluctuations as a stochastic process (as it is done in Banno and Kuriyama, 2014), or could it be explained by other hydrodynamic processes not considered in the model? Indeed, the daily variations present in natural beach are the results of multiple forcing (essentially waves in different frequency bands, currents, water levels). Other processes, induced by wave or not, such as currents, wave nonlinearities (*e.g.* breaking, skewness and asymmetry) or infragravity forcing (*e.g.* see Baldock *et al.*, 2011; de Bakker *et al.*, 2016), could explain the

second component dynamic. By the ability of the empirical model to reproduce the short term trends, the model described in this paper can be used to study short term recovery of the beach. In order to achieve a comprehensive tool to predict beach profile evolution regarding the environmental setting, the use of empirical model could be helpful. Nevertheless it means that, as an empirical tool, it will need a complete dataset to assimilate. Therefore, for predict beach profile evolution we need also to know how the wave forcing will evolve in a long term view.

Conclusion

This study examines the short term morphodynamic of a low tide terrace beach under low-to-mild wave conditions. A contrasted dynamic between the upper and the lower beach is observed. The two parts can be distinguished by a slope discontinuity (denoted in our study as BKP). The ratio of beach slope from both sides of the breaking point gives a good index of the beach state (low tide terrace profile more or less pronounced). The short term beach accommodation is linked with the dynamic of the slope discontinuity and a mechanism is proposed. The slope discontinuity seems to be a key feature in low tide terrace beach dynamic, such as accommodation and beach recovery. Understand how the beach recover after energetic event is challenging. Empirical models could be used for the study of recovery after a storm event for example (as it is done in Dodet *et al.*, 2018) but not the impact of the storm itself. Nevertheless two issues in the use of empirical model are highlighted. Firstly, only past or ongoing beach studies can be conduct. Prediction of beach evolutions with empirical models means to know how the environmental setting will evolves (*e.g.* waves) which is a challenging research topic itself. Secondly, adding forcing terms to model the daily morphological changes is necessary to provide useful results about beach short term morphodynamic.

Funding information This work was supported by the Labex-MER funded by the Agence Nationale de la Recherche under the program Investissements d'avenir with the reference ANR-10-LABX-19-01, the lab Géosciences Océan UMR6538 and the Pôle Image of IUEM. The long-term measurements were successively supported by the ANR COCORISCO (2010-CEPL-001-01), the SOERE "Trait de côte" and the NSO "Dynamit" in the frame of the IR ILICO.

Literature cited

- Aagaard, T.; Black, K. P.; and Greenwood, B. 2002. Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone: A field-based parameterization. *Marine Geology*, 185(3–4), 283–302. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00193-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00193-7)
- Aagaard, T., & Hughes, M. G. (2017). Equilibrium shoreface profiles: A sediment transport approach. *Marine Geology*, 390, 321–330. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.013>
- Aagaard, T., & Greenwood, B. (2008). Infragravity wave contribution to surf zone sediment transport - The role of advection. *Marine Geology*, 251(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.017>
- Almar, R., Almeida, P., Blenkinsopp, C., & Catalan, P. (2016). Surf-Swash Interactions on a Low-Tide Terraced Beach. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 348–352. <https://doi.org/10.2112/SI75-070.1>
- Ardhuin, F., Rawat, A., & Aucan, J. (2014). A numerical model for free infragravity waves: Definition and validation at regional and global scales. *Ocean Modelling*, 77, 20–32. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.02.006>
- Baldock, T. E., Alsina, J. A., Caceres, I., Vicinanza, D., Contestabile, P., Power, H., & Sanchez-Arcilla, A. (2011). Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. *Coastal Engineering*, 58(2), 214–227. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.10.006>
- Banno, M., & Kuriyama, Y. (2014). Prediction of Future Shoreline Change With Sea-Level Rise and Wave Climate Change At Hasaki, Japan. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(34), 56. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.9753/icce.v34.sediment.56>
- Barth, N., & Wunsch, C. (1990). Oceanographic Experiment Design by Simulated Annealing. *Journal of Physical Oceanography*, 20(9), 1249–1263. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<1249:OEDBSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<1249:OEDBSA>2.0.CO;2)
- Battjes, J. A. (1974). Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering, ASCE*, (1), 466–480. <https://doi.org/10.1007/978-1-61779-361-5>
- Battjes, J. A., Bakkenes, H. J., Janssen, T. T., & Dongeren, A. R. van. (2004). Shoaling of subharmonic gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 109(C2), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2003JC001863>
- Beach, R. A., & Sternberg, R. W. (1988). Suspended sediment transport in the surf zone: response to cross-shore infragravity motion. *Marine Geology*, 80, 61–79. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90201-r](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90201-r)

- Beach, R. A., & Sternberg, R. W. (1992). Suspended sediment transport in the surf zone: Response to incident wave and longshore current interaction. *Marine Geology*, 108(3–4), 275–294. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90201-R](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90201-R)
- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., ... Delacourt, C. (2015). Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 21(3), 267–292. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11104>
- Bruun, P., 1954. Coast erosion and the development of beach profiles, Beach erosion board technical memorandum. No. 44. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MS.
- Bruun, P. (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors division*, 88(1), 117-132.
- Callaghan, D. P., Ranasinghe, R., & Roelvink, D. (2013). Probabilistic estimation of storm erosion using analytical, semi-empirical, and process based storm erosion models. *Coastal Engineering*, 82, 64–75. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.08.007>
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Ferreira, S., Parisot, J.-P., Capo, S., ... Chouzenoux, T. (2014). Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Marine Geology*, 347, 85–94. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.003>
- Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., & Scott, T. (2018). Increased Winter-Mean Wave Height, Variability, and Periodicity in the Northeast Atlantic Over 1949–2017. *Geophysical Research Letters*, 45(8), 3586–3596. <https://doi.org/10.1002/2017GL076884>
- CEREMA/CANDHIS Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement. CEREMA Eau, mer et fleuves - ER/MMH. candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/
- Davidson, M. A., & Turner, I. L. (2009). A behavioral template beach profile model for predicting seasonal to interannual shoreline evolution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(1), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2007JF000888>
- Davidson, M. A., Splinter, K. D., & Turner, I. L. (2013). A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coastal Engineering*, 73, 191–202. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.002>
- Dean, R. G. 1977. *Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts*. Newark, Del: Dept. of Civil Engineering and College of Marine Studies, University of Delaware.
- Dean, R. G. (1991). Equilibrium Beach Profiles : Characteristics and Applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1), 53–84. <https://doi.org/10.2307/4297805>
- Dean, R.G., Kriebel, D.L. and Walton, T.L., 2002. Cross-shore sediment transport processes. Chapter 3 of Part III of the Coastal Engineering Manual, EM 1110-2-1100.
- de Bakker, A., Brinkemper, J. A., van der Steen, F., Tissier, M. F. S., & Ruessink, B. G. (2016). Cross-shore sand transport by infragravity waves as a function of beach steepness. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(10), 1786–1799. <https://doi.org/10.1002/2016JF003878>
- Dehouck, A. (2006). Observations et conditions d'apparition des croissants de plage sur le littoral de la mer d'Iroise. *Noroi*, 201(4), 7–16. (In French)
- Dodet, G., Castelle, B., Masselink, G., Scott, T., Davidson, M., Floc'h, F., ... Suanez, S. (2018). Beach recovery from extreme storm activity during the 2013/14 winter along the Atlantic coast of Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.4500>
- Filipot. (2015). Investigation of the Bottom-Slope Dependence of the Nonlinear Wave Evolution toward Breaking Using SWASH. *Journal of Coastal Research*, (October 2015), 1–4. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-15-00118.1>
- Floc'h, F., Le Dantec, N., Lemos, C., Cancouët, R., Sous, D., Petitjean, L., ... Delacourt, C. (2016). Morphological Response of a Macrotidal Embayed Beach, Porsmilin, France. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 373–377. <https://doi.org/10.2112/SI75-075.1>
- Gourlay, M. R. (1992). Wave set-up, wave run-up and beach water table : Interaction between surf zone hydraulics and groundwater hydraulics, 17, 93–144.
- Holman, R. A. (1984). Measuring run-up on a natural beach, 3839(January 2016). [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(84\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(84)90008-5)
- Holman, R. A., Lalejini, D. M., Edwards, K., & Veeramony, J. (2014). A parametric model for barred equilibrium beach profiles. *Coastal Engineering*, 90, 85–94. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.03.005>
- Inch, K., Davidson, M., Masselink, G., and Russell, P. 2015. Field observations of infragravity waves on a on a dissipative, macrotidal beach. Infragravity waves workshop, La Rochelle, March.
- Jaud, M. (2011). *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. Université de Bretagne Occidentale. PhD Thesis. (in French)
- Jaud, M., Delacourt, C., Allemand, P., Deschamps, A., Cancouët, R., Ammann, J., ... & Cuq, V. (2011, December). Comparison of some very high resolution remote sensing techniques for the monitoring of a sandy beach. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Kobayashi, N., & Jung, H. (2012). Beach erosion and recovery. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 138(6), 473-483.
- Kriebel, D. L., Kraus, N. C., & Larson, M. (1991). Engineering methods for predicting beach profile response. In *Coastal Sediments* (pp. 557-571). ASCE.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D., & Vecch, M. P. (2007). Optimization by Simulated Annealing. *Science*, 220(4598), 671–680. <https://doi.org/10.1126/science.220.4598.671>
- Larson, M., & Kraus, N. C. (1991). Mathematical modelling of the fate of beach fill. *Coastal Engineering*, 16(1), 83–114.
- Lemos, C., Floc'h, F., Yates, M., Le Dantec, N., Marieu, V., Hamon, K., Delacourt, C. (2018). Equilibrium modeling of the beach profile on a macrotidal embayed low tide terrace beach. *Ocean Dynamics*, 68(9), 1207–1220. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1185-1>
- Masselink, G., & Short, A. D. (1993). The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9(3).
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., & Floc, F. (2016). Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, 43, 2135–2143. <https://doi.org/doi:10.1002/2015GL067492>
- McLean, R. F., & Kirk, R. M. (1969). Relationships between grain size, size-sorting, and foreshore slope on mixed sand - shingle beaches. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 12(1), 138–155. <https://doi.org/10.1080/00288306.1969.10420231>
- Medina, R., Losada, MA, Dalrymple, RA & Roldan, A 1991, Cross-shore sediment transport determined by EOF method. in *Coastal Sediments '91; Volume 2*. Publ by ASCE, pp. 2160-2174, Proceedings of a Specialty Conference on Quantitative Approaches to Coastal Sediment Processes, Seattle, WA, USA, 6/25/91.
- Miles, J. R., & Russell, P. E. (2004). Dynamics of a reflective beach with a low tide terrace. *Continental Shelf Research*, 24(11), 1219–1247. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.03.004>
- Miller, J. K., & Dean, R. G. (2004). A simple new shoreline change model. *Coastal Engineering*, 51(7), 531–556. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.05.006>
- Puleo, J. A., Beach, R. A., Holman, R. A., & Allen, J. S. (2000). Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7), 17021–17044. <https://doi.org/10.1029/2000JC900024>
- Qi, H., Cai, F., Lei, G., Cao, H., & Shi, F. (2010). The response of three main beach types to tropical storms in South China. *Marine Geology*, 275(1–4), 244–254. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.06.005>

- Ranasinghe, R., Holman, R., Schipper, M. de, Lippmann, T., Wehof, J., Duong, T. M., ... Stive, M. (2012). Quantifying nearshore morphological recovery time scales using argus video imaging: Palm Beach, Sydney and Duck, North Carolina. *Coastal Engineering* 2012, 1–7. Retrieved from <http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/6582>
- Romańczyk, W., Boczar-Karakiewicz, B., & Bona, J. L. (2005). Extended equilibrium beach profiles. *Coastal Engineering*, 52(9), 727–744. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.05.002>
- Scott, T., Masselink, G., O'Hare, T., Saulter, A., Poate, T., Russell, P., ... Conley, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. *Marine Geology*, 382, 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.011>
- Short, A. D., & Jackson, D. W. T. (2013). Beach Morphodynamics. In *Treatise on Geomorphology* (Vol. 10, pp. 106–129). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00275-X>
- SHOM, 1994. Courants de marée de la côte ouest de Bretagne de Goulven à Penmarc'h. Tech. rep., SHOM (1994)
- SHOM, 2015. MNT Bathymétrie de façade Atlantique (Projet Homonim). http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84
- Splinter, K. D., Turner, I. L., Davidson, M. A., Barnard, P., Castelle, B., & Oltman-Shay, J. (2014). A generalized equilibrium model for predicting daily to inter-annual shoreline response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 1936–1958. <https://doi.org/10.1002/2014JF003106>
- Sonu, C. J., & James, W. R. (1973). A Markov Model for Beach Profile Change. *J. Geophys. Res.*, 78(9), 1462–1471.
- Suanez, S., Blaise, E., Cancouët, R., & Floc'h, F. (2016). Empirical Parameterization of Wave Runup and Dune Erosion during Storm Conditions on a Natural Macrotidal Beach. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 932–936. <https://doi.org/10.2112/SI75-187.1>
- Swift, D.J.P., 1976. Continental shelf sedimentation. In: Stanley, D., Swift, D.J.P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley & Sons, New York, pp. 311–350.
- Tolman, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH IIIITM version 3.14, (276).
- Tuba Ozkan-Haller, H., Vidal, C., Losada, I. J., Medina, R., & Losada, M. A. (2001). Standing edge waves on a pocket beach. *Journal of Geophysical Research*, 106(8), 981–996.
- Tucker, M. J., & Pitt, E. G. (2001). *Waves in ocean engineering* (No. Volume 5).
- Van Rijn, L. C., Grasmeyer, B. T., & Ruessink, B. G. (2000). Measurement errors of instruments for velocity, wave height, sand concentration and bed levels in field conditions. *Coast3D report for Rijkswaterstaat, RIKZ*.
- Wright, L. D., & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1–4), 93–118. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)
- Wright, L. D (1995). *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Press, Boca Raton
- Yates, M. L., Guza, R. T., & O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(9), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009JC005359>

4.2 Synthèse

Ces travaux s'appuient sur les observations faites au cours des deux campagnes de mesure du projet DYNATREZ. Les mesures réalisées via les capteurs de pression sont utilisées pour caractériser le forçage hydrodynamique incident. Les variations morphologiques sont extraites le long des profils de plage relevés lors des campagnes. Enfin l'assimilation des données dans un modèle empirique adapté au site de Porsmilin est réalisé. L'analyse de la morphologie de la plage est examinée au regard de trois marqueurs morphologiques : la pente locale, le volume sédimentaire sous le profil et la position du point d'inflexion. L'étude montre que ces variations sont dissociables. D'une part on observe des variations de fortes intensités (*i.e.* décamétrique) liées au forçage des vagues et des variations d'un ordre de grandeur plus faible (*i.e.* décimétrique) non liées à la variabilité des conditions de vagues observées. Ces deux composantes de la variations morphologiques de la plage sont associées à des échelles de temps différentes. Les fluctuations décamétriques se produisent sur plusieurs jours et sont saisonnières du fait de leur dépendance avec le forçage des vagues. Les fluctuations décimétriques sont journalières et sont indépendantes du forçage des vagues considéré dans notre étude. Le modèle permet de reproduire correctement la première composante mais pas la seconde. Ainsi il est proposé que le modèle empirique utilisé soit modifié avec l'introduction d'un terme supplémentaire permettant de prendre en compte cette variabilité journalière. Il est déterminé si ce terme peut être lié à un processus physique présent sur la plage ou bien si celui-ci est un processus aléatoire ou chaotique. Au regard de la morpho-dynamique de la plage observée lors de ces campagnes, un processus d'accommodation court terme est proposé. Cette réponse de la plage face au forçage hydrodynamique repose sur la dynamique du point d'inflexion. En effet, il a été observé qu'en présence d'un forçage des vagues ce point d'inflexion se déplace vers le haut de plage. Ce déplacement a pour conséquence d'augmenter la taille de la zone dissipative située en bas de plage. Ainsi la dissipation de l'énergie incidente s'en trouve renforcée. Néanmoins, la part réfléctive située en haut de plage est réduite. Dans le cas d'un forçage important, comme un événement de tempête, associé à un marnage de vives-eaux, la partie dissipative ne permettra pas de dissiper suffisamment l'énergie incidente. Ainsi l'énergie se retrouve concentrée sur une petite portion réfléctive de la plage. Cela peut alors avoir des effets dévastateurs pour le haut de plage comme une destruction de la berme et des événements de submersion. La position du point d'inflexion pourrait être un bon indicateur de l'état de vulnérabilité de la plage face à des événements énergétiques.

Points clefs :

- Les observations réalisées lors des deux campagnes DYNATREZ sont analysées pour étudier la morpho-dynamique à court terme de la plage de Porsmilin.
- Un modèle empirique est calibré selon deux bases de données différentes (long terme et court terme). L'efficacité de ces modèles est comparée. Les résultats montrent que le modèle calibré en long terme ne permet de pas modéliser les variations journalières de la plage. En effet, Les coefficients associés aux taux d'érosion/accrétion sont trop faibles pour reproduire les évolutions morphologiques importantes observée d'un jour à l'autre. La calibration avec des données à court terme permet d'améliorer sensiblement la prédiction moyenne sur trois jours mais des variations quotidiennes supérieures à l'incertitude de mesure reste non corrélées aux conditions incidentes (*i.e.* vague) et sont possiblement générées par des phénomènes plus locaux.
- Un processus d'accommodation de la plage face à un forçage de vague est proposé. La dynamique du point d'inflexion du profil de plage est essentielle dans ce processus. Sous des conditions énergétiques, ce point d'inflexion migre vers le haut de plage, permettant une dissipation plus efficace de l'énergie incidente par la terrasse de basse mer. Néanmoins, le haut de plage devient plus vulnérable.
- La position du point d'inflexion pourrait servir d'indicateur de l'état de vulnérabilité de la plage face à une suite d'évènements énergétiques.

Dynamique des niveaux d'eau dans la zone de jet de rive

Sommaire

5.1	Article de conférence, Coastal Dynamic 2017	144
5.2	Développements	157
5.2.1	Validation des mesures vidéo	157
5.2.2	Modélisation des niveaux pour Porsmilin	157
5.2.3	Impact de la marée	162
5.3	Synthèse	163

Dans cette partie on se propose d'étudier la dynamique des niveaux d'eau sur Porsmilin, c'est à dire des niveaux de surcôte due aux vagues et des jets de rive. Cette étude apporte des observations sur la dynamique de la zone de jet de rive et l'influence des paramètres environnementaux, notamment morphologique, est étudiée. Quelques développements sont décrits dans une section suivant l'article de conférence.

5.1 Article de conférence, Coastal Dynamic 2017

Cette partie décrit les travaux issus de l'étude menée sur la dynamique des niveaux d'eau sur le site de Porsmilin. Elle est présentée sous la forme d'un article de conférence réalisé pour la participation à la conférence internationale "Coastal Dynamics" ayant eu lieu en juin 2017 à Helsingør (Danemark). Cette étude s'appuie sur l'analyse des données vidéos pour analyser la dynamique des niveaux d'eau sur le site.

Les formulations empiriques proposées dans la littérature sont confrontées aux observations *in situ* et leurs performances est examinées. Ces travaux ont été poursuivies et sont décrits à la suite de l'article de conférence.

WAVE SETUP VARIATIONS ALONG A CROSS-SHORE PROFILE OF A MACROTIDAL SANDY EMBAYED BEACH, PORSMILIN, BRITTANY, FRANCE

C. Caulet¹, F. Floc'h¹, N. Le Dantec², M. Jaud¹, E. Augereau¹, F. Ardhuin³, C. Delacourt¹

Abstract

Despite wave-setup and runup being widely studied over the past decades, current empirical formulations largely under-estimate water levels in specific zones. The calculation of intertidal topography from video images is then not trivial. Discrepancies on the setup / runup values can lead to large mistakes in the topography determination. In this study, wave setup and runup on a natural macrotidal sandy embayed beach located on the French Atlantic coast are investigated according to video system and pressures sensors. The comparison of many empirical formulations is first done. Then this study addresses the impact of environmental parameters on the value of setup, runup and frequency band components of swash. Uncertainties of more than 100% are found on water levels if considering currently used formula. The beach characteristics (groundwater level, daily local slope) are shown to be of high importance.

Key words: remote sensing, wave setup, wave runup, tidal modulation, swash dynamic, groundwater

1. Introduction

For decades, wave setup has been shown to be of high importance to design coastal structures, to assess hazardous flood events and to address morphodynamics comprehension (Bowen et al, 1968; Stockdon et al, 2006). In the latter case, wave setup occurring within the intertidal zone interests researchers studying the dynamics of intertidal beach profiles. Since the 1980's, camera systems have been broadly used as a continuous and autonomous remote sensing device. They provide a simple way to monitor nearshore processes such as water level and wave dynamics (Holman et al., 1993). Numerous studies have been conducted to assess the ability of such devices to provide bathymetric and morphologic measurements (Dailloux et al., 2010; Holman et al. 2013). Nevertheless the processing of camera data needs to be improved in certain environments, such as macro-tidal sites (Bergsma et al. 2016).

Our research goal is to use wave setup calibrated formula for topographic surveys of the beach directly from the waterline detection via the video system, knowing the still water level (SWL). A good assessment of wave setup along a cross-shore transect is required in order to minimize the uncertainties on the resulting intertidal topography. However, few studies deal with the quantification of the setup according to tide phase and different conditions on the same beach (e.g. local slope, water table level, grain size). Parameters such as beach slope are usually taken as an averaged value for the entire beach. This is potentially problematic knowing that the morphology in energetic environments (e.g. macro-tidal, strong wave condition) could face large changes (i.e. tens of centimeters) during one tide (Floc'h et al. 2016). It possibly introduces large uncertainties on the water levels assessments and thus on the beach morphology. Water levels vary according to beach morphology and hydrodynamics processes occurring in the nearshore. Battjes (1974) shows that setup and runup seem to be driven by a single similarity parameter (Battjes, 1974) called the Iribarren number (noted ξ_0) and defined in the following equation (Eq. 1, where β is the beach slope, H_0 is the offshore wave height and λ_0 is the offshore wavelength).

$$\xi_0 = \frac{\tan(\beta)}{\sqrt{H_0/\lambda_0}} \quad (1)$$

¹ Domaines Océaniques UMR6538, IUEM/UBO, 29280 Plouzané, France, charles.caulet@univ-brest.fr

² CEREMA—Centre d'Etudes et d'expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement, DTecEMF, F-29280 Plouzané, France

³ LOPS UMR6523, IUEM/IFREMER/UBO fabrice.ardhuin@univ-brest.fr

The Iribarren number is a non-dimensional number giving information about morphologic properties of a beach and the characteristics of wave forcing. It compares the beach slope and wave steepness and therefore gives a commonly accepted parameter to characterize the reflective ($\xi_0 > 0,3$) and dissipative ($\xi_0 < 0,3$) behavior of a beach.

Numerous field experiments have been designed to measure the variation of wave setup on natural beaches. These surveys have been conducted in several beach environments: gently sloping (Guza and Thornton, 1981); gently sloping and macro-tidal (King et al., 1990); reflective (Holman and Sallenger, 1985); mild slope and meso-tidal site under extreme conditions (Senechal et al., 2011); varying slope (dissipative / reflective beach) and macro-tidal (Suanez et al., 2015). Moreover, Stockdon et al. (2006) conducted a study on a wide variety of natural beaches, gathering data from previous field experiments (Stockdon et al. 2006). From these studies empirical formulations have been drawn to represents the links between the wave setup (noted $\bar{\eta}$) and runup exceedance (noted $R_{X\%}$, where X% represents the percentage of the runup level exceedance) with environmental parameters, such as the offshore significant wave heights. Although the field experiments in this study were conducted at several sites representing a large variability of environments in terms of beach morphologies and hydrodynamic forcing, the results are nevertheless contrasted.

We propose in this study to examine the variation of the setup, the runup exceedance and the significant swash height (defined below) with regard to the beach slope, water level and wave energy spectra. The first part of the paper describes the dataset used in this study. We detail the processing done to extract the setup and runup at our site using a camera system. A validation of these measured levels is also discussed. The second part introduces the results we get. The results are discussed in the third part of the study.

2. Dataset and Methods

2.1. Study site

The study site is a small macro-tidal sandy beach called Porsmilin, nested in the bay of Bertheaume in the French Atlantic coast (Brittany, France, Figure 1).

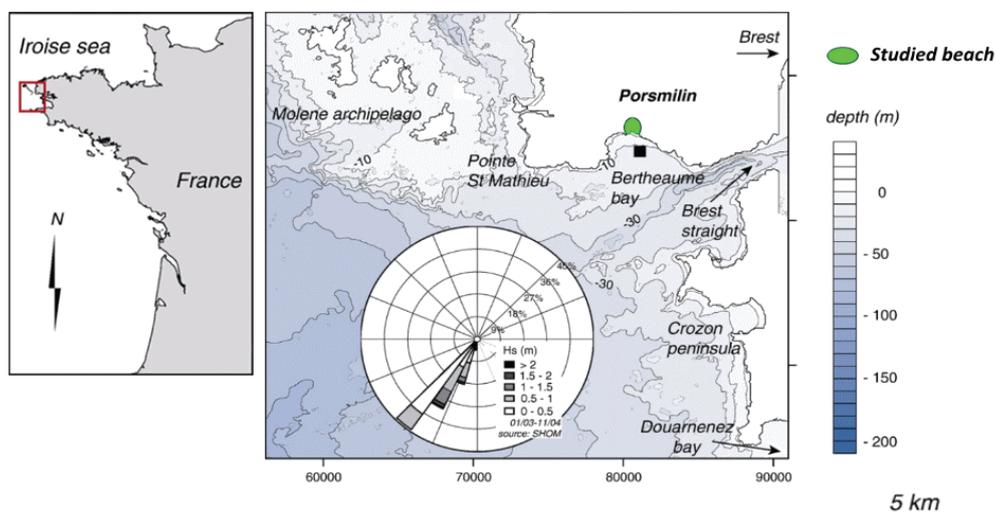


Figure 1. The Porsmilin beach is located on the French Atlantic coast, sheltered in Bertheaume bay (highlighted by the green spot in the right panel). Swells are mainly south-west (SHOM database) and presents mild energetic conditions (annual significant wave height average equals 0.5 m). Dehouck, 2006.

The Porsmilin beach is closely monitored for the past 15 years, in the framework of the National Service of Observation DYNALIT and European service ILLICO. The beach is bounded on both sides by rocky headlands and bounded at the top by a sandy berm. The beach faces the Iroise Sea. The environment is highly energetic, but because of the shallow depth of the shelf (few tens meters) and numerous headlands, shoals and islands, a large amount of this energy is lost in refraction and diffraction process when swell

propagates to the coast. The mean speed of spring tidal currents is 0.4 m/s off the beach in Bertheaume bay (SHOM, 1994). The swell has then a quasi-normal incidence on the beach. Wave conditions are mild with an annual mean significant wave height of 0.5 meters. During storm events the significant wave height typically reaches 1.5 m. The beach could face extremely high energetic conditions during winter storms ($H_s > 5$ m and $T_p > 15$ s) which would considerably impact the beach morphology.

The site is under a semi-diurnal and symmetrical macro-tidal regime with a tide range reaching almost seven meters during a spring tide. The beach is alternatively under a tidal dominance ($RTR > 15$) and a low tide terrace type, according to the Masselink & Short (1993) classification (Masselink and Short, 1993) (dimensionless fall velocity always < 2). The beach morphology is characterized by a slope discontinuity located around the MHWN. The mean beach slope at the upper beach is 0.07 and 0.03 at the lower beach (from the averaged DGPS profiles over 13 years). The median sand size is around 300 μm at the intertidal zone (Dehouck, 2006; Jaud, 2011; Floc'h et al. 2016).

2.2. Field experiment

The dataset was collected during the Dynatrez II field experiment in autumn 2016. The campaign was design to shed light on the short term morphodynamics of the beach. Twenty-three days of observations, representing a whole neap-spring tidal cycle, were recorded. The hydrodynamic conditions at the beach were observed with 17 pressure sensors. Fifteen of these sensors were deployed along a cross shore profile and the remaining 2 along a longshore profile. Two types of pressure sensors from OSSI were used, collecting data at a frequency of 10 and 8 hertz. A current meter ADCP (RDI WHS 1200 kHz) and a pressure sensor were deployed at one kilometer offshore of the beach.

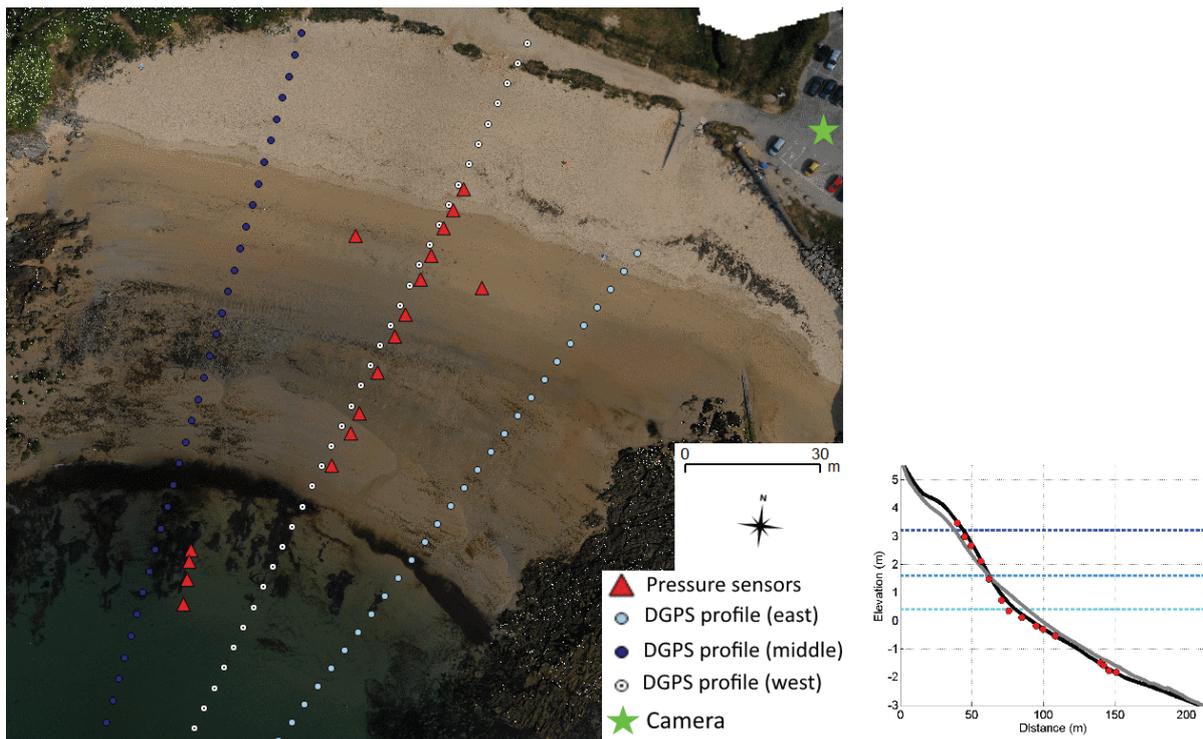


Figure 2. Location of the instruments during the field experiment. Left: Position of the instruments on the beach: 15 pressures sensors have been deployed along a cross-shore transect (the four devices at the bottom have been shifted from the middle profile due to rock and fossilized peat present on the beach) ; 2 along the longshore direction (red triangles). The camera system is installed on the upper beach at a few meters height. Three DGPS profiles have been measured during the campaign (colored circles). Right: location of the pressure sensors (red circle) along the averaged profile measured during the fieldwork (black line). The 13-year averaged autumn middle profile is shown (gray line).

MWL: Mean Water Level; MHWN: Mean Height Water Neap; MHWS: Mean Height Water Spring. The Lowest Astronomical Tide is at -3.42 m IGN69.

Continuous monitoring of the beach is done using a camera system installed upstream the site. The camera provides images of the beach in high resolution (1600 x 1200 pixels) at 2 Hz. In addition to hydrodynamic

observations, daily beach profiles were acquired via DGPS measurements (Topcon RTK) along three cross shore transects, covering a significant portion of the foreshore (figure 2). These profiles were measured during each low tide. In the following, a reference to the DGPS profile will concern the middle profile.

2.3. Data Processing

2.3.1. Hydrodynamic conditions

The offshore wave conditions have been measured from the data collected by the pressure sensor, located in 20 m depth off the beach. The data collected by the ADCP was not useable as the device was dredged few days after deployment. The data was corrected relative to the atmospheric pressure and shifted to a common reference level (IGN 69) shared by the other observations. A spectral analysis (Fast Fourier Transform) was performed on the detrended data, separated in 25 minutes segments. The energy spectrum was computed using a cut-off frequency of 0.25 hertz and using a Hanning type window to avoid high frequency noise. From the spectra, the significant wave height (Eq. 2), the peak period and the wavelength of the offshore waves (noted H_0 , T_p and λ_0 respectively) was computed. The wavelength was obtained by inverting the linear relation of dispersion.

$$H_0 = 4 * \sqrt{\sum PSD(f).df} \quad (2)$$

Tide data was extracted from the pressure sensor measurements using a low pass filter with phase preservation (cut-off frequency equals 2 hours). From there, the offshore still water (SWL) level has been extracted by averaging the signal every 10 minutes.

The hydrodynamics conditions at the shore are given by a pressure sensor, located at the bottom of the beach (the farthest from the upper beach).

2.3.2. Swash assessment

The cross-shore position of the wave setup can be derived from the video data as often detailed in the literature (Holman et al., 1993 ; Stockdon et al., 2006) from cross-shore 10-minutes time stack extracted on the daily DGPS cross-shore profile projected in the camera coordinate system (Leckler, 2013). The position of the water line was determined from the stacked grayscale image using differentiation of the pixel intensity.

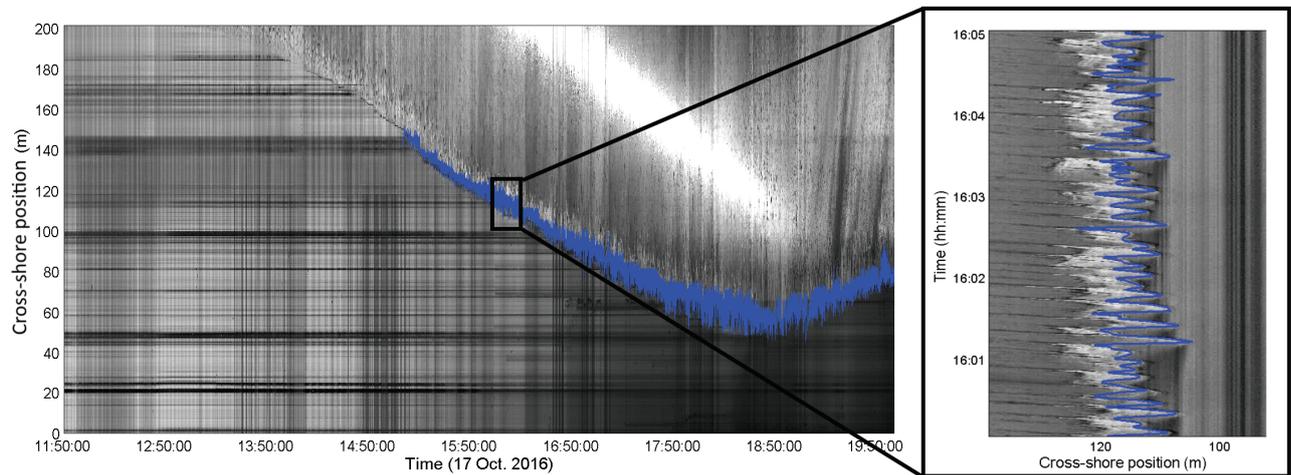


Figure 3. An example of the swash assessment obtained during a tidal cycle (17th October 2016). Left: Capture of the real-time swash excursions during the tide. Right: zoom of the extracted swash time series.

The swash time series was extracted along 8 tidal cycles: the 16th – 19th and 21st – 24th of October (an example of these time series is given in Figure 3). Different levels of the threshold intensity, determined on a case by case basis, were used to get the best results. The time series of the water line's position was then converted to elevation time series, according to the altitude measured with the daily DGPS profile during the low tide. The DGPS profile has been resampled in order to improve the accuracy of the conversion between swash positions and heights (ten times the initial number of points). This leads to increase the

resolution of the initial elevation profile. The horizontal pixel resolution decreases rapidly with increasing distance between the camera and the observed area. An elevation transect with a resolution of few centimeters [2 to 4 cm] was used while the horizontal resolutions values are between 10 to 90 cm in the foreshore. Since the resolution was too low at the bottom of the beach (i.e. beyond 150 m) no observations were done in this area.

The offshore still water level is subtracted from the swash elevation time series to get the swash height fluctuation according to the SWL reference. Wave setup is extracted by averaging every 10 minutes of observations. From there, the runup height is obtained by extracting each peak from the swash height time series (Figure 4).

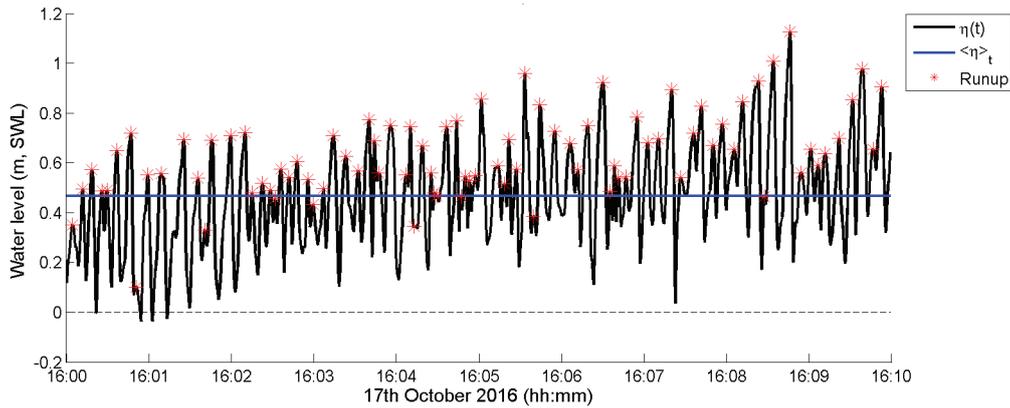


Figure 4. Water level assessment of the swash elevation (noted $\eta(t)$), the wave setup (noted $\langle \eta \rangle_t$), and the runup values (noted R) during 10 minutes of observation.

The runup exceedance ($R_{2\%}$) was computed by averaging the 2 % biggest runup values. The significant swash height, S , was extracted (similar to Eq. 1) according to a spectral analysis (Fast Fourier Transform) over 20 minutes of detrended data: linear trends as well as the mean trends (i.e. the setup) have been removed. The Fourier Transform was performed using a cut-off frequency of 0.5 hertz and a Hanning window.

The swash excursion is known to be dependent of the wave frequency (Stockdon et al., 2006; Senechal et al., 2011). Therefore, S was separated into two components corresponding to two frequency bands (Eq. 3: a gravity band ($0.04 < f < 0.5$ Hz), noted S_G and an infragravity band containing the low frequency variations ($f < 0.04$ Hz) of swash heights, noted S_{IG} .

$$S = \sqrt{S_G^2 + S_{IG}^2} \quad (3)$$

In the whole dataset obtained, more than 11400 swash uprushes have been identified (an average of ~ 1600 values per tide) and 480 measurements of averaged variables have been extracted (e.g. wave setup, significant height).

2.3.3. Setup and runup empirical models

Wave setup has been investigated in a theoretical way by Miche (1951) He found that for a monochromatic wave field, the wave setup is restricted to a critical value depending on the beach slope and the wave period. From several field experiments, wave setup has been investigated regarding environmental parameters such as the offshore significant waves (Bowen et al., 1968), the Iribarren number (Holman and Sallenger, 1985) or a combination of different parameters (Stockdon et al., 2006). Empirical formulations have been proposed in order to assess wave setup and runup exceedance. These expressions are broadly used in coastal engineering field. They provided an assessment of the water level relative to known conditions (i.e. which could be given by numerical models and field properties). Nevertheless the results are contrasted. Early laboratory studies report wave setup values reaching around 20 % of the offshore significant wave height (Bowen et al., 1968; Hedges and Mase, 2004) in accordance with field experiments (Guza and Thornton, 1981; Greenwood and Osbourne, 1990) and theoretical development (Miche, 1951; Longuet-Higgins, [1962, 1963, 1967]). Other field studies show wave setup values greater than the one predicted by the theory (Hansen, 1978; Holman and Sallenger, 1985; Nielsen, 1988; Davis and Nielsen,

1988) or lower (King et al., 1990). These discrepancies are discussed in Raubenheimer et al., 2001, in Dean and Walton (2009) or in Dailloux et al., 2010.

3. Results

3.1. Hydrodynamics parameters conditions

During the field experiment the beach faces low to mild conditions (Figure 5). No extreme energetic events were recorded.

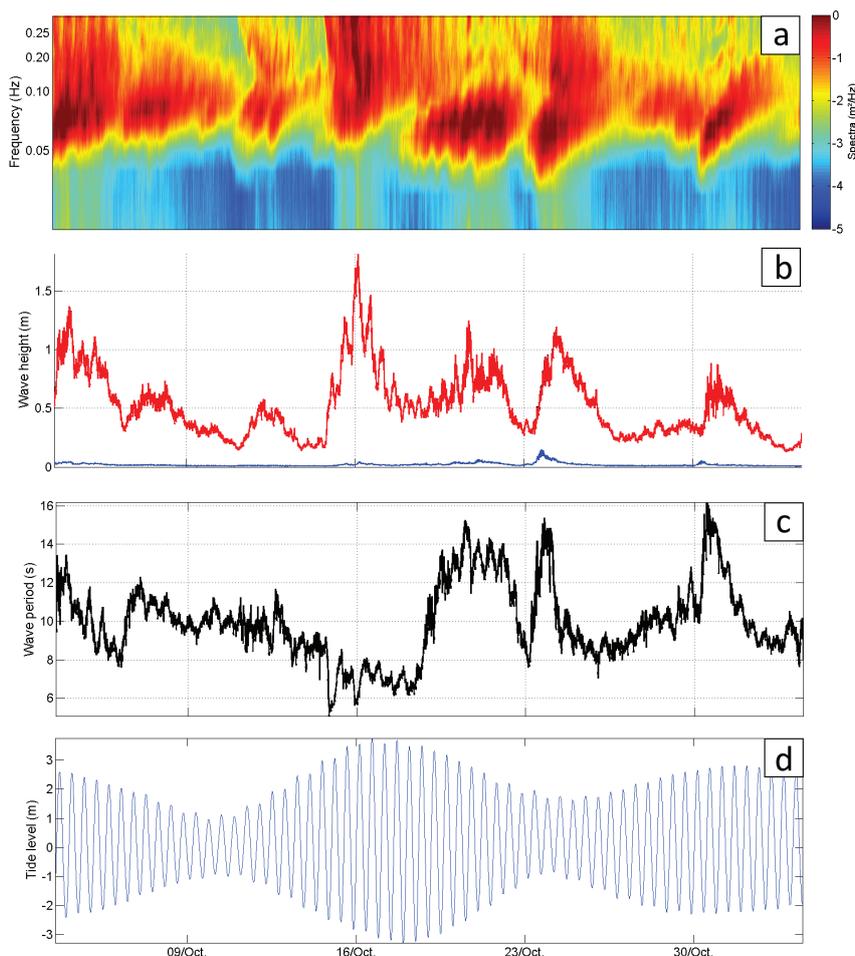


Figure 5. Offshore wave conditions during the field experiment. (a): Spectrum of the offshore pressure (at 20 meters depth). (b) : Offshore significant wave height (black line), significant gravity waves height (red line) and significant infragravity wave height (blue line). (c): Offshore wave period. (d): Tide level (relative to the still water level).

The highest significant wave measured reaches 1.8 m offshore. The same order of magnitude has been recorded at the beach (1.2 m). The offshore wave period reaches high values, slightly greater than 20 s (16 s inshore). Four mild regimes have been identified with high peak period (greater than 16 s) and moderate off shore significant waves (H_0 greater than 0.6 m). The tide range reaches 7 meters during the highest tide on 17 October.

During the experiment, two events of low frequency energy have been recorded. The 23rd and 30th October we note a remarkable increase of the infragravity waves. The events occurred shortly before increase of wave energy in the gravity band, characterized with quite high peak period (T_p greater than 18 s for the both events). During these two events the ratio between low and high frequency waves (noted $R_{G/IG}$) reaches 5 %.

3.2. Beach morphology

The beach profile has slightly changed during the eight days of observation (see figure 6). We have observed an accretion of sand in the upper intertidal zone during the field experiment (between the MHWS limit and the MWL).

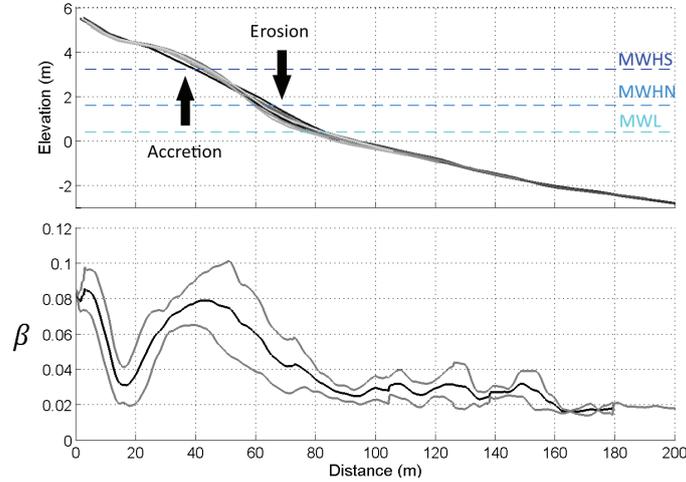


Figure 6. Beach morphology evolutions measured during the campaign. Top: daily DGPS middle profiles. Bottom: beach slope computed along the middle profiles. Black line: mean beach slope during the 8 days of observation. Gray lines highlight the variation of the beach slope during the experiment.

This accretion was accompanied by a beach cups formation, which have evolved and grown all along the campaign. The beach slope changed consequently with an increase in the slope value (+ 25 %) at the MHWN level (~ 60 meters from the top of the beach).

3.3. Setup and runup parametrizations

The highest value of wave setup recorded reaches 0.89 m the 24th of October (5.30 pm), which is in the same order as the significant wave height during the campaign (mean value equals to 0.52 ± 0.28 m), with a maximum value at 0.91 m occurring the same day but in the morning (8.00 am). In comparison with previous studies discussed above, these ratios of wave setup versus significant wave height are huge (Dean and Walton, 2008).

Several analyses on the in situ dataset were performed to assess the ability of the empirical formulations described above to predict the setup on our study site. Four environmental parameters are used to explore the variabilities of wave setup and runup. These parameters form a commonly accepted set of variables characterizing the site morphologies and wave forcing. The typical values recorded on the site are presented in table 1.

Table 1. Values of the environmental parameters measured during the 8 days of observations. All the values are averaged in time, therefore the beach slope values is not clearly representative of the variability observed during the field experiment.

Day	\bar{H}_0 (m)	\bar{T}_p (s)	$\bar{\beta}$	$\bar{\xi}_0$
16 th	1.15 (± 0.15)	7.45 (± 0.33)	0.057 (± 0.02)	0.47 (± 0.14)
17 th	0.62 (± 0.08)	6.75 (± 0.32)	0.065 (± 0.01)	0.73 (± 0.12)
18 th	0.50 (± 0.05)	7.45 (± 0.7)	0.062 (± 0.02)	0.81 (± 0.30)
19 th	0.57 (± 0.08)	12.5 (± 0.6)	0.062 (± 0.02)	1.03 (± 0.30)
21 st	0.78 (± 0.08)	13.2 (± 0.5)	0.062 (± 0.02)	0.94 (± 0.37)
22 nd	0.45 (± 0.53)	11.3 (± 0.3)	0.071 (± 0.02)	1.26 (± 0.41)
23 rd	0.50 (± 0.15)	12.7 (± 1.3)	0.073 (± 0.03)	1.47 (± 0.65)
24 th	1.00 (± 0.09)	9.65 (± 0.5)	0.063 (± 0.02)	0.68 (± 0.17)

Four examples of the suggested formulates tested against the in situ data are shown in the figure 7. We have used here the formulation proposed by Stockdon et al., (2006) which are the most common empirical expressions of wave setup and runup exceedance used in civil engineering and in coastal zone management.

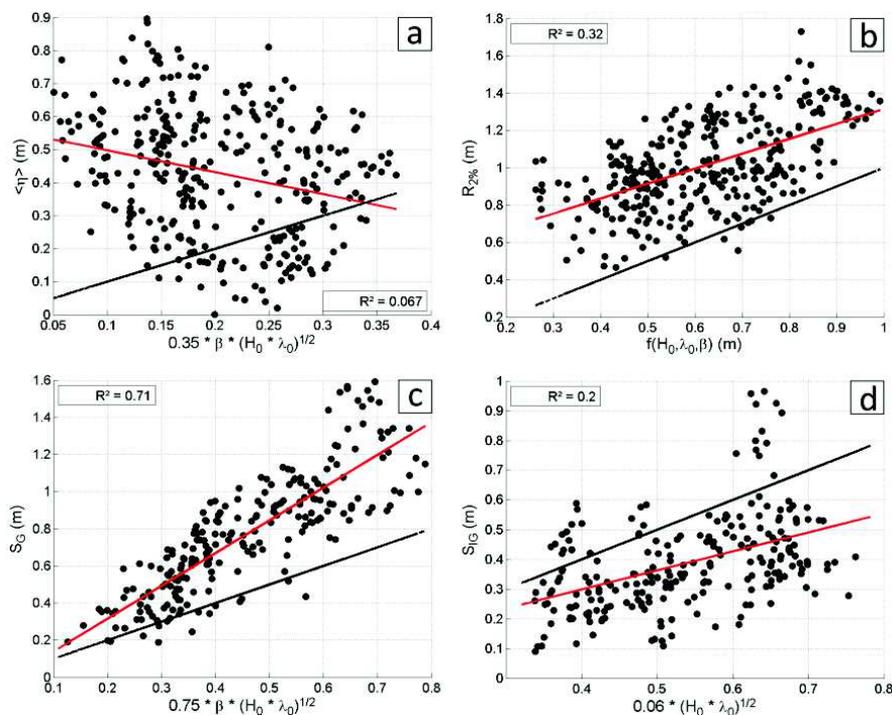


Figure 7. Examples of in situ data tested against the formulations proposed in the literature (black dots). The formulations shown here are suggested by Stockdon et al., (2006). The linear regressions between the in situ data and the models are shown (red lines) as well as the correlation coefficient. Predicted water levels are shown (black lines).

The statistics results of the models are shown in the table 3. For this study, other models have been investigated than those presented in the table 3. We have compared the in situ data to numerous studies: Holman and Sallenger (1985) with a model input for the setup expressed by the Iribarren number times the offshore significant wave height; Yanagishima and Katoh (1990) proposed an expression for the setup similar to the one found by Holman and Sallenger (1985) but with an Iribarren number power 0.4. The in situ wave setup was compared with the formulation proposed by Hanslow (1993). The expression suggested by Raubenheimer et al., (2001) for the wave setup linking the significant wave height and the surf zone slope power $-1/3$ has also been investigated. It appears that there are no clear correlations between the in situ measurements of water levels and the models cited in literature. The only clear correlation is obtained by modelling the significant swash height in gravity band by the formulation proposed in Stockdon et al., (2006).

Table 2: Statistics and errors on water level modelling. Different models proposed in the literature are tested. The accordance with our dataset is shown by the correlation coefficient (with a 95 % confidence interval) and by the root mean square error (RMSE) between the model and the in situ data.

Model input	Study	R	RMSE (cm)
$\bar{\eta} = f(H_0)$	Bowen et al. (1968) Hansen (1978) Guza and Thornton (1981)	0.34	17.8
$\bar{\eta} = 0.04 * \sqrt{H_0 * \lambda_0}$	Hanslow and Nielsen (1993)	0.35	17.8
$\bar{\eta} = 0.35 * \beta * \sqrt{H_0 * \lambda_0}$	Stockdon et al. (2006)	- 0.26	18.4
$R_{2\%} = f(\beta, H_0, \lambda_0)$	Stockdon et al. (2006)	0.57	18.9
$S_G = 0.75 * \beta * \sqrt{H_0 * \lambda_0}$	Stockdon et al. (2006)	0.84	17.0
$S_{IG} = 0.06 * \sqrt{H_0 * \lambda_0}$	Stockdon et al. (2006)	0.45	14.2

The correlation coefficient, R , is sufficiently high to indicate that there is a clear link between these two variables. Nevertheless the errors brought by the models are still large ($RMSE = 17$ cm). Moreover, using the parameters proposed in Stockdon et al., (2006), the setup is not determined correctly at all, with underestimation of 500 %. The runup exceedance is also minimized in large order (100 % in average).

3.2. Morphological and tide response

3.2.1. Morphologic impact

The dissipation effect of the sea floor is stronger on the high frequencies waves (i.e. when the wave steepness is large relative to the beach slope: thus for high Iribarren number value).

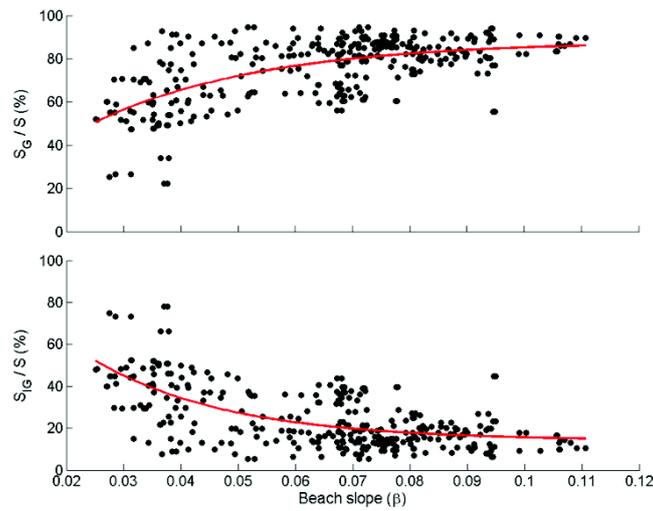


Figure 8. These figures show the evolutions of the swash significant height ratios relative to the beach slope. Top: Evolution of the swash gravity band height ratio. Bottom: Swash infragravity band height ratio (black dots). The red lines are the exponential function fits and are shown to highlight the trends of the data.

For a gently beach slope, the gravity waves is almost fully dissipated which leads usually to a swash zone dynamics driven by the low frequency waves (Russel, 1993; Butt and Russel, 1999). This is visible in our dataset when we look at the swash significant height ratio of S_G and S_{IG} relative to the slope (figure 8). In order to assess if the slope impact was shown on our measurements of water levels, we have drawn the the wave setup and the wave runup versus the beach slope (figure 9).

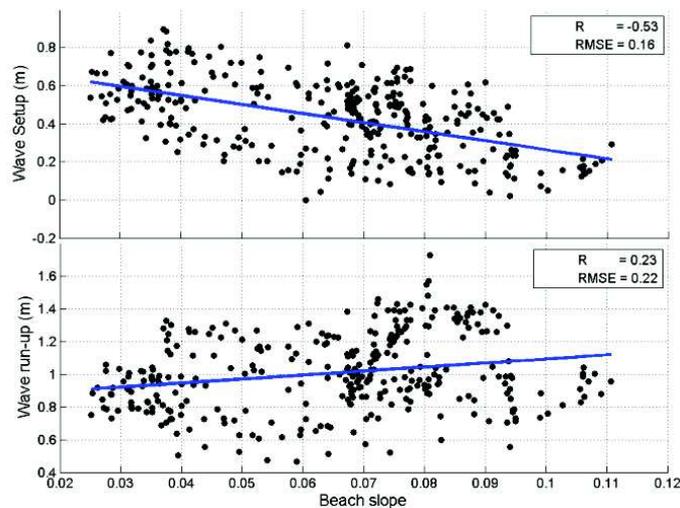


Figure 9. Evolution of the water levels (top panel: wave setup, bottom panel: wave runup) relative to the beach slope

(black dots). The linear regressions are drawn (blue lines). The correlation coefficient (R) and root mean square error (RMSE) are indicated.

Linear regressions between these parameters were computed. No clear correlations have been found, in particular for the runup exceedance ($R = 0.23$). Nevertheless the slightly negative trend observed between wave setup and beach slope is opposed to the common observations reported in the literature (e.g. Bowen et al., 1968; Guza and Thornton, 1981; King et al., 1990). Indeed the sea floor dissipation leads to a global decrease of the water level. The wave energy and momentum are dissipated at the sea bed rather than transfer to water column through potential energy. Thus in previous experiments wave setup has been reported to evolve positively with increasing beach slope (Bowen et al., 1968; Hedges and Mase, 2004), which is not the case in our experiment.

3.2.2. Tide modulation

Wave setup evolves differently with the still water level (SWL). Indeed, we noted that the behavior of the wave setup is de-crescent for a SWL lower than a certain value and crescent on the other side (see figure 10).

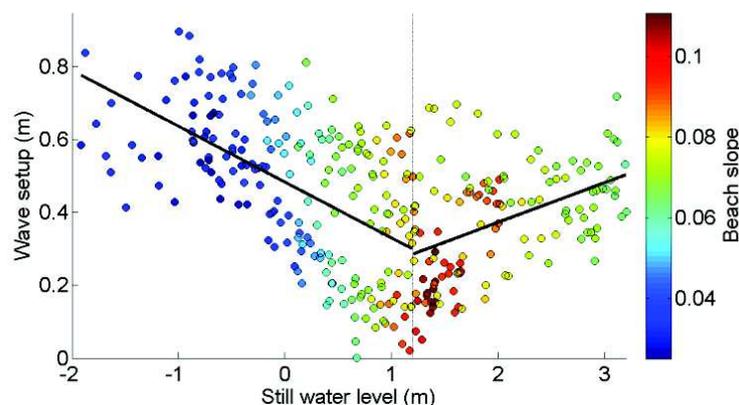


Figure 10. Evolution of the wave setup relative to the still water level (SWL). The trends of the data from either side of a limit (here SWL = 1.2 m, gray line) are shown (black lines).

The threshold value is arbitrary and has been chosen by maximizing the correlations between the linear fits and the data on either side (correlations around 0.5). This phenomenon could be driven by the water table dynamics. We noted that at low tide numerous spots of groundwater exfiltration were presents on the beach, located near the slope discontinuity. The positions of these exfiltrations were measured with the DGPS at 1.5 m height along the cross-shore transect. It corresponds to the level used here to discretize the still water level (SWL = 1.2 m). The groundwater level seems then to interact with setup at first order and slope as second order. If under groundwater level, the bed is full of water, thus bed friction is small and setup is higher. Above groundwater level, the sand is almost dry, the bed suction is important, the water enter into the sand instead of contributing to the setup.

4. Discussion

The observed wave setup and wave runup are not clearly correlated with all the environmental parameters extracted for the studied site (H_0 , λ_0 , β , ξ_0). This is particularly true for the offshore dynamics. No clear correlations have been found between the wave setup or wave runup and the significant wave height ($R \sim 0.35$ and $R \sim 0.5$ respectively). Same order of magnitude for R has been found between wave setup and Iribarren-like parameter ($\sqrt{H_0 * \lambda_0}$). Although it appears in other studies that correlations are not always evident (correlation coefficients often lower than 0.6 (Holman and Sallenger, 1985; Stockdon et al., 2006)).

Nevertheless, the evolution of the wave setup and wave runup seems to be different on a day-to-day basis. Indeed if we discretize the results day by day, the correlation coefficient (R) between the wave setup (or runup exceedance) and the different environmental parameters show a large variability (e.g. $R \sim [0 - 0.70]$ for the significant wave height). Same remarks can be applied if the offshore significant wave heights

are discretized by frequency band. Notably the 23rd of October, when the infragravity wave event occurred, the wave setup was quite well correlated ($R \sim 0.73$) with the significant infragravity wave height, in contrast with the other days ($R \sim [0 - 0.56]$). Although the correlation fell to 0.5 if we compare the significant swash height and the significant wave height, both in the infragravity band, for the 23rd of October. The evolution of the wave setup regarding to the beach slope is slightly correlated (R up to 0.8), though, negative. This evolution of wave setup is counter-intuitive and contradicts the theory as well as previous observations. This is not the case of the runup exceedance. Quite high correlation coefficients have been found (up to 0.85) and an increase of runup exceedance with the beach slope is found for each day of observation. This suggests that local effects can also have large contributions to the wave setup and runup exceedance levels measured on a beach. The still water level, which modulates the location of the shoreline on the beach, plays also a role on the wave setup. We have identified two different behaviors of the wave setup from either side of a certain value of the still water level. This value is corresponding to the position of the groundwater table on the beach and therefore indicates that the water table may impact the wave setup. This interaction could be due to an alteration of the bed properties (friction and porosity of the sea bed).

5. Conclusions

A field experiment was conducted on a sandy macro-tidal embayed beach in Western France. From the in situ dataset, we have analyzed the evolution of the wave setup and wave runup relative to different environmental parameters as well as the different frequency band components of the swash. The results suggest that common empirical formulations proposed in the literature provide poor assessments of the water levels at this site. Indeed, for this macro-tidal sandy beach, the predicted wave setup and runup exceedance are underestimated in large proportion (one order of magnitude). Correlations between the environmental parameters extracted for this site (H_0 , λ_0 , β , ξ_0), and wave setup/runup are contrasted according to which parameter is considered. Nevertheless these behaviors are nuanced for certain days; with large scatters of correlation coefficient values are noted. It suggests that local phenomena could contribute to the wave setup and runup exceedance on this site. Poor correlations have been found between the hydrodynamic conditions and water level, although the morphologic characteristics have an impact on wave setup through the beach slope. This dependency is negative though: we have found counter-intuitive results suggesting that the wave setup decrease with increasing beach slope. Our results suggest that the groundwater level interacts with the wave setup. The impact may be due to a change in bed properties, mainly through friction alteration. Further investigation will be conducted to examine the role of the ground water table on wave setup and why we observe negative correlation between beach slope and wave setup.

Acknowledgements

This work was supported by the INSU-SYSTER program of CNRS, the Labex-MER funded by the Agence Nationale de la Recherche under the program « Investissements d'avenir » with the reference ANR-10-LABX-19-01, the lab Géosciences Océan UMR6538 and the Pôle Image zof IUEM. The authors would like to thanks the Géomer and Pôle Image team for their help on the field and the NSO Dynalit/IR ILICO.

References

- Battjes, J. A., 1974. Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, (1), 466–480.
- Bergsma, E. W. J., Conley, D. C., Davidson, M. A., & O'Hare, T. J., 2016. Video-based nearshore bathymetry estimation in macro-tidal environments. *Marine Geology*, 374, 31–41.
- Bowen, A. J., Inman, D. L., and Simmons, V. P., 1968. Wave set-down and set-Up. *Journal of Geophysical Research* 73(8).
- Butt, T., Russell, P., 1999. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. *Marine Geology*. 161, 361–375.
- Dailloux, D., Rihouey, D., Dugor, J., Castelle, B., 2010. Analyse critique de l'utilisation des techniques de mesure

- topographique vidéo comme outil de gestion des plages sableuses. *XIèmes Journées, Les Sables d'Olonne*, January, 449–456.
- Davis, G. A. and Nielsen P., 1988. Field Measurement of Wave Set-up, *ASCE International Conference on Coastal Engineering*, Malaga, Spain, Chapter 38 pp. 539 – 552.
- de Bakker, A., Tissier, M. F. S., and Ruessink, B. G., 2014. Shoreline dissipation of infragravity waves. *Continental Shelf Research*, 72 :73–82.
- R.G. Dean et T.L. Walton, 2009. Wave setup. In *Handbook of coastal and Ocean Engineering* by Young C. Kim ed., World scientific
- Dehouck, A., 2006. Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- Floc'h, F., Dantec, N. Le, Lemos, C., Sous, D., Petitjean, L., Arduin, F., Delacourt, C., 2016. Morphological response of a macrotidal embayed beach, Porsmilin, France. *Journal of Coastal Research*, 75, 373–377.
- Greenwood, B. and P. D. Osborne, 1990. Vertical and Horizontal Structure in Cross-shore Flows: An Example of Undertow and Wave Setup on a Barred Beach, *Coastal Engineering*, Vol. 14, pp 543-580. Elsevier Publishing
- Guza, R. T., & Thornton, E. B., 1981. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C1), 483–491.
- Hedges, T. S., & Mase, H., 2004. Modified Hunt's Equation Incorporating Wave Setup. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 130(3), 109–113.
- Hansen, U. A., 1978. Wave Setup and Design Water Level, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, American Society of Civil Engineers*, Vol. 104, No. WW2, pp. 227 – 240.
- Hanslow, D.J. and Nielsen, P., 1992. Wave Setup on Beaches and in River Entrances, *23rd International Conference on Coastal Engineering*, Venice, Italy, pp. 240-252.
- Holman, R., Plant, N., & Holland, T., 2013. CBathy: A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5), 2595–2609.
- Holman, R. A., & Sallenger, A. H., 1985. Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1), 945-953.
- Holman, R., Sallenger, A., Lippmann, T., & Haines, J., 1993. The Application of Video Image Processing to the Study of Nearshore Processes. *Oceanography*, 6(3), 78–85.
- Inch, K., Davidson, M., Masselink, G., and Russell, P., 2015. Field observations of infragravity waves on a on a dissipative, macrotidal beach. *Infragravity waves workshop*, number March.
- Jaud, M. (2011). Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- King, B. A., Carr, A. P., & Hardcastle, P. J., 1990. Observations of wave-induced set-up on a natural beach, 95, 289–297.
- Leckler, F., 2013. Observation et modélisation du déferlement des vagues. Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale.
- Longuet-Higgins, M. S., 1962. Radiation Stress and Mass Transport in Gravity Waves With Application to Surf Beats, *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 13, No. 4, pp. 481 – 504.
- Longuet-Higgins, M. S., Stewart, R.W., 1963. A Note on Wave Set-up, *Journal of Marine Research*, Vol.21, 4-10.
- Longuet-Higgins, M. S., 1967. On the Wave-Induced Difference in Mean Sea Level Between the Two Sides of a Submerged Breakwater, *Journal of Marine Research*, Volume 25, No. 2, pp. 148 – 153
- Masselink G., Castelle B., Scott T., Dodet G., Suanez S., Floc'h F., Jackson D. (2016), Extreme wave activity during 2013/14 winter and morphological impacts along the atlantic coast of Europe, *Geophysical Research Letters*, 43, 2135–2143
- Masselink, G. and Short, A. D., 1993. The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9(3):785-800
- Miche, R., 1951. Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés à l'action de la houle. *Annales des Ponts et Chaussées* 121, 285–319.
- Nielsen, P. (1988). Wave Setup: A Field Study, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93(C12), pp. 15, 643-15, 652
- Raubenheimer, B., R. T. Guza, and S. Elgar, 2001 Field Observations of Wave-driven Setdown and Setup, *Journal of Geophysical Research*, 106, C3, 4629-4638.
- Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*. 13, 1243–1266.
- Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R., & Holman, R. A., 2011. Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research*, 116(C7), C07032.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger, A. H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7):573–588.
- Suanez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Arduin, F., Filipot, J.-F., 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(3), 674–698.
- Yanagishima, S. and K. Katoh, 1990 Field Observation on Wave Setup Near the Shoreline, *Proceedings 22nd International Conference on Coastal Engineering*, Vol.1.1, Ch. 7, pp. 95-108, ASCE, New York, N.Y.

5.2 Développements

A la suite de ces travaux, l'étude a été poursuivie, afin de mieux caractériser la dynamique des niveaux d'eau dans la zone de jet de rive. Il est à noter que 4 jours d'études de la campagne DYNATREZ 1 ont été ajoutés. C'est un apport important dans la mesure où l'énergie des ondes infragravitaires est faible lors de DYNATREZ 2, contrairement à DYNATREZ 1. Lors de DYNATREZ 1, les hauteurs significatives dans la bande infragravitaire dépassent 0.3 m pour plusieurs jours.

5.2.1 Validation des mesures vidéo

Tout d'abord, il est à noter qu'avant de réaliser notre étude, l'efficacité des méthodes mises en place pour mesurer les niveaux d'eau a été évaluée. Pour cela, un relevé sur la plage d'un grand nombre de jets de rive a été réalisé au DGPS. L'élévation et la position d'un peu plus d'une centaine de jets de rive ont été mesurés et comparés aux observations vidéos (Figure 5.1).

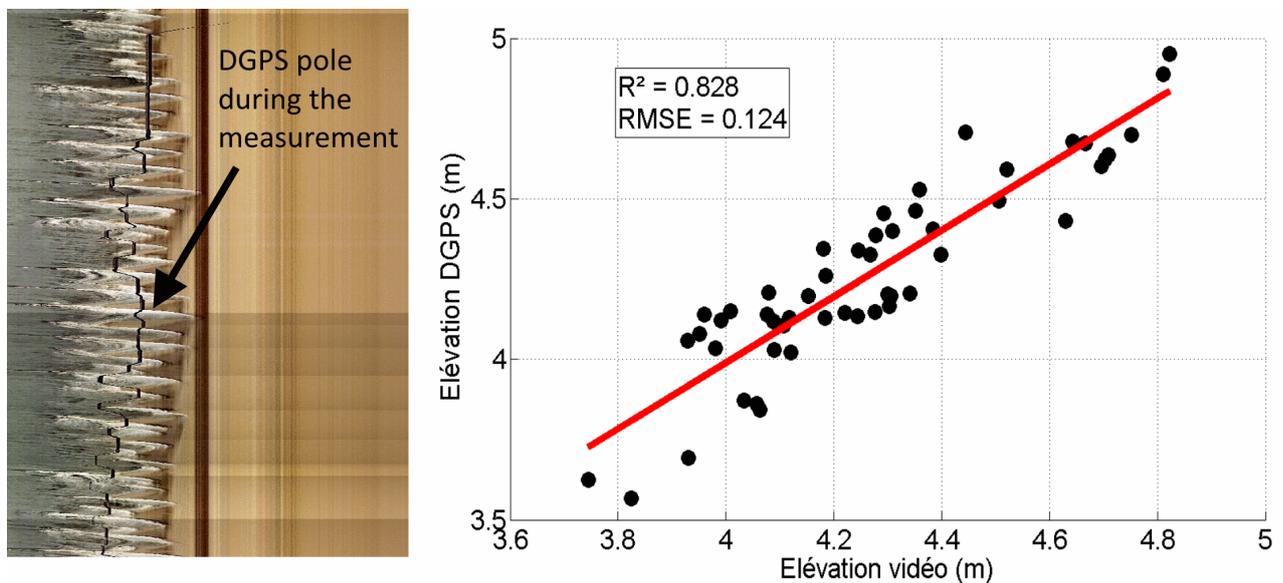


FIGURE 5.1 – Des mesures ont été effectuées sur la plage de Porsmilin pour obtenir avec précision les coordonnées (x,y,z) des jets de rive successifs. Ces mêmes jets de rive ont été mesurés via l'analyse des données vidéo et comparés.

L'accord entre les deux mesures est satisfaisant avec une erreur globale atteignant 12 cm et un coefficient de détermination élevé ($\rho^2 = 0.82$). La pente de la droite de régression est de 1, ce qui indique qu'aucune sous/sur-estimation n'est faite par les mesures via la caméra mais que l'erreur est systématique et liée à la précision de la caméra (calibration de l'instrument). Cette étape nous a permis d'être confiant dans la qualité des mesures faites via la vidéo.

5.2.2 Modélisation des niveaux pour Porsmilin

La comparaison des différentes formulations empiriques proposées dans la littérature ([Bowen et al., 1968]; [Hansen, 1978]; [Guza and Thornton, 1981]; [Holman and Sallenger, 1985]; [Yanagishima and

Katoh, 1990]; [Hanslow and Nielsen, 1993]; [Raubenheimer et al., 2001]; [Stockdon et al., 2006]) avec les mesures *in situ* ne montrent pas de modélisation efficace des niveaux d'eau.

Ces formulations ont été déterminées sur des plages ouvertes à la houle océanique. De ce fait, la houle présente au large (H_0) n'est que faiblement altérée lors de sa propagation. On peut donc raisonnablement penser que les conditions relevées au large sont représentatives de celles présentes sur la plage. Dans le cas de Porsmilin, la topographie du site (plage de poche de fond d'anse) suggère que la houle au large subit de fortes transformations avant d'arriver sur la plage (notamment par réfraction sur les deux caps rocheux présent de part et d'autre de la plage). Pour les sites où ont été établies les formulations empiriques appliquées à Porsmilin (e.g. plage de Duck, plage de Torrey Pines, plage de Truc Vert) les niveaux de wave setup et de wave runup sont corrélés avec le forçage des vagues. Ce n'est pas le cas de Porsmilin, où il apparaît que le forçage des vagues (selon la hauteur, l'énergie ou la puissance) ne montrent pas de fortes corrélations avec les niveaux d'eau ($R \leq 0.4$). Une première explication quant à l'inefficacité des formulations empiriques à prédire les niveaux d'eau sur Porsmilin serait que les conditions au large ne sont pas représentatives de celles observées sur la plage. Nous avons donc comparé les paramètres de vague au large et sur la plage (Figure 5.2).

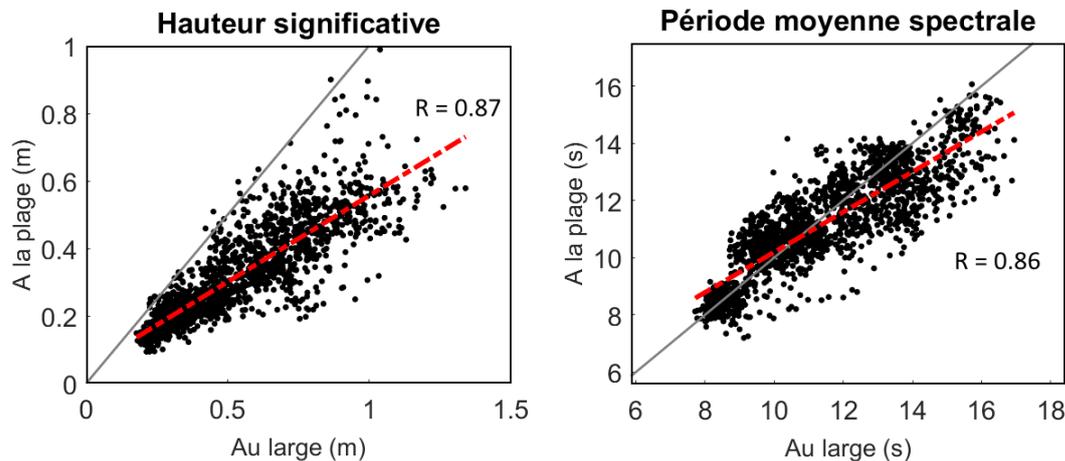


FIGURE 5.2 – Comparaison des paramètres de vague (hauteur significative (H_s) et période moyenne spectrale ($T_{m0,-1}$)) mesurés au large et sur le site de Porsmilin. Les paramètres sont calculés à partir des données du capteur situé sur le point de mouillage et celui situé le plus en bas de plage lors de la campagne DYNAMITREZ 2. Les régressions linéaires des nuages de points sont montrées (rouge pointillée) ainsi que le coefficient de corrélation associé. La droite $x = y$ est indiquée en gris clair.

La pente de la régression linéaire pour les hauteurs significative est plus faible que 1 ($a = 0.5$), ce qui indique une forte dissipation de l'énergie des vagues lors de leur propagation à la plage (environ 25 % de l'énergie). La période moyenne spectrale est relativement bien conservée du large vers la plage ($\rho^2 = 0.74$ et $a = 0.7$), on a donc une diminution de la puissance des vagues majoritairement due à une diminution de l'énergie des vagues. On peut en conclure que les vagues subissent bien une transformation lors de leur propagation du large vers la plage mais que celle-ci induit majoritairement une baisse de l'énergie et affecte à moindre mesure la forme moyenne des vagues (conservation de leur symétrie horizontale). Nous n'avons pas à notre disposition de données sur la direction des vagues à la plage pour examiner dans quelle mesure la différence de l'étalement directionnelle du spectre observé au large et à la plage pourrait jouer un rôle sur les niveaux d'eau relevés dans la zone de jet de rive ([Guza and Feddersen,

2012]).

On cherche donc d'autres formulations, adaptées au site de Porsmilin. Chacun des paramètres environnementaux a d'abord été corrélé avec les trois niveaux d'eau étudiés (wave-setup ($\bar{\eta}$), wave-runup excédentaire ($R_{2\%}$) et hauteur significative du jet de rive (S). Sur le site de Porsmilin, il apparaît que le forçage des vagues (selon la hauteur, l'énergie ou la puissance) ne montrent pas de fortes corrélations avec les niveaux d'eau ($R \leq 0.4$). En revanche, les corrélations deviennent plus importantes avec pente locale β ($R \geq 0.5$).

On constate qu'il est nécessaire de discriminer les données en fonction des jours d'études. En effet, les corrélations entre les niveaux d'eau et les paramètres environnementaux peuvent apparaître très faibles si on considère l'ensemble des données, mais apparaissent significative lorsque l'on discrimine les données jour par jour. Une illustration est donnée par la figure 5.3).

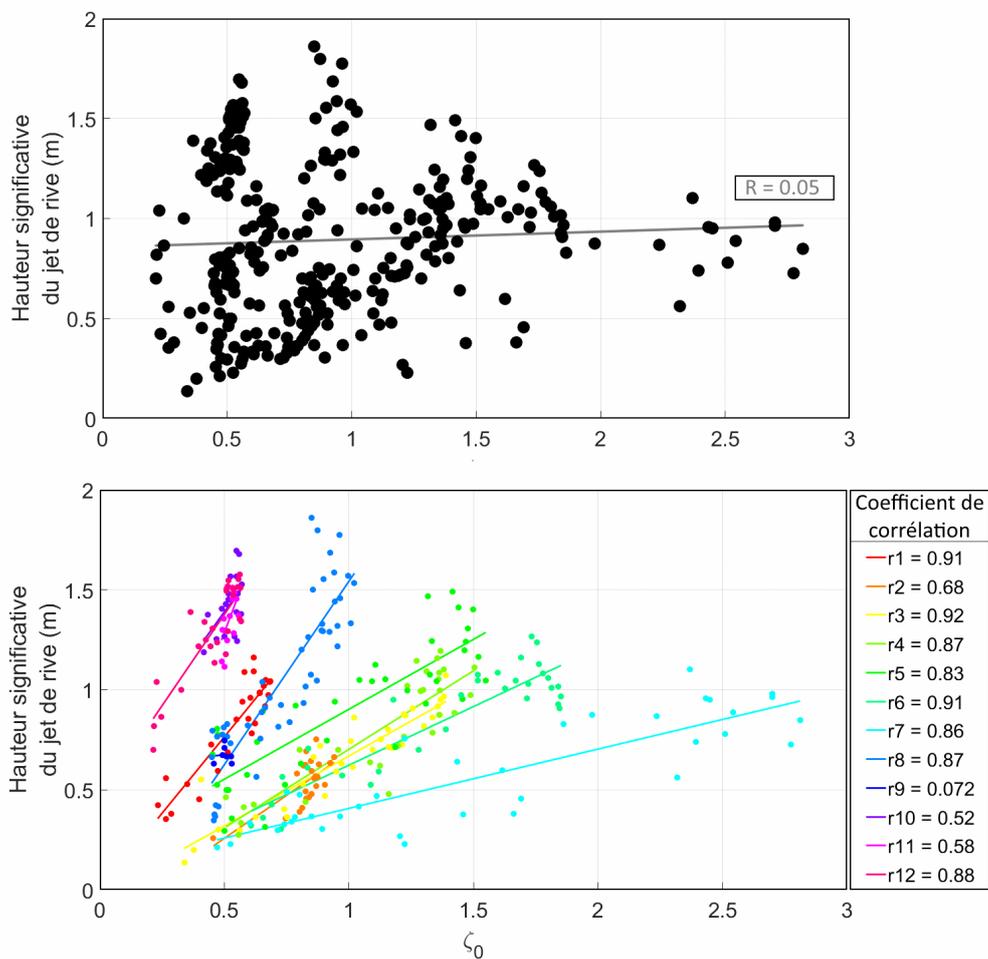


FIGURE 5.3 – Évolution de la hauteur significative du jet de rive avec le nombre d'Iribarren calculé au large. Les corrélations pour chacun des jours sont indiquées. La moyenne des corrélations obtenues est de 0.63.

On observe une corrélation nulle ($R = 0.05$) entre les hauteurs significatives du jet de rive, S et le nombre d'Iribarren au large (ζ_0). Néanmoins les corrélations deviennent importantes pour chacun des jours d'étude ($\bar{R} = 0.75$). Seules les données pour le 15 octobre 2014 (en bleu marine) ne montrent pas de corrélation particulière ($R = 0.07$) et la régression n'est ici, pas significative ($p - value > 1$). On observe que les paramètres (a , b) des régressions linéaires sont très différents d'un jour à l'autre. Dans

notre exemple, on remarque que plus le nombre d'Iribarren est important, plus le coefficient de pente a augmente. La hauteur significative du jet de rive augmente d'autant plus vite que le nombre d'Iribarren est petit (Figure 5.4).

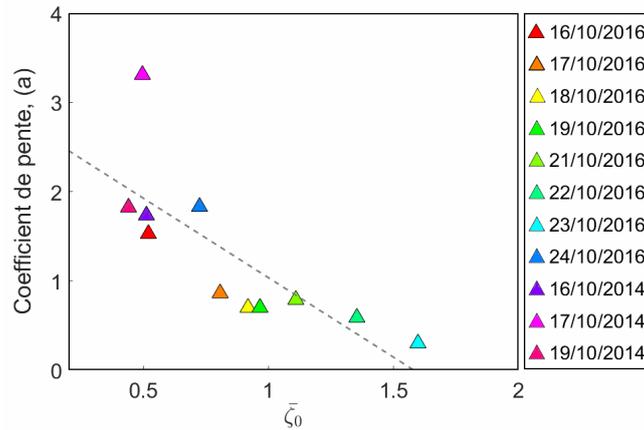


FIGURE 5.4 – Évolution de la pente des régressions linéaires avec la moyenne du nombre d'Iribarren calculé pour chacun des jours d'étude. Les données du 15 octobre 2014 n'ont pas été prises en compte.

Différentes formulations, associant les différents paramètres environnementaux, sont testées. Pour le wave-setup, le meilleur modèle obtenu est une fonction de la longueur d'onde, de la hauteur significative et de la pente locale au niveau de la ligne de rivage (5.1), (Figure 5.5).

$$\bar{\eta} = \sqrt{\frac{H_0 \cdot \lambda_0}{\tan \beta}} \quad (5.1)$$

Pour la hauteur significative du jet de rive le meilleur modèle est une fonction de la pente locale et de la hauteur significative (5.2), (Figure 5.5).

$$S = \tan \beta \cdot \sqrt{H_0} \quad (5.2)$$

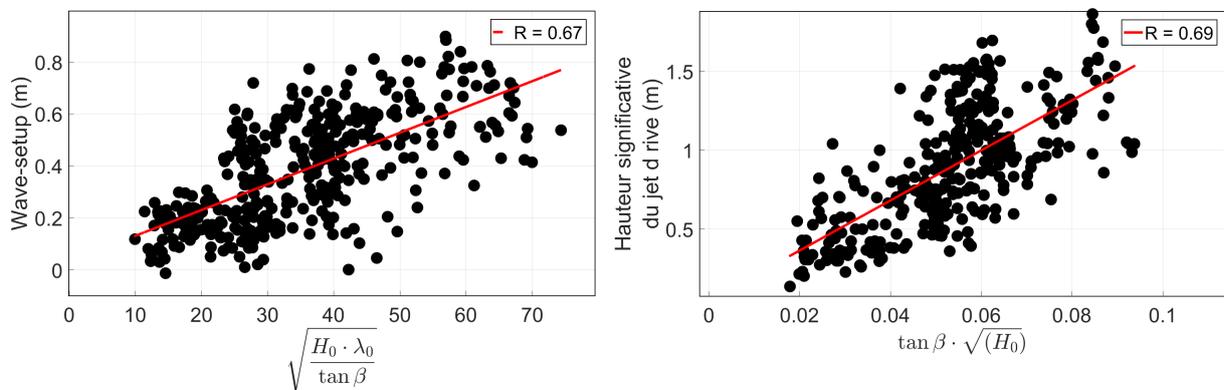


FIGURE 5.5 – Formulations empiriques permettant de modéliser le niveau de wave-setup (à gauche) et la hauteur significative du jet de rive (à droite) sur le site de Porsmilin.

Ces formulations modélisent assez bien le niveau de wave-setup ($R \sim 0.67$, $RMSE = 15$ cm) et

la hauteur significative atteinte par le jet de rive ($R \sim 0.69$, $RMSE = 20$ cm).

De plus, il est important de noter que l'efficacité de ces modèles reste identique en considérant l'ensemble des données et lorsque celles-ci sont discriminées d'un jour à un autre.

[Stockdon et al., 2006], en se basant sur l'ensemble des formulations précédemment proposées, suggère d'écrire le wave-runup excédentaire (2% des jets de rive les plus importants, $R_{2\%}$) comme une fonction du niveau de wave-setup et de la hauteur significative du jet de rive (Figure 5.6). Pour le site de Porsmilin, on observe en effet, une bonne corrélation entre ces trois niveaux d'eau. Plusieurs fonctions ($R_{2\%} = f(\bar{\eta}, S)$) ont été testées, celle présentant la meilleure corrélation et le moins d'erreurs est bien celle proposée par [Stockdon et al., 2006]. La valeur de pente obtenue pour la régression ($a = 0.94$) montre que les jets de rive présentent une légère asymétrie horizontale.

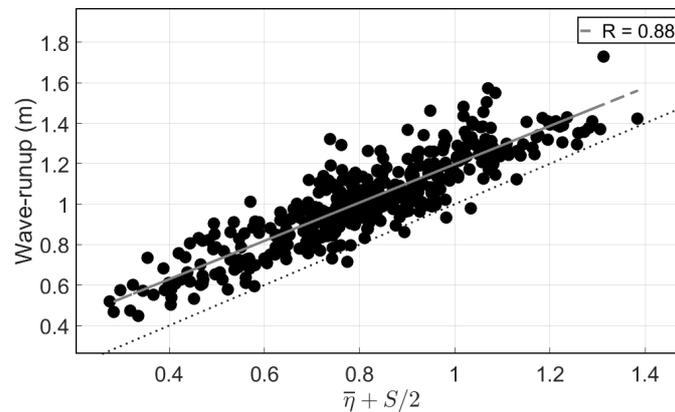


FIGURE 5.6 – Modélisation du wave-runup excédentaire en fonction du niveau de wave-setup et des hauteurs significatives du jet de rive. L'équation de régression linéaire est : $y = 0.94 \cdot (\bar{\eta} + \frac{S}{2}) + 0.25$.

Néanmoins, dans le cas de Porsmilin, l'association des formulations empiriques obtenues pour le niveau de wave-setup et celui de la hauteur significative du jet de rive ne permet pas de modéliser efficacement le niveau de wave-runup excédentaire. On obtient, en effet, une corrélation très faible entre $R_{2\%}$ et les équations (5.1) et (5.2) ($R = 0.15$).

Le meilleur modèle obtenu pour le wave-runup excédentaire est une fonction de la pente locale et de la hauteur des vagues au large (équation (5.3)).

$$R_{2\%} = \tan \beta \cdot H_0 \quad (5.3)$$

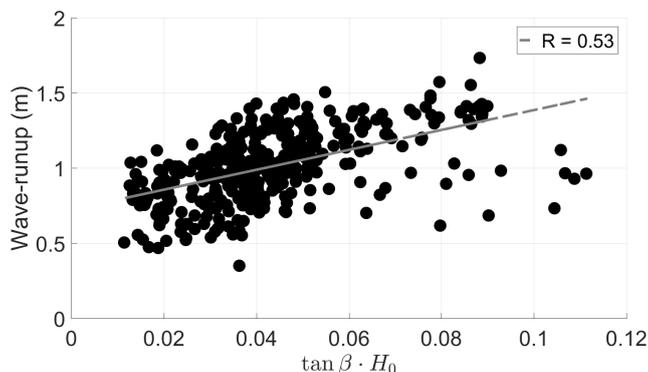


FIGURE 5.7 – Modélisation du wave-runup excédentaire en fonction des paramètres environnementaux.

Ces formulations pourraient à l’avenir être utilisées pour recréer une bathymétrie intertidale de la plage via les observations vidéos. Le niveau de wave-setup est en effet apparenté au ligne de rivage extraite sur les images moyennées sur 10 minutes. La position de ces lignes de rivages peut être extraite et leurs élévations associées au niveau de wave-setup calculé via l’équation (5.1).

5.2.3 Impact de la marée

Dans l’article de conférence, nous avons proposé que l’observation faite entre la position de l’interface terre-mer et la surcôte due aux vagues aurait pu être liée à la dynamique de la nappe phréatique (Figure 5.8, à gauche). Sur cette figure, on observe que le wave-setup évolue avec la position de la ligne de rivage sur la plage (assimilé au niveau moyen d’au calme, SWL). Le wave-setup est important en bas de plage, diminue jusqu’au milieu de plage et augmente vers le haut de plage. Les chenaux d’exfiltration de la nappe sont localisés au niveau du point d’inflexion observé dans la dynamique du wave-setup. On suppose donc que la nappe est responsable de cette observation. En effet, des études ont suggéré que la nappe pouvait modifier la dynamique des niveaux d’eau sur les plages (e.g. [Nielsen, 1988], [Gourlay, 1992]) Pour tester cette hypothèse, la surcôte due aux vagues est mesurée sur un cycle de marée. Ainsi, si la nappe joue un rôle sur la surcôte, le signal obtenu sur l’ensemble de la marée devrait être asymétrique. On devrait en effet observer une altération du niveau de surcôte suivant que la nappe soit saturée ou non par la marée. Or il apparait que le signal est bien symétrique, infirmant l’hypothèse du rôle de la nappe phréatique sur les niveaux d’eau sur le site de Porsmilin (Figure 5.8).

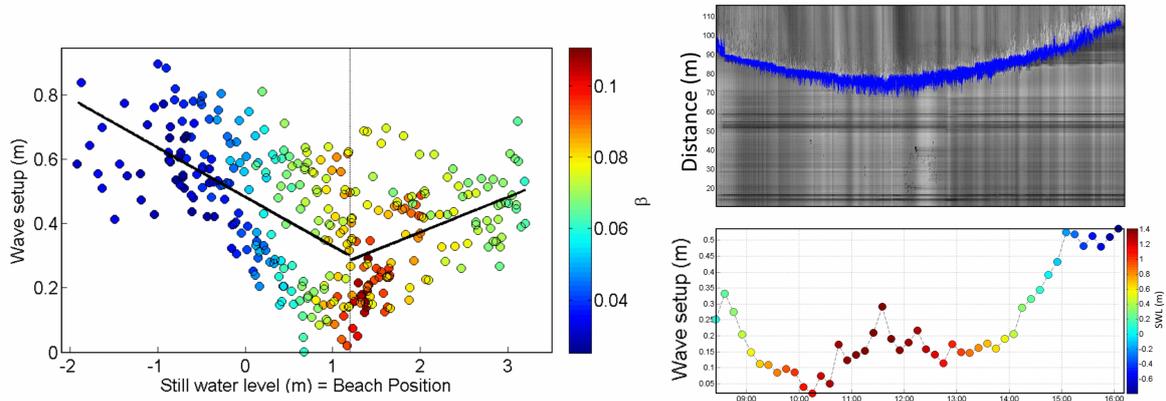


FIGURE 5.8 – Évolution du niveau de wave setup au cours de la marée (23/10/2016)

Cette même observation a été faite sur l'ensemble des jours d'étude. Le changement d'évolution du wave setup semble correspondre à la position moyenne du point d'inflexion sur la plage. Ainsi, la modulation du wave setup observé serait dû au passage du profil dissipatif vers le profil plus réfléchissant. Néanmoins, nous n'avons pas testé si la position journalière de ce point d'inflexion est bien corrélée avec l'évolution du wave setup. A noter que dans la modulation du wave setup avec la position de l'interface terre-mer, on devrait a priori observer un niveau de wave setup moins important en bas de plage. En effet, lorsque la zone de jet de rive se situe en bas de plage, les vagues incidentes sont plus dissipées du fait de la profondeur plus faible. Par conséquent un niveau de wave setup plus faible devrait être observé. Or ici on observe un wave setup maximum lorsque l'interface se situe en bas de plage.

5.3 Synthèse

Les niveaux d'eau ont été analysés grâce au traitement des données vidéo obtenues lors des campagnes DYNATREZ. Des routines permettant d'extraire ces niveaux sur la plage ont été mis en place et ont permis l'analyse sur différents jours d'études de la variabilité de 3 niveaux d'eau (surcote due aux vagues, jet de rive et hauteur significative du jet de rive) selon les paramètres environnementaux. Il ressort que sur le site de Porsmilin, la modélisation de ces niveaux dépend de plusieurs paramètres et reste complexe. Les formulations couramment utilisées en dynamique du littoral (e.g. [Stockdon et al., 2006]) ne s'appliquent pas dans cet environnement. Le forçage des vagues ne semble pas avoir d'influence directe sur les niveaux d'eau. En revanche, ces derniers sont sensibles à la morphologie du site. On observe, en effet, une forte corrélation existe entre la pente locale de la plage et les niveaux d'eau. Il s'avère que les modèles linéaires mettant en lien les niveaux d'eau avec la morphologie du site diffèrent d'un jour à l'autre. L'impact est plus ou moins fort (via le coefficient directeur des régressions linéaires) pour chaque jour d'observation. Des observations ont pu être faites sur la variabilité de ces niveaux avec la position de l'interface terre-mer, fluctuante du fait du régime tidal observé sur le site. La position de l'interface induit une évolution du wave-setup entre le bas et le haut de plage. Les hypothèses testées n'ont pas pu mettre en évidence le facteur générant cette variabilité.

Points clefs :

- ↳ Lors des deux campagnes DYNATREZ, la dynamique des niveaux d'eau est analysée en fonction des paramètres environnementaux,
- ↳ La pente locale est fortement corrélée avec les niveaux d'eau, contrairement au seul forçage des vagues,
- ↳ De fortes corrélations peuvent être observées lorsque l'on discrimine les données d'un jour à l'autre, alors qu'il n'y en avait pas lorsque l'on considérait l'ensemble des données,
- ↳ Sur le site de Porsmilin, les formulations empiriques proposées dans la littérature ne permettent pas de modéliser efficacement les niveaux d'eau. D'autres formulations sont proposées en fonction des paramètres environnementaux. Elles sont des fonctions des paramètres de vagues au large et de la pente locale.

Dynamique des ondes infragravitaires

Sommaire

6.1	Méthode	167
6.2	Conditions hydrodynamiques et morphologiques	168
6.3	Génération des ondes infragravitaires	171
6.4	Évolution et propagation des ondes	174
6.5	Synthèse	177

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, section 1.2.4, les ondes infragravitaires contribuent fortement à la morpho-dynamique des plages sableuses. Dans ce chapitre on se propose, à l'aide des observations réalisées lors des campagnes DYNATREZ, d'étudier la dynamique de ces ondes et des mécanismes de génération.

Pour cela, on s'appuiera principalement sur les données des capteurs de pression obtenues lors des campagnes et sur l'analyse des données vidéos. Les capteurs de pressions nous permettent d'accéder aux paramètres hydrodynamiques sur la plage et au large. Les données vidéos sont utilisées pour extraire les séries temporelles des points de déferlement et des lignes de rivage. Leurs positions dans le référentiel caméra sont ensuite converties dans le référentiel absolu, partagé par les mesures faites via les capteurs de pression. Les méthodes et les conditions de vagues observées pour différents jours d'étude sont d'abord décrites. Les mécanismes de génération sont ensuite examinés à travers la corrélation entre la puissance des vagues au large ainsi qu'en fonction de la dynamique des lignes de déferlement des vagues et des lignes de rivage. Les observations sont mises en regard de l'énergie des ondes infragravitaires mesurées sur la plage. Des méthodes permettant de discriminer les mécanismes de génération présents seront ensuite discutées.

6.1 Méthode

Pour étudier la dynamique des ondes infragravitaires sur la plage de Porsmilin, on se base sur l'étude des lignes de déferlements extraites des images vidéos. En effet, le déferlement bathymétrique d'une vague s'accompagne d'écumes blanches, mélange d'eau et d'air, particulièrement visibles à la surface du plan d'eau et donc sur les données vidéos. La transformation des images instantanées en images compilées permet d'observer au cours du temps la propagation des vagues le long d'un profil perpendiculaire au trait de côte et d'obtenir des observations directes de la dynamique des lignes de déferlements. En s'appuyant sur les images compilées, une détection des lignes de déferlements peut être faite. On obtient alors les séries temporelles des lignes de déferlements le long du profil de projection (Figure 6.1).

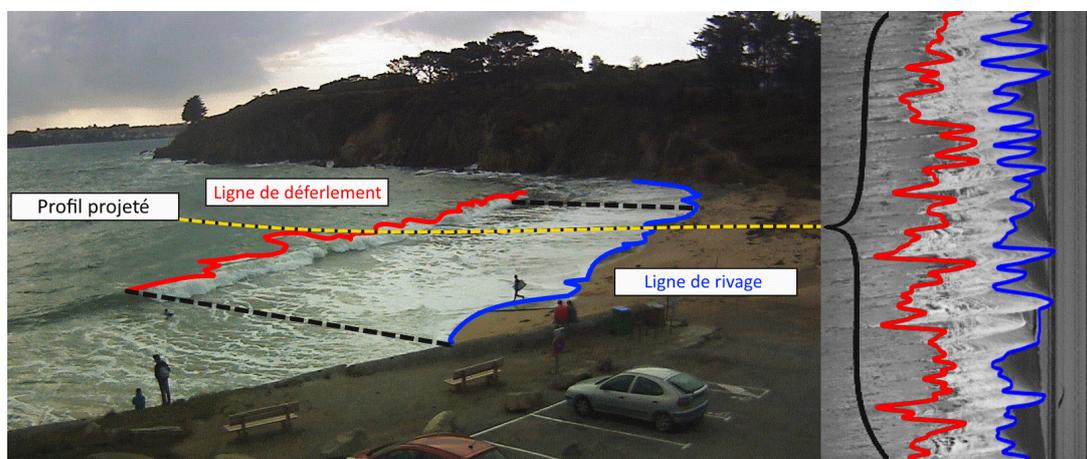


FIGURE 6.1 – Illustration de la visibilité des points de déferlements sur les images vidéos. À droite sur une image instantanée et à gauche sur une image compilée. Le profil de projection utilisé pour la création de l'image compilée est en jaune pointillé. Les lignes de déferlements et de jet de rive sont montrées à titre indicatif (en rouge et en bleu respectivement).

On s'intéresse ici aux données de la campagne DYNATREZ 1. Les lignes de déferlements et du jet de rive sont extraites via l'analyse des données vidéos, sur une heure d'observation. La position en pixel est ensuite convertie en mètres selon les profils utilisés pour générer les images compilées (Figure 6.2). Le signal des vagues dans la bande infragravitaire est ici obtenu en appliquant un filtre passe-bas de fréquence de coupure $f_c = 0.04$ Hz au signal de vague.

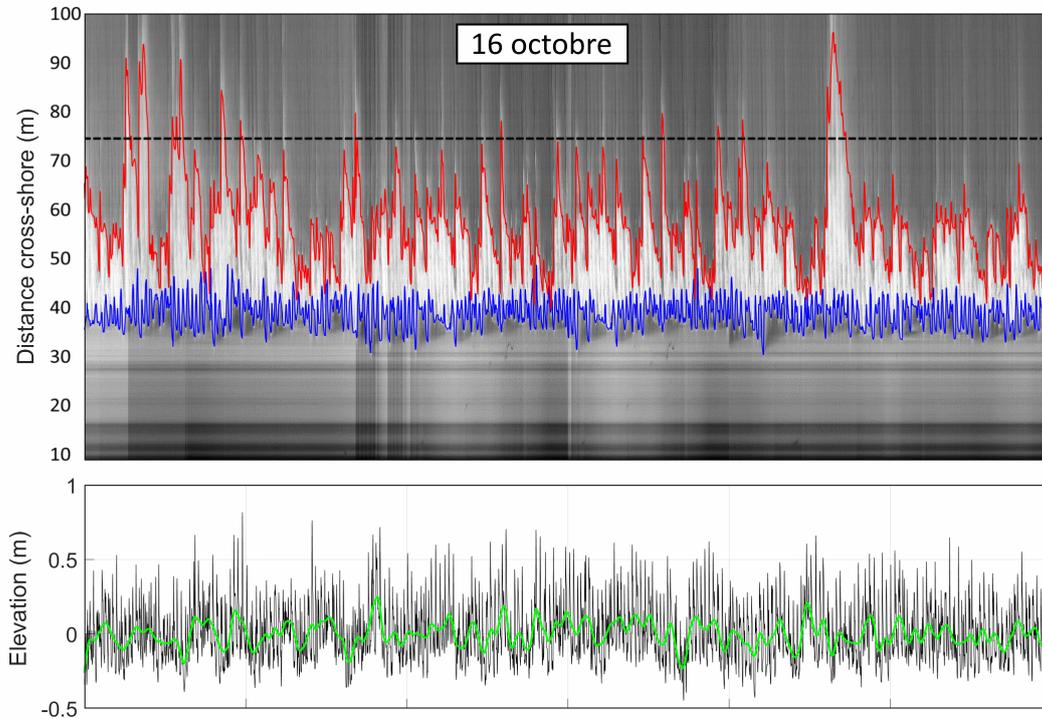


FIGURE 6.2 – Séries temporelles des lignes de rivage (bleu), ligne de déferlement (rouge) extraites des images vidéos, lors de la campagne DYNATREZ 1 (16 octobre 2014). Les données issues d'un capteur situé en zone de déferlement externe (position repérée par la ligne pointillée) sont aussi extraites : signaux de vague en noir et signaux de vague dans la bande infragravitaire en vert.

6.2 Conditions hydrodynamiques et morphologiques

Pour mener notre étude, on s'appuie sur des observations d'une heure, réalisées sur 5 jours différents de la campagne DYNATREZ 1. Ces jours sont choisis afin de rassembler des observations sur un ensemble hétérogène de conditions de vagues et notamment avec une présence d'ondes infragravitaires plus ou moins importante (Table 6.1).

TABLE 6.1 – Conditions environnementales observées lors des jours d'étude de la campagne DYNATREZ 1.

Jour d'étude	Hauteur significative bande gravitaire H_{sG} (m)	Hauteur significative bande infragravitaire H_{sIG} (m)	Ratio $R_{IG/tot}$ (%)	Période spectrale moyenne $T_{m0,-1}$ (s)	Marnage (m)
08/10/2014	1	0.15	15	9	6
16/10/2014	0.65	0.25	40	12	3
17/10/2014	0.70	0.30	42	11	3
22/10/2014	0.70	0.10	14	13	4
23/10/2014	0.40	0.05	12	10	4

Le 8 octobre, on observe une mer de vent moyennement énergétique ($H_s = 1$ m, $T_{m0,-1} = 9$ s)

en période de vive-eaux. Pour ce jour, peu d'ondes infragravitaires sont présentes ($H_s = 0.15$ m). Le ratio des amplitudes dans la gamme gravitaire et infragravitaire ($R_{IG} = H_{sIG}/H_{stot}$) atteint 15 %. Le 16 et 17 octobre, on observe sensiblement les mêmes conditions de vagues sur la plage. Les conditions sont relativement calmes ($H_s \sim 0.7$ m). On note un épisode d'ondes infragravitaires important avec un ratio R_{IG} atteignant les 40 %. Le 22 et 23 octobre sont caractérisés par une période assez calme ($H_s \in [0.4 ; 0.7]$ m), associée à une houle longue ($T_{m0,-1} \in [10 ; 13]$ s) et bien formée, la dynamique des ondes infragravitaires est relativement faible. Ces différents états de mer sont caractérisés par les spectres moyens calculés pour les différentes périodes d'observations vidéos des jours d'études (Figure 6.3).

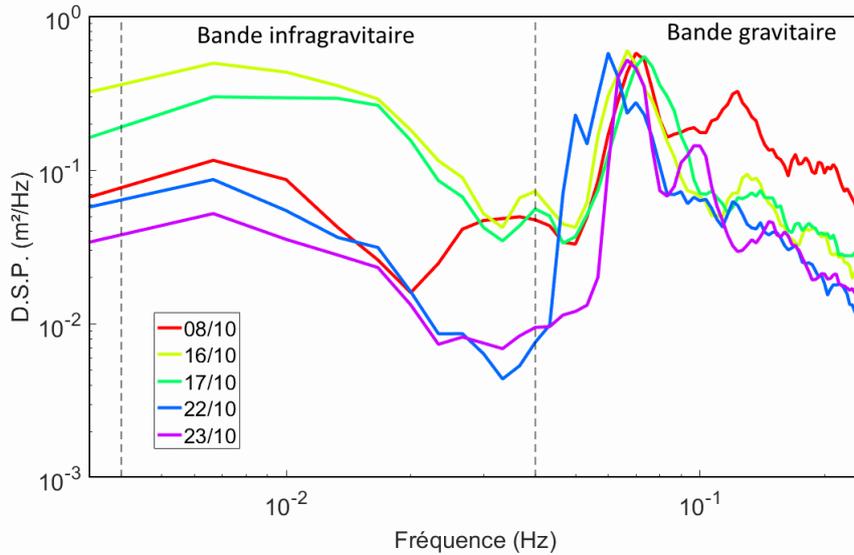


FIGURE 6.3 – Spectres des vagues obtenus pour les différents jours d'études. On observe que l'énergie dans la bande infragravitaire est particulièrement importante pour les 16 et 17 octobre. Le 8 octobre est caractérisé par un pic important d'énergie dans la bande gravitaire (8 s de période), typique d'une mer de vent.

Par ailleurs, en plus des conditions incidentes différentes, on note des différences morphologiques de la plage suivant le jour d'étude (Figure 6.4).

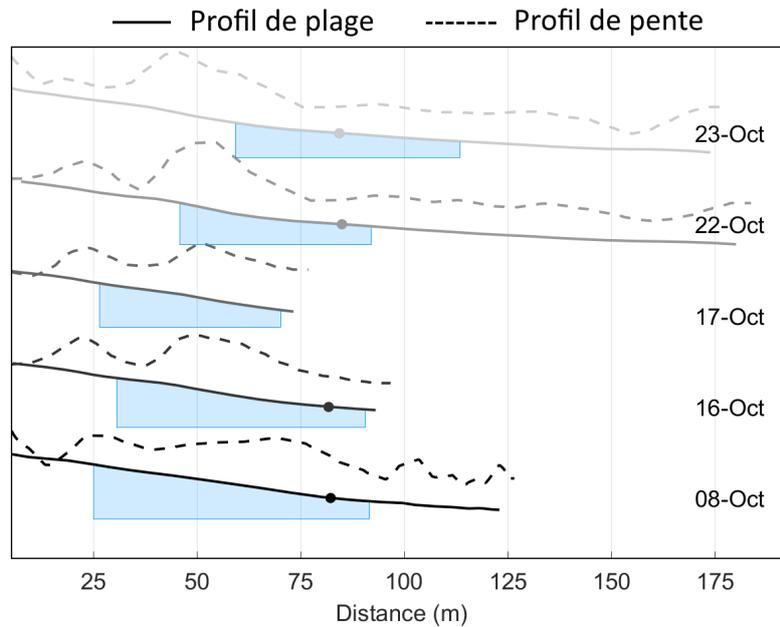


FIGURE 6.4 – Profil de plage et profil de pente relevés pour les différents jours d'étude. Le niveau moyen du plan d'eau (NM, $Z = 0.4$ m) est symbolisé sur chacun des profils par un cercle (sauf pour le 17 octobre, où ce point est submergé). Les zones d'observation vidéo pour chacun des jours d'étude sont schématisées par les surfaces bleues.

En fonction de ces différences morphologiques observées sur la plage, la propagation des vagues est modifiée. En ce qui concerne la dynamique des ondes infragravitaires, l'énergie associée aux ondes libres et aux ondes liées va être plus ou moins importante en fonction de la pente [Battjes, 2004]. Les pentes moyennes (β), adimensionnelles (β_n) ainsi que le nombre d'Iribarren (ζ_0 , calculé avec les conditions au large) de la zone de jet de rive et de déferlement, sont données dans le tableau 6.2. La zone de jet de rive est déterminée arbitrairement, s'étendant sur une longueur de 5 m de part et d'autre de la ligne de rivage moyenne obtenue par la caméra. La zone de déferlement est définie de la même façon, avec la ligne moyenne des points de déferlement.

TABLE 6.2 – Valeur des paramètres de pente (β), pente adimensionnelle (β_n) et du nombre d'Iribarren (ζ_0) moyen calculé dans la zone de déferlement (surf) et de jet de rive (swash).

	β		$\beta_n = \frac{\tan(\beta)}{w} \cdot \sqrt{g/h}$		$\zeta_0 = \tan(\beta) \left[\sqrt{H_0/\lambda_0} \right]^{-1}$	
	swash	surf	swash	surf	swash	surf
08/10/2014	0.07	0.04	0.50	0.15	0.43	0.22
16/10/2014	0.06	0.03	0.43	0.18	0.37	0.20
17/10/2014	0.07	0.06	0.52	0.16	0.45	0.34
22/10/2014	0.07	0.03	0.52	0.15	0.44	0.20
23/10/2014	0.07	0.02	0.50	0.14	0.42	0.16

On observe que la zone de jet de rive est plus réfléchive que la zone de déferlement, sauf pour le 17 octobre où la plage présente un profil plus homogène dans la zone d'observation vidéo. Les valeurs de pentes adimensionnelles calculées dans les zones de déferlement suggèrent que pour chacun des jours d'étude, on est proche d'un régime où l'énergie dans la bande infragravitaire est dominée par les ondes liées aux groupes de vagues incidentes ($\beta_n < 0.1$, "Mild Slope Regime"). Dans la zone de jet de rive, la pente adimensionnelle est plus importante, indiquant une dominance des ondes libres ($\beta_n > 0.45$, "Steep Slope Regime"). Entre ces deux zones, on se situe dans un régime transitoire, où

aucun type d'ondes infragravitaires ne domine. Lors de la propagation des vagues vers la plage, les interactions vague à vague deviennent plus importantes et un transfert d'énergie est réalisé entre les vagues et les ondes infragravitaires liées aux groupes. L'amplitude de ces dernières augmente jusqu'à ce que les vagues déferlent. Après déferlement, les échanges d'énergie se réduisent. En dehors de la zone de déferlement, les ondes infragravitaires libres s'amplifient et se propagent vers le haut de plage, où elles sont possiblement réfléchies.

6.3 Génération des ondes infragravitaires

Tout d'abord, nous avons vérifié la dépendance des ondes infragravitaires observées sur la plage avec la puissance des vagues incidentes (Figure 6.5).

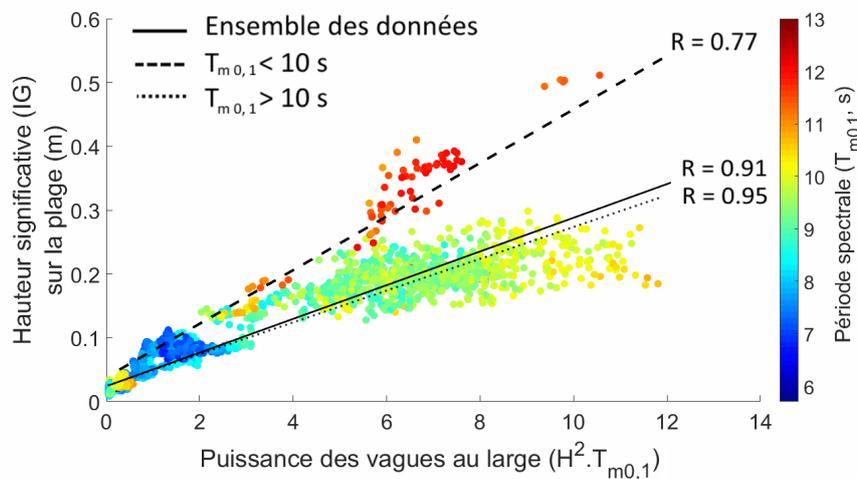


FIGURE 6.5 – Corrélation de la hauteur significative des ondes infragravitaires à la plage (capteur n°3, DYNATREZ 1) avec la puissance des vagues incidente mesurées au large. Les coefficients de corrélation sont indiqués pour les 3 régressions linéaires.

On obtient une bonne corrélation ($R > 0.91$) pour l'ensemble des données. Cette corrélation varie légèrement lorsque l'on discrimine les vagues incidentes en fonction de leurs périodes. Ainsi en ne considérant que les vagues de courtes périodes ($T_{m0,-1} < 10$ s), cette corrélation est légèrement plus importante ($R > 0.95$). Elle diminue significativement ($R > 0.77$) pour les vagues plus longues ($T_{m0,-1} > 10$ s). Ces observations suggèrent qu'il y a bien une génération d'onde infragravitaires générées au large par les vagues gravitaires de périodes courtes, qui sont ensuite transmises dans l'environnement de la plage.

Nous avons extrait l'évolution temporelle de l'extension de la zone de déferlement. Celle-ci est définie comme étant la zone entre les lignes de déferlement et lignes de rivage pour plus de simplicité (Figure 6.6).

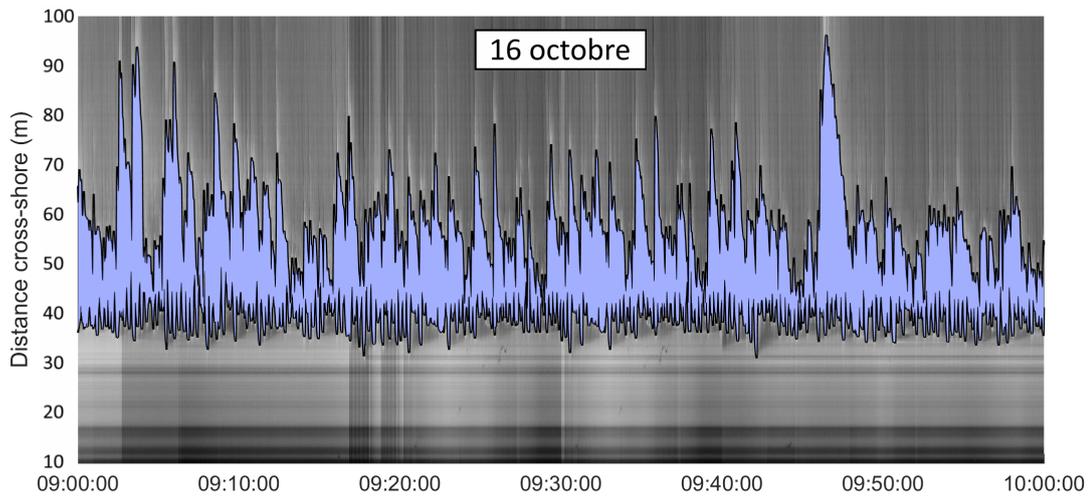


FIGURE 6.6 – Extraction de la géométrie de la zone de déferlement à partir des données vidéos.

On obtient en moyenne sur une période d'observation d'une heure, une extension de la zone de déferlement de 12 m pour le premier jour, 20 m pour le 16/10, 23 m pour le 17/10, 8 m pour le 22/10 et enfin 12 m pour le 23/10. Les surfaces entre les lignes de rivage et de déferlement ont été aussi calculées.

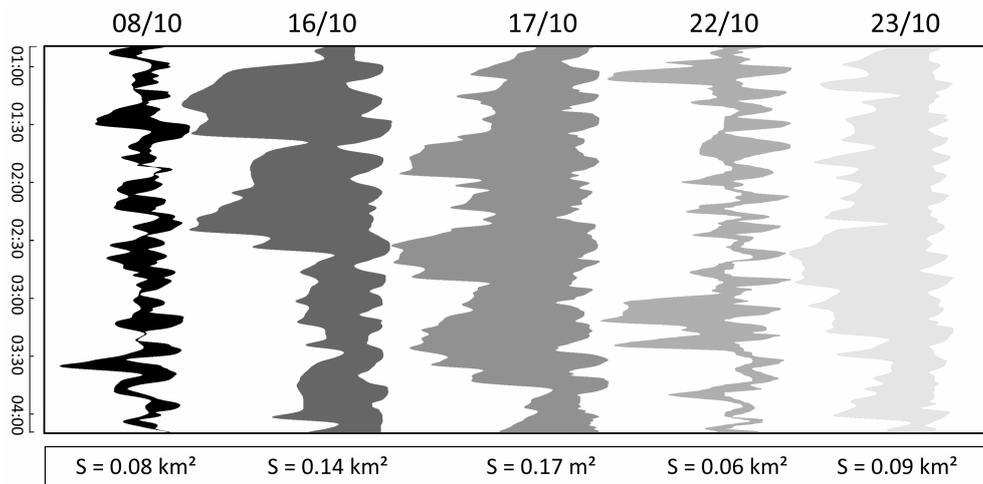


FIGURE 6.7 – Extraction des surfaces de la zone de déferlement à partir des données vidéos pour les différents jours d'étude.

Nous avons considéré une largeur du profil de projection utilisé pour la génération des images compilées, égale à 1 m. On obtient ainsi des surfaces de déferlement pour 1 heure d'observation qui atteignent 0.08 km^2 pour le 8/10, 0.14 km^2 pour le 16/10, 0.17 km^2 pour le 17/10, 0.06 km^2 pour le 22/10 et enfin 0.09 km^2 pour le 23/10 (Figure 6.7).

Des taux importants d'onde infragravitaire sont mesurés le 16 et le 17 octobre ($R_{IG} \sim 40\%$). Lors des autres jours d'étude ces ratios ne dépassent pas 15 %. Il apparaît que la présence d'ondes infragravitaires correspond aux jours où la géométrie de la zone de déferlement est la plus importante, que ce soit en terme d'extension et de surface (Figure 6.8).

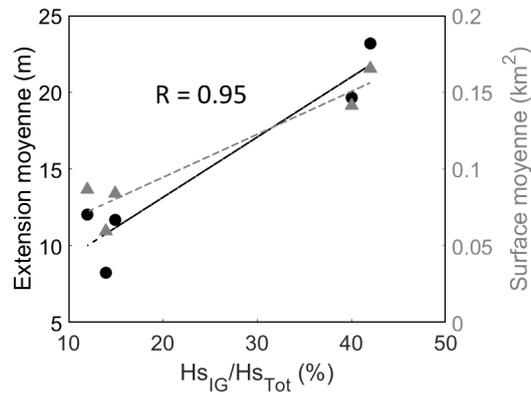


FIGURE 6.8 – Corrélation entre la géométrie de la zone de déferlement et l'énergie infragravitaire dans l'environnement de la plage. Le ratio R_{IG} est tracé en fonction de l'extension et de la surface de la zone de déferlement.

L'extension moyenne est deux fois plus importante lors du 16 et 17 octobre (20 et 23 m, respectivement). En ce qui concerne les surfaces de la zone de déferlement, elles dépassent 0.1 km^2 lors des jours où le taux d'ondes infragravitaires est important. De plus, lors du 16 et 17 octobre, les conditions de vagues observées ne présentaient pas de dynamiques fortes. En effet, une hauteur significative de 0.7 m a été calculée lors de ces deux jours, ce qui est moins important que lors du 8 octobre (1 m) et similaire à ce qui est observé pour le 22 octobre. L'influence des ondes gravitaires sur la géométrie de la zone de déferlement est donc à écarter ici.

Les spectres des lignes de déferlement et de rivage ont été calculés (figure 6.9).

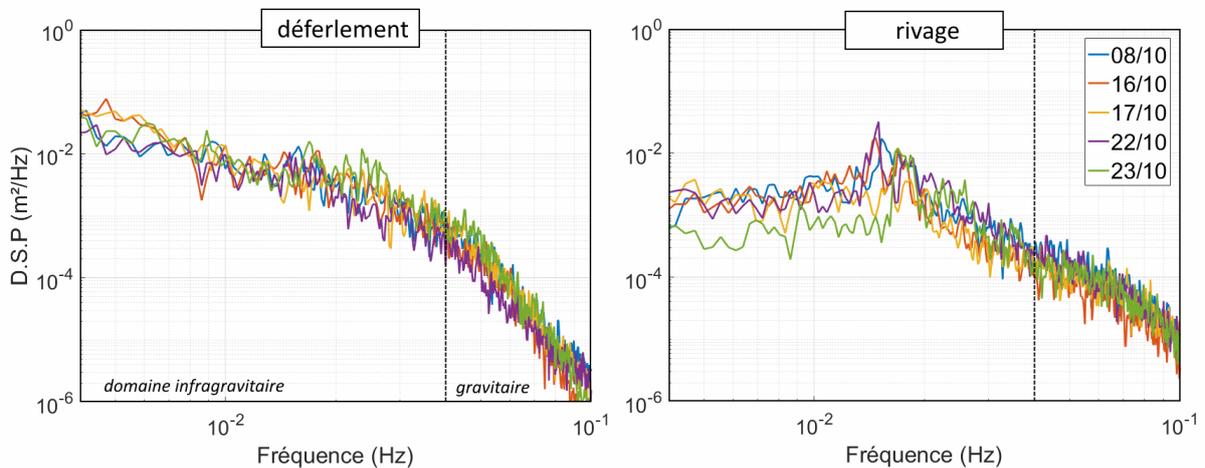


FIGURE 6.9 – Spectre des lignes de déferlement (surf) et des lignes de rivage (swash) pour les différents jours d'étude.

Les périodes pics dans le domaine des ondes infragravitaires (*i.e.* $0.004 < f < 0.04 \text{ Hz}$), obtenues lors du calcul du spectre des lignes de déferlement, sont plus importantes pour le 16 et le 17 octobre. En effet, on relève dans cette bande de fréquence un maximum d'énergie pour une période de 108 s pour le 8, autour de 200 s pour le 16 et le 17, 66 s pour le 22 et enfin 112 s pour le 23 octobre. En ce qui concerne la dynamique du jet de rive, on observe dans la bande infragravitaire des périodes pics de l'ordre de la minute pour l'ensemble des jours d'études sauf pour le 17 octobre où cette période pic atteint 212 s .

6.4 Évolution et propagation des ondes

L'installation de nombreux capteurs le long d'une ligne perpendiculaire à la côte permet d'observer, au fur et à mesure des enregistrements, l'évolution des ondes infragravitaires. On s'intéresse ici aux données récoltées lors de la campagne DYNATREZ 2. Lors de celle-ci 15 capteurs ont été déployé le long du profil de plage, permettant de suivre l'évolution des vagues de l'entrée de plage jusqu'au rivage. Les données issues des 9 premiers capteurs sont analysées. On s'intéresse ici à la hauteur significative des ondes infragravitaires mesurées par une partie de ces capteurs (Figure 6.10).

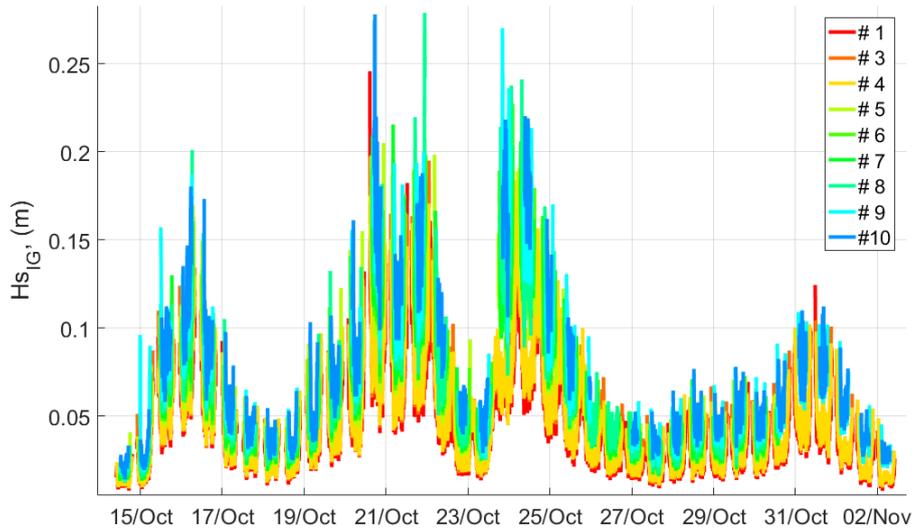


FIGURE 6.10 – Amplitudes spectrales des ondes infragravitaires calculées pour les 9 premiers capteurs de pression (numérotés du bas vers le haut de plage) lors de la campagne DYNATREZ 2.

On observe que les amplitudes des ondes infragravitaires augmentent d'un capteur à l'autre vers le haut de plage. On a donc une dépendance des ondes infragravitaires avec le niveau d'eau. Si on regarde l'évolution du rapport R_{IG} en fonction de la hauteur d'eau au dessus d'un capteur, on remarque que l'amplitude des ondes infragravitaires augmente au détriment des vagues gravitaires (Figure 6.11).

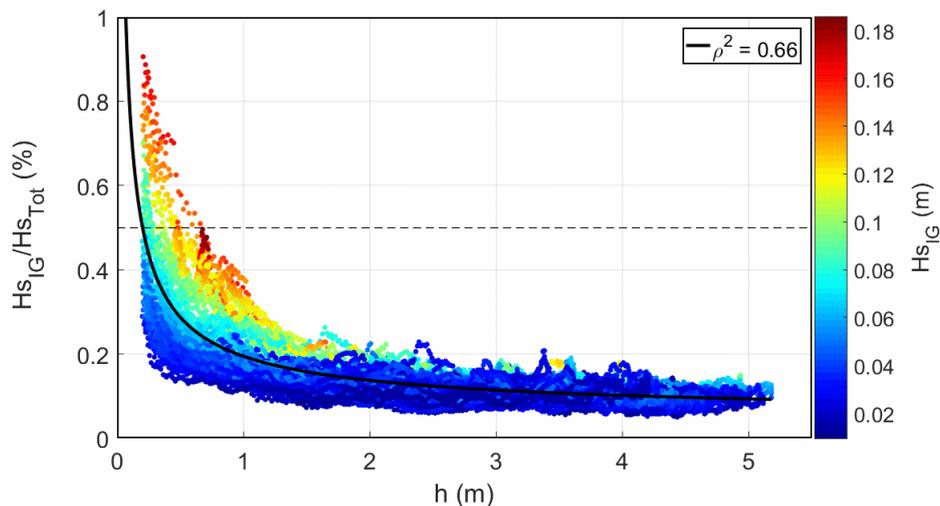


FIGURE 6.11 – Évolution du rapport (R_{IG}) avec les niveaux d'eau, calculés pour un des capteurs situé en bas de plage.

Les ondes infragravitaires dominent l'énergie lorsque la profondeur est en dessous de 0.20 m en moyenne. Cela est dû à une dissipation importante des vagues gravitaires par déferlement et au frottement au fond. Les ondes infragravitaires sont, elles, renforcées par le phénomène de levage. Pour étudier la dynamique des ondes infragravitaire, on se concentre sur une marée où l'énergie dans la bande infragravitaire est importante. On sélectionne ainsi la seconde marée du 20 octobre, où la hauteur des ondes infragravitaires atteint un peu moins 0.3 m en haut de plage. En regardant plus en détail cette marée, on observe plusieurs augmentations subites de la hauteur significative dans la bande infragravitaire (Figure 6.12).

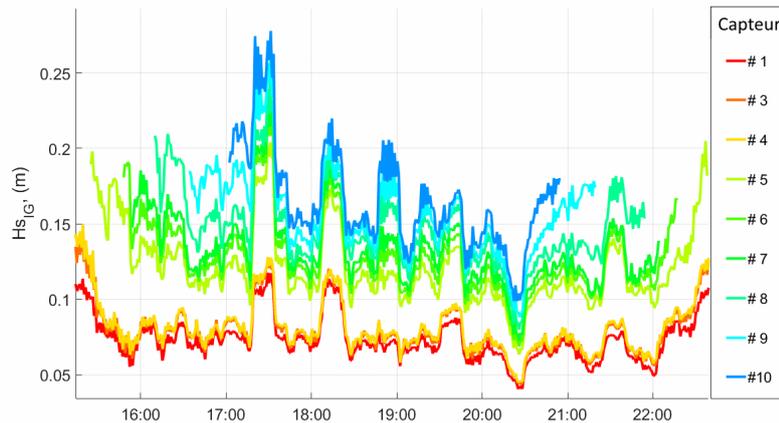


FIGURE 6.12 – Amplitudes spectrales des ondes infragravitaires pour la seconde marée du 20 octobre 2016.

La dynamique est étudiée au regard des paramètres environnementaux telles que la pente locale de la plage. Celle-ci est calculée entre chaque capteur déployé sur la plage (Figure 6.13).

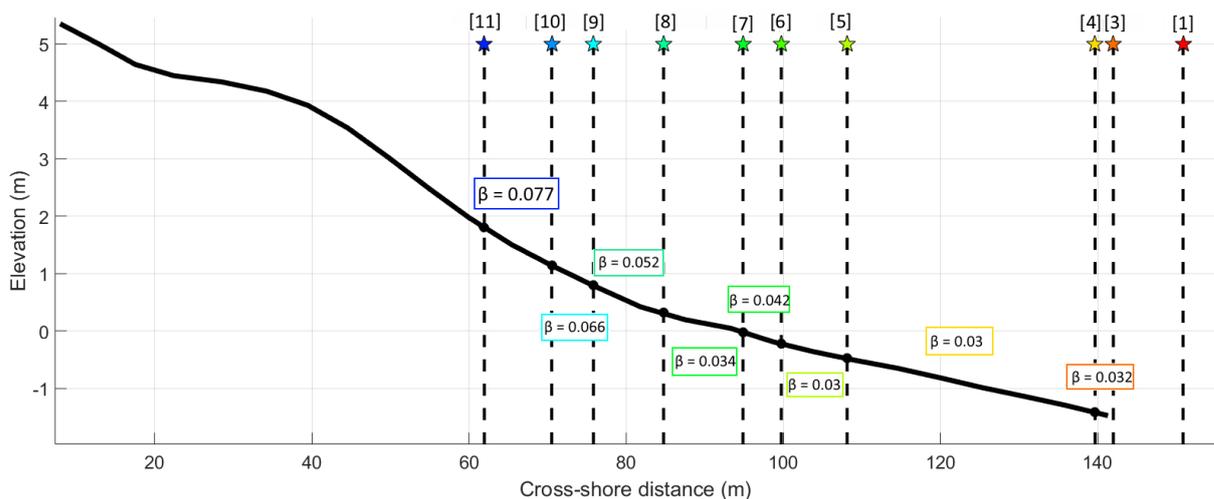


FIGURE 6.13 – Évolution de la pente entre les capteurs de pression installés sur la plage, lors du 20 octobre 2016.

Afin d'étudier ces augmentations subites des amplitudes des ondes infragravitaires, un paramètre d'accroissement est calculé. Pour cela, les amplitudes moyennes, observées lors de ces augmentations, sont extraites et leur rapport sont calculées en terme de pourcentage, d'un capteur à l'autre. L'évolution des amplitudes infragravitaire est ensuite mis en regard de la distance entre chaque capteur, afin de

s'affranchir de ce paramètre. On obtient lors un taux d'accroissement par mètre linéaire, noté A. Celui s'écrit donc : $A = \frac{100}{D} \cdot \frac{\overline{H_{IG}(i+1)} - \overline{H_{IG}(i)}}{\overline{H_{IG}(i)}}$, où le symbole ($\bar{\cdot}$) indique une valeur moyenne (Figure 6.14).

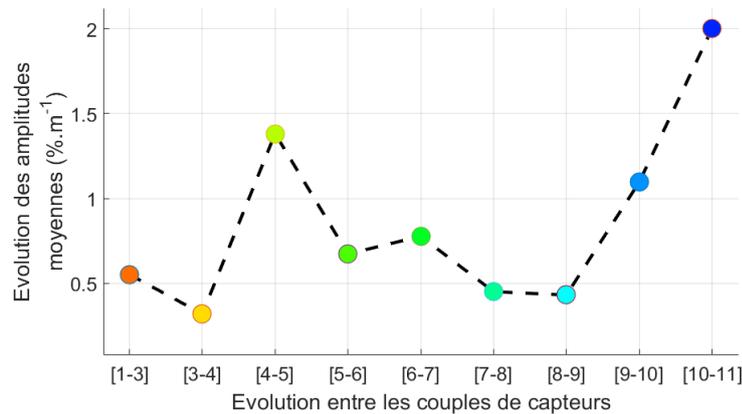


FIGURE 6.14 – Évolution par mètre linéaire de l'amplitude moyenne des ondes infragravitaires entre chaque set de capteur.

On constate un renforcement plus important des ondes infragravitaires en bas de plage entre le capteur n° 4 et 5 ainsi qu'en haut de plage entre le capteur n° 10 et 11. Le taux d'accroissement des amplitudes des ondes infragravitaires le plus important est observé au niveau de la pente la plus forte ($\beta \sim 0.08$). L'évolution des ondes infragravitaires est mise en regard de la pente de la plage entre chaque couple de capteurs (Figure 6.15).

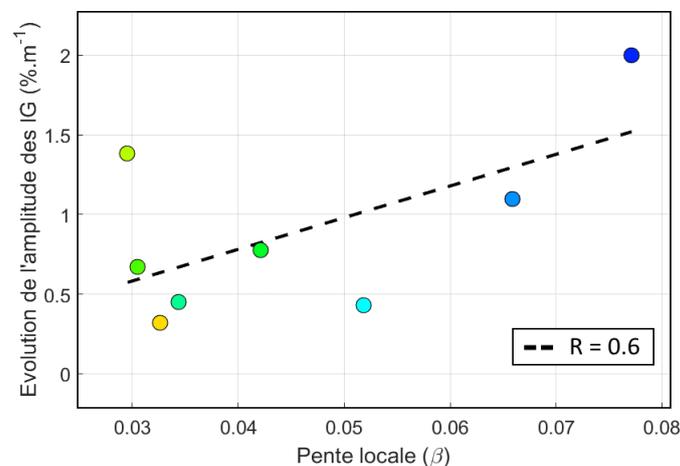


FIGURE 6.15 – Corrélation entre l'évolution des ondes infragravitaires sur la plage et les valeurs de pente entre chaque couple de capteur. La régression linéaire du nuage de point est indiquée, avec le coefficient de corrélation associé. Les couleurs correspondent à celles utilisées pour représenter chaque set de capteur. Pour le couple de capteurs [1-3], en orange sur les figures précédentes, la pente ne peut pas être calculée (pas de données sur le profil de plage).

On observe une corrélation positive entre la pente et le taux d'accroissement de l'amplitude des ondes infragravitaires. Plus la pente augmente plus l'accroissement est important. La pente joue donc un rôle dans cette évolution. Celle-ci peut générer un renforcement des ondes infragravitaires via un phénomène de levage.

Le calcul des spectre de vague à partir de chaque capteur permet d'étudier les transferts d'énergie

s'opérant entre les ondes présentes sur la plage, lors des augmentations rapides de l'amplitude des ondes infragravitaires (Figure 6.16).

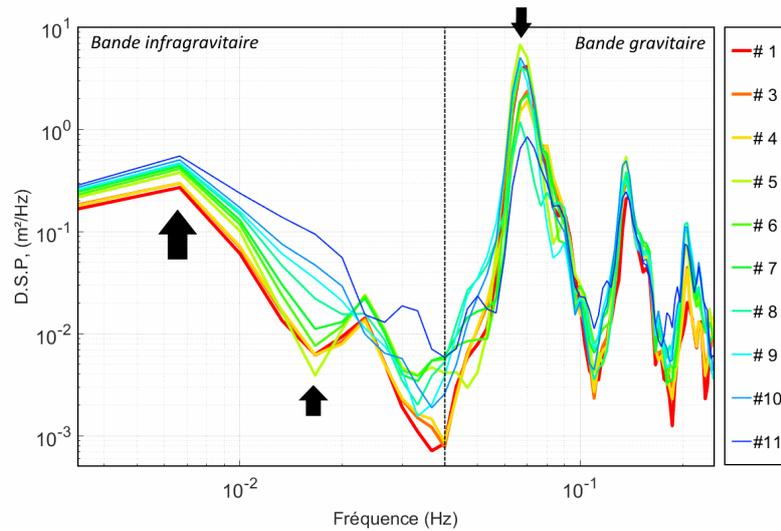


FIGURE 6.16 – Évolution des spectres au cours de la propagation des vagues le long du profil de plage.

On observe que l'énergie dans la bande infragravitaire augmente au fur et à mesure de la progression des vagues sur la plage. Les échanges d'énergie se font principalement entre la fréquence pic, observée en bas de plage ($T = 15$ s) et les basses fréquences ($f = 0.04$ Hz).

6.5 Synthèse

La dynamique des ondes infragravitaires est préliminairement étudiée sur le site de Porsmilin. Les observations s'appuient sur la position des points de déferlement et de la ligne de rivage le long d'un profil transversal à la plage. Une série de capteurs de pression est utilisée pour suivre l'évolution des ondes infragravitaires sur le site.

Ces travaux montrent une bonne corrélation entre l'amplitude des ondes infragravitaires relevées sur la plage et la puissance des vagues au large. Cette observation est classique et souligne le forçage des vagues sur les ondes infragravitaires. Le taux d'ondes infragravitaires observé sur le site est bien corrélé avec la géométrie de la zone de déferlement. Cette observation suggère que la taille de la zone de déferlement influe sur la quantité d'énergie infragravitaire présente sur la plage. Plus l'extension de la zone de déferlement est grande, plus l'énergie dans la bande infragravitaire est importante, relativement à celle dans la bande gravitaire. Cette observation est en bon accord avec l'étude de [Moura and Baldock, 2017]. Dans cette étude, il est souligné que la quantité d'énergie infragravitaire, liée à la taille de la zone de déferlement, est associée aux ondes infragravitaires libres, générées par la variation des points de déferlement.

Les régimes de pente définis par [Battjes, 2004] montre que la plage présente une dominance des ondes liées au niveau de la zone de déferlement externe ("Mild Slope Regime"), un régime transitoire dans la zone de déferlement interne et une dominance des ondes libres dans la zone des jets de rive

("Steep Slope Regime"). La génération d'ondes infragravitaires libres par une variation des points de déferlement [Symonds et al., 1982], semble être un mécanisme important sur Porsmilin.

Une perspective intéressante serait d'utiliser les données présentées ici pour tenter de discriminer l'énergie des ondes infragravitaire liées et libres. Pour cela, il faudrait réaliser des analyses de cross-corrélation entre les lignes de rivage et de déferlement, l'enveloppe des vagues au large et les signaux d'ondes infragravitaires présentes sur la plage, comme proposée dans l'étude menée par [Moura and Baldock, 2017].

Au cours de la propagation des vagues sur le site, la dynamique est progressivement dominée par les ondes infragravitaire. Cette observation est expliquée par la dissipation progressive des vagues et un renforcement des ondes infragravitaires selon un possible effet de levage. Cette observation est couramment faite sur ce type d'environnement. L'analyse des ondes infragravitaires n'a pas pu être faite plus en avant par manque de temps. Une analyse plus poussée de la dynamique des ondes sur le site, notamment avec l'utilisation d'instrument dédié à ces observations comme le système de stéréovideo, est préconisée.

Points clefs :

- La dynamique des ondes infragravitaires est préliminairement étudiée sur le site de Porsmilin, grâce aux données des campagnes DYNATREZ. L'analyse est conduite grâce aux observations vidéos et à une série de capteurs de pression déployés le long du profil de plage.
- La géométrie de zone de déferlement influe sur la quantité d'énergie infragravitaire présente sur la plage. Une zone de déferlement étendue est associée à une énergie dans la bande infragravitaire importante, relativement à celle dans la bande gravitaire.
- La variation des points de déferlement [Symonds et al., 1982], semble être un mécanisme important sur Porsmilin.
- L'accroissement de l'amplitude des ondes infragravitaires le long de la plage (profondeur décroissante), est corrélée avec la pente locale.

Conclusion

Ces travaux de thèse concernent la morpho-dynamique d'une plage de poche sableuse, située en environnement macrotidal. Le principal objectif était de caractériser le rôle de la pente, dans l'équilibre dynamique existant entre les processus hydrodynamiques et la morphologie de la plage. L'étude est menée sur la plage de Porsmilin, une plage de type intermédiaire et présentant une pente variable le long de son profil de plage. Elle possède un profil réfléchissant en haut de plage ($\beta = 0.08$) et un profil dissipatif en bas de plage ($\beta = 0.02$).

La démarche est expérimentale et s'appuie sur des observations faites sur le site d'étude. Ces travaux ont exploité les bases de données existantes qui ont été complétées via l'organisation d'une campagne de mesures.

L'ensemble de ces travaux permet d'étendre nos connaissances sur la dynamique du site de Porsmilin et plus généralement des plages de types intermédiaires avec terrasse de basse mer.

En ce qui concerne la réponse de la plage face aux conditions incidentes, le rôle du point d'inflexion est souligné. En présence d'un forçage intense, ce point d'inflexion se déplace vers le haut de plage. Lorsque le forçage faiblit, il se déplace vers le bas de plage. La dynamique du point d'inflexion peut être interprétée comme un processus d'accommodation. En effet, ce déplacement a pour conséquence d'augmenter ou de réduire la taille de la zone dissipative, située en bas de plage. Lors d'un épisode énergétique plus important, le point d'inflexion se trouve en haut de plage et la terrasse dissipative de la plage est plus étendue : la dissipation de l'énergie incidente s'en trouve ainsi renforcée. A noter que dans ce cas, la partie réfléchissante de la plage est alors plus réduite. Dans le cas d'un forçage important, comme un événement de tempête, associé à un marnage de vives-eaux, la terrasse de basse mer ne permettra pas de dissiper suffisamment l'énergie incidente. Ainsi l'énergie se retrouve concentrée sur une petite portion réfléchissante de la plage. Cela peut alors avoir des effets dévastateurs pour le haut de plage comme une destruction de la berme et des événements de submersion.

De ce fait, la position du point d'inflexion pourrait être un bon indicateur de l'état de vulnérabilité de la plage face à des événements énergétiques.

La dynamique de ce point d'inflexion est importante : des déplacements horizontaux de plusieurs dizaines de mètres sont mesurés sur deux cycles de marées seulement. Cette dynamique peut être un facteur de l'adaptation rapide (de l'ordre de la journée) de la plage face aux conditions incidentes. Deux

échelles de variations morphologiques sont mises en évidence : d'un jour à l'autre une variation stochastique est visible ($\mathcal{O} \sim 10$ cm) et une variation moyenne sur 2-3 jours ($\mathcal{O} \sim 1$ m) qui est prévisible en utilisant les conditions incidentes seules.

En ce qui concerne la dynamique des niveaux d'eau, les résultats obtenus suggèrent une forte influence de la pente et du nombre d'Iribarren, calculé au large. Il a été observé que l'évolution du wave-setup le long du profil de plage est contrastée, entre le bas et le haut de plage. Le changement s'opère au niveau de la position de la brisure de pente. Le wave-setup est similaire lorsque la nappe est saturée (marée haute) ou instaurée (marée basse).

Les conditions de vagues, caractérisées par la hauteur significative, l'énergie ou la puissance, prises seules, ne sont globalement pas corrélées de façon significative avec les niveaux d'eau analysés à partir des données vidéos. En revanche, on relève de bonnes corrélations avec les conditions incidentes, en ne considérant les données que d'une seule journée, ce qui suggère la présence d'un paramètre important supplémentaire, non distingué dans cette étude. Les formulations couramment utilisées en dynamique du littoral ne s'appliquent pas dans l'environnement de Porsmilin (corrélations faibles, $R < 0.5$, voire négatives et des erreurs élevées; $RMSE > 15$ cm). D'autres modèles empiriques sont proposés et permettent de modéliser le niveau de wave-setup ($\bar{\eta} = \sqrt{\frac{H_0 \cdot \lambda_0}{\tan \beta}}$) et la hauteur significative des jets de rive ($S = \sqrt{H_0} \cdot \tan \beta$, dans les bandes de fréquences gravitaires et infragravitaires), avec une précision acceptable ($R \sim 0.7$, $RMSE = 15$ cm et 20 cm, pour le wave-setup et la hauteur significative du jet de rive, respectivement). En revanche la modélisation du wave-runup ($R_{2\%} = H_0 \cdot \tan \beta$) est moins satisfaisante ($R = 0.5$, $RMSE = 20$ cm). La formulation empirique obtenue pour le niveau de wave-setup pourrait être utilisée pour recréer une bathymétrie intertidale, en associant les ligne de rivage détectées par la caméra avec le niveau d'eau, calculé empiriquement.

L'étude de la dynamique des ondes infragravitaires mesurés sur la plage a montré une bonne corrélation ($R = 0.91$) entre le taux d'ondes infragravitaires observé sur le site et la puissance des vagues au large ($P = H_0^2 \cdot T_{m0,-1}$) permettant de prédire la hauteur des ondes infragravitaires au niveau de la plage à l'aide des seules conditions incidentes. L'étude de la géométrie de la zone de déferlement montre, là aussi, de bonne corrélation avec le taux d'ondes infragravitaires observé sur le site. Au cours de la propagation des vagues sur le site, la profondeur diminue et la dynamique est dominée par les ondes infragravitaire ($R_{\frac{IG}{Tot}} > 0.5$).

À partir des données des courantomètres, des observations intéressantes ont pu être faites sur la turbulence dans la zone de jet de rive. Trois scénarios générateurs de bouffées turbulentes ont été identifiés. L'occurrence de ces scénarios est homogène mais pas la quantité d'énergie cinétique turbulente produite. Le scénario le plus énergétique est celui du transport de turbulence par un bore.

La dynamique du littoral est un sujet vaste et complexe. Les travaux présentés ici illustrent bien ce constat. Bien que ces derniers ne concernent que la dynamique d'un type de plage (intermédiaire, avec terrasse de basse mer), la diversité des processus abordés nécessaire pour comprendre une petite partie de sa dynamique, est importante.

Le temps consacré aux mesures et aux traitements a été significatif. L'organisation de la campagne DYNATREZ 2 est un volet important de ces travaux de thèse. La campagne a été un succès sur le plan

technique. Les mesures sont riches en termes de diversités des observations (vagues, courants, niveaux d'eau et morphologies), en terme de résolutions spatiales (une grande partie de la zone intertidale a pu être instrumentée, des relevés topographiques et de l'extension marine de la plage ont été réalisés) et en termes de résolution temporelle (une fréquence des acquisitions élevée, sur un cycle complet de marées vives-eaux). Ces observations viennent enrichir une base de donnée déjà conséquente sur le site, ce qui constitue le cœur du Service National d'observation "DYNALIT" dont la plage de Porsmilin fait partie en tant que site atelier.

Le traitement et la mise en forme d'un set de données offrant des observations variées et suffisamment riches temporellement et spatialement sont une étape importante et nécessaire. Ainsi, l'association des jeux de données déjà existants et de ceux traités lors des deux campagnes du projet DYNATREZ constitue un ensemble d'observation considérable et innovant avec le déploiement d'instruments encore peu utilisés pour le suivi littoral (e.g. profileur LiDaR, système stéréo-vidéo) mais dont l'efficacité est démontrée. Ces trois années de travaux ouvrent la porte à de nombreuses études pouvant être menées sur divers aspects de la dynamique d'une plage sableuse en environnement macrotidal.

Perspectives

Par manque de temps les études de la dynamique des ondes infragravitaires et des courants présentés dans les chapitres 6 et 7 respectivement restent préliminaires. Elles proposent des bases intéressantes pour étendre notre compréhension de ces processus sur le site. Ces études pourraient être rapidement développées. Par exemple, en ce qui concerne la génération de la turbulence dans la zone de jet de rive, l'impact des paramètres environnementaux n'a pas pu être prise en compte. Est-ce que le bilan énergétique, associé aux trois scénarios considérés, sera le même en fonction de ces paramètres ? Pour répondre, il serait intéressant de continuer cette étude en discriminant l'importance des scénarios proposés avec les conditions d'observations. Dans le cas de notre étude portant sur les ondes infragravitaires, d'autres développements peuvent être faits, pour apporter des analyses plus pertinentes de leur dynamique. Elles consisteraient par exemple à calculer les bi-spectres des différents capteur de pression pour observer les échanges d'énergie entre triplets de fréquences, lors de la propagation d'un train d'onde sur la plage. Grâce aux 14 capteurs de pression déployés le long du profil transversal de la plage, ces échanges pourraient ainsi être bien caractérisés, de l'entrée de plage, jusqu'au rivage.

La conclusion des travaux présentés dans ce manuscrit souligne un fait important : seule une *petite* partie de la dynamique présente sur la plage de Porsmilin a pu être abordée. Cela a pourtant nécessité des investissements importants, aussi bien en terme de temps, qu'en moyen matériel et humain. Ces travaux se basent essentiellement sur des mesures *in situ*. Dans ce cadre, l'étude de la dynamique à court terme de la plage nécessite des observations précises, associées à des résolutions fines (que ce soit en terme de temps et d'espace). La mise en corrélation des différentes observations oblige de réaliser de nombreuses mesures *in situ* afin d'enregistrer une variabilité suffisante des paramètres observés. Cela implique le déploiement de nombreux instruments, qui peut s'avérer compliqué dans l'environnement d'une plage. En effet, la zone intertidale est très dynamique (*i.e.* la zone de déferlement et la zone de jet de rive), ce qui complique le déploiement des instruments dans ces zones. Par exemple, lors de la

campagne DYNATREZ 2, nous avons eu des difficultés à stabiliser la structure métallique supportant les courantomètres. Bien que le forçage des vagues n'était pas trop intense, l'érosion au pied des tubes et la force des vagues a suffi à déstabiliser plusieurs fois la structure du sol, ce qui a altéré la qualité des mesures effectuées lors de ces jours. Ces instruments sont en effet très sensibles et de nombreux facteurs peuvent réduire leur capacité à effectuer des mesures de bonne qualité ; on a pu le voir avec le dépouillement des données effectuées par l'Aquapro lors de la campagne DYNATREZ 2. En ce qui concerne les courantomètres, nous n'avons malheureusement pas pu effectuer de test des instruments avant de débiter la campagne, ce qui s'est avéré dommageable. Différentes configurations auraient pu être expérimentées pour obtenir les meilleures observations possibles, notamment avec l'Aquapro.

L'objectif de nos travaux était d'isoler les processus générant des transferts sédimentaire sur les plages et d'analyser leur dynamique. Pour cela, on s'est appuyé sur les variations morphologique journalière des profil de plage, qui est le résultat final de l'ensemble des transferts sédimentaires générés au cours d'une marée. Il est très compliqué d'obtenir des mesures satisfaisantes du transport sédimentaire en temps réel dans la zone de déferlement des plages (présence de bulles, environnement énergétique). On s'appuie souvent sur d'autres observations servant de variable proxy pour estimer ces transferts. Des technologies innovantes sont en développement pour effectuer des mesures en temps réel des transferts sédimentaires, comme l'utilisation d'instruments acoustiques multi-fréquences pour la mesure de la matière en suspension, mais leurs utilisations dans les zone de déferlement n'est pas envisageable à l'heure actuelle.

Du fait de la grande disparité des gammes spatio-temporelles des processus à l'œuvre dans la zone intertidale de la plage, il est peut être difficile de déterminer la cause d'un changement morphologique observé sur la plage. Ainsi, chaque processus est souvent étudié séparément et des corrélations entre les diverses observations sont faites. Néanmoins, atteindre cet objectif est primordial pour notre compréhension des plages sableuses. Une meilleure connaissance de la dynamique des transferts sédimentaires permet d'établir des formulations empiriques plus efficaces, voire de les théoriser et augmenter ainsi notre capacité à les prédire via l'utilisation de modèles numériques.

Morpho-dynamique dans la zone de jet de rive en présence de croissants de plage

La présence de bulles d'air dans la zone de déferlement et de jet de rive peut compromettre l'utilisation des courantomètres acoustiques, basés sur l'effet Doppler (bien que l'étude de [Martins et al., 2017] indique que les erreurs de ces instruments restent acceptables, pour une turbidité importante). De plus le champ de vague présent dans la zone du jet de rive est difficilement mesurable par des capteurs de pression classiques (dû à la profondeur trop faible et la présence de bulles d'air). Les données mesurées par le LiDaR Profileur constituent une source d'informations riches pour l'étude de la dynamique de la zone de jet de rive [Martins et al., 2015]. Plusieurs études ont démontré l'efficacité de ce type d'instrument pour l'observation des vagues et les variations morphologiques dans la zone de jet de rive (e.g. [Almeida et al., 2016], [Brodie et al., 2015], [Martins et al., 2015], [Martins et al., 2017]). [Martins et al., 2015] a mis en évidence la capacité de ce type d'instrument pour effectuer des mesures déterministes des vagues (étude vague à vague), notamment pour l'étude des vitesses de propagation des vagues.

Grâce aux données obtenues lors de la campagne DYNATREZ 2, la dynamique dans la zone de swash peut être étudiée, conjointement aux études déjà initiées (niveaux d'eau et génération de turbulence). Les mesures faites le long des profils du LiDaR 2D permettent d'effectuer des mesures, à très hautes résolutions, de l'évolution du substrat sédimentaire. Ces mesures sont de grandes importances et peuvent apporter des précisions significatives aux travaux de thèse présentés ici.

L'étude de la morpho-dynamique présentée au chapitre 4 s'appuie sur un modèle empirique. L'efficacité de ce modèle repose sur l'étape de calibration faite par assimilation des données *in situ*. Lors de cette calibration, 4 paramètres empiriques (notés a , b , C^+ et C) sont déterminés et permettent de formaliser les évolutions morphologiques au regard des conditions de vague incidente. Dans notre étude, deux calibrations sont réalisées : la première avec un set de donnée long terme (11 ans, résolution mensuelle) et la seconde avec set de donnée à court terme (20 jours, résolution journalière). La comparaison des paramètres de ces deux calibrations montre que l'ordre de grandeur du coefficient C^+ , associé aux événements d'accrétion, change ($\mathcal{O}_{Court\ terme} \sim 5 * \mathcal{O}_{Long\ terme}$), mais pas celui du coefficient C , associé aux événements d'érosion. Cela suggère que les épisodes d'érosion restent du même ordre de grandeur à long ou court terme mais pas les épisodes d'accrétion. Le sens physique de ces paramètres n'est pas très bien compris. Des mesures précises, réalisées au LiDaR pourraient permettre de mieux comprendre quantifier le taux d'érosion et peut-être de faire le lien entre les observations *in situ* et ce paramètre du modèle. De plus, les événements d'érosions et d'accrétions induites par le passage d'une vague pourront ainsi être mis au regard de la génération d'énergie turbulente, étudiée au chapitre 7.

Analyse de la dynamique des ondes par stéréovidéo

En ce qui concerne la dynamique des ondes, plusieurs travaux peuvent être proposés à la suite de ceux réalisés ici. D'une part, l'étude des ondes infragravitaires présentée au chapitre 6 reste une étude préliminaire et l'exploitation des données issues des capteurs de pression peut être poursuivie. D'autre part, les données de stéréovidéo, obtenues lors de la campagne DYNATREZ 2, n'ont pas pu être exploitées par manque de temps.

Ces données sont potentiellement très riches en informations. Les mesures sont réalisées dans la direction longitudinale de la plage, ce qui permet d'observer précisément la déformation des fronts d'ondes lors de leur propagation sur la plage (Figure 6.17).

Le déploiement de l'instrument a été fait à marée montante. Les enregistrements durent environ 2 heures, permettant d'observer différents stades de marée (montante, étale et descendante). Les enregistrements se concentrent sur la zone de déferlement.

La surface libre est reproduite lors du traitement des images caméra. L'ensemble est identifiable à un champ de capteur, réalisant des mesures simultanées de la surface libre. Dans notre cas, la zone d'observation s'étend en moyenne sur une surface de 20 m². En premier lieu, une étude est nécessaire pour s'assurer de la fiabilité des données. En effet, ces systèmes d'observations sont peu utilisés dans l'environnement littoral et les erreurs associées aux mesures sont peu documentées. De plus, le système stéréovidéo a été déployé à une grande distance de la plage ($\sim 100\ m$). En général ce type d'instrument est utilisé à quelques dizaines de mètres de la zone d'étude. Nous avons donc utilisé un système optique

de zoom pour permettre des observations satisfaisantes malgré la distance. Bien qu'à priori le système optique permet de réduire fortement les incertitudes introduites, il doit être vérifié. Une première étape consiste donc à comparer les mesures d'élévation faites par le système de vidéo avec celles issues des capteurs de pression présents dans la zone d'observation.

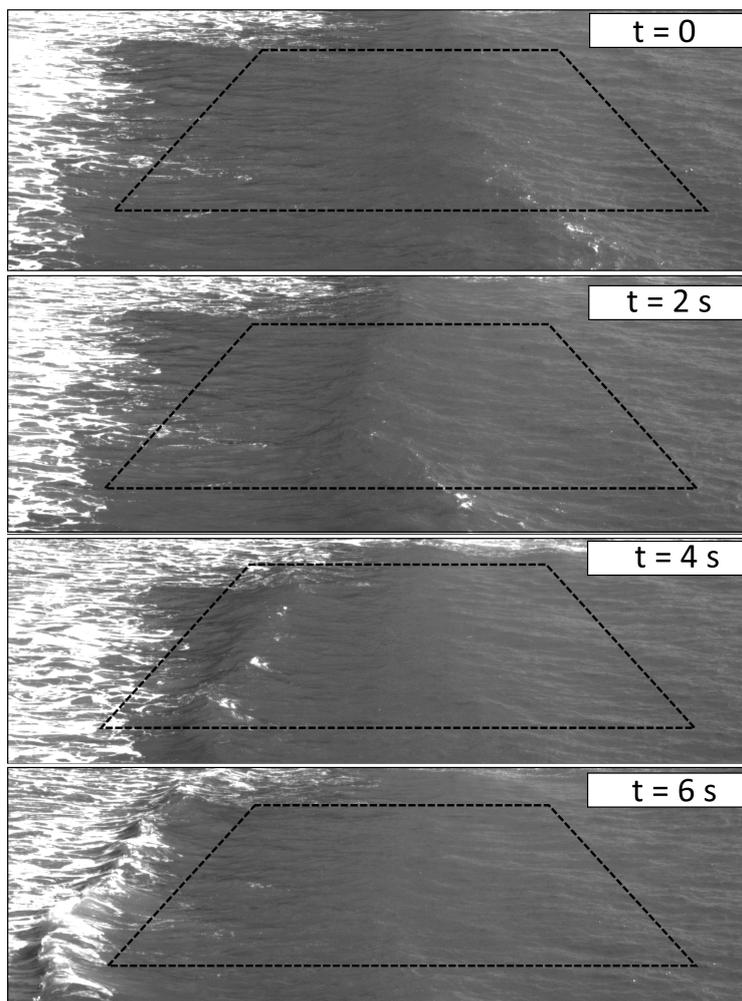


FIGURE 6.17 – Évolution du front d'onde sur les images instantanées enregistrées par une des caméras du système de stéréo-vidéo. La zone approximative d'observation est indiquée (trait pointillée).

Enfin dans le cas où les observations sont satisfaisantes, l'étude de la propagation des ondes sur une plage de poche comme la plage de Porsmilin, pourrait être grandement améliorée par l'apport des données de stéréo-vidéo. En permettant la reconstruction de la surface libre sur plusieurs dizaines de minutes, de nombreuses observations peuvent être faites. En effet, la présence d'onde de bord pourrait être ainsi documentée de même que les échanges d'énergies entre les vagues lors de leur propagation jusqu'à la zone de jet de rive.

Bibliographie

- [Aagaard and Greenwood, 2008] Aagaard, T. and Greenwood, B. (2008). Infragravity wave contribution to surf zone sediment transport - The role of advection. *Marine Geology*, 251(1-2) :1–14.
- [Aagaard et al., 2013] Aagaard, T., Greenwood, B., and Hughes, M. (2013). Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. *Earth-science reviews*, 124 :32–50.
- [Airy, 1841] Airy, G. B. (1841). Tides and waves. In et al., H. J. R., editor, *Encyclopedia metropolitana (1817–1845)*. London.
- [Almar, 2009] Almar, R. (2009). *Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie video*. PhD thesis, Bordeaux.
- [Almar et al., 2016] Almar, R., Almeida, P., Blenkinsopp, C., and Catalan, P. (2016). Surf-Swash Interactions on a Low-Tide Terraced Beach. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1) :348–352.
- [Almar et al., 2012] Almar, R., Cienfuegos, R., Catalán, P. a., Michallet, H., Castelle, B., Bonneton, P., and Marieu, V. (2012). A new breaking wave height direct estimator from video imagery. *Coastal Engineering*, 61(1) :42–48.
- [Almar et al., 2014] Almar, R., Michallet, H., Cienfuegos, R., Bonneton, P., Tissier, M., and Ruessink, G. (2014). On the use of the Radon Transform in studying nearshore wave dynamics. *Coastal Engineering*, 92 :24–30.
- [Almeida et al., 2016] Almeida, L. P., Almar, R., and Marchesiello, P. (2016). Swash zone dynamics of a sandy beach with low tide terrace during variable wave and tide conditions. (September).
- [Baldock et al., 2011] Baldock, T., Alsina, J., Caceres, I., Vicinanza, D., Contestabile, P., Power, H., and Sanchez-Arcilla, A. (2011). Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. *Coastal Engineering*, 58(2) :214–227.
- [Baldock et al., 2010] Baldock, T., Manoonvoravong, P., and Pham, K. S. (2010). Sediment transport and beach morphodynamics induced by free long waves, bound long waves and wave groups. *Coastal Engineering*, 57(10) :898–916.
- [Banno and Kuriyama, 2014] Banno, M. and Kuriyama, Y. (2014). Prediction of future shoreline change with sea-level rise and wave climate change at hasaki, japan. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(34) :56.
- [BANNO et al., 2015] BANNO, M., KURIYAMA, Y., and HASHIMOTO, N. (2015). Equilibrium-based foreshore beach profile change model for long-term data. In *The Proceedings of the Coastal Sediments 2015*. World Scientific.

- [Baptista et al., 2008] Baptista, P., Bastos, L., Bernardes, C., Cunha, T., and Dias, J. (2008). Monitoring sandy shores morphologies by dgps—a practical tool to generate digital elevation models. *Journal of Coastal Research*, pages 1516–1528.
- [Barth and Wunsch, 1990] Barth, N. and Wunsch, C. (1990). Oceanographic experiment design by simulated annealing. *Journal of Physical Oceanography*, 20(9) :1249–1263.
- [Barthel et al., 1983] Barthel, V., Mansard, E. P. D., Sand, S. E., and Vis, F. C. (1983). Group bounded long waves in physical models. *Ocean Engineering*, 10(4) :261–294.
- [Bascom, 1951] Bascom, W. N. (1951). The relationship between sand size and beach-face slope. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 32(6) :866–874.
- [Battjes, 1974] Battjes, J. A. (1974). Surf similarity. *Proceedings of of the 14th international conference on coastal engineering, ASCE*, (1) :466–480.
- [Battjes, 2004] Battjes, J. A. (2004). Shoaling of subharmonic gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 109(C2) :1–15.
- [Battjes and Groenendijk, 2000] Battjes, J. A. and Groenendijk, H. W. (2000). Wave height distributions on shallow foreshores. *Coastal engineering*, 40(3) :161–182.
- [Beach and Sternberg, 1988] Beach, R. A. and Sternberg, R. W. (1988). Suspended sediment transport in the surf zone - response to incident wave and longshore-current interaction. *Marine Geology*, 108(3-4) :275–294.
- [Benassai, 2006] Benassai, G. (2006). *Introduction of Coastal Dynamics and Shoreline Protection*, volume 1.
- [Bergsma et al., 2016] Bergsma, E., Conley, D., Davidson, M., and O’Hare, T. (2016). Video-based near-shore bathymetry estimation in macro-tidal environments. *Marine Geology*, 374 :31–41.
- [Bertin et al., 2018] Bertin, X., Bakker, A. D., Dongeren, A. V., Coco, G., Andr, G., Ardhuin, F., Bonneton, P., Crawford, W. C., Davidson, M., Deen, M., Guerin, T., Inch, K., Leckler, F., Mccall, R., Olabarrieta, M., Roelvink, D., Ruessink, G., Sous, D., and Tissier, M. (2018). Infragravity waves : from driving mechanisms to impacts. *Earth Science Reviews*.
- [Biésel, 1952] Biésel, F. (1952). Equations générales au second ordre de la houle irrégulière. General 2nd order equations of irregular waves. *La Houille Blanche*, (3).
- [Blaise et al., 2015] Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc’h, F., Ardhuin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S., and Delacourt, C. (2015). Bilan des tempêtes de l’hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de co^te en Bretagne. *Geomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21(3) :267–292.
- [Bonneton and Dupuis, 2000] Bonneton, P. and Dupuis, H. (2000). Transformation of irregular waves in the inner surf zone. In *27th International Conference on Coastal Engineering*.
- [Bouligand and Tabeaud, 2000] Bouligand, R. and Tabeaud, M. (2000). Les surcotes à brest depuis un siècle : analyse des paramètres météorologiques influents à l’échelle locale. *Norois*, 186(2) :201–217.
- [Boussinesq, 1872] Boussinesq, J. (1872). Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d’un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond. *Journal de mathématiques pures et appliquées*, pages 55–108.

- [Bowen and Holman, 1989] Bowen, A. and Holman, R. (1989). Shear instabilities of the mean longshore current : 1. theory. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 94(C12) :18023–18030.
- [Bowen and Guza, 1978] Bowen, A. J. and Guza, R. T. (1978). Edge Waves and Surf Beat. *J. Geophys. Res.*, 83(7) :1913–1920.
- [Bowen et al., 1968] Bowen, A. J., Inman, D. L., and Simmons, V. P. (1968). Wave set-down and set-Up. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 73(8).
- [Brander and Short, 2000] Brander, R. and Short, A. (2000). Morphodynamics of a large-scale rip current system at muriwai beach, new zealand. *Marine Geology*, 165(1-4) :27–39.
- [Brinkkemper et al., 2016] Brinkkemper, J., Lanckriet, T., Grasso, F., Puleo, J., and Ruessink, B. (2016). Observations of turbulence within the surf and swash zone of a field-scale sandy laboratory beach. *Coastal Engineering*, 113 :62–72.
- [Brodie et al., 2015] Brodie, K. L., Raubenheimer, B., Elgar, S., Slocum, R. K., and McNinch, J. E. (2015). Lidar and pressure measurements of inner-surfzone waves and setup. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(10) :1945–1959.
- [Bruun, 1954] Bruun, P. (1954). *Coast erosion and the development of beach profiles*, volume 44. US Beach Erosion Board.
- [Byrnes et al., 1994] Byrnes, M. R., McBride, R. A., Underwood, S. G., and Corbley, K. P. (1994). Losing ground : mapping louisiana’s disappearing coastline. *GPS World*, 5(10) :46–50.
- [Cartwright and Longuet-Higgins, 1956] Cartwright, D. E. and Longuet-Higgins, M. S. (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 237(1209) :212–232.
- [Castelle and Coco, 2012] Castelle, B. and Coco, G. (2012). The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research*, 43 :10–23.
- [Castelle et al., 2018] Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., and Scott, T. (2018). Increased winter-mean wave height, variability, and periodicity in the northeast atlantic over 1949–2017. *Geophysical Research Letters*, 45(8) :3586–3596.
- [Chamley, 2002] Chamley, H. (2002). *Environnements géologiques et activités humaines*. Vuibert.
- [Coco et al., 2005] Coco, G., Bryan, K., Green, M., Ruessink, B., van Enckevort, I., Turner, I. L., et al. (2005). Video observations of shoreline and sandbar coupled dynamics. In *Coasts and Ports 2005 : Coastal Living-Living Coast ; Australasian Conference ; Proceedings*, page 471. Institution of Engineers, Australia.
- [Coco et al., 2014] Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K. R., Capo, S., Parisot, J., Brown, J. A., and MacMahan, J. H. (2014). Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204 :493–501.
- [Colas, 2007] Colas, S. (2007). Analyse statistique et cartographique de l’érosion marine. *Dossier IFEN*, 6.
- [Cowell et al., 1999] Cowell, P., Hanslow, D., and Meleo, J. (1999). The shoreface. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, 3 :39–71.
- [Cowen et al., 2003] Cowen, E. A., Asce, A. M., Sou, I. M., Asce, A. M., Liu, P. L., Asce, F., and Raubenheimer, B. (2003). Particle Image Velocimetry Measurements within a Laboratory-Generated Swash Zone. *Journal of Engineering Mechanics*, 129(10) :1119–1129.

- [da Silva et al., 2017] da Silva, G. V., da Silva, P. G., Araujo, R. S., Da, A. H., Klein, F., and Jr., E. E. T. (2017). Wave run-up on embayed beaches. Study case : Itapocorói Bay, Southern Brazil. *BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY*, 65(2)(June) :187–200.
- [Daigle, 2012] Daigle, R. (2012). Sea-level rise and flooding estimates for new brunswick coastal sections. *A report for the Atlantic Climate Adaption Solutions Association*.
- [DATAR, 2004] DATAR (2004). *Construire ensemble un développement équilibré du littoral*.
- [Davidson et al., 2007] Davidson, M., Van Koningsveld, M., de Kruif, A., Rawson, J., Holman, R., Lamberti, A., Medina, R., Kroon, A., and Aarninkhof, S. (2007). The CoastView project : Developing video-derived Coastal State Indicators in support of coastal zone management. *Coastal Engineering*, 54(6-7) :463–475.
- [Davidson and Turner, 2009] Davidson, M. A. and Turner, I. L. (2009). A behavioral template beach profile model for predicting seasonal to interannual shoreline evolution. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 114(1) :1–21.
- [Davis Jr and Hayes, 1984] Davis Jr, R. A. and Hayes, M. O. (1984). What is a wave-dominated coast? *Marine geology*, 60(1-4) :313–329.
- [de Bakker et al., 2016a] de Bakker, A., Brinkkemper, J. A., van der Steen, F., Tissier, M. F. S., and Ruessink, B. G. (2016a). Cross-shore sand transport by infragravity waves as a function of beach steepness. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 121(10) :1786–1799.
- [de Bakker et al., 2016b] de Bakker, A., Tissier, M., and Ruessink, B. G. (2016b). Beach steepness effects on nonlinear infragravity-wave interactions : A numerical study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121 :554–570.
- [de Bakker et al., 2014] de Bakker, A., Tissier, M. F. S., and Ruessink, B. G. (2014). Shoreline dissipation of infragravity waves. *Continental Shelf Research*, 72 :73–82.
- [De St. Venant, 1871] De St. Venant, B. (1871). Theorie du mouvement non-permanent des eaux avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit. *Academic de Sci. Comptes Rendus*, 73(99) :148–154.
- [Dean, 1991] Dean, R. G. (1991). Equilibrium Beach Profiles : Characteristics and Applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1) :53–84.
- [Dean et al., 1973] Dean, R. G. et al. (1973). Heuristic models of sand transport in the surf zone. In *First Australian Conference on Coastal Engineering, 1973 : Engineering Dynamics of the Coastal Zone*, page 215. Institution of Engineers, Australia.
- [Degryse et al., 2001] Degryse, C., Levoy, F., and Ruessink, G. (2001). Influence des vagues infragravitaires sur la morphodynamique des plages. *Revue Française de Génie Civil*, 5(7) :959–972.
- [Dehouck, 2006a] Dehouck, A. (2006a). *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. PhD thesis.
- [Dehouck, 2006b] Dehouck, A. (2006b). Observations et conditions d'apparition des croissants de plage sur le littoral de la mer d'Iroise. *Noréis*, 201(4) :7–16.
- [DGPR, 2014,] DGPR, 2014, file = :C:\Users\caulet\Desktop\Thèse_charles_vf\Rédaction_Thèse/Biblio/Atrier/2014_Ministère_Ecologie_Guide_méthodologique_Plan de prévention des risques.pdf :pdf, t. . G. y. . . Technical report.

- [Didier et al., 2017] Didier, D., Bernatchez, P., Augereau, E., Caulet, C., Id, D. D., Bismuth, E., Cormier, L., Floc'h, F., and Delacourt, C. (2017). LiDAR Validation of a Video-Derived Beachface Topography on a Tidal Flat. *Remote Sensing*, 9(8) :1–22.
- [Dingemans, 1997] Dingemans, M. W. (1997). *Water Wave Propagation Over Uneven Bottoms : Part 1*. World Scientific.
- [Dodet et al., 2010] Dodet, G., Bertin, X., and Taborda, R. (2010). Wave climate variability in the north-east atlantic ocean over the last six decades. *Ocean modelling*, 31(3-4) :120–131.
- [Dodet et al., 2018] Dodet, G., Castelle, B., Masselink, G., Scott, T., Davidson, M., Floc'h, F., Jackson, D., and Suanez, S. (2018). Beach recovery from extreme storm activity during the 2013/14 winter along the Atlantic coast of Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- [Doody, 2004] Doody, P. (2004). *Living with Coastal Erosion in Europe : Sediment and Space for Sustainability; Results from the EuroSION Study; EuroSION*. Office for Official Publications of the European Communities.
- [Elfrink and Baldock, 2002] Elfrink, B. and Baldock, T. E. (2002). Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone : a review and perspectives. 45 :149–167.
- [Elgar and Guza, 1985] Elgar, S. and Guza, R. (1985). Observations of bispectra of shoaling surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 161 :425–448.
- [Emanuel, 2005] Emanuel, K. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436(7051) :686–688.
- [Emanuel, 2017] Emanuel, K. (2017). Will global warming make hurricane forecasting more difficult? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3) :495–501.
- [Filipot, 2015] Filipot (2015). Investigation of the Bottom-Slope Dependence of the Nonlinear Wave Evolution toward Breaking Using SWASH. *Journal of Coastal Research*, (October 2015) :1–4.
- [Filipot et al., 2010] Filipot, J.-F., Arduin, F., and Babanin, A. V. (2010). A unified deep-to-shallow water wave-breaking probability parameterization. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(C4).
- [Floc'h et al., 2016] Floc'h, F., Le Dantec, N., Lemos, C., Sous, D., Petitjean, L., Arduin, F., Suanez, S., and Delacourt, C. (2016). Morphological response of a macrotidal embayed beach, Porsmilin, France. *Journal of Coastal Research*.
- [Flores et al., 2016] Flores, R. P., Catalán, P. A., and Haller, M. C. (2016). Estimating surfzone wave transformation and wave setup from remote sensing data. *Coastal Engineering*, 114 :244–252.
- [Gallagher et al., 1998] Gallagher, E. L., Elgar, S., and Guza, R. (1998). Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C2) :3203–3215.
- [GIEC, 2014] GIEC (2014). Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse Résumé à l'intention des décideurs. Technical report.
- [Gorman et al., 1998] Gorman, L., Morang, A., and Larson, R. (1998). Monitoring the coastal environment; part iv : mapping, shoreline changes, and bathymetric analysis. *Journal of Coastal Research*, pages 61–92.
- [Gourlay, 1992] Gourlay, M. R. (1992). Wave set-up, wave run-up and beach water table : Interaction between surf zone hydraulics and groundwater hydraulics. *Coastal Engineering*, 17(1-2) :93–144.

- [Grasso et al., 2012] Grasso, F., Castelle, B., and Ruessink, B. (2012). Turbulence dissipation under breaking waves and bores in a natural surf zone. *Continental Shelf Research*, 43 :133–141.
- [Grasso et al., 2009] Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E., and Certain, R. (2009). Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology : Transients and equilibrium states. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 114(9) :1–15.
- [Guedes et al., 2013] Guedes, R. M. C., Bryan, K. R., and Coco, G. (2013). Observations of wave energy fluxes and swash motions on a low-sloping, dissipative beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(7) :3651–3669.
- [Guedes et al., 2011] Guedes, R. M. C., Bryan, K. R., Coco, G., and Holman, R. (2011). The effects of tides on swash statistics on an intermediate beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C4).
- [Guza and Feddersen, 2012] Guza, R. and Feddersen, F. (2012). Effect of wave frequency and directional spread on shoreline runup. *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- [Guza et al., 1985] Guza, R., Thornton, E., and Holman, R. (1985). Swash on steep and shallow beaches. In *Coastal Engineering 1984*, pages 708–723.
- [Guza and Thornton, 1981] Guza, R. and Thornton, E. B. (1981). Wave set-up on a natural beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 86(C5) :4133–4137.
- [Guza and Inman, 1975] Guza, R. T. and Inman, D. L. (1975). Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80(21) :2997.
- [Guza and Thornton, 1982] Guza, R. T. and Thornton, E. B. (1982). Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research C : Oceans*, 87(C1) :483–491.
- [Hage et al., 2018] Hage, P. M., Ruessink, B. G., and Donker, J. J. (2018). Determining sand strip characteristics using Argus video monitoring. *Aeolian Research*, 33(February) :1–11.
- [Hallegatte et al., 2013] Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R. J., and Corfee-Morlot, J. (2013). Future flood losses in major coastal cities. *Nature Climate Change*, 3(9) :802–806.
- [Hamon, 2014] Hamon, K. (2014). Etude de la morphodynamique et du profil d'équilibre d'une plage de poche macrotidale. Technical report.
- [Hansen and Svendsen, 1974] Hansen and Svendsen (1974). Laboratory generation of waves of constant form. pages 198–209.
- [Hansen, 1978] Hansen, U. A. (1978). Wave setup and design water level. *Journal of the Waterway Port Coastal and Ocean Division*, 104(2) :227–240.
- [Hanslow and Nielsen, 1993] Hanslow, D. J. and Nielsen, P. (1993). Wave setup on beaches and in river entrances. In *Coastal Engineering 1992*, pages 240–252.
- [Hardisty, 1994] Hardisty, J. (1994). *Beach and nearshore sediment transport*. In : K. Pye. *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell, London, UK. pp. 216-255. Oxford ; Boston : Blackwell Scientific Publications. Includes bibliographical references and index.
- [Hasselmann, 1962] Hasselmann, K. (1962). On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum. *Journal of Fluid Mechanics*, 12((4)) :481–500.
- [Hasselmann, 1963] Hasselmann, K. (1963). On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum part 2. conservation theorems ; wave-particle analogy ; irreversibility. *Journal of Fluid Mechanics*, 15(2) :273–281.

- [Herbers and Burton, 1997] Herbers, T. and Burton, M. (1997). Nonlinear shoaling of directionally spread waves on a beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C9) :21101–21114.
- [Herbers et al., 1992] Herbers, T. H. C., Lowe, R. L., and Guza, R. T. (1992). Field observations of orbital velocities and pressure in weakly nonlinear surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 245 :413–435.
- [Holland et al., 1997] Holland, K. T., Holman, R. A., Lippmann, T. C., Stanley, J., Member, A., and Plant, N. (1997). Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. 22(1) :81–92.
- [Holland et al., 2001] Holland, K. T., Puleo, J. A., and Kooney, T. N. (2001). Quantification of swash flows using video-based particle image velocimetry. *Coastal Engineering*, 44(2) :65–77.
- [Holman, 1981] Holman, R. A. (1981). Infragravity energy in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 86(C7) :6442–6450.
- [Holman et al., 2013] Holman, R. A., Plant, N., and Holland, T. (2013). CBathy : A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(5) :2595–2609.
- [Holman et al., 1993] Holman, R. A., Sallenger, A., Lippmann, T., and Haines, J. (1993). The Application of Video Image Processing to the Study of Nearshore Processes. *Oceanography*, 6(3) :78–85.
- [Holman and Sallenger, 1985] Holman, R. A. and Sallenger, A. H. (1985). Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1) :945.
- [Holthuijsen, 2010] Holthuijsen, L. H. (2010). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge university press.
- [Hsu et al., 2007] Hsu, A. T.-w., Lin, T.-y., Tseng, I.-f., Beach, W. P., Hsu, T.-w., Lin, T.-y., and Tseng, I.-f. (2007). Human Impact on Coastal Erosion in Taiwan Human Impact on Coastal Erosion in Taiwan. *Journal of Coastal Research*, 23((4)) :961–973.
- [Hughes et al., 2014] Hughes, M. G., Aagaard, T., Baldock, T. E., and Power, H. E. (2014). Spectral signatures for swash on reflective, intermediate and dissipative beaches. *Marine Geology*, 355 :88–97.
- [Hunt, 1959] Hunt, I. A. (1959). Design of sea-walls and breakwaters. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 126(4) :542–570.
- [Huntley et al., 1977] Huntley, D., Guza, R., and Bowen, A. (1977). A universal form for shoreline run-up spectra? *Journal of Geophysical Research*, 82(18) :2577–2581.
- [Huntley, 1976] Huntley, D. A. (1976). Long-Period Waves on a Natural Beach. *Oceans and Atmospheres*, 81(36) :6441–6449.
- [Huntley et al., 1981] Huntley, D. A., Guza, R. T., and Thornton, E. B. (1981). Field observations of surf beat : 1. Progressive edge waves. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 86 :6451–6466.
- [IAHR, 1989] IAHR (1989). List of sea-state parameters. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115(6) :793–808.
- [Inch et al., 2017] Inch, K., Davidson, M., Masselink, G., and Russell, P. (2017). Correcting wave reflection estimates in the coastal zone. *Coastal Engineering*, 119(September 2016) :65–71.
- [Iribarren and Nogales, 1949] Iribarren, C. R. and Nogales, C. M. (1949). Overview of port diffraction and refraction, wave penetration in ports. Technical report.
- [Jaud, 2011] Jaud, M. (2011). *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale.

- [Keeling, 1960] Keeling, C. D. (1960). The Concentration and Isotopic Abundances of Carbon Dioxide in the Atmosphere. *Tellus*, 12(2) :200–203.
- [Kergadallan X., 2013] Kergadallan X. (2013). *Etat de l'art : Analyse statistique des niveaux d'eau extrêmes*. CETMEF.
- [Kinsman, 1965] Kinsman, B. (1965). *Wind Waves*, 676 pp. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- [Kirkpatrick et al., 1983] Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D., and Vecchi, M. P. (1983). Optimization by simulated annealing. *science*, 220(4598) :671–680.
- [Komar and Gaughan, 1973] Komar, P. D. and Gaughan, M. K. (1973). Airy wave theory and breaker height prediction. In *Coastal Engineering 1972*, pages 405–418.
- [Korteweg and De Vries, 1895] Korteweg, D. J. and De Vries, G. (1895). Xli. on the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 39(240) :422–443.
- [Kostense, 1984] Kostense, J. (1984). Measurements of surf beat and set-down beneath wave groups. In *19th International Conference on Coastal Engineering*, pages 724–740.
- [Laïbi et al., 2014] Laïbi, R. A., Anthony, E. J., Almar, R., Castelle, B., Senechal, N., and Kestenare, E. (2014). Longshore drift cell development on the human-impacted bight of benin sand barrier coast, west africa. *Journal of Coastal Research*, 70(sp1) :78–83.
- [Lemos et al., 2018] Lemos, C., Floc'h, F., Yates, M., Le Dantec, N., Marieu, V., Hamon, K., Cuq, V., Suarez, S., and Delacourt, C. (2018). Equilibrium modeling of the beach profile on a macrotidal embayed low tide terrace beach. *Ocean Dynamics*, 68(9) :1207–1220.
- [Letortu et al., 2017] Letortu, P., Laute, K., Le Dantec, N., Augereau, E., Ammann, J., Prunier, C., Hénaff, A., David, L., Maulpoix, A., Cuq, V., et al. (2017). Impacts des vagues et de la circulation d'eau sur la microfracturation des falaises rocheuses : mise en place d'un suivi multiparamètre en Bretagne. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, (19) :251–256.
- [Lippmann and Holman, 1989] Lippmann, T. C. and Holman, R. A. (1989). Quantification of sand bar morphology : A video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 94(C1) :995–1011.
- [List, 1992] List, J. H. (1992). A model for the generation of two-dimensional surf beat. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(C4) :5623–5635.
- [Longo et al., 2002] Longo, S., Petti, M., and Losada, I. J. (2002). Turbulence in the swash and surf zones : a review. *Coastal Engineering*, 45(3-4) :129–147.
- [Longuet-Higgins, 1975] Longuet-Higgins, M. (1975). On the joint distribution of the periods and amplitudes of sea waves. *Journal of Geophysical Research*, 80(18) :2688–2694.
- [Longuet-Higgins, 1970] Longuet-Higgins, M. S. (1970). Longshore currents generated by obliquely incident sea waves : 1. *Journal of geophysical research*, 75(33) :6778–6789.
- [Longuet-Higgins and Stewart, 1964] Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. (1964). Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11(4) :529–562.
- [Longuet-Higgins and Stewart, 1962] Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(04) :481.

- [Mansard and Funke, 1980] Mansard, E. P. D. and Funke, E. R. (1980). The Measurement of Incident and Reflected Spectra Using a least Squares Method. *Coastal Engineering*, pages 154–172.
- [Manuel et al., 2008] Manuel, K., Sundararajan, R., and Williams, J. (2008). Hurricanes and global warming : Results from downscaling IPCC AR4 simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(3) :347–367.
- [Martins et al., 2015] Martins, K., Blenkinsopp, C. E., and Zang, J. (2015). Monitoring Individual Wave Characteristics in the Inner Surf with a 2-Dimensional Laser Scanner (LiDAR).
- [Martins et al., 2017] Martins, K., Bonneton, P., Frappart, F., Detandt, G., Bonneton, N., and Blenkinsopp, C. E. (2017). High frequency field measurements of an undular bore using a 2D LiDAR scanner. *Remote Sensing*, 9(5) :1–14.
- [Masselink and Black, 1995] Masselink, G. and Black, K. P. (1995). Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. *Coastal Engineering*, 25(3-4) :165–190.
- [Masselink and Hughes, 1998] Masselink, G. and Hughes, M. (1998). Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 18(10) :1179 – 1199.
- [Masselink and Kroon, 2009] Masselink, G. and Kroon, A. (2009). *Morphology and morphodynamics of sandy beaches*.
- [Masselink and Puleo, 2006] Masselink, G. and Puleo, J. a. (2006). Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26(5) :661–680.
- [Masselink et al., 2016] Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., and Conley, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms : hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of england. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3) :378–391.
- [Masselink and Short, 1993] Masselink, G. and Short, A. D. (1993). The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology : A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9(3).
- [McCowan, 1891] McCowan, J. (1891). Vii. on the solitary wave. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 32(194) :45–58.
- [Miche, 1944] Miche, M. (1944). Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante. *Annales de Ponts et Chaussées*, 1944, pp (1) 26-78,(2) 270-292,(3) 369-406.
- [Miche, 1951] Miche, M. (1951). Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés à l'action de la houle. *Annales de Ponts et Chaussées*, 121 (285-319).
- [Miles and Russell, 2004] Miles, J. R. and Russell, P. E. (2004). Dynamics of a reflective beach with a low tide terrace. *Continental Shelf Research*, 24(11) :1219–1247.
- [Miller and Dean, 2004] Miller, J. K. and Dean, R. G. (2004). A simple new shoreline change model. *Coastal Engineering*, 51(7) :531–556.
- [Morton et al., 2009] Morton, R. A., Leach, M. P., Paine, J. G., Cardoza, M. A., Journal, S., Summer, N., Mortont, R. A., Leacht, M. P., Painet, J. G., and Cardozat, M. A. (2009). Monitoring Beach Changes Using GPS Surveying Techniques. *Journal of Coastal Research*, 9(3) :702–720.
- [Moura and Baldock, 2017] Moura, T. and Baldock, T. E. (2017). Remote sensing of the correlation between breakpoint oscillations and infragravity waves in the surf and swash zone. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(4) :3106–3122.
- [Munk, 1949] Munk, W. H. (1949). Surf beats. *Earth and Space Science News*, 30(6) :849–854.

- [Nayak, 1970] Nayak, I. V. (1970). Equilibrium profiles of model beaches. In *Coastal Engineering 1970*, pages 1321–1340.
- [Nicholls and Cazenave, 2010] Nicholls, R. J. and Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328(5985) :1517–1520.
- [Nicholls et al., 1999] Nicholls, R. J., Hoozemans, F. M. J., and Marchand, M. (1999). Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise : Regional and global analyses. *Global Environmental Change*, 9(SUPPL.).
- [Nielsen, 1988] Nielsen, P. (1988). *Wave setup and the water table in sandy beaches*. Public Works Department, Coastal Branch.
- [Nielsen, 1992] Nielsen, P. (1992). *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*, volume 4. World Scientific Publishing Company.
- [Okihiro et al., 1992] Okihiro, M., Guza, R. T., and Seymour, R. J. (1992). Bound infragravity waves. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 97(7) :11453–11469.
- [Ozer et al., 2013] Ozer, P., Hountondji, Y.-C., De Longueville, F., Bessan, M. V., and Thiry, A. (2013). Impact de l'érosion littorale dans les villes côtières africaines : de la procrastination des pouvoirs publics à la migration forcée des plus précaires. cas de cotonou, bénin.
- [Ozkan-Haller et al., 2001] Ozkan-Haller, H. T., Vidal, C., Losada, I. J., Medina, R., and Losada, M. A. (2001). Standing edge waves on a pocket beach. *Journal of Geophysical Research*, 106(8) :981–996.
- [P. Ferrer, V. Rey, R. Certain, 2006] P. Ferrer, V. Rey, R. Certain, F. A. e. S. M. (2006). Les ondes infragravitaires et leur rôle éventuel dans la formation de croissants de plage : cas de la plage de Sète. In *IXèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier*, pages 12–14.
- [Paskoff, 1992] Paskoff, R. (1992). La réponse à l'érosion des côtes : National research council, managing coastal erosion. *Annales de géographie*, 101(565) :341–342.
- [Paskoff, 1998] Paskoff, R. (1998). La crise des plages : pénurie de sédiments. *Mappemonde*, 52(4) :11–15.
- [Passarella et al., 2018] Passarella, M., Goldstein, E. B., Muro, S. D., and Coco, G. (2018). The use of genetic programming to develop a predictor of swash excursion on sandy beaches. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(2) :599–611.
- [Petti and Longo, 2001] Petti, M. and Longo, S. (2001). Turbulence experiments in the swash zone. *Coastal Engineering*, 43 :1–24.
- [Phillips, 1960] Phillips, O. M. (1960). On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude Part 1. The elementary interactions. *Journal of Fluid Mechanics*, 9(02) :193.
- [Pielke et al., 2005] Pielke, R. A., Landsea, C., Mayfield, M., Layer, J., and Pasch, R. (2005). Hurricanes and global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11) :1571–1576.
- [Plant et al., 2007] Plant, N. G., Aarninkhof, S. G., Turner, I. L., and Kingston, K. S. (2007). The performance of shoreline detection models applied to video imagery. *Journal of Coastal Research*, pages 658–670.
- [Puleo et al., 2000] Puleo, J. A., Beach, R. A., Holman, R. A., and Allen, J. S. (2000). Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7) :17021–17044.

- [Qi et al., 2010] Qi, H., Cai, F., Lei, G., Cao, H., and Shi, F. (2010). The response of three main beach types to tropical storms in South China. *Marine Geology*, 275(1-4) :244–254.
- [Raubenheimer et al., 2001] Raubenheimer, B., Guza, R., and Elgar, S. (2001). Field observations of wave-driven setdown and setup. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C3) :4629–4638.
- [Rihouey et al., 2009] Rihouey, D., Dailloux, D., Nader, J.-R., and Morichon, D. (2009). Mapping intertidal topography from video measurements. *Houille Blanche-Revue Internationale De L Eau*, (2) :32–37.
- [Rouch and Rouch, 1961] Rouch, J. A. and Rouch, J. A. P. (1961). *Les marées*. Payot.
- [Ruessink et al., 2000] Ruessink, B., Van Enckevort, I., Kingston, K., and Davidson, M. (2000). Analysis of observed two-and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology*, 169(1-2) :161–183.
- [Ruessink et al., 2003] Ruessink, B., Walstra, D., and Southgate, H. (2003). Calibration and verification of a parametric wave model on barred beaches. *Coastal Engineering*, 48(3) :139–149.
- [Ruessink et al., 1998] Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G., and van den Beukel, P. G. L. (1998). Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2) :3111.
- [Ruggiero et al., 2004] Ruggiero, P., Holman, R. A., and Beach, R. A. (2004). Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(6) :1–12.
- [Ruggiero et al., 2001] Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J., and Beach, R. A. (2001). Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research*, 17(2) :407–419.
- [Russell, 1993] Russell, P. E. (1993). Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13(11) :1243–1265.
- [Sadio et al., 2017] Sadio, M., Anthony, E. J., Diaw, A. T., Dussouillez, P., Fleury, J. T., Kane, A., Almar, R., and Kestenare, E. (2017). Shoreline changes on the wave-influenced senegal river delta, west africa : The roles of natural processes and human interventions. *Water*, 9(5) :357.
- [Sallenger Jr and Holman, 2018] Sallenger Jr, A. and Holman, R. A. (2018). Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*.
- [Sallenger Jr, 2000] Sallenger Jr, A. H. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, pages 890–895.
- [Saunders, 1981] Saunders, P. (1981). Practical conversion of pressure to depth. *Journal of Physical Oceanography*, 11 :573–574.
- [Schäffer, 1993] Schäffer, H. (1993). Infragravity waves induced by short-wave groups. *Journal of Fluid Mechanics*, 247 :551–588.
- [Scott et al., 2016] Scott, T., Masselink, G., O'Hare, T., Saulter, A., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., and Conley, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms : Beach recovery along the southwest coast of england. *Marine Geology*, 382 :224–241.
- [Sembiring et al., 2016] Sembiring, L., van Dongeren, A., Winter, G., and Roelvink, D. (2016). Dynamic modelling of rip currents for swimmer safety on a wind-sea-dominated mesotidal beach. *Journal of Coastal Research*, pages 339–353.
- [Senechal et al., 2011] Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R., and Holman, R. A. (2011). Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research*, 116(C7) :C07032.

- [Senechal et al., 2001] Senechal, N., Dupuis, H., Bonneton, P., Howa, H., and Pedreros, R. (2001). Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach in the French Atlantic coastline. *Oceanologica Acta*, 24(6) :545–556.
- [Short et al., 1996] Short, A., Hogan, C., McLeod, K., of Sydney. Coastal Studies Unit, U., Australia, S. L. S., Safety, A. B., and Program, M. (1996). *Beaches of the Victorian Coast & Port Phillip Bay : A Guide to Their Nature, Characteristics, Surf and Safety*. Australian beach books. Sydney University Press.
- [Short, 1978] Short, A. D. (1978). Wave power and beach-stages : a global model. In *Coastal Engineering 1978*, pages 1144–1162.
- [Short, 1991] Short, A. D. (1991). Macro-Meso Tidal Beach Morphodynamics - An Overview. *Journal of Coastal Research*, 7(2) :417–436.
- [Short and Jackson, 2013] Short, A. D. and Jackson, D. W. (2013). Beach Morphodynamics. In *Treatise on Geomorphology*, volume 10, pages 106–129.
- [Short and Woodroffe, 2009] Short, A. D. and Woodroffe, C. D. (2009). *The coast of Australia*. Cambridge University Press.
- [Simm et al., 1996] Simm, J., Brampton, A., Beech, N., Research, C. I., Association, I., and Brooke, J. (1996). *Beach Management Manual*. CIRIA report. Construction Industry Research and Information Association.
- [Simon and Gonella, 2007] Simon, B. and Gonella, J. (2007). *La marée océanique côtière*. Paris - Monaco.
- [Smith and Mocke, 2002] Smith, G. and Mocke, G. (2002). Interaction between breaking/broken waves and infragravity-scale phenomena to control sediment suspension transport in the surf zone. *Marine Geology*, 187(3-4) :329–345.
- [Sonu and James, 1973] Sonu, C. J. and James, W. R. (1973). A Markov Model for Beach Profile Change. *J. Geophys. Res.*, 78(9) :1462–1471.
- [Soulsby, 1997] Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands : a manual for practical applications*. Thomas Telford.
- [Stockdon et al., 2006] Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7) :573–588.
- [Stokes, 1847] Stokes, G. (1847). ON THE THEORY OF OSCILLATORY WAVES. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 8 :441.
- [Stumpf et al., 2016] Stumpf, A., Augereau, E., Delacourt, C., and Bonnier, J. (2016). Photogrammetric discharge monitoring of small tropical mountain rivers : A case study at rivière des pluies, réunion island. *Water Resources Research*, 52(6) :4550–4570.
- [Suanez et al., 2015] Suanez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Arduin, F., Filipot, J.-F., Cariolet, J.-M., and 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(3) :674–698.
- [Svendsen, 1984] Svendsen, I. A. (1984). Mass flux and undertow in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8(4) :347–365.
- [Svendsen, 2006] Svendsen, I. A. (2006). *Introduction to nearshore hydrodynamics*, volume 24. World Scientific.

- [Symonds et al., 1982] Symonds, G., Huntley, D. a., and Bowen, A. J. (1982). Two-dimensional surf beat : Long wave generation by a time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1) :492.
- [Thornton et al., 2000] Thornton, E., Dalrymple, T., Drake, T., and Gallagher, E. (2000). State of near-shore processes research : II. *Report based on the Nearshore Research workshop*, (March) :1–44.
- [Thornton and Guza, 1983] Thornton, E. B. and Guza, R. (1983). Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C10) :5925–5938.
- [Thornton and Guza, 1986] Thornton, E. B. and Guza, R. T. (1986). Surf zone longshore currents and random waves : Field data and models. *Journal of Physical Oceanography*, 16(7) :1165–1178.
- [Thornton and Krapohl, 1974] Thornton, E. B. and Krapohl, R. F. (1974). Water Particle Velocities Measured Under Ocean Waves. 79(6).
- [Thual, 2010] Thual, O. (2010). *Hydrodynamique de l'environnement*. Ecole polytechnique Palaiseau.
- [Tissier et al., 2015] Tissier, M., Bonneton, P., Michallet, H., and Ruessink, B. G. (2015). Infragravity-wave modulation of short-wave celerity in the surf zone. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120 :6799–6814.
- [Trenberth, 2005] Trenberth, K. (2005). Uncertainty in Hurricanes and Global Warming. *Science*, 308 :1753–1754.
- [Tsai, 1987] Tsai, R. Y. (1987). A Versatile Camera Calibration Techniaue for High-Accuracy 3D Machine Vision Metrology Using Off-the-shelf TV Cameras and Lenses. *IEEE JOURNAL OF ROBOTICS AND AUTOMATION*, RA-3(4) :323–344.
- [Tucker, 1950] Tucker, M. J. (1950). Surf Beats : Sea Waves of 1 to 5 Min. Period. In *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, pages 565–573.
- [Turki et al., 2013] Turki, I., Medina, R., Gonzalez, M., and Coco, G. (2013). Natural variability of shoreline position : Observations at three pocket beaches. *Marine Geology*, 338 :76–89.
- [Turner, 1993] Turner, I. (1993). Water table outcropping on macro-tidal beaches : a simulation model. *Marine geology*, 115(3-4) :227–238.
- [Turner et al., 2016] Turner, I. L., Harley, M. D., Short, A. D., Simmons, J. A., Bracs, M. A., Phillips, M. S., and Splinter, K. D. (2016). A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at narrabeen, australia. *Scientific data*, 3 :160024.
- [Ursell, 1953] Ursell, F. (1953). The long-wave paradox in the theory of gravity waves. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 49(4) :685–694.
- [Van der Meulen and Gourlay, 1968] Van der Meulen and Gourlay, M. (1968). Beach and duke erosion tests. In *11th Conference on Coastal Engineering*, volume 1, pages 1717–1748.
- [van Dongeren et al., 1996] van Dongeren, A., Svendsen, I. a., and Sancho, F. E. (1996). Generation of Infragravity Waves. *Proceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering*, Orlando :1335–1348.
- [Vousdoukas et al., 2012] Vousdoukas, M. I., Wziatek, D., and Almeida, L. P. (2012). Coastal vulnerability assessment based on video wave run-up observations at a mesotidal, steep-sloped beach. *Ocean Dynamics*, 62(1) :123–137.
- [Webster et al., 2005] Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., and Chang, H.-R. (2005). Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. 309(5742) :1844–1846.

-
- [Werner and Fink, 1993] Werner, B. T. and Fink, T. M. (1993). Beach cusps as self-organized patterns. *Science (New York, N.Y.)*, 260(5110) :968–971.
- [Wright and Short, 1984] Wright, L. D. and Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis. *Marine Geology*, 56(1–4) :93–118.
- [Yanagishima and Katoh, 1990] Yanagishima, S.-i. and Katoh, K. (1990). Field Observation on Wave Set-up near the Shoreline. In *Coastal Engineering - Proceedings 22nd International Conference on Coastal Engineering*, pages 95–108.
- [Yates et al., 2009] Yates, M. L., Guza, R. T., and O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response : Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 114(9) :1–16.
- [Yeh and Mok, 1990] Yeh, H. H. and Mok, K.-M. (1990). On turbulence in bores. *Physics of Fluids A : Fluid Dynamics*, 2(5) :821–828.
- [Zhang et al., 2004] Zhang, K. Q., Douglas, B. C., and Leatherman, S. P. (2004). Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64(1-2) :41–58.

Génération de turbulence par les vagues dans la zone de jet de rive

Dans cette annexe est présentée une étude préliminaire sur les données issues des courantomètres (ADV Vector) déployés lors de la campagne DYNATREZ 2. Ce chapitre fait office d'un document de travail réalisé lors de la thèse et servant de base à de futurs travaux sur ce sujet. Le lecteur peut se référer au chapitre 2 section 2.5.2, au chapitre 3 section 3.5 ainsi qu'à l'annexe B pour plus de détails sur les conditions de déploiements des instruments lors de la campagne et des traitements réalisés sur les mesures.

A.1 Méthode

De la campagne DYNATREZ 2, trois sets de données peuvent être exploités. Ils correspondent aux mesures réalisées les journées des 19, 26 et 28 octobre. Les instruments sont configurés afin d'obtenir des mesures lors des jusants et des flots. Ainsi les plages de mesures s'étalent sur environ 3 heures et sont centrées sur les hautes mers. Les conditions environnementales diffèrent peu lors de ces trois jours. Elles sont légèrement plus énergétiques lors du 19 octobre (Figure A.1). Aucun évènement infragravitaire n'est observé pour ces trois jours ($Hs_{IG} < 0.1$ m, et $Hs = [0.6; 0.4; 0.3]$ m pour le 19, 26 et 28 octobre, respectivement).

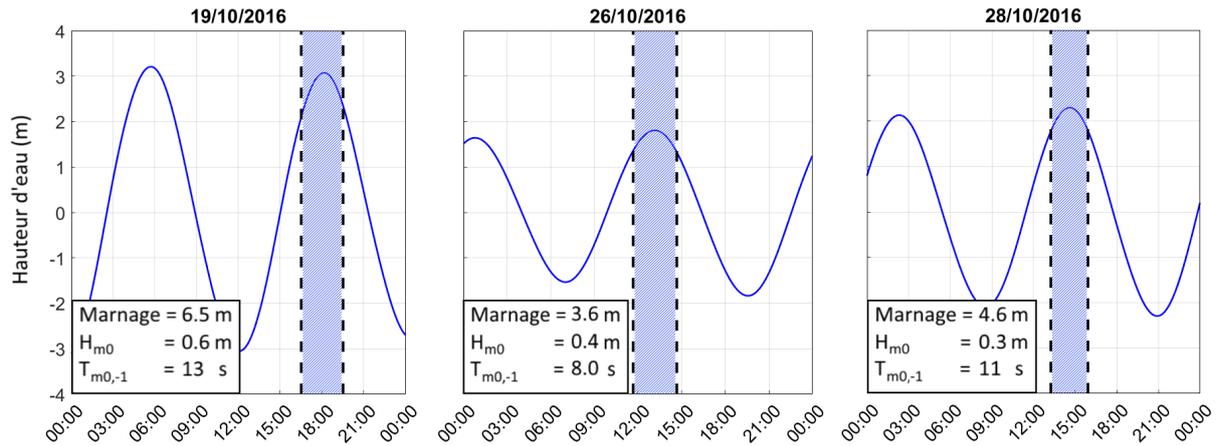


FIGURE A.1 – Plage d'observation et caractéristiques hydrodynamiques lors des différents jours d'étude. Le signal de marée est indiqué en bleu. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont celles mesurées par le capteur de pression situé en bas de plage.

La station de mesure sur laquelle sont installés les courantomètres est déployée à différents endroits selon les jours. L'influence possible des croissants de plage sur la dynamique des courants est notamment pris en compte. Le 26 octobre la station est installée en amont d'un creux de croissant de plage et en amont d'une crête le 28 octobre. La pente locale de la plage est de 0.06 pour chacun de ces jours (Figure A.2).

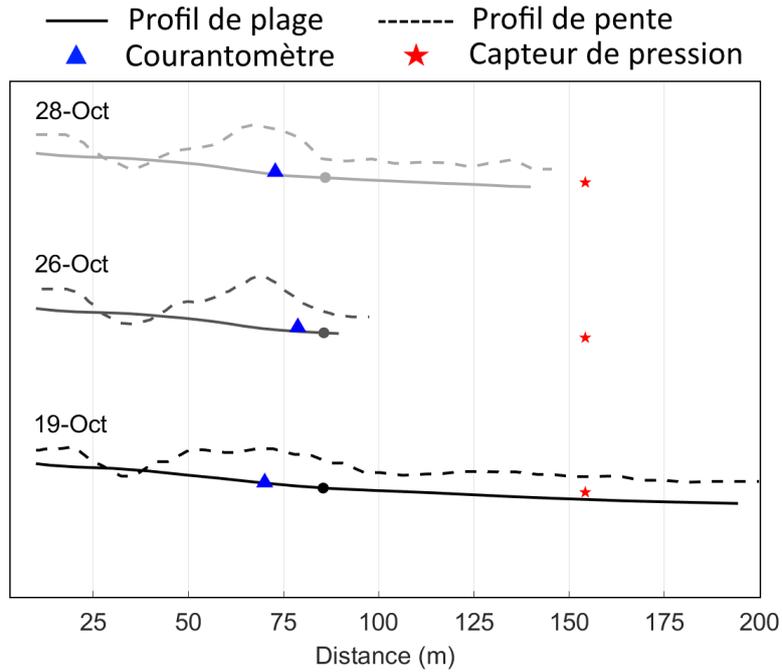


FIGURE A.2 – Morphologie (pente et profil de plage) et position des instruments selon les différents jours d'étude.

A partir des données corrigées de vitesse (cf. Chapitre 3, section 3.5), la vitesse orbitale (notée \vec{V}_ϕ) et la composante fluctuante (notée \vec{u}') associée à la turbulence sont extraites selon la loi de décomposition des vitesses (équations (A.1)). Pour rappel, on ne s'intéresse ici qu'aux vitesses dans la direction perpendiculaire à la côte.

$$\vec{U} = \vec{U} + \vec{u}' \quad (\text{A.1})$$

Avec \vec{U} la vitesse instantanée mesurée par les courantomètres, \vec{U} la vitesse orbitale et \vec{u}' la composante fluctuante.

Étant donné que par définition la moyenne des vitesses fluctuantes est nulle, on a la relation suivante :

$$\begin{aligned} \overline{\vec{U}} &= \overline{\vec{u} + \vec{u}'} \\ \overline{\vec{U}} &= \vec{V}_\phi \end{aligned}$$

La vitesse orbitale peut donc être extraite par le calcul de la moyenne du signal instantané. Pour obtenir cette moyenne, un filtre passe-bas à conservation de phase avec une fréquence de coupure d'une seconde est utilisé. Les vitesses fluctuantes sont ensuite déterminées par soustraction du signal instantané avec le signal des vitesses orbitales. Enfin, une moyenne mobile d'une seconde (soit 3840 points) est appliquée sur le signal des vitesses turbulentes pour réduire le bruit de mesure (figure A.3).

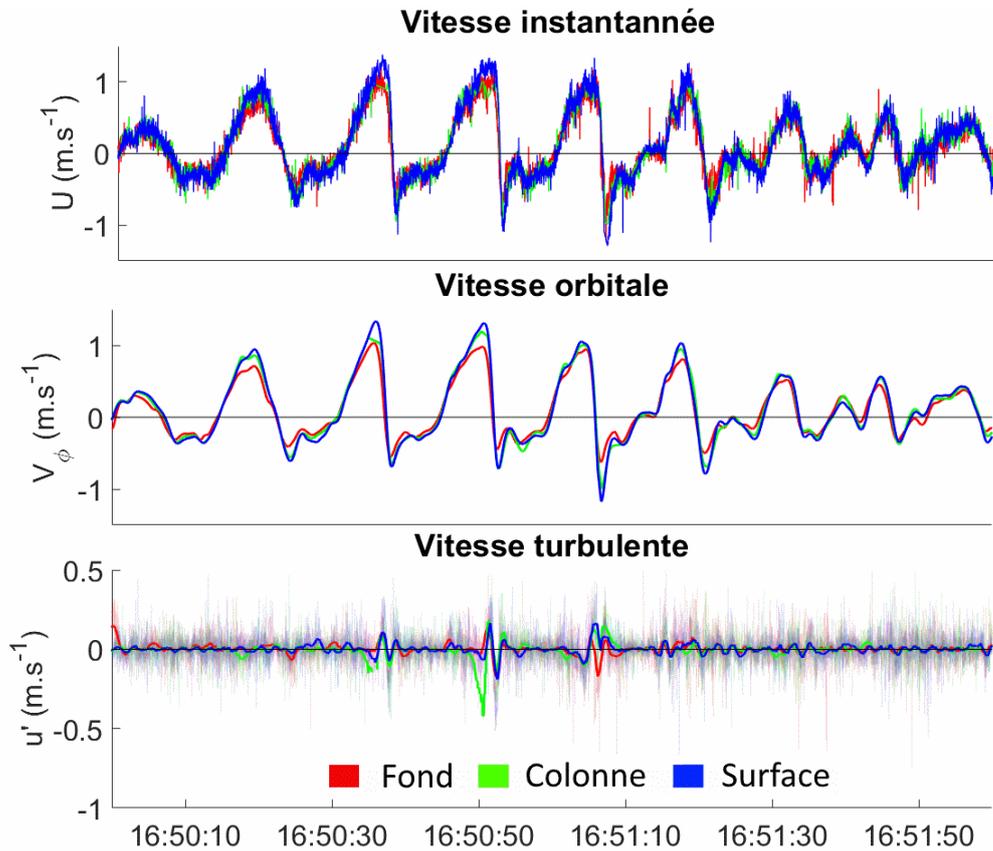


FIGURE A.3 – Signaux des vitesses instantannées, orbitales et turbulentes obtenus pour le 19 octobre au cours de 2 minutes d'observation.

A.2 Résultats

Dans un premier temps, le contenu spectral des signaux de vitesses instantannées est calculé (Figure A.4).

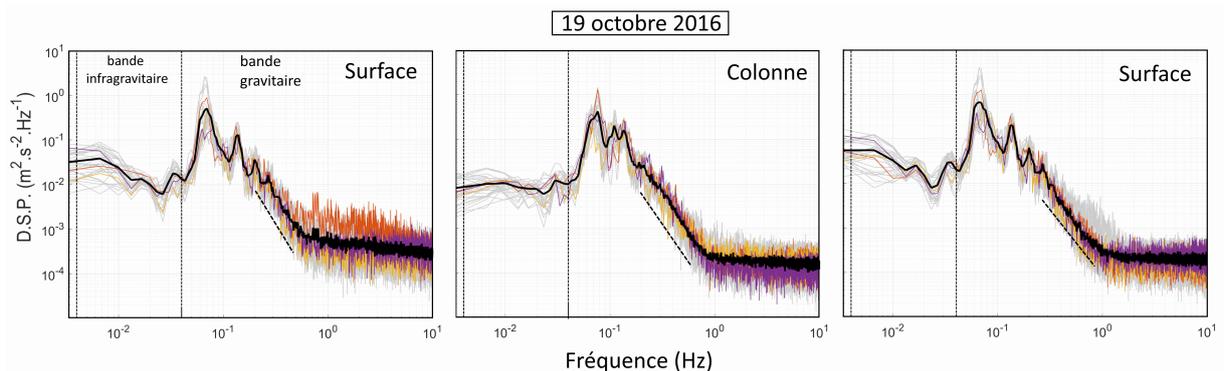


FIGURE A.4 – Spectre de vitesse des différents courantomètres lors du déploiement du 19 octobre. L'ensemble des spectres sont en gris, le spectre moyen est en noir. Un exemple de spectres calculés lors du flot, de l'étalement et du jusant est donné en (orange, jaune et violet respectivement).

L'énergie est principalement concentrée dans la bande gravitaire du spectre (i.e. $0.04 < f < 0.4$ Hz). Les spectres présentent une décroissance caractéristique dans les hautes fréquences, caractéristique de la turbulence (diffusion de l'énergie par le processus de cascade turbulente). On observe une

énergie significative dans la bande infragravitaire pour les instruments en surface et au fond. Peu de différences est à noter lorsque l'on discrimine les spectres par le régime de marée (flot-étable-jusant).

Les spectres de vitesse et d'élévation de la surface libre sont comparés (Figure A.5) et la superposition des principaux pics des deux spectres obtenus montre que le principal moteur de la circulation présente sur la plage est bien le forçage des vagues incidentes.

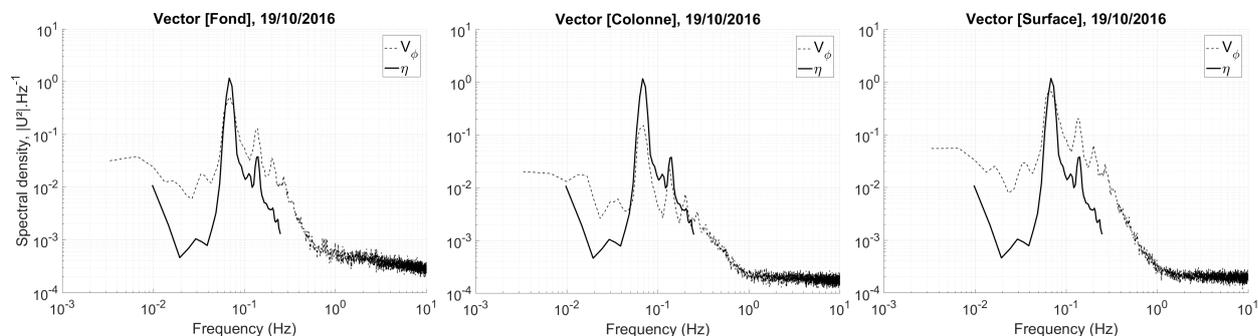


FIGURE A.5 – Comparaison des spectres moyennés de la surface libre et des vitesses orbitales lors du déploiement du 19 octobre.

Alors que les vitesses turbulentes sont faibles (de l'ordre de quelques cm.s^{-1}), on remarque que celles-ci peuvent augmenter brutalement sur de petites périodes (Figure A.6) et atteindre près de 50 % en terme d'intensité, de la vitesse orbitale.

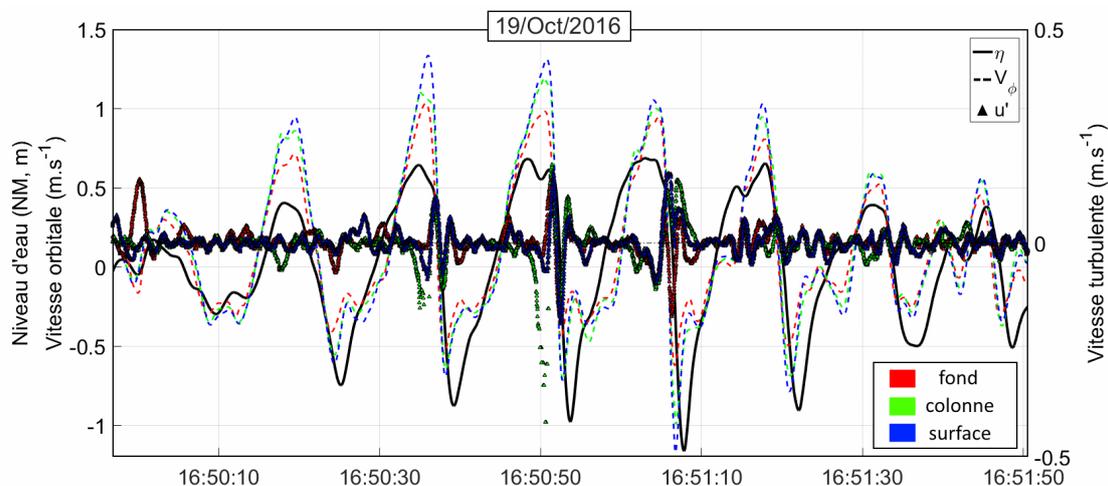


FIGURE A.6 – Série temporelle de la vitesse orbitale, du signal de vague et des vitesses turbulentes relevées au niveau des trois courantomètres.

Parmi les trois courantomètres, on note qu'en moyenne les valeurs absolues de l'intensité de la turbulence sont plus importante au fond. On obtient une moyenne de 7 cm.s^{-1} pour le courantomètre du fond, 6 cm.s^{-1} pour celui du milieu et 5 cm.s^{-1} pour celui situé en surface. Les pics de turbulence ne restent pas toujours visibles d'un instrument à l'autre. Il est donc difficile d'évaluer si la turbulence est transmise dans la colonne d'eau.

Les quantités d'énergie cinétique turbulente (notées k) sont calculées selon l'équation (A.2).

$$k = \frac{1}{2} [\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}] \quad (\text{A.2})$$

A partir de l'ensemble des données dont on dispose (*i.e.* le signal des vagues, des vitesses orbitales et de la quantité d'énergie cinétique turbulente), la génération de la turbulence dans la zone de déferlement et du jet de rive est étudiée. Selon les variations du niveau d'eau et de la vitesse orbitale, plusieurs scénarios sont élaborés pour expliquer les hausses subites de turbulences observées.

Lorsque le niveau d'eau diminue et que les vitesses orbitales changent de direction (vers la côte puis vers le large), cela correspond à une nappe de retrait. De même, lorsque le niveau d'eau augmente et est associé à une vitesse positive, on observe un ressaut hydraulique qui se propage vers le haut de plage. Il arrive néanmoins qu'une nappe de retrait rencontre un ressaut hydraulique. Dans ce cas, on observe une légère altération du niveau d'eau. Cette collision peut être corrélée avec une augmentation subite de k . Ce cas de génération de turbulence est le scénario 1 et est illustré par la figure A.7.

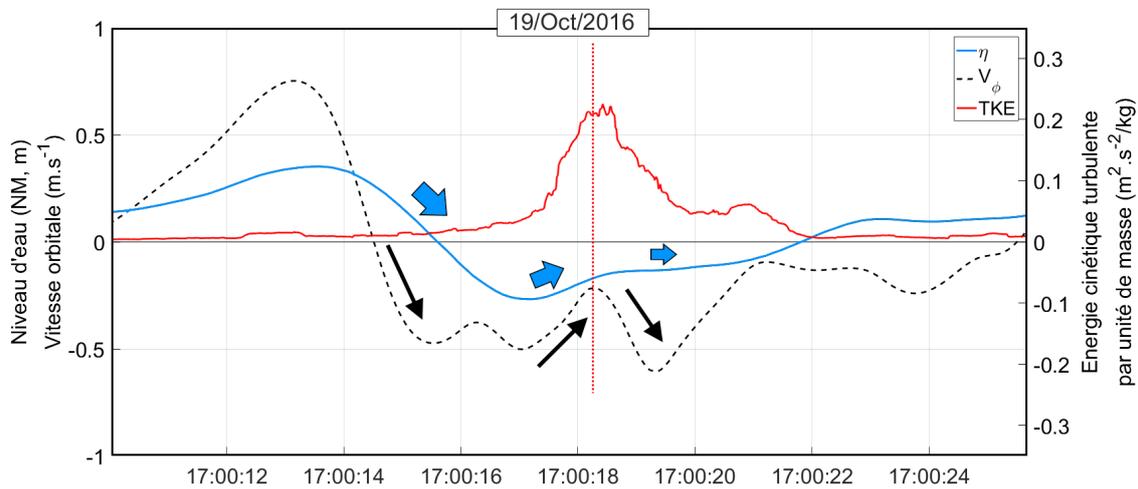


FIGURE A.7 – Exemple de génération de turbulence selon le scénario de collision entre un ressaut hydraulique et une nappe de retrait.

Lors qu'aucune collision n'est observée, d'autres processus de génération de turbulence sont proposés. En effet, les nappes de retrait peuvent être associées à une augmentation de k . Dans ce cas, la génération de turbulence est due aux frottements du fluide sur le substrat sédimentaire. L'augmentation brutale de k est alors corrélée avec le maximum de vitesse atteinte par la nappe de retrait (négative donc car dirigée vers le large). C'est le scénario n° 2. De même, lorsqu'un ressaut hydraulique se propage vers le haut de plage ($V_\phi > 0$), celui-ci peut naturellement transporter de la turbulence (scénario du bore turbulent, cas n° 3). Dans ce cas, on observe une augmentation progressive du niveau d'eau ($\eta > 0$) associée à une vitesse positive. L'augmentation de turbulence est alors corrélée avec le pic de vitesse positive. Les scénarios n° 2 et n° 3 sont illustrés dans la figure A.8.

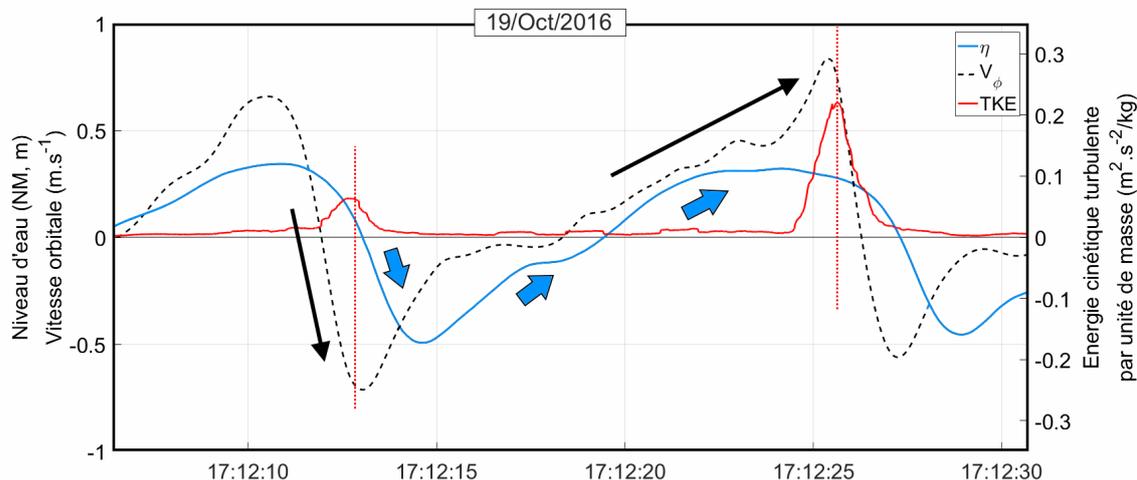


FIGURE A.8 – Exemple de génération de turbulence selon les scénarios dissipatifs (2) et (3).

Les différents processus de génération sont identifiés et comptabilisés pour chacun des jours d'étude. Les pics d'énergie cinétique turbulente sont extraits par une analyse visuelle. Le nombre d'occurrences pour chacun des scénarios est alors comptabilisé et chaque quantité d'énergie turbulente générée est associée à un scénarios (Figure A.9).

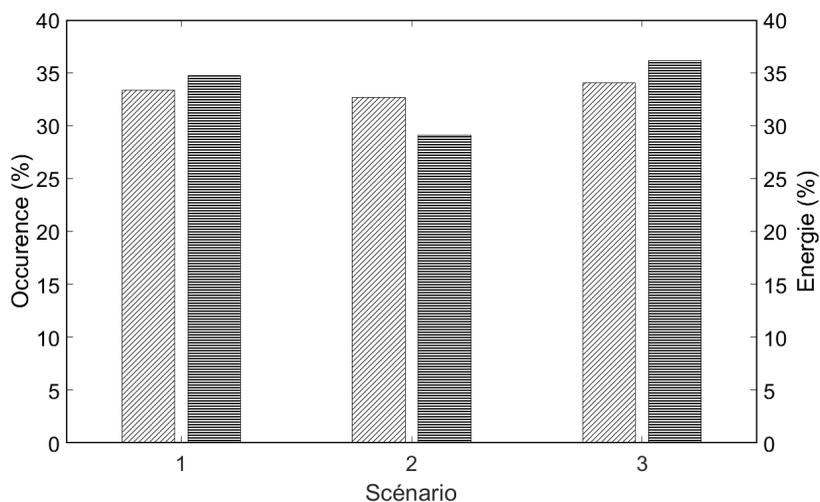


FIGURE A.9 – Occurrence et énergie associées aux différents scénarios proposés. 1 : collision, 2 : nappe de retrait, 3 : bore turbulent.

L'étude statistique des différents scénarios montre que ces derniers se produisent sensiblement à la même fréquence ($\sim 33\%$ d'occurrence pour chacun des cas). Néanmoins, la quantité de turbulence générée par chacun des scénarios est légèrement différente. Ainsi le cas du bore turbulent représente 36% l'énergie cinétique turbulente totale, celui de la collision entre un jet de rive et une nappe de retrait 34% alors que le cas de la nappe de retrait représente 29% de cette énergie.

A.3 Synthèse

Une étude préliminaire sur la dynamique des courants est réalisée. Les observations s'appuient sur les données obtenues au cours de la campagne DYNATREZ 2 avec trois courantomètres ponctuels, déployés dans la zone de déferlement de la plage. Le traitement de ces données a permis l'extraction des vitesses orbitales des vagues, des courants résiduels et de l'énergie cinétique turbulente. Pour cette étude, les données de trois jours d'observations sont comparées.

L'analyse des séries temporelles des vagues, des vitesses orbitales et de l'énergie cinétique turbulente a conduit à la proposition de trois scénarios différents pour la génération de turbulence dans la zone de jet de rive. Ces scénarios sont celui du transport de turbulence par une vague ayant déferlé (bore turbulent), du frottement au fond par une nappe de retrait et de la collision entre un jet de rive et d'une nappe de retrait. L'analyse statistique de ces trois scénarios (occurrence et apport d'énergie) montre que ces trois cas se produisent à la même fréquence mais génèrent une énergie cinétique turbulente différente bien que similaire en terme d'ordre de grandeur. Le cas du bore turbulent est associé à une génération turbulente plus importante.

Il serait intéressant de poursuivre cette étude en mettant en lien les conditions environnementales et la part d'énergie turbulente ainsi générée.

Points clefs :

- Une étude préliminaire sur les données issues des courantomètres type Vector est présentée. Les vitesses orbitales et les vitesses turbulentes sont extraites au cours de trois marées différentes ainsi que le niveau d'énergie turbulente.
- L'analyse des pics d'énergie turbulente est faite au regard des conditions de vagues et de courant. Trois scénarios générateurs de turbulence sont identifiés. Ce sont les cas d'un bore turbulent, d'une collision entre une nappe de retrait et un bore, ainsi que le cas de frottements au fond générés par une nappe de retrait.
- l'étude statistique des différents scénarios montre que ces derniers se produisent sensiblement à la même fréquence ($\sim 33\%$ d'occurrence pour chacun des cas).



Rapport de campagne DYNATREZ 2 (2016)

Dans cette annexe est présenté le rapport de la campagne DYNATREZ 2, rédigé à l'issue de cette dernière. Il fait part de l'ensemble des observations et informations relatives à la campagne et aux instruments utilisés lors de celle-ci. Dans ce rapport, une attention particulière est donnée aux informations techniques liées à la configurations des instruments, à la calibrations et aux stockage de la données.

Rapport de campagne – DYNATREZ II

~

3 octobre au 3 novembre

~

Chefs de mission : Charles Caulet et France Floc'h

Laboratoire Géosciences Océan

UMR 6538



Table des matières

I.	Introduction.....	3
1.	Le site de Porsmilin.....	3
2.	Contexte scientifique.....	4
II.	Objectifs de la campagne	5
1.	Objectif principal	5
2.	Détail des objectifs	6
III.	Déroulement de la campagne	7
1.	Planning.....	7
2.	Personnel.....	7
IV.	Déploiements	8
1.	Instrumentation	8
a.	SMF et TLS	9
b.	Mouillage au large.....	9
c.	Capteur de pression	11
d.	DGPS.....	14
e.	Module de mesure des courants.....	15
f.	LIDAR profileur	18
2.	Calibration des instruments	19
a.	Capteurs de pression.....	20
b.	Système de stéréo-vidéo.....	21
c.	LIDAR Profileur	22
d.	Courantomètre ADV, Aquapro et ADCP	22
V.	Commentaires sur la campagne	23
	Annexes	26
	<i>Annexe 1. Journal de bord</i>	<i>26</i>
	<i>Annexe 2. Exemple de données brutes</i>	<i>26</i>
	<i>Annexe 3. Climatologie du mois d'octobre 2016.....</i>	<i>28</i>

I. Introduction

La campagne DYNATREZ II s'est déroulée du 3 octobre au 3 novembre sur le site de Porsmilin, situé dans l'anse de Berthaume. Cette campagne de mesure a été réalisée dans le cadre du projet INSU SYSTER DYNATREZ et fait suite à une précédente campagne menée en octobre 2014. Ce rapport détaille le contexte scientifique, les objectifs et les moyens mis en œuvre lors de la campagne ainsi que les données acquises. Une discussion sur le déroulement de la campagne (incidents, problèmes et solutions) est proposée en dernière partie de ce rapport. L'annexe fournie avec ce document apporte des informations complémentaires (copie du journal de bords, photos, ...) ainsi que certaines données recueillies lors de la campagne et disponibles lors de l'écriture du rapport.

1. Le site de Porsmilin

Le site d'étude est constitué de la plage de Porsmilin et de son extension maritime. Cette plage est une plage de poche sableuse particulière : elle est délimitée spatialement par des deux caps rocheux, et se trouve en fond d'anse (figure 1). Elle est située dans un environnement macro-tidal. Elle constitue un des sites ateliers du Service National d'Observation DYNALIT (<https://www.dynalit.fr/fr>).



Figure 1 : Photographie de la plage de Porsmilin.

Dans ce cadre, la plage de Porsmilin est régulièrement suivie et constitue un site privilégié pour la réalisation de campagne de mesure. Cela permet à nos équipes de recherches d'alimenter une base de données déjà importante et de mener des études sur de plus larges échelles temporelles : les premières données recueillies sur ce site datent des années 2000.



Figure 2 : Localisation de la plage de Porsmilin dans l'anse de Berthaume et vue du ciel (reconstitution de la plage grâce aux photographies prises lors d'un survol de drone).

2. Contexte scientifique

La campagne de mesure constitue le second volet du projet DYNATREZ portée par France Floc'h visant à mieux comprendre la dynamique sédimentaire sur le site de Porsmilin. Une précédente campagne de mesure avait été menée en octobre 2014. Au cours de celle-ci, la réponse morphologique de la plage avait été évaluée selon l'impact de différents forçages hydrodynamiques. Un fort pourcentage d'infra-gravitaire (40%) avait été observé avec des fluctuations importantes selon les conditions. Selon le type de forçage, la plage peut évoluer très rapidement, avec des périodes d'accrétion/érosion importantes. Le profil de plage court terme évolue de ce fait rapidement, avec un doublement de la pente de plage sur quelques marées

L'objectif général du projet DYNATREZ est de pouvoir à terme réaliser un modèle numérique efficace du site de Porsmilin (c'est-à-dire de la plage et de son extension maritime), notamment pour traiter les mouvements sédimentaires sur le site. Pour cela, il est nécessaire de comprendre au mieux les différents processus à l'œuvre sur la plage comme

- La propagation et l'évolution de la surface libre (évolution des vagues sur la plage)
- La dissipation d'énergie sous forme de frottement des vagues entre elles et avec l'atmosphère
- Les interactions des masses d'eaux avec l'environnement sous forme de frottement (au fond principalement)
- Le déplacement des masses d'eaux en haut de plage (run-up)
- Le déplacement des masses sableuses (transfert sédimentaire)
- La formation de courant (e.g. courant de retour)
- Le déplacement d'eau par infiltration / exfiltration

- Les échanges de chaleur (flux de chaleur sensible par exemple)

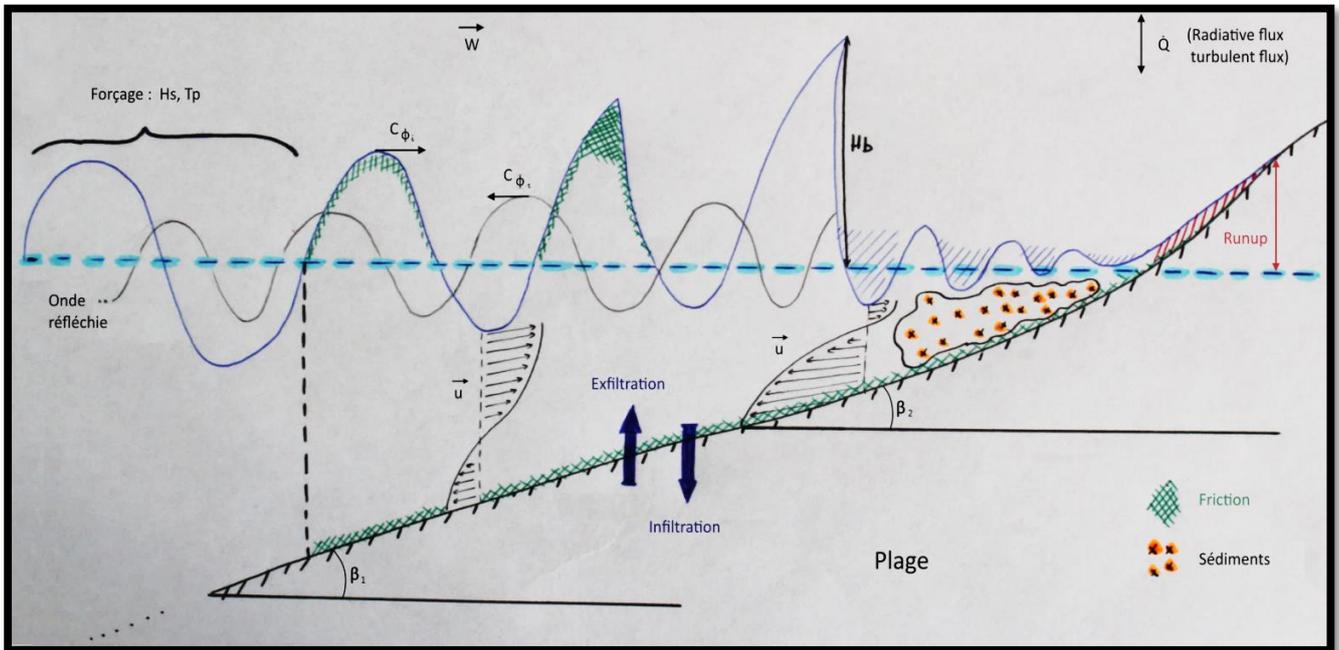


Figure 3 : Schéma des différents phénomènes observés sur une plage de sable. Ici mettre le détail des différentes notations.

Selon les caractéristiques du site (environnement, géométrie, etc...) certains processus vont s'avérer négligeable comparé aux autres. Typiquement, la plage de Porsmilin est de petite dimension : les échanges de chaleur ne seront sur ce site pas significatif au vu des gradients de températures peu important et des surfaces considérées.

II. Objectifs de la campagne

La campagne DYNATREZ II a été imaginée afin d'être complémentaire de la précédente campagne. Ainsi, après s'être particulièrement intéressé au processus morphogènes sur le site lors de la précédente campagne, nous avons concentré nos observations sur la dynamique des vagues et de l'hydrodynamique en général. Notamment, le déploiement des courantomètres co-localisés avec des capteurs de pressions permettent d'obtenir à ce point le bilan de quantité de mouvement sur l'ensemble de la colonne d'eau. Ainsi ces données seront très utiles pour évaluer la fiabilité d'un futur modèle numérique du site.

1. Objectif principal

La campagne DYNATREZ II s'attache en particulier à l'observation des déformations de la surface libre, de la propagation des vagues et des ondes infra-gravitaires (IG), présentes dans l'environnement proche de la plage, des variations morphologiques et des profils de courant en zone de surf/swash. Les mécanismes de génération et de propagation de ces ondes sont bien compris et de nombreuses études ont montré le succès des théories développées pour les décrire [e.g. Munk, 1949, Longuet-Higgins and Stewart, 1962, Symonds et al., 1982]. Néanmoins des questions restent en suspens quant à l'impact de ces ondes sur la plage, en particulier les liens existants entre les IG, les transferts sédimentaires et les niveaux d'eau présent sur la plage.

Les ondes IG sont une modulation du niveau d'eau. De ce fait elles jouent un rôle important dans l'évolution des niveaux d'eau sur les côtes, en particulier dans la zone de swash où elles peuvent contrôler la dynamique sous certaines conditions. De plus elles semblent avoir un impact important sur les échanges sédimentaires sur les plages. De précédentes études ont montré que ce transport se fait en synergie avec les vagues courtes qui mettent en suspension les sédiments lors des déferlements notamment, puis sont transportés par l'action des vagues longues [De Bakker et al., 2016]. Du fait de leurs grandes longueurs d'ondes, l'advection de ces sédiments peut se faire sur de grandes distances. Le transport peut se faire vers le large ou bien vers la plage, selon le déphasage existant entre les deux types d'ondes. C'est donc une action conjuguée des vagues courtes et des ondes IG qui semble générer les flux sédimentaires sur la plage.

Le but de la campagne DYNATREZ II sera de comprendre au mieux les caractéristiques des ondes IG sur le site ainsi que d'établir des observations permettant une analyse précise de l'interaction des IG avec la morphologie de la plage.

2. Détail des objectifs

a. Objectif n°1 : Evolution des vagues sur la plage

Lors de leur propagation, notamment par l'influence de la bathymétrie, les vagues se déforment et échangent de l'énergie selon leurs fréquences. La conservation des flux d'énergie avant déferlement est notamment due à ces interactions : elles permettent de conserver la stabilité des vagues jusqu'à ce que celle-ci atteignent un seuil critique de stabilité (vitesse de la crête plus importante que la vitesse dans le creux). Les paramètres observables donnant une information sur cette évolution sont l'asymétrie et l'étirement des vagues ainsi que par l'étude des spectres de la surface libres à différents endroits.

Ces informations permettront aussi d'analyser les différents mécanismes de génération et des types d'ondes infra-gravitaires existants sur le site : liées, libres, ondes de bords, etc. En effet, les paramètres liés à la propagation des ondes (célérité, nombre d'ondes) donnent des informations sur le type d'ondes présentes sur la plage.

b. Objectif n°2 : Impact de la pente sur l'hydrodynamique

Le second objectif sera de comprendre l'impact de la pente sur l'hydrodynamique. Comment cette pente modifie la propagation et l'évolution des trains d'ondes ? Un des mécanismes générateur d'onde longues est notamment la variation des positions des points de déferlement, processus directement lié au profil de plage. De plus bien que l'impact de la pente sur les interactions vague-vague (triplet de fréquence)

soit mis en évidence, les mécanismes sous-jacents ne sont pas bien compris (évolution des spectres, pertes d'asymétrie, etc...).

c. Objectif n°3 : Observation de la dynamique du jet de rive

L'objectif n° 3 est un peu une extension des deux premiers objectifs mais focalisé sur la zone de swash. On cherchera à observer l'évolution des vagues post-déferlement. Celles-ci peuvent en effet se reconstruire et donner lieu à de nouvelles vagues de très faibles amplitudes. Ces mécanismes ne sont pas bien connus. Est-ce que cette reconstruction a un impact sur la dynamique du haut de plage via une modulation du niveau d'eau ? Les formulations empiriques usuelles type [Stockdon et al., 2006] ne sont pas adaptées à des environnements tels que la plage de Porsmilin. Est-il possible de trouver une formulation adaptée pour différents niveaux d'eau et conditions incidentes ?

III. Déroulement de la campagne

1. Planning

Pour assurer l'ensemble des tâches prévues lors de notre campagne, nous avons dressé un planning interactif via un fichier Excel partagé sur Google Drive où le personnel participant à la campagne pouvait s'enregistrer selon ses disponibilités. Cette méthode s'est révélée efficace. A chacun des jours de campagne était associé un ou plusieurs travaux, avec des horaires préalablement calculé. De façon journalière, à marée basse, trois profils DGPS ont été relevés. Enfin, les lundis, mercredi et vendredi, les stations de travail LIDAR, stéréo-vidéo et le module courantomètre ont été déployés. Nous avons compté 2 personnes par stations en début de campagne (2 premiers déploiements) puis 5 personnes pour l'ensemble des stations par la suite.

2. Personnel

Dans cette section nous détaillons la liste du personnel ayant participé à la campagne Dynatrez II.

Participant	Statut	Rôle
Charles Caulet	Doctorant	Chef de mission
France Floc'h	Enseignant-chercheur	Chef de mission
Nicolas Le Dantec	Enseignant-chercheur	Participant
Emmanuel Augereau	Ingénieur d'étude	Responsable LIDAR profileur, instrumentation
Mickaël Beauverger	Assistant-ingénieur	Responsable SMF, instrumentation
Christophe Prunier	Assistant-ingénieur	Responsable LIDAR terrestre
Marion Jaud	Ingénieur de recherche	Responsable GPS, instrumentation
Pedro Van Guimaraes	Doctorant	Responsable système stéréo-vidéo
Mickaël Accensi	Ingénieur de recherche	Responsable système stéréo-vidéo
Christopher Daly	Post-doctorant	Participant
Lucie Coquempot	Ingénieur de recherche	Participante
Véronique Cuq	Ingénieur d'étude	Participante
Jean-Pierre Oldra	Technicien	Participant
Arnaud Grancher	Ingénieur d'étude	Participant

Christophe Martin	Administrateur système	Participant
Sabrina Homrani	Doctorante	Participante
Noémi Bassara	Doctorante	Participante

*Il est aussi à noter la participation des équipages des navires Albert Lucas et de l'Hésione pour la réalisation des relevés bathymétriques et le déploiement des instruments au large.

IV. Déploiements

1. Instrumentation

Un certain nombre d'instruments a été utilisés lors de la campagne. Chacun d'entre eux nous a permis de réaliser des observations en lien avec un ou plusieurs des objectifs définis ci-dessus.

Le tableau 1 liste l'ensemble des instruments déployés lors de la campagne ainsi que leurs objectifs associés. L'utilisation de chacun pendant la campagne est détaillée ensuite.

Table 1 : Instrumentation - Dynatrez II

Instrument	Quantité déployé	Objectifs complétés	Variabes mesurées
Capteur de pression	18*	1, 2	position de la surface libre Observations ponctuelles
Système stéréo-vidéo	1	1	position de la surface libre Observations surfaciques
Profileur LIDAR	1	1, 3	position du substrat sur 16 profils cross-shore au niveau de la zone de swash
LIDAR terrestre	1	1, 2, 3	Topographie du site pré et post campagne
Courantomètre type Vector	3	3	Vitesse des courants
Courantomètre type Aquadopp	1	3	Profils de vitesse
Courantomètre type ADCP	1	3	Etat de mer au large
Turbidimètre	1	1, 2, 3	Concentration en sédiment
Sondeur multi-faisceaux	1	1, 2, 3	Relevé bathymétrique du site pré et post campagnes
Système vidéo	1	1, 3	Image géo-référencée de la plage
DGPS	3 profils cross-shore quotidien	1, 2, 3	Position du substrat

* 17 capteurs sur plage et 1 sur le mouillage de l'ADCP

Parmi ces instruments, on peut en distinguer trois groupes selon leurs déploiements :

- Le système vidéo est installé de façon pérenne sur le site depuis plus d'un an. Des travaux ont déjà été menés sur la capacité de ce type d'instrument à réaliser des observations fiables sur le site.
- Les capteurs de pression, l'ADCP et le turbidimètre ont été déployés pendant l'ensemble de la campagne soit pendant une vingtaine de jours pour les capteurs de pression et un mois pour le mouillage.
- Les profils DGPS ont été réalisés selon 3 profils cross-shore tous les jours de la campagne. Certains jours, un profil long-shore a été réalisé afin de mesurer la longueur d'onde des croissants de plage.
- Les courantomètres, le LIDAR profileur ainsi que le système de stéréo-vidéo ont été déployés pendant quelques heures, les lundis, mercredis et vendredis (du 17 au 28 octobre), soit pendant 6 jours.
- Le sondeur multi-faisceaux et le LIDAR terrestre ont été déployés deux fois, avant et après la campagne

a. SMF et TLS

Les relevés bathymétrique (SMF EM3002) et topographique (TLS VZ400) de pré et post campagne ont été réalisés le 4 octobre et le 3 novembre. Les données brutes sont sauvegardées sur le serveur Pôle Image (Z:\DYNATREZII\TLS).

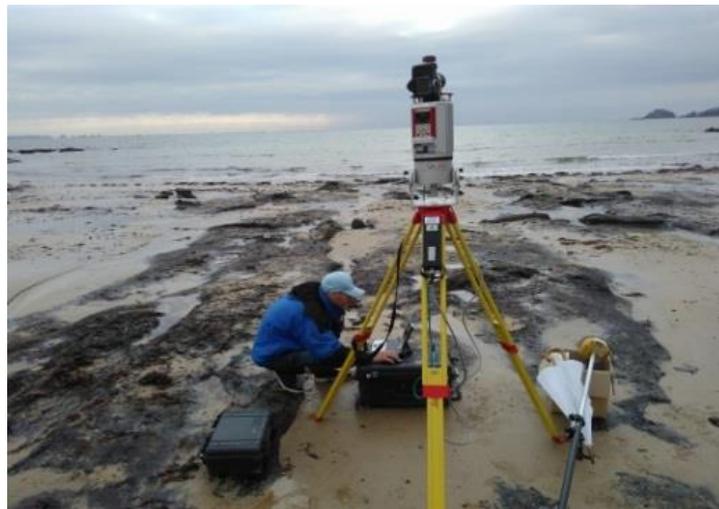


Figure 4 : Installation de la station TLS en bas de plage.

b. Mouillage au large

Le 4 octobre ont été déployés sur un mouillage, l'ADCP, un capteur de pression et un turbidimètre. Le point de mouillage a été choisi pour être co-localisé sur le nœud du modèle numérique WaveWatch III® le plus proche de la plage (point GPS : 48° 20' 56" N ; 4° 40' 28 " W).

La récupération s'est effectuée le 3 novembre. Malheureusement, l'ADCP a été retourné sans doute par des pêcheurs seulement 3 jours après son déploiement (toutes les ancrs étaient rassemblées au niveau du mouillage). Seules les données du capteur de pression et du turbidimètre pourront être exploitées. L'ensemble des données brutes est sauvegardé sur le serveur pôle image dans les dossiers (Z:\DYNATREZII\ADCP), (Z:\DYNATREZII\Turbidimetre) et (Z:\DYNATREZII\Pressio) respectivement. Le capteur de pression était un Wave Gauge OSSl de numéro de série 1224110003. Il enregistrait à 10 Hz. Son décalage temporel à la récupération était de 20 s. Le turbidimètre a été emprunté à l'Ifremer Dyneco Physed (Hydrolab MS5). La calibration n'a pas été vérifiée. Sa fréquence d'acquisition a été fixée à une mesure toutes les 15 minutes.

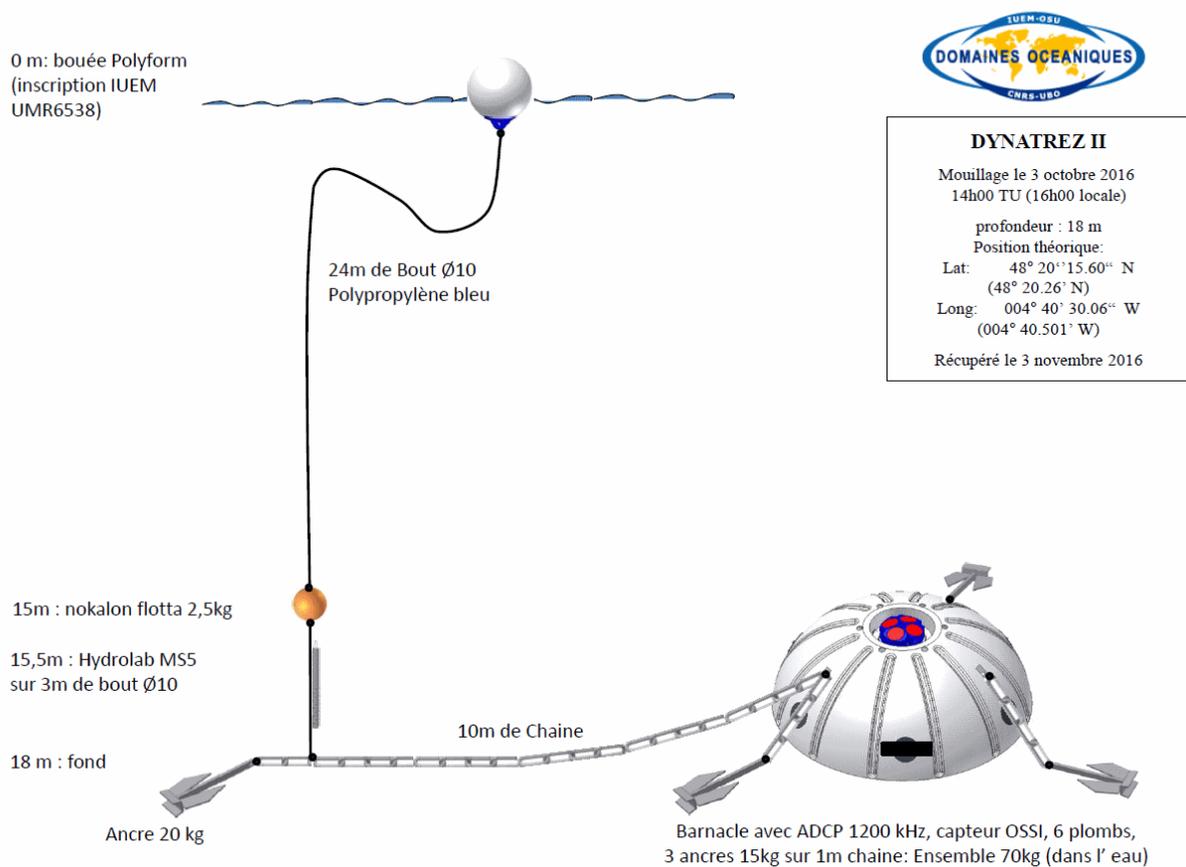




Figure 5 : Position du mouillage dans l'anse de Berthaume (Grille du modèle WWIII Norgas-UG).



Figure 6 : Déploiement de l'ADCP à bord de l'Albert Lucas.

c. Capteur de pression

Les capteurs de pressions ont été déployés le 14 octobre à marée basse (coefficient 81). Le but était de réaliser une ligne cross-shore avec de nombreux capteurs pour suivre les vagues lors de leur propagation vers la plage. Du fait de la présence d'une tourbière, les capteurs doivent être placés de part et d'autre de cet endroit. Afin de réaliser la méthode des trois capteurs pour calculer les spectres incidents et réfléchis, il faut au moins trois capteurs sous la tourbe. Nous avons choisi d'en mettre quatre dans le cas

où un des capteurs aurait un problème. Deux capteurs ont également été placés à 20 m de la ligne cross-shore suivant une ligne long-shore pour s'assurer de l'uniformité du niveau d'eau en long-shore.

Pour les déployer, nous avons disposé sur la plage de longues chaînes en acier galvanisé, attaché à des vis à sable. Les capteurs ont ensuite été fixés sur ces chaînes à l'aide de collier en métal, puis l'ensemble a été enterré à quelques dizaines de centimètres sous le sable. Les capteurs ont été orientés avec la membrane permettant la mesure regardant vers le haut de plage. Deux capteurs de pression ont été déployés sur les côtés est et ouest. Les autres ont été installés le long du profil principal, sauf pour les capteurs de bas de plage, où l'installation a été plus difficile en raison de la présence de tourbe fossilisée (figure 6).

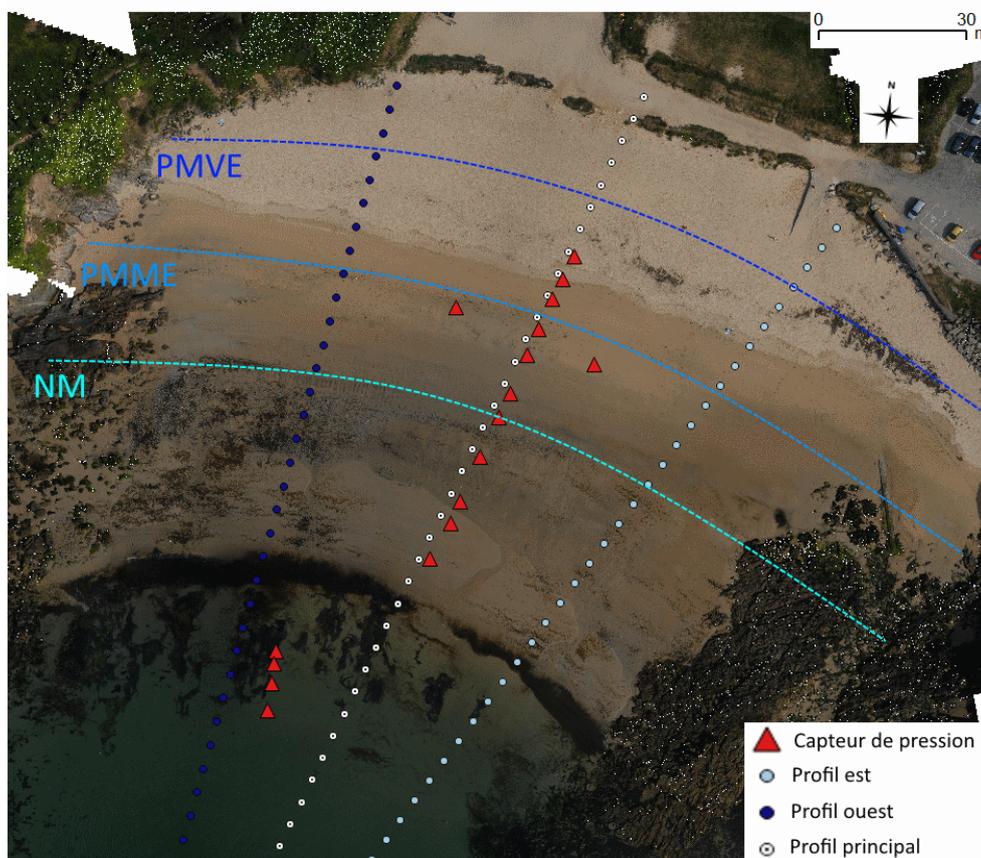


Figure 7 : Positions des capteurs de pression mesurés par DGPS après leur déploiement. Les niveaux d'eau caractéristiques sont représentés par des lignes pointillées (PMVE : niveau moyen des pleines mers de vive-eau, PMME : niveau moyen des pleines mers de morte-eau, NM : niveau moyen). Les niveaux caractéristiques sont indiqués ici à titre informatif, leurs positions peuvent être approximatives.



Figure 8: Capteur de pression déployé lors de la campagne.

Table 2 : Configuration et état des mesures des capteurs de pression.

Récapitulatif des données sur les capteurs de pression						
Capteur	N° de série	Type	Fréquence (Hz)	Décalage (temps, s)	Enregistrement des données	Commentaires
1	0116120005	OSSI	10	20	Oui	
2	0309150001	OSSI	10	n/a	Non	Arrêt de la batterie 2 jours après l'installation
3	1224110004	OSSI	10	6	Oui	
4	1224110002	OSSI	10	41	Oui	
5	160703001	Blue	8	n/a	Oui	Capteur principal, Arrêt de la batterie 2 jours avant la récupération
6		Blue	8	n/a	Oui	Ext 1
7		Blue	8	n/a	Oui	Ext 2
8		Blue	8	n/a	Oui	Ext 3
9	130422001	Blue	8	4.81	Oui	Capteur principal Certaines marées sont manquantes
10		Blue	8	4.81	Oui	Ext 1
11		Blue	8	4.81	Oui	Ext 2
12	0708110002	OSSI	10	21	Oui	KSP7
13	KSP3	OSSI	10	17	Oui	KSP3
14	1107120002	OSSI	10	42	Oui	
15	0116120002	OSSI	10	28	Oui	
16	0116120003	OSSI	10	n/a	Non	Longshore W Câble batterie sectionné
17	0116120001	OSSI	10	27	Oui	Longshore E
18	1224110003	OSSI	10	20	Oui	Mouillage

Les capteurs sont numérotés de 1 à 15 du bas vers le haut de plage pour les capteurs cross-shore. Les capteurs longshore portent les numéros 16 (ouest) et 17 (est) et enfin, le capteur installé au point de mouillage, porte le numéro 18.

Pendant la campagne, au fur et à mesure des épisodes d'accrétion/érosion et de l'hydrodynamique, les capteurs ont peu à peu bougés. Nous avons enregistré les points GPS de chacun des capteurs lors de leurs déploiements ainsi que lors de leurs récupérations (cf. Tableau 3). Les positions sont mesurées au niveau des membranes de mesure.

Table 3 : Position lors du déploiement des appareils. Les points ont été mesurés avec un DGPS, au niveau de la membrane de mesure.

Capteur	N° de série	Position initiale (Lambert 93)		
		Est	Nord	Z
1	0116120005	6833709,96	131932,407	-1,840325
2	0309150001	6833715,4	131933,206	-1,771925
3	1224110004	6833719,63	131933,658	-1,573825
4	1224110002	6833722,08	131934,137	-1,484425
5	160703001	6833740,89	131965,279	-0,539125
6	(Ext3)	6833748,19	131969,442	-0,306525
7	(Ext2)	6833752,63	131971,464	-0,189025
8	(Ext1)	6833761,91	131975,442	0,105375
9	130422001	6833769,94	131979,349	0,346375
10	(Ext2)	6833774,79	131981,523	0,723375
11	(Ext1)	6833782,57	131985,128	1,483075
12	0708110002	6833787,84	131987,437	2,110275
13	KSP3	6833794,08	131990,043	2,666175
14	1107120002	6833798,23	131992,237	2,975375
15	0116120002	6833802,74	131994,547	3,465275
16	0116120003	6833780,73	131998,677	1,812375
17	0116120001	6833792,3	131970,553	2,128175

En tout, deux capteurs n'ont pas enregistré de données. De plus lors du recouvrement des instruments sur la plage, le 2 novembre, un câble reliant les capteurs externes d'un des capteurs de type « Blue » (n° 130422001) a été arraché. Cela a provoqué l'arrêt immédiat des acquisitions faites par ces capteurs. Le câble n'est plus utilisable.

Pour l'autre set de capteurs de type « Blue », nous avons observé un défaut de batterie à la récupération. Cela ne nous a pas permis d'obtenir le décalage temporel des capteurs sur l'ensemble de la campagne. Toutes les données brutes sont sauvegardées sur le serveur pôle image dans le dossier (Z:\DYNATREZII\Pressio) avec un dossier par numéro de série.

d. DGPS

Les profils DGPS ont été réalisés quotidiennement du 15 octobre au 1 novembre, lors des marées basses. Ces profils sont des profils cross-shore donnant l'élévation du sol le long des trois profils de référence (à

l'ouest, à l'est et au milieu de la plage). La présence de grands croissants de plage lors de la campagne a motivé la création de profils longshore en fin de campagne (29 et 31 octobre)¹, le long de ces structures sédimentaires. De plus des relevés de points GPS ont été faits afin de réaliser différentes calibrations (TLS, Caméra, LIDAR, etc...).

L'ensemble des données est stocké sur le serveur Pôle Image (Z:\DYNATREZII\DGPS). Un dossier est présent pour chacun des jours de mesure et chacun des fichiers a été nommé explicitement en fonction des mesures réalisées (e.g. « calibration lidar.xlsx »). Certains fichiers contiennent directement l'ensemble des données prises à ce jour (c'est-à-dire les données issues des mesures le long des profils cross-shore ainsi que ceux associés aux calibrations des instruments : courantomètre et LIDAR).

e. Module de mesure des courants

Le module de mesure consiste en un assemblage de barre d'acier galvanisé, attaché les uns aux autres grâce à des colliers en métal. Trois barres de 2 mètres de long ont été enfoncées d'environ 1 mètre dans le sable pour assurer le soutien de la structure. Enfin des barres horizontales y ont été ajoutées afin de renforcer la solidité de la structure et de pouvoir y fixer les instruments (figure 7). Les trois courantomètres « Vector » ont été déployés du même côté, les uns au-dessus des autres à environ 15 cm d'intervalle. Le courantomètre « Aquadopp HR profiler 1000 kHz » a été déployé le plus près du sol possible, avec la tête de mesure orientée vers le haut. Le déploiement de la structure a été fait sur sable sec, le plus bas possible de la plage, avant que la marée ne la submerge. Des points DGPS ont été pris à la tête et à la base de chaque instrument. Ces points sont sauvegardés sur le serveur Pôle Image (Z:\DYNATREZII\DGPS).

La configuration des courantomètres a été faite sous le logiciel « Vector » et « AquaProHR » de Nortek (<http://www.nortek-as.com>), fournis avec les instruments.

La configuration est identique à chacun des déploiements, les fichiers de configurations ont été sauvegardés avec les données (sauf le 21 et 24 octobre pour l'Aquapro et le 21 octobre pour les Vectors).

¹ Des mesures sur ces grandes structures ont aussi été faites grâce au relevé TLS de début et fin de campagne.

Configuration Aquapro	Configuration Vector
Deployment : D-17-1 Current time : 17/10/2016 15:14:01 Start at : 17/10/2016 15:13:27 Comment:	Deployment : v-17-1 Current time : 17/10/2016 15:19:31 Start at : 17/10/2016 15:19:17 Comment:
Measurement interval (s) : 1 Cell size (mm) : 30 Orientation : UPLOOKING SHALLOW WATER Distance to surface (m) : 2.00 Pulse distance (m) : 1.00 Profile range (m) : 0.87 Horiz. vel. range (m/s) : 0.30 Vert. vel. range (m/s) : 0.13 Number of cells : 29 Average interval (s) : 1 Blanking distance (m) : 0.100 Measurement load (%) : 88 Samples per burst : N/A Sampling rate (Hz) : N/A Compass upd. rate (s) : 1 Coordinate System : ENU Speed of sound (m/s) : MEASURED Salinity (ppt) : 0 Analog input 1 : NONE Analog input 2 : NONE Analog input power out : DISABLED File wrapping : OFF Serial output/TellTale : OFF	Sampling rate (Hz) : 64 Nominal vel. range (m/s) : 4.00 Burst interval (s) : CONTINUOUS Samples per burst : N/A Sampling volume (mm) : 14.9 Transmit length (mm) : 4.0 Measurement load (%) : 36 Power level : LOW+ Output sync : VECTOR Start on sync : DISABLED Sample on sync : DISABLED Compass upd. rate (s) : 1 Coordinate System : ENU Speed of sound (m/s) : MEASURED Salinity (ppt) : 35 Analog output : DISABLED Analog output range : N/A Analog input 1 : NONE Analog input 2 : NONE Analog input power out : DISABLED File wrapping : OFF Serial output/TellTale : OFF
Assumed duration (days) : 1.0 Battery utilization (%) : 42.0 Battery level (V) : 14.0 Recorder size (MB) : 9 Recorder free space (MB) : 8.973 Memory required (MB) : 33.3	Assumed duration (days) : 1.0 Battery utilization (%) : 43.0 Battery level (V) : 13.7 Recorder size (MB) : 3886 Recorder free space (MB) : 3871.872 Memory required (MB) : 128.9 Vertical vel. range (m/s) : 1.5 Horizon. vel. range (m/s) : 5.3
Instrument ID : AQD13221 Head ID : ASP 7976 Firmware version : 3.19	Instrument ID : VEC 9050 Head ID : VEC 4691 Firmware version : 3.34 ProLog ID : 49 ProLog firmware version : 4.08
AquaProHR Version 1.07 Copyright (C) Nortek AS	Vector Version 1.33 Copyright (C) Nortek AS

Figure 9 : Configuration utilisée pour les courantomètres lors de la campagne.



Figure 10 : Module de mesure des courants après déploiement.

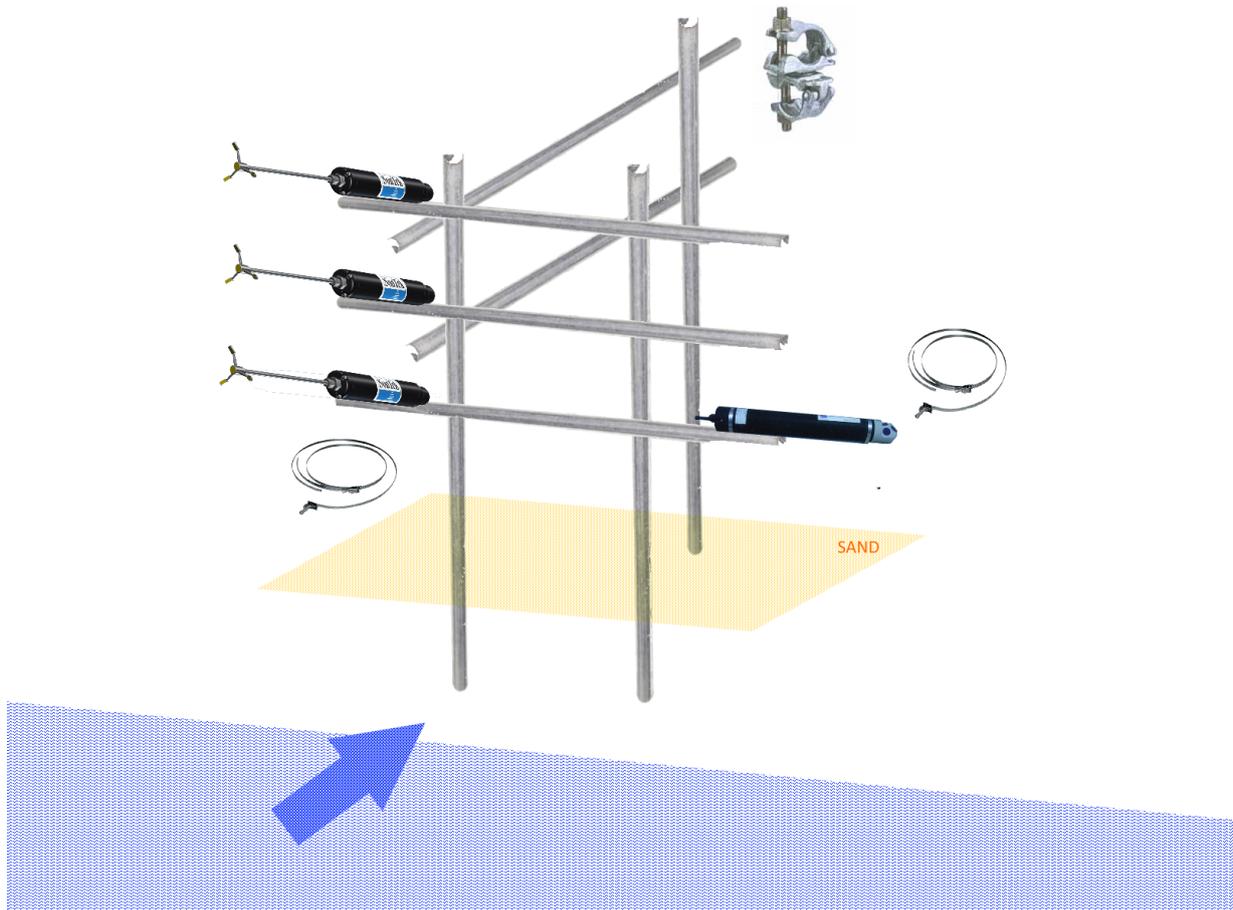


Figure 11 : Schéma de déploiement du module de mesure. Celui-ci est déployé à marée basse à une position préalablement calculée afin que le module soit, à marée haute, entièrement submergé.

Détail des mesures des courantomètres		
Jour	Hydrodynamique	Commentaires
1 : 17/10	Houle d'environ 10 s, amplitude modérée (0,5 - 1 m)	Un seul ADV réellement submergé, ADV du bas dans le sable, rotation du capteur
2 : 19/10	Houle longue (15 s), faible amplitude (~ 30 cm) Fortes réflexions des vagues sur la falaise ouest Possible d'ondes infra-gravitaires Décôte prévue de l'ordre de 10-20 cm	Arrêt prématuré de l'Aquapro avant submersion. Les trois ADV sont submergés
3 : 21/10	Houle longue (15 s), amplitude faible (~ 30 cm)	ADV haut non submergé Présence de nombreuses algues, fréquemment piégées dans les instruments

4 : 24/10	Houle longue (15 s), amplitude modérée (1 m au déferlement)	Module entièrement submergé Détachement du module lors des mesures, sortie de l'eau prématurée
5 : 26/10	Conditions énergétiques très faibles (T ~ 10 s, 10 - 20 cm d'amplitude)	Module entièrement submergé
6 : 28/10	Conditions énergétiques très faibles (T ~ 10 s, 10 - 20 cm d'amplitude)	Module entièrement submergé

Des difficultés ont été identifiées sur le déploiement du module courantmètre. En effet pour que celui-ci soit complètement submergé lors de la pleine mer il a fallu le déployer suffisamment loin vers le bas de plage lors des marées basses. Cela n'a pas été toujours le cas. Sur les 6 d'observations, 2 sont incomplets avec au moins un courantmètre non submergé.

De plus, le mercredi 19 octobre, le courantmètre Aquadopp s'est arrêté au cours de l'acquisition (environ 1h30 de mesures au lieu de 4h pour les courantmètres Vector).

f. LIDAR profileur

Le LIDAR a été systématiquement aligné sur le module de mesure des courants et déployés sur une zone non submergée lors de la marée. L'installation consiste en un assemblage vertical de structure métallique de type « pont lumière ». Les différentes parties sont assemblées au sol puis l'ensemble est redressé sur une planche en bois pour éviter que la structure ne bouge en s'enfonçant dans le sable. Enfin trois sangles reliant la structure à des vis à sables fixées au sol viennent assurer la stabilité de l'installation (figure 7). L'instrument est fixé tout en haut de la structure.



Figure 12 : Photographie de l'installation du LIDAR profileur sur la plage.

Table 4 : Détail des déploiements du système LIDAR

Détail des mesures LIDAR			
Jour	Position LIDAR	Mesure	Commentaires
1 : 17/10	Haut de plage (au bas de la berme)	2 fichiers de 20 minutes	Détection des crêtes de vagues Alignement sur le profil principal
2 : 19/10	Crête d'un croissant de plage	4 fichiers de 20 minutes	LIDAR en UTC + 2 Bonne détection Alignement sur le profil principal
3 : 21/10	Pente d'un croissant de plage	2 fichiers de 20 minutes	Barre de calibration pendant la première acquisition Alignement sur le profil principal
4 : 24/10	Crête d'un croissant de plage	4 fichiers de 20 minutes	Alignement sur le profil principal
5 : 26/10	Creux d'un croissant de plage	3 fichiers : 2*20 min et un de 25 minutes	
6 : 28/10	Pente d'un croissant de plage	3 fichiers de 20 minutes	Alignement sur le profil principal

2. Calibration des instruments

Pour chacun des instruments, une étape de calibration est généralement nécessaire. Suivant le type d'appareil, la calibration doit se faire à chacun des déploiements réalisés, lors du premier déploiement ou bien lors de la phase de post-traitement. Le tableau 2 énumère les différents types de calibration réalisés pour chacun de nos instruments.

Table 5 : Description des calibrations associés à chacun des instruments.

Instrument	Calibration réalisée
Capteur de pression	<p>Plongé par groupe de capteurs avant le déploiement afin de pouvoir les synchroniser lors du post-traitement.</p> <p>Synchroniser avec l'horloge mondiale UTC0 lors de la configuration.</p> <p>Correction de la pression atmosphérique lors du post-traitement.</p> <p>Calibration des instruments en bassin prévue premier trimestre 2017 (ENSTA-Bretagne ou Ifremer)</p>

Système stéréo-vidéo	Calibration par acquisition à marée basse d'images contenant un motif géométrique connu (damier), réalisé une fois en début de campagne. Paramètres correctifs calculés lors du post-traitement des données
Profileur LIDAR	Calibration nécessaire à chaque déploiement, réalisée à l'aide de 3 barres placées avec des angles différents, en prenant 10 points DGPs le long des barres.
LIDAR terrestre	Positionnement de cibles sur l'ensemble du site dont la position est connue
Courantomètres	Calibration de la pression atmosphérique et du compas magnétique
Turbidimètre	Calibration réalisée à l'Ifremer et non vérifiée pour cette campagne (cf Mathias Jacquet)
Sondeur multi-faisceaux	Calibration des faisceaux réalisés tous les deux ans Détermination du profil de célérité du son dans l'eau de mer par relevé fait grâce à une sonde de célérité (Sonde SVP 15) une fois au large en début de mesure

a. Capteurs de pression

Lors de la campagne deux modèles différents de capteurs ont été utilisés : des capteurs OSSI modèle OSSI-010-003C et des capteurs OSSI-010-022. La grande différence entre ces deux types de capteurs est que le dernier modèle possède une connectique permettant de réaliser un assemblage de capteurs fonctionnant sur une seule et même horloge. Ainsi, les capteurs connectés forment un ensemble d'appareils synchronisés. Ce n'est pas le cas pour les autres capteurs. Nous avons donc « synchronisé » manuellement les capteurs en les plongeant par groupe de trois ou quatre capteurs dans l'eau (3 plongées successives). Ainsi on peut connaître le décalage présent entre chacune des horloges de nos capteurs (figure 8.)

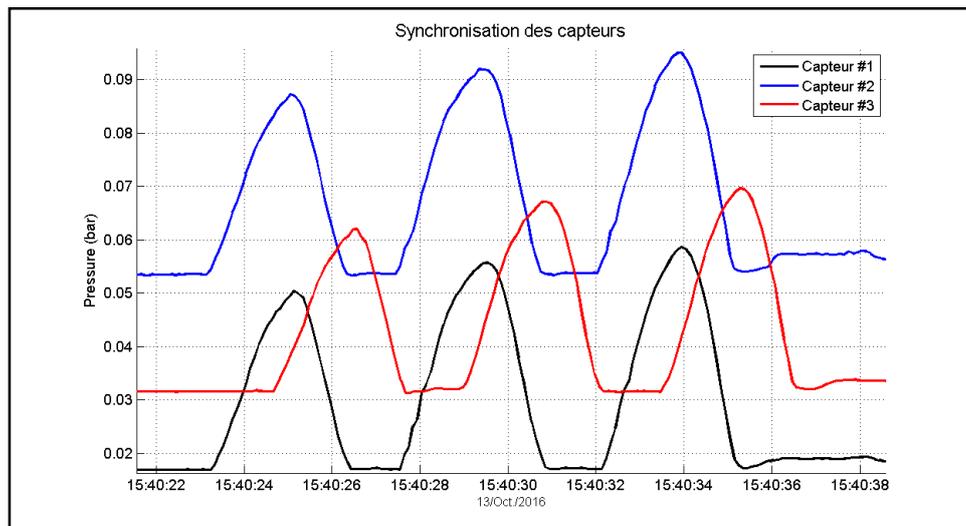


Figure 13 : Synchronisation des capteurs de pression. Les capteurs ont été plongés au même moment et à une profondeur identique. On relève les différences en amplitude et le décalage temporel entre chacun des capteurs.

On remarque sur la figure 8 qu'il existe aussi un décalage en amplitude. Cet offset est corrigé lors de l'étape de post traitement des données des capteurs de pression en les comparant avec une mesure de la pression atmosphérique.

b. Système de stéréo-vidéo

Le système de stéréo-vidéo est calibré pour une position de caméra donnée. Cette calibration a été faite lors du premier jour de déploiement de l'appareil. Il consiste à réaliser une acquisition contenant une figure géométrique connue (dans notre cas un damier noir et blanc) à différentes positions dans la zone d'observation. Grâce à cette acquisition, les paramètres intrinsèques de nos caméras peuvent être calculés (comme les distances de distorsions ou bien la distance de focalisation). Une fois l'étape de calibration faite il faut s'assurer que les caméras restent dans une position identique l'une par rapport à l'autre.



Figure 14 : Installation du système de stéréo-vidéo lors de la campagne.

c. LIDAR Profileur

L'instrument doit être calibré à chaque déploiement. La calibration consiste à réaliser une acquisition en modifiant l'élévation mesurée par des valeurs parfaitement connues. Pour cela, nous avons disposé 3 barres d'acier d'une longueur de 2 mètres au travers des faisceaux du LIDAR (figure 9). Plusieurs points GPS ont été mesurés le long de ces barres par pas régulier (un point tous les 10 cm environ). Il est ensuite possible à partir de l'acquisition réalisée avec ces barres de position connues d'obtenir les caractéristiques des transformations permettant de passer du référentiel du LIDAR et d'un référentiel cartographique.

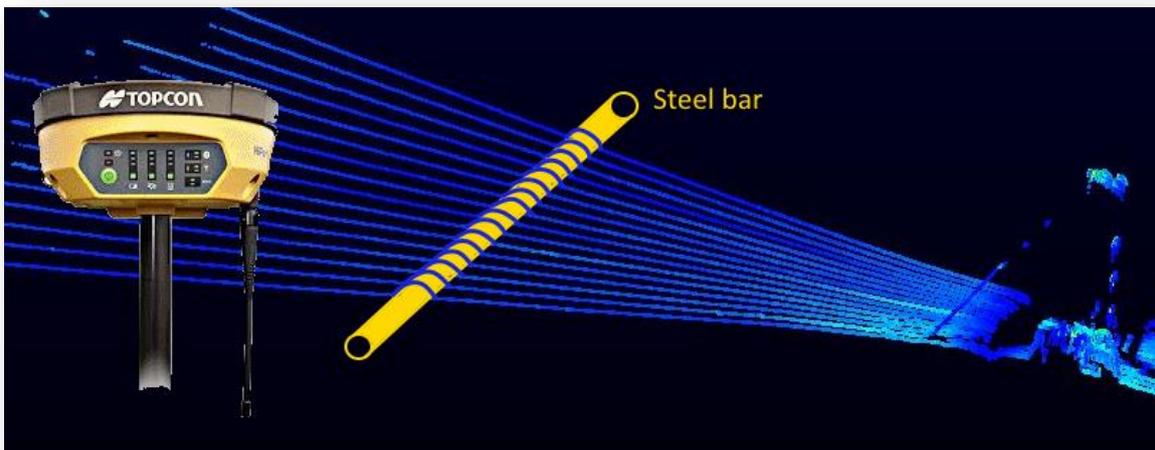


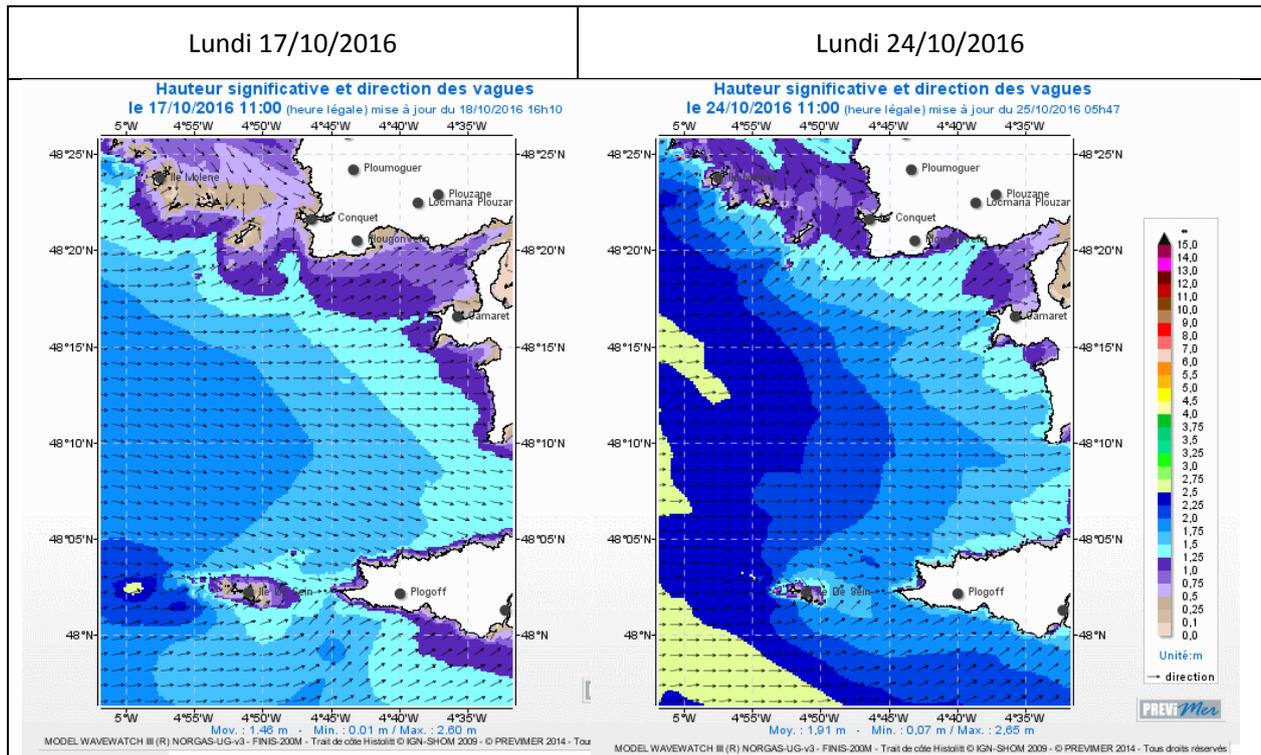
Figure 15 : Illustration de l'étape de calibration du LIDAR profileur. Une barre de position connue (mesure par DGPS des points [X Y Z]) est placée en travers des faisceaux laser du lidar (en bleu).

d. Courantomètre ADV, Aquapro et ADCP

La calibration de ces instruments se fait à chacun des déploiements. Il est réalisé grâce au logiciel de configuration des instruments. Il permet de réaliser automatiquement une calibration du capteur de pression ainsi que du compas magnétique.

V. Commentaires sur la campagne

Lors de la campagne, les conditions climatiques ont été très favorables : les températures ont été très douce avec un ensoleillement bien supérieur à la normale saisonnière (+59 %) et pratiquement aucune précipitations n'est venu perturbée le travail sur le terrain (cf. Annexe 2 : Climatologie Octobre 2016). Néanmoins bien que ces conditions soient agréables, elles limitent la dynamique présente sur le site. En effet, le vent a été relativement faible et aucune tempête n'a été observée. Cela a eu pour conséquence des conditions hydrodynamiques peu énergétiques, sans mer de vent, avec une houle bien formée mais de faibles amplitudes.



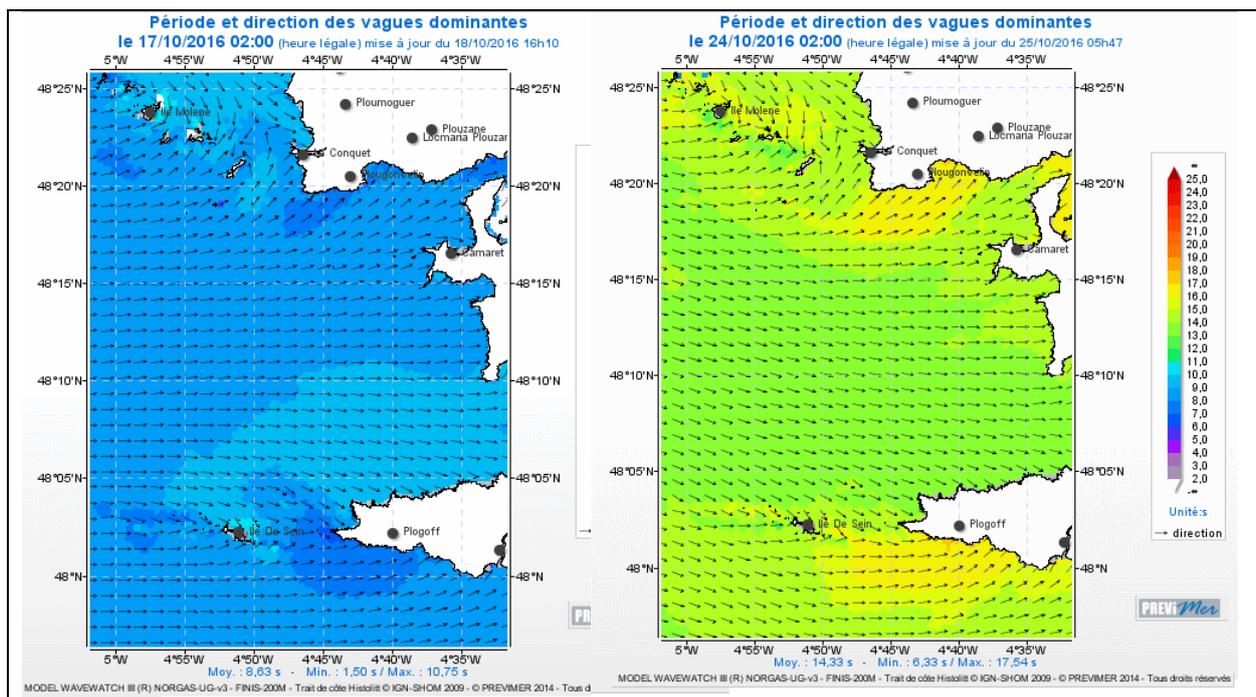


Figure 16 : Exemples de conditions hydrodynamiques lors de la campagne : pour le lundi 17 octobre et le lundi 24 octobre (données issues du modèle WaveWath III, <http://www.previmer.org>). Les conditions présentées ici sont typiques de celles observées pour le reste de la campagne : un mer très calme avec une période et une amplitude faibles ($T \sim 7$ s et $H_s \sim 0.25$ m) soit une houle longue d'amplitude moyenne ($T \sim 16$ s $H_s \sim 0,75 - 1$ m).

De façon générale, on peut souligner le fait que les conditions observées lors de la campagne n'ont pas été tout à fait satisfaisantes. Il aurait été en effet plus intéressant d'observer des conditions plus variées, comme cela avait été le cas lors de la campagne Dynatrez I. On peut aussi souligner le fait que de fortes réflexions de vagues sur la falaise ouest ont été observées, notamment le 19 octobre.

Du point de vue morphologique, des changements ont été malgré tout observés tout au long de la campagne. Les faibles conditions énergétiques favorisent plutôt un budget sédimentaire positif pour le haut de plage (accrétion). De plus des croissants de plages ont commencé à apparaître dès les premiers jours de campagne au niveau de des PMVE puis ont évolués avec une augmentation de leurs amplitudes. Situé en haut de plage, ils n'ont plus été accessible par la mer ensuite et sont restés toute la campagne. En bas de plage, la tourbe fossilisée a été apparente tout au long de la campagne. Il semble que la topographie de bas de plage a évolué, ce qui sera à confirmer par l'analyse des différents profils topographiques.

Pour ce qui est des objectifs fixés, les conditions ont été particulièrement propices pour remplir l'objectif n°1. En effet, les premiers jours de mesures intensives ont été marqués par une houle bien formée, d'amplitude similaire (entre 0,5 m et 1 m) mais de périodes différentes (entre 7 s et 16 s). Cette hydrodynamique facilite le suivi vague à vague, la mer formant une sorte de canal à houle naturel. L'étude de la propagation des ondes et de la formation ou non d'ondes IG sera ici très intéressante.

Les données obtenues pour compléter l'objectifs n°2 ne seront peut-être pas suffisantes. En effet, les faibles conditions hydrodynamiques ne semblent pas avoir induit de changements significatifs sur le profil de plage. Il sera toujours possible d'examiner le couplage profil de plage / hydrodynamique mais notre set de donnée risque de ne représenter qu'une faible diversité des conditions observables sur le site. Néanmoins, une adaptation de notre objectif initial pourra être faite : l'impact du niveau de marée pourra être analysé au détriment du profil de plage.

Enfin pour ce qui est du 3^{ème} objectif, des observations intéressantes ont pu être faite grâce au module mesurant les courants ainsi que grâce au LIDAR. Mais toujours du fait des faibles conditions, les reconstructions des vagues post-déferlement seront sans doute difficile à observer.

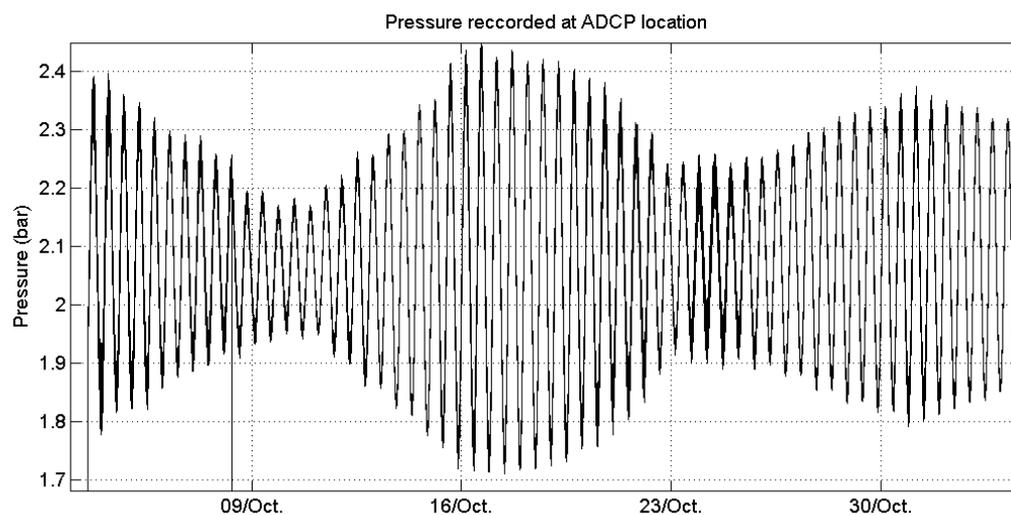
Annexes

Annexe 1. Journal de bord

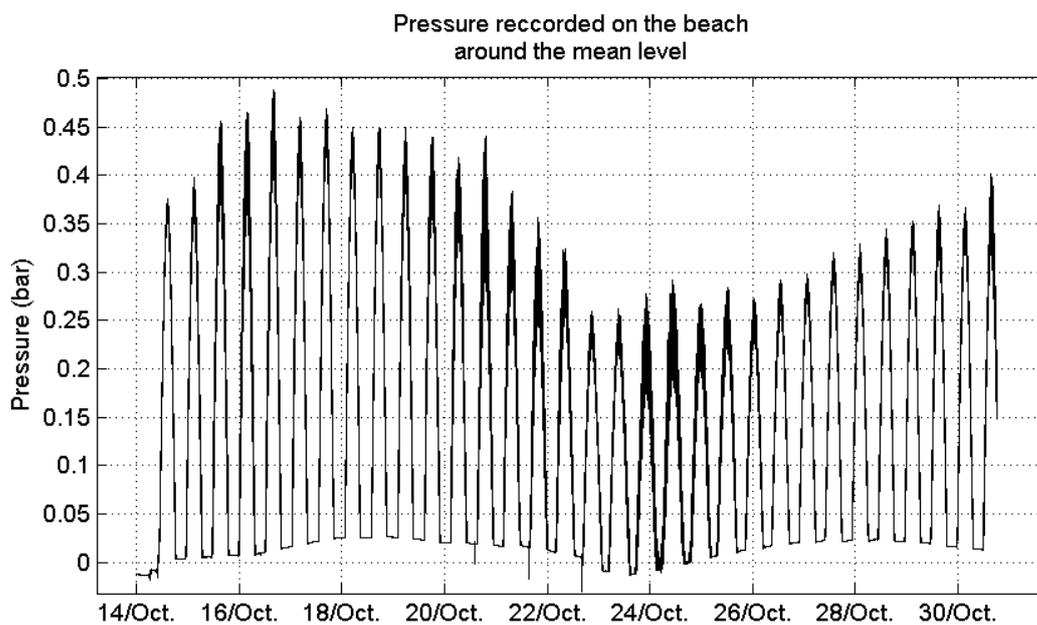
Annexe 2. Exemple de données brutes

Capteurs de pression

Capteur déployé au large (mouillage ADCP)



Capteur SN 160703001 déployé sur la plage (autour du niveau PMME)



Profils DGPS

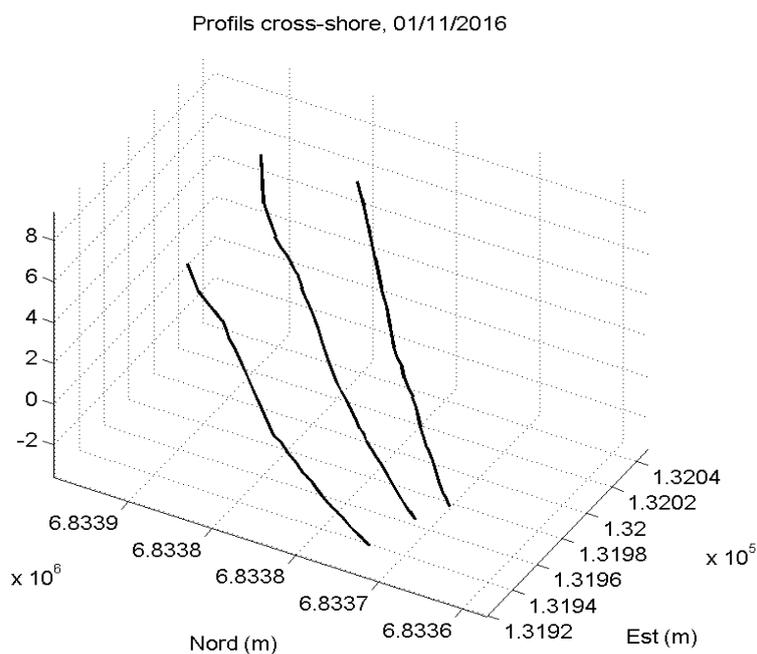


Figure 17 : Profils DGPS dans la direction cross-shore relevés le 01/11/2016.

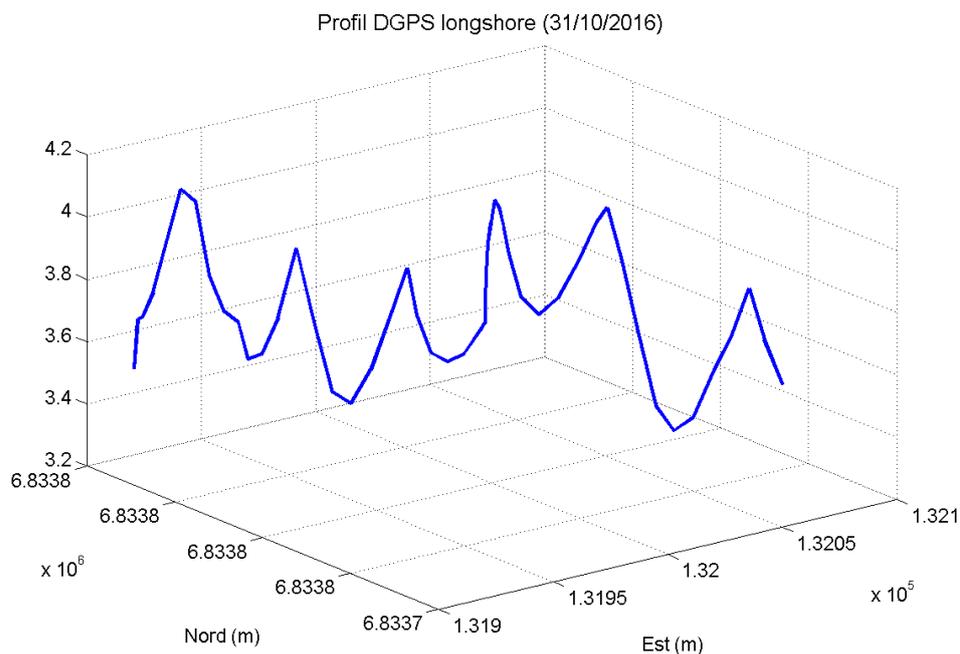


Figure 18 : Profil d'élévation longshore le long des croissants de plage observés sur le site.

Annexe 3. Climatologie du mois d'octobre 2016.

Jour	Temp. min	Temp. max	Temp. moy	Pluie	Ensol.	Vent moyen	Rafale max	Direc. vent
<u>1</u>	10	16.2	13.1	1.7	6.5	15.2	46.8	W
<u>2</u>	5.4	18.7	12.1	0	9.9	6.3	21.6	W
<u>3</u>	6.4	19.4	12.9	0	10.6	15	36	E-S-E
<u>4</u>	12	19	15.5	13.6	2.7	20	50.4	S-E
<u>5</u>	9.4	20.2	14.8	0	8	8.1	21.6	E
<u>6</u>	6.3	16.1	11.2	0	10.7	18	46.8	E-N-E
<u>7</u>	3.9	15	9.5	0	1.6	8	21.6	N-E

<u>8</u>	7.1	16.9	12	0.2	3.2	7.8	32.4	N
<u>9</u>	8.8	16.8	12.8	0	4.3	11.1	36	N-N-E
<u>10</u>	4.9	16.1	10.5	0	3	9.3	32.4	N-N-E
<u>11</u>	9	15.4	12.2	0	5.8	16.1	36	E
<u>12</u>	5.6	14.8	10.2	0	8.9	18.2	50.4	E-N-E
<u>13</u>	4.7	15.1	9.9	0	9.6	13.7	43.2	N-E
<u>14</u>	3.5	15.5	9.5	3	6.6	8.3	32.4	S
<u>15</u>	8.2	14.6	11.4	43	3.6	17	54	S
<u>16</u>	11.4	17.2	14.3	0.6	7.7	23	61.2	S
<u>17</u>	11.2	17.2	14.2	0.4	5.9	11.6	32.4	W
<u>18</u>	9.2	14.5	11.9	2	1.7	11.4	43.2	W-N-W
<u>19</u>	5.1	13	9.1	0.2	0	5.7	28.8	N
<u>20</u>	6.1	14.3	10.2	0.2	7.5	8.3	25.2	N-N-E
<u>21</u>	5.7	16.3	11	0	7.1	9.2	25.2	E
<u>22</u>	5.3	15	10.2	0	7.5	13.8	28.8	E
<u>23</u>	6.1	12.4	9.3	18.2	0.1	18.3	46.8	E-N-E
<u>24</u>	9.4	17.7	13.6	0.4	5	12.8	43.2	S
<u>25</u>	9.9	19.2	14.6	0.2	5.9	5.6	18	S
<u>26</u>	7	16.4	11.7	0.4	3	6	18	N
<u>27</u>	9.1	12.2	10.7	0	0	4.8	21.6	S
<u>28</u>	8.1	15.5	11.8	0	8.1	12.6	28.8	E-N-E
<u>29</u>	6.2	15.2	10.7	0.1	6.7	11.9	32.4	N-E

<u>30</u>	6.1	18	12.1	0	5.2	9.2	25.2	N-E
<u>31</u>	5.9	20.5	13.2	0	8.6	8.1	25.2	E-N-E
Moyenne/total (Ecart normale*)	7.3°C (-2.3°C)	16.3°C (+0.6°C)	11.8°C (-0.9°C)	84.2 mm (-35%)	175 h (+59%)	11.8 km/h	61.2 km/h	S

*Moyenne de référence 1981-2010

Photographies des déploiements d'instruments pendant la campagne DYNATREZ 2

Dans cette section, quelques photographies des différents déploiements d'instruments prises pendant la campagne DYNATREZ 2 sont présentées.

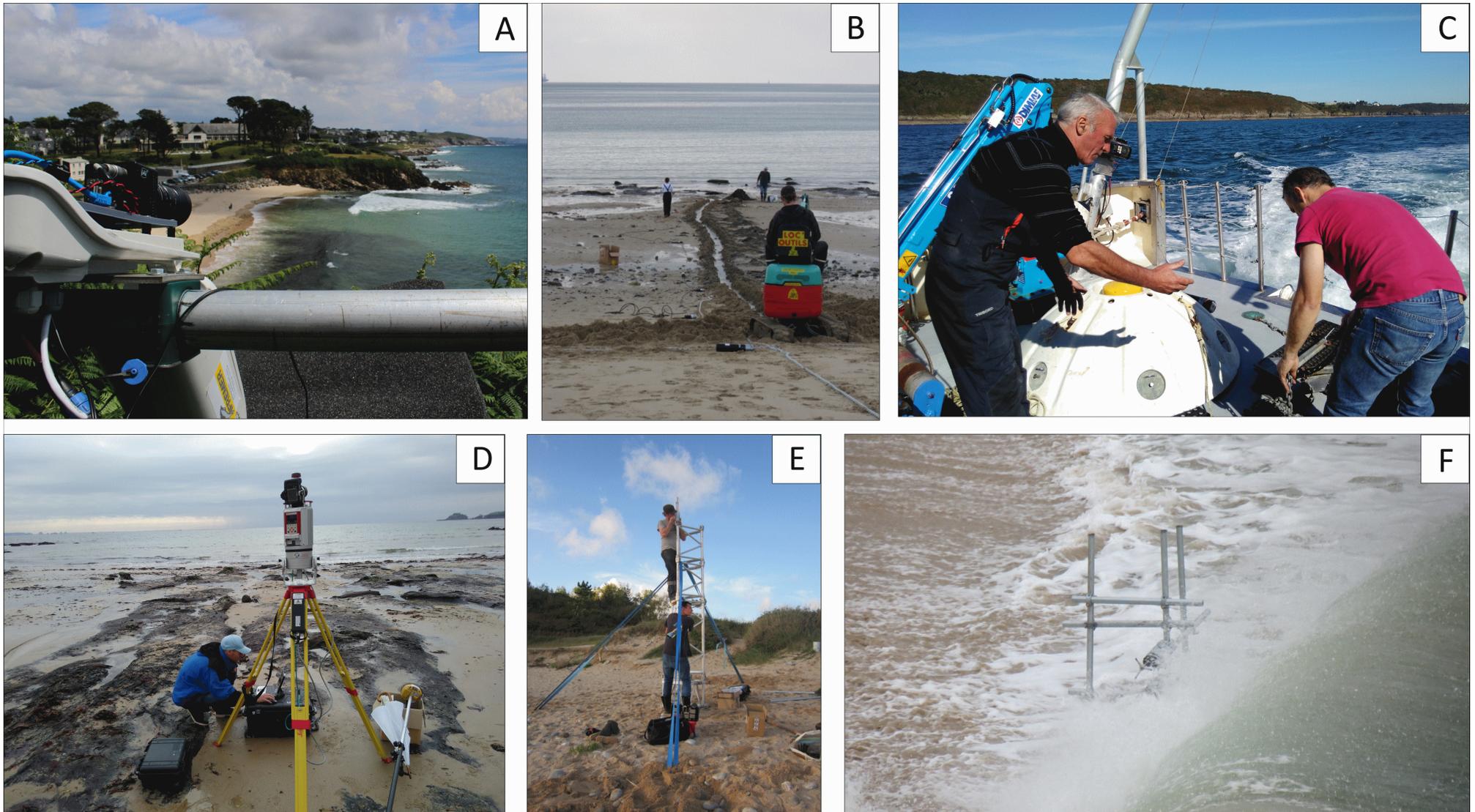


FIGURE C.1 – Photographies prises lors des journées de campagne DYNATREZ 2. [A] : Mesure stéréo-vidéo sur la falaise ouest de la plage. [B] : Préparation pour l'installation des capteurs de pression sur la plage avant la campagne. [C] : Préparation du mouillage et installation du capteur de pression sur le barnacle de l'ADCP avant la mise à l'eau. [D] : Mise en station du LiDaR TLS en bas de plage. [E] : Installation du LiDaR 2D avant le début des enregistrements. [F] : Module de mesure des courants dans la zone de déferlement lors de la campagne.

Titre : Les plages sableuses en environnement macro-tidal : de l'influence de la pente sur les processus morpho-dynamique

Mots clés : Morpho-dynamique, Plage sableuse, Plage avec terrasse de basse mer, Processus d'accommodation, niveau d'eau, vague infragravitaire, turbulence

Résumé : Ces travaux de thèse concernent la morpho-dynamique d'une plage de poche sableuse, située en environnement macrotidal. L'étude est menée sur la plage de Porsmilin, une plage de type intermédiaire avec une terrasse de basse mer. Cette étude s'appuie sur des observations *in situ* acquises lors de campagnes de mesures, organisées au cours de cette thèse. Le principal objectif est de caractériser le rôle de la pente, dans l'équilibre dynamique existant entre les processus hydrodynamiques et la morphologie de la plage. La dynamique des niveaux d'eau, de la propagation des ondes infragravitaires et de la turbulence sont examinés et mis en regard des variations morphologiques de la plage, en particulier de la pente locale de la plage. Les niveaux d'eau sont globalement sous-estimés par les formulations empiriques proposées dans la littérature. Des formules adaptées au site de Porsmilin sont présentées.

L'impact de la brisure de pente observée le long du profil de plage sur la dynamique de la plage, est étudié. La variabilité de la position de la brisure de pente est impliquée dans les processus d'accommodation à court terme de la plage. Cela se traduit par un retrait vers le haut de plage de la brisure de pente, permettant une dissipation plus efficace de l'énergie incidente par la terrasse de basse mer. En revanche, ce retrait peut conduire, à une concentration d'énergie importante en haut de plage, lors de conditions particulièrement énergétiques, associées à un marnage important. La position de la brisure de pente pourrait être un bon indicateur de l'état de vulnérabilité de la plage face à des événements énergétiques, ce qui constitue une information primordiale dans le contexte actuel d'érosion généralisée des littoraux sableux.

Title Sandy beach in a macro tidal environment : the role of the beach slope on the morphodynamic processes

Keywords : Sandy beach morphodynamic, Low tide terrace beach, beach accommodation, water levels, infragravity wave, turbulence

Abstract : This PhD work is focused on the morphodynamic of a pocket beach, located in a macrotidal environment. The beach type is intermediate, with a low tide terrace. The study is based on *in situ* observations, collected during field campaigns organized during the PhD. The objective is to characterize the beach slope impact on hydrodynamics processes and beach morphology. The water levels dynamic, infragravity waves propagation and turbulence generation in the swash zone, are examined and linked to the beach slope variability. The empirical formulations proposed in the literature show large under-estimations of water levels in the site. Empirical formulations adapted to the beach are proposed.

The characteristic break slope presents along the cross-shore profile of low tide terrace beaches is studied. The variability of the break slope location is relevant to explain the short term accommodation of the beach. Under incident wave energy, the location of the beach slope moves shoreward, allowing higher wave dissipation by the low tide terrace. Nevertheless, the reflective part is reduced, which leads to a vulnerable state of the upper beach under strong forcing associated with high tide. The location of the beach slope is found to be a good indicator of the beach vulnerability under a given wave forcing. It provides valuable information in the globalized beach erosion context.