



**HAL**  
open science

# Barres d'avant-côte et trait de côte : dynamique, couplage et effets induits par la mise en place d'un atténuateur de houle

Clément Bouvier

► **To cite this version:**

Clément Bouvier. Barres d'avant-côte et trait de côte : dynamique, couplage et effets induits par la mise en place d'un atténuateur de houle. Ingénierie de l'environnement. Université de Bordeaux, 2019. Français. NNT : 2019BORD0088 . tel-02294118

**HAL Id: tel-02294118**

**<https://theses.hal.science/tel-02294118>**

Submitted on 23 Sep 2019

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

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

THÈSE

Présentée à

**L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX**

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

**Par Clément Bouvier**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR**

SPECIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

---

**Barres d'avant-côte et trait de côte : dynamique, couplage  
et effets induits par la mise en place d'un atténuateur de houle**

---

Sous la direction de **Dr. Bruno CASTELLE** et **Dr. Yann BALOUIN**

Soutenue le 24 Juin 2019

Devant la commission d'examen formée de :

<b>M. Philippe BONNETON</b>	DR CNRS, Université de Bordeaux	Président
<b>M. Vincent REY</b>	Professeur, Mediterranean Institute of Oceanography	Rapporteur
<b>M. Denis MORICHON</b>	MDC, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Rapporteur
<b>M. Ian TURNER</b>	Professeur, University of New South Wales	Examinateur
<b>Mme Déborah IDIER</b>	IR, BRGM	Examinatrice
<b>M. Frédéric BOUCHETTE</b>	MDC, Université de Montpellier	Examinateur
<b>M. Bruno CASTELLE</b>	DR CNRS, Université de Bordeaux	Directeur
<b>M. Yann BALOUIN</b>	IR, BRGM	Co-Directeur



*La mer, compliquée du vent, est un composé de forces.  
Un navire est un composé de machines.  
Les forces sont des machines infinies, les machines des forces limitées.  
C'est entre ces deux organismes, l'un inépuisable, l'autre intelligent,  
que s'engage ce combat qu'on appelle la navigation.*

Victor Hugo



# Remerciements

Dans un livre qui s'intitule « le phare, voyage immobile », Paolo Rumiz raconte que l'Atlantique est une aventure spirituelle tandis que la Méditerranée est une aventure humaine. Je le rejoins alors ici, et j'aimerais lui souffler qu'encore une fois, la grande bleue n'a pas déçu, rassemblant bien des personnages et nouant des amitiés indestructibles.

Trois ans donc, déjà! Je me souviens, qu'il y a si peu de temps, sur le banc de la fac, nous riions en écoutant Bertrand Millet imiter les vents qui soufflent là-bas au niveau des cinquantièmes, sur ce fameux cap Horn. Il reprenait alors un vieux dicton marin : « Sous 40 degrés, il n'y a plus de loi, mais sous 50 degrés, il n'y a plus de Dieux » ... on se regardait alors en souriant, enchantés! Je revois aussi Xavier Carton, écrivant des hiéroglyphes au tableau (c'était des équations). Il y évidemment Pierre Le Hir, employant toute son énergie pour nous expliquer, parfois même avec un certain "fanatisme", les différents concepts pourtant très complexes du transport sédimentaire.

Je souhaiterais commencer par remercier sincèrement chacun d'entre eux car ils enseignent au quotidien, avec une fascination inébranlable les sciences de la mer, parvenant à passionner leurs auditeurs encore inexpérimentés. Merci pour la confiance que vous m'avez témoignée ainsi que pour votre accompagnement dans les différentes étapes de ma formation. De façon plus particulière encore, je te remercie Pierre L. H. pour ce stage à tes côtés, qui m'a aussi permis plus tard de rencontrer Aldo S. et de faire la connaissance de ce laboratoire EPOC. Merci Aldo de m'avoir permis de travailler à tes côtés, j'y ai appris beaucoup! Pour toujours je me souviendrai, dans l'estuaire de la Gironde, 5h du matin à bord de notre petite embarcation, nous scrutions avec Lauren R. ces cargos immenses qui déboulaient dans l'embouchure... impressionnants!

Ensuite est venu le moment de ce doctorat! Quelle richesse et quelle expérience pour un étudiant d'avoir un encadrement comme celui que j'ai eu la chance de recevoir! Yann B., je voudrais te remercier pour ce projet passionnant que tu as mis en place et pour la confiance que tu m'as accordée. Ton optimisme et ton dynamisme me serviront d'exemple encore très longtemps, merci de m'avoir permis de développer mes connaissances à tes côtés. Cette expérience fut grâce à toi tellement riche de voyages et de rencontres. Bruno C., ..., peut-être que pour résumer ma reconnaissance à ton égard, je pourrais me permettre d'évoquer les millions de litres d'encre rouge que ton stylo sort jours après jours. Mais ma reconnaissance ne se limite pas à ce détail aussi important soit-il... Merci pour ta passion, ta générosité, ta persévérance, et bien sûr cette session à Hourtin (petit beach break d'Aquitaine) avec ta Takayama! Merci pour ta gentillesse et ta disponibilité! Je n'ai que de bons souvenirs en tête!

J'exprime bien sûr mes remerciements aux membres du jury pour l'intérêt porté à mon travail de thèse et pour leurs retours enthousiastes et leurs remarques constructives. De façon plus particulière, merci à Déborah I., qui a suivi ce travail de bout en bout, en y apportant des corrections ou suggestions toujours pertinentes.

Je souhaiterais aussi remercier le laboratoire WRL à Sydney (Australie) qui m'a accueilli de façon admirable pendant quelques mois au cours d'un projet de mobilité. Je tiens d'ailleurs à souligner cette formidable initiative de l'Université de Bordeaux. Un grand merci à Ian Turner et Kristen Splinter tout particulièrement pour le temps qu'ils m'ont consacré et la qualité des données proposées. Merci pour ce séjour, nous les étranger, Georgeos A., Arthur R. et moi-même avons passé plusieurs mois extraordinaires. D'ailleurs, je voudrais ajouter ici un merci tout à fait spécial pour Ariane Blum qui a largement encouragé ce projet de mobilité et qui s'est montrée très disponible et à l'écoute tout au long de mon doctorat.

Une belle pensée aussi à Vincent Marieu qui fournit pour chaque étudiant des algorithmes diaboliques, des outils numériques de grande qualité et des conseils précieux qui nous permettent à chacun de mieux comprendre les contours du monde de la recherche. Merci d'avoir pris du temps, pour m'aider à préparer ma soutenance, merci pour ces repas au CNRS, et merci pour ces parties de squash avec Dubarbus ! D'ailleurs je lui dois une fière chandelle à celui-ci. Merci Benjamin D. pour tous les développements apportés sur le modèle utilisé pendant mon doctorat. Profites bien de Tahiti !

Merci évidemment aux amis qui m'ont accompagné pendant toutes ces années ! La bande Marseillaise : JR, Coquelicot, Samos, Hugues, gros Jules, Torres, Val, ... On se serra bien marré ! Merci aussi évidemment aux compagnons de mer, JR (encore une fois), Robinus, Le Scoul, Mr. Mengual, Kilian, Georgeos (alias "close out master"). Qu'est-ce que l'on a pu passer comme temps à l'eau... Une pensée très spéciale à mes deux baroudeurs JR et Arthurus ! Merci aux Montpelliérains : Got Got, Tonyx, Arion, JoJo, Senior Valentini (l'Américain), Eric P. (et son gun), Mr Martin et tous ceux avec qui j'ai eu la chance de partager des bons moments. Merci pour ces "belles" parties de Volley, pauses café, sessions de pêche sans poisson, ou ces trop peu nombreuses soirées, au cours desquelles nous étions parfois portés par le diable !

Merci à la Familia, mes parents, Isabelle, Pascal, qui m'ont absolument tout donné pour mener à bien ce projet ! Merci de m'avoir permis de faire ces études qui me passionnent tant et me rendent si heureux ! Merci aux deux frérots, Mat, Nico vous êtes tellement super ! Que le temps passe vite et comme j'aimerais qu'il ralentisse !

Enfin je voudrais remercier ma chère et magnifique Gipsy. Navigatrice avant tout, mais aussi exploratrice, plongeuse, surfeuse ou encore scientifique, artiste, actrice, danseuse, chef étoilé (oui oui !), c'est un véritable soleil ! Fascinée par la mer et le vent, capable d'absolument tout et n'ayant peur de pas grand-chose (sauf quelques petites araignées), je t'admire et je te remercie pour ton aide indispensable sur la fin de ce doctorat ! Que le futur est beau ensemble !

Merci à toutes et à tous !

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
1.1	Contexte général . . . . .	1
1.2	Problématiques et objectifs de la thèse . . . . .	3
1.3	Organisation du manuscrit . . . . .	6
<b>2</b>	<b>État de l’art</b>	<b>9</b>
2.1	Introduction . . . . .	9
2.2	Processus hydro-sédimentaires sur les plages sableuses . . . . .	11
2.2.1	La transformation des vagues en zone littorale . . . . .	11
a)	Définition des vagues . . . . .	11
b)	Génération, propagation et dissipation des vagues . . . . .	12
c)	Les ondes infragravitaires . . . . .	16
2.2.2	Les circulations moyennes en zone littorale . . . . .	17
a)	Définition . . . . .	17
b)	Les principaux types de circulations . . . . .	17
2.2.3	Morphodynamique des plages sableuses . . . . .	18
a)	Transport sédimentaire . . . . .	18
b)	Morphologies des plages sableuses . . . . .	20
c)	Évolution des plages sableuses . . . . .	22
2.3	Gestion des littoraux sableux . . . . .	24
2.3.1	Introduction . . . . .	24
2.3.2	Panorama des techniques de protection du littoral . . . . .	25
a)	Introduction aux ouvrages maritimes . . . . .	25
b)	Retours d’expériences . . . . .	26
c)	Vers des techniques alternatives . . . . .	28
2.3.3	Les ouvrages atténuateurs de houle . . . . .	30
a)	Introduction . . . . .	30
b)	Observation in situ . . . . .	31
c)	Modélisation physique et numérique . . . . .	33
2.4	Positionnement des travaux de thèse . . . . .	36



<b>3</b>	<b>Méthodologie</b>	<b>39</b>
3.1	Introduction . . . . .	39
3.2	Observation par imagerie video . . . . .	41
3.2.1	Introduction . . . . .	41
3.2.2	Extraction des proxys morphologiques et hydrodynamiques . . . . .	42
	a) Images dérivées de l'imagerie vidéo . . . . .	42
	b) Géoréférencement des images . . . . .	43
	c) Détection du trait de côte et des barres sableuses . . . . .	45
	d) Hydrodynamique . . . . .	47
3.2.3	Inversion bathymétrique par imagerie vidéo . . . . .	48
	a) Les enjeux de l'inversion bathymétrique . . . . .	48
	b) L'algorithme <i>cBathy</i> . . . . .	50
3.3	Modélisation morphodynamique des plages . . . . .	52
3.3.1	Introduction . . . . .	52
3.3.2	Stratégie de modélisation . . . . .	55
	a) Présentation du couplage morphodynamique . . . . .	55
	b) Module hydrodynamique : modèle spectral de vagues . . . . .	56
	c) Module hydrodynamique : modèle de circulation . . . . .	57
	d) Module de transport et évolution du fond . . . . .	58
3.3.3	Quelques exemples d'application . . . . .	59
	a) Module hydrodynamique : le système barre/chenal . . . . .	59
	b) Module morphodynamique : la séquence <i>downstate</i> . . . . .	62
3.4	Conclusion du chapitre . . . . .	64
<b>4</b>	<b>Site d'étude et instrumentation : Le Lido de Sète</b>	<b>65</b>
4.1	Introduction . . . . .	65
4.2	Présentation du site d'étude . . . . .	66
4.2.1	Contexte . . . . .	66
4.2.2	Dynamique . . . . .	68
4.2.3	Stratégie d'aménagement . . . . .	70
	a) Le programme de réhabilitation . . . . .	70
	b) La conception de l'ouvrage atténuateur de houle . . . . .	71
4.3	Instrumentation et base de données . . . . .	73
4.3.1	Données météorologiques et hydrodynamiques . . . . .	73
	a) Données météorologiques . . . . .	73
	b) Données de vagues et niveaux d'eau . . . . .	73
	c) Campagne hydrodynamique . . . . .	74
4.3.2	Données morphologiques . . . . .	76
	a) Les levés topo-bathymétriques . . . . .	76
	b) Le système vidéo . . . . .	77

4.3.3	Système d'acquisition pour l'inversion bathymétrique . . . . .	81
a)	Résolution et couverture spatiale . . . . .	81
b)	Résolution temporelle et période de suivi . . . . .	82
4.4	Conclusion du chapitre . . . . .	83
<b>5</b>	<b>Modélisation du mouvement des caméras pour améliorer le suivi vidéo de la dynamique littorale</b>	<b>85</b>
5.1	Introduction . . . . .	85
5.2	Résumé . . . . .	86
5.3	Article ( <i>Bouvier et al.</i> , 2019a) . . . . .	86
5.4	Conclusion du chapitre . . . . .	95
<b>6</b>	<b>Observation de la réponse morphologique de la plage du Lido de Sète suite à la mise en place d'un ouvrage atténuateur de houle</b>	<b>97</b>
6.1	Introduction . . . . .	97
6.2	Conditions de vagues pendant la période de suivi . . . . .	99
6.2.1	Caractéristiques générales . . . . .	99
6.2.2	Variabilité saisonnière et interannuelle . . . . .	101
6.3	Suivi topo-bathymétrique de la plage . . . . .	102
6.3.1	Évolution des barres sableuses . . . . .	102
6.3.2	Évolution du trait de côte . . . . .	104
6.3.3	Dynamique sédimentaire . . . . .	105
6.4	Suivi vidéo haute fréquence . . . . .	107
6.4.1	Introduction . . . . .	107
6.4.2	Résumé . . . . .	107
6.4.3	Article ( <i>Bouvier et al.</i> , 2017a) . . . . .	108
6.4.4	Conclusion de l'article . . . . .	118
6.5	Vers une nouvelle forme de suivi : l'inversion bathymétrique . . . . .	118
6.5.1	Introduction . . . . .	118
6.5.2	Sensibilité de la méthode . . . . .	119
6.5.3	Validation de l'outil d'inversion bathymétrique . . . . .	120
6.5.4	Perspectives du suivi bathymétrique haute fréquence . . . . .	123
6.6	Conclusion du chapitre . . . . .	126
<b>7</b>	<b>Modélisation des processus hydro-sédimentaires et diagnostic des évolutions</b>	<b>129</b>
7.1	Introduction . . . . .	129
7.2	Modélisation de l'impact d'un ouvrage atténuateur de houle sur la dynamique des barres en zone de <i>surf</i> . . . . .	130
7.2.1	Introduction . . . . .	130
7.2.2	Résumé . . . . .	131

7.2.3	Article ( <i>Bouvier et al.</i> , 2019b)	132
7.2.4	Conclusion de l'article	150
7.3	Comparaison inter-sites : La plage de Narrowneck, Australie	150
7.3.1	Introduction	150
7.3.2	La plage de Narrowneck	151
7.3.3	Matériel et méthode	152
	a) Observations	152
	b) Stratégie de modélisation	154
7.3.4	Résultats	156
	a) Observation de la dynamique <i>cross-shore</i> des barres sa- bleuses	156
	b) Influence sur la dynamique du trait de côte	159
	c) Modélisation des processus	160
	d) Évolution morphodynamique	162
7.3.5	Discussion	165
7.4	Tridimensionnalisation des barres sableuses	167
7.4.1	Introduction	167
7.4.2	Configuration et stratégie de modélisation	168
7.4.3	Influence du positionnement et des caractéristiques de l'ouvrage	168
7.4.4	Discussion	171
7.5	Conclusion du chapitre	173
<b>8</b>	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>175</b>
8.1	Conclusion générale	175
8.2	Perspectives de recherche	179
<b>A</b>	<b>Résumé étendu paru dans le <i>proceeding</i> de la conférence <i>Coastal Dynamics 2017</i></b>	<b>197</b>

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Contexte général

Avec plus de 600 millions de personnes qui vivent à moins de 10 m au-dessus du niveau moyen des mers (*Mcgranahan et al.*, 2007), la bande littorale est soumise à des pressions environnementales et économiques sans précédent (*Nicholls and Cazenave*, 2010). Dans un contexte de réchauffement climatique et d'élévation du niveau moyen des mers (3.2 mm/an entre 1993 et 2010 ; *GIEC* 2014), la gestion de cette population est préoccupante en terme d'aménagement côtier (e.g. *Nicholls*, 2004; *Hanson et al.*, 2011). Si le repli stratégique des populations apparaît parfois envisageable sur certains secteurs vulnérables, une telle décision est difficile à mettre en place et souvent impossible à financer lorsque les intérêts économiques, touristiques ou stratégiques de la région sont en jeu (*Rocle*, 2017).

Les littoraux sableux représentent une grande part des environnements côtiers dans le monde ( $\sim 31$  % en retirant la surface recouverte par les glaces ; *Luijendijk et al.* 2018) et sont de nos jours parmi les zones les plus exposées car elles sont composées essentiellement de sédiments mobiles, les rendant très vulnérables au risque d'érosion. Combinées aux évolutions naturelles complexes auxquelles sont exposées les plages sableuses, les interventions humaines du dernier siècle ont considérablement entraîné la réduction du volume de sédiments alimentant les littoraux, de par la construction de barrages et l'aménagement des berges en domaine fluvial (*Walling*, 2006) ou encore par l'exploitation directe de la ressource (e.g. *Magoon et al.*, 2005; *Thornton et al.*, 2006). Ces interventions n'ont fait que renforcer les phénomènes d'érosion des plages dans un contexte complexe de pénurie des stocks sédimentaires et de changement climatique.



Fig. 1.1 Photo aérienne de la plage de Carnon (Occitanie, France) montrant le blocage du transport sédimentaire en amont-transit des épis (à gauche sur la photo) et le déficit en aval-transit (à droite). Image obtenue via Google Image.

Avec aujourd'hui, 1/4 des plages sableuses soumises à des taux d'érosion supérieurs à 0.5 m/an (*Luijendijk et al.*, 2018), l'amélioration de notre compréhension de la dynamique du littoral apparaît comme un enjeu essentiel pour proposer des solutions adaptées à un développement durable et mieux maîtrisé.

L'estimation de l'aléa érosion en zone littorale s'appuie sur la connaissance de l'évolution du trait de côte (e.g. *Dolan et al.*, 1978; *Stive et al.*, 2002; *Yates et al.*, 2009; *Splinter et al.*, 2014; *Castelle et al.*, 2015; *Robinet et al.*, 2016, 2018) qui peut se définir comme l'interface physique entre la terre et la mer. La fixation du trait de côte est donc devenue un enjeu économique de première importance, faisant parfois oublier toute la complexité de la dynamique littorale. Au vue de l'urgence environnementale ou de l'enjeu économique, des ouvrages maritimes (épis, digue, jetée ou brise lame) ont été installés sur un grand nombre de côtes sableuses défigurant progressivement certains littoraux (e.g. *Charlier and De Meyer*, 1989; *Nordstrom*, 2014). Ces ouvrages n'ont finalement qu'une action protectrice très localisée et ont parfois entraîné des effets négatifs sur les côtes adjacentes (e.g. *Noble*, 1978; *Komar*, 2018; *Castelle et al.*, 2009) allant jusqu'à aggraver l'érosion en bloquant le transfert de sédiment plus en amont (Fig. 1.1).

Alors que pendant des décennies le génie côtier s'est appuyé sur la mise en place d'ouvrages maritimes émergés, il s'agit désormais d'envisager une gestion continue en intégrant la dynamique naturelle des environnements sableux ainsi que la mobilité du trait de côte. D'autres options sont donc apparues telles que le rechargement artificiel (e.g. *Hanson et al.*, 2002; *Ojeda et al.*, 2008; *de Schipper et al.*, 2016) ou bien l'installation d'ouvrages atténuateurs de houle (*Ranasinghe and Turner*, 2006). Le rechargement artificiel d'une plage a pour but de compenser un budget sédimentaire déficitaire sans perturber le jeu naturel des processus en action sur la côte. Les ouvrages atténuateurs



Fig. 1.2 Photo aérienne de la plage du Lido de Sète (Occitanie, France) montrant par transparence les structures sédimentaires immergées (barres pré-littorales) et l'ouvrage atténuateur de houle. Images obtenues via Sète AggloPôle Méditerranée.

de houle, au contraire, ont pour objectif de réduire les phénomènes d'érosion et de submersion sur des échelles de temps indéterminées tant que l'ouvrage n'est pas détérioré ou retiré du secteur à protéger. Les atténuateurs de houle sont des ouvrages immergés (en enrochement, géotextiles ou bambous) qui jouent le rôle de récifs artificiels en dissipant l'énergie des vagues par déferlement bathymétrique, sans pour autant bloquer le transport sédimentaire, tout en restant invisibles depuis la plage (Fig. 1.2). Toutefois, les différents processus morphodynamiques faisant interagir la transformation des vagues, les courants et le transport sédimentaire en présence de ces ouvrages sont encore mal compris, en particulier sur des sites où l'avant côte est complexe et très dynamique.

## 1.2 Problématiques et objectifs de la thèse

Imitant les récifs naturels, l'idée d'installer des ouvrages de type atténuateur de houle à quelques centaines de mètres de la côte est rapidement apparue (*Black and Andrews, 2001; Evans and Ranasinghe, 2001*). Ces ouvrages ont souvent été déployés en se focalisant sur la nécessité de réduire l'énergie des vagues localement (*Wamsley et al., 2002*) ne tenant compte que du déferlement induit par la structure et en oubliant l'ensemble des processus morphodynamiques contrôlant les évolutions du trait de côte.

Le design des ouvrages atténuateur de houle sur les littoraux peut être appréhendé en combinant les effets court terme tels que ceux liés à l'énergie des vagues incidentes (*Isebe et al., 2008a*), au déferlement (*van der Meer et al., 2005*), à la surcote induite par les vagues (*Calabrese et al., 2008*) ou aux phénomènes d'affouillement (*Sumer et al., 2005*). La réponse morphodynamique à moyen (quelques heures) et long terme (quelques années) doit cependant aussi être examinée afin de mieux pouvoir anticiper les évolutions du trait de côte en réponse à l'installation de ces ouvrages. Les retours d'expérience

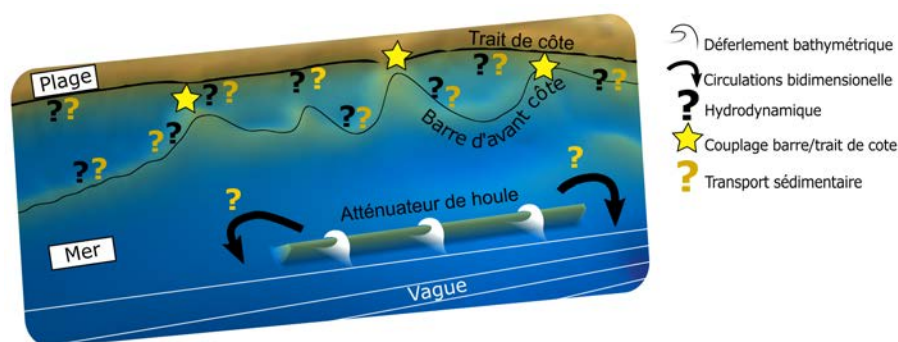


Fig. 1.3 Schéma conceptuel illustrant la complexité des interactions entre la partie sous-marine et terrestre suite à la mise en place d'ouvrage type atténuateur de houle.

montrent que les ouvrages atténuateurs de houle peuvent aussi entraîner des effets négatifs sur les rivages, et ce malgré une réduction significative de l'énergie incidente (*Ranasinghe and Turner, 2006*). Ces observations confirment l'importance de comprendre les interactions complexes entre la structure, la morphologie sous-marine et le mode de réponse du trait de côte (Fig. 1.3).

L'observation est un outil puissant pour améliorer notre compréhension de la dynamique du littoral suite à la mise en place des ouvrages maritimes (e.g. *Noble, 1978; Ming and Chiew, 2000; Kroon et al., 2007; Maiti and Bhattacharya, 2009; Mohanty et al., 2012; Vaidya et al., 2015*). Afin de mieux caractériser l'influence d'un atténuateur de houle sur les évolutions morphodynamiques, un suivi long terme sur quelques années à une fréquence suffisamment élevée pour couvrir la dynamique saisonnière et événementielle paraît aujourd'hui indispensable. Pendant des années, le suivi de la dynamique littorale était restreinte à des levés topo-bathymétriques obtenus à l'aide d'un sondeur acoustique embarqué qui permettait de fournir des données spatialement denses mais temporellement rares (e.g. *Ruessink and Kroon, 1994; Plant et al., 2002; Certain and Barusseau, 2005; Backstrom et al., 2009; Gervais, 2012*). Si cette donnée reste indispensable, de nouvelles techniques de suivi vidéo ont été développées et permettent de la compléter en analysant les signatures optiques des morphologies côtières et de l'hydrodynamique à plus haute fréquence et souvent à moindre coût (e.g. *Alexander and Holman, 2004; Ruessink et al., 2009; Almar et al., 2010; Holman et al., 2013; Brodie et al., 2018*). L'intérêt majeur du suivi vidéo réside alors dans l'acquisition à haute fréquence et en continu (le jour), y compris lors des tempêtes, d'une donnée originale quantitative pour caractériser la réponse morphologique d'un littoral suite à la mise en place d'un ouvrage maritime.

Traditionnellement, la pertinence de mise en place d'une structure immergée est évaluée lors d'expériences de modélisation physique (canal à houle) et numérique dans lesquelles une seule direction horizontale est le plus souvent prise en compte (e.g. *van der Meer et al.*, 2005; *Sumer et al.*, 2005; *Losada et al.*, 2005). La validité de l'expérimentation sur une seule dimension horizontale pour prédire la réponse morphologique d'un littoral face à l'installation d'un tel ouvrage est discutable, car la circulation bidimensionnelle induite par la structure immergée ne peut être reproduite. Au contraire, les approches bidimensionnelles horizontales (2DH) sont mieux capables de reproduire cette complexité (e.g. *Johnson et al.*, 2005; *Ranasinghe et al.*, 2006). Cependant, les expériences numériques (2DH) ont très souvent été entreprises sur des cas idéalisés, consistant en une plage linéaire et uniforme, négligeant ainsi les rétroactions potentielles avec la morphologie de l'avant-côte et toute la complexité de la dynamique littorale.

La stabilité des plages sableuses est pourtant en grande partie contrôlée par la morphologie de l'avant-côte et en particulier de celle des barres d'avant-côte, aussi appelées barres sableuses pré-littorales. Ces structures morphologiques en forme de dune sous-marine sont des figures incontournables de la dynamique littorale et agissent comme une protection naturelle pour la plage en dissipant l'énergie des vagues par déferlement bathymétrique (*Carter and Balsillie*, 1983) et induisant ainsi la réduction des problèmes d'érosion sur la plage émergée (*Sallenger et al.*, 1985). De plus, la géométrie des barres sableuses guide les circulations horizontales induites par les vagues en zone de déferlement (*Castelle et al.*, 2016) et impacte ainsi l'état du haut de plage et les oscillations du trait de côte (e.g. *Thornton et al.*, 2007; *Castelle et al.*, 2015). Il apparaît donc essentiel de prendre en compte l'ensemble de la complexité morphologique d'une plage et en particulier la présence des barres d'avant-côte, afin de mieux anticiper son évolution suite à la mise en place d'un atténuateur de houle.

### **Objectifs de la thèse :**

L'objectif général de cette étude est de comprendre et prévoir la dynamique sédimentaire littorale de manière à affiner l'anticipation des phénomènes d'érosion événementielle, saisonnière à pluriannuelle avec une application au Lido de Sète, Golfe du Lion (Mer Méditerranée). Cette thèse permettra de mieux comprendre l'influence d'un atténuateur de houle sur les évolutions morphologiques des barres littorales et du trait de côte sur des échelles de temps allant de l'évènementiel au pluriannuel.

Les objectifs spécifiques du travail de thèse sont de caractériser les processus hydro-sédimentaires et les évolutions des barres d'avant-côte lors des événements de tempêtes et



en liaison avec l'atténuation des houles par une structure géotextile immergée. L'analyse des évolutions de l'avant-côte et de la plage, ainsi que les modifications hydrodynamiques seront étudiées par :

- l'analyse de l'évolution morphologique lors des tempêtes en utilisant les méthodes d'imagerie vidéo les plus récentes, et en particulier des relations comportementales entre la mobilité des barres d'avant-côte et l'érosion de la plage ;
- l'application et la validation d'un outil d'inversion bathymétrique sur le site atelier du Lido de Sète afin de reconstituer les évolutions morphologiques lors des tempêtes ;
- la validation et l'utilisation d'un modèle numérique afin de mieux comprendre les modifications de l'hydrodynamique par les barres d'avant-côte et par les ouvrages atténuateurs de houle.

### 1.3 Organisation du manuscrit

Le manuscrit s'articule autour de 7 chapitres suivis d'une conclusion générale :

Le chapitre 2 présente une synthèse des différents phénomènes et processus physiques agissant sur les plages sableuses soumises à l'action de la houle. Afin de compléter cette description, le chapitre dresse un bref catalogue des différentes techniques de protection du littoral. Une partie de ce chapitre se consacre aux ouvrages de type atténuateur de houle, détaille les études qui leur ont été consacrés et présente les axes de recherche abordés dans le cadre de la thèse.

Le chapitre 3, décrit l'originalité de notre étude et présente les outils d'observation vidéo et de modélisation qui vont nous permettre de mieux comprendre l'influence d'un tel ouvrage sur le littoral, depuis la dynamique événementielle jusqu'à l'évolution pluriannuelle. La description des outils utilisés reste volontairement générale et n'est pas appliquée à un site d'étude particulier afin d'illustrer le caractère reproductible de notre stratégie.

Le site atelier du Lido de Sète est présenté au chapitre 4. Après une description de la dynamique du site, nous présentons le programme d'aménagement qui amena à l'installation d'un ouvrage de type atténuateur de houle. Par la suite, les différents instruments déjà installés ou mis en place dans le cadre de cette thèse sont présentés. Une description plus spécifique de la méthode utilisée est décrite en détail pour chacun des instruments utilisés.

Le chapitre 5 présente le développement d'une nouvelle méthode permettant de ré-

duire automatiquement les erreurs reliées au mouvement des caméras. Ces mouvements de quelques dixièmes de degrés, lorsqu'ils ne sont pas corrigés, entraînent systématiquement des erreurs de géoréférencement importantes post-acquisition. Ce travail a été publié dans le journal *Coastal Engineering* (Bouvier et al., 2019a) et ouvre de nouvelles perspectives qui pourraient améliorer la qualité de la donnée issue des systèmes vidéo.

Le chapitre 6 présente les évolutions morphologiques observées sur le Lido de Sète suite à la mise en place de l'atténuateur de houle. Ce chapitre se construit sur la base des observations acquises sur plus de 5 ans et à une fréquence permettant de suivre la dynamique événementielle en lien avec les tempêtes. L'analyse de la dynamique littorale est réalisée en mettant en avant les relations entre la mise en place de l'atténuateur de houle et le trait de côte en passant par les barres d'avant-côte. Une partie de ce chapitre est publiée dans le journal *Geomorphology* (Bouvier et al., 2017a).

Le Chapitre 7 s'attache à diagnostiquer les évolutions morphologiques observées. Ce chapitre se construit essentiellement autour des simulations numériques réalisées pour lesquelles nous nous sommes attachés à décrire séparément les processus hydrodynamiques et morphodynamiques sur des cas réels ou synthétiques de plage. Une partie de ce travail a été publiée dans la revue *Journal of Marine Science and Engineering* (Bouvier et al., 2019b). Une comparaison inter-sites a également été réalisée afin d'élargir le champ d'étude sur un ouvrage de forme plus complexe et dans un environnement plus énergétique. Enfin, à partir de configuration plus schématiques, l'influence du positionnement et du dimensionnement de l'ouvrage sur la dynamique non-linéaire des barres sableuses est discuté.

Le chapitre 8 fait le bilan des travaux présentés dans ce manuscrit et apporte des conclusions sur les méthodes explorées pour diagnostiquer et prévoir les évolutions morphologiques à court, moyen et long-terme suite à la mise en place d'un récif artificiel ou plus généralement d'un ouvrage maritime. Des perspectives d'améliorations de la méthode ou de champs d'applications sont finalement discutées.



# Chapitre 2

## État de l'art

### 2.1 Introduction

Les littoraux sableux peuvent évoluer sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles (Fig. 2.1) qui s'étalent de l'évolution instantanée des rides sableuses (quelques secondes) jusqu'aux évolutions du prisme littoral (plusieurs millénaires). En zone littorale, les vagues et la marée sont les deux principaux moteurs des processus hydro-sédimentaires et donc des changements morphologiques. Cette étude se focalise essentiellement sur l'évolution des littoraux sableux dominés par l'action des vagues puisque c'est sur ces environnements que les ouvrages de type atténuateur de houle sont installés.

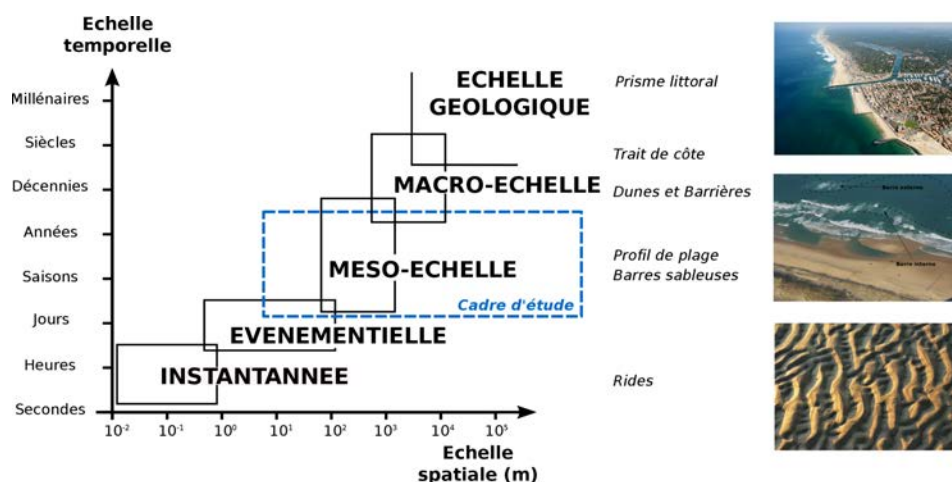


Fig. 2.1 Échelles spatiales et temporelles impliquées dans la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Schéma de Dubarbier (2014), adapté de Castelle (2004).



Fig. 2.2 Images satellites de la plage de Miami Beach (Floride, États-unis) montrant les conséquences néfastes à moyen terme de l'installation de trois brises lames. a) Prise de vue initiale réalisée en Décembre 1999 et b) 5 ans plus tard. Les trois brises lames ont été installées dans les années 2000. Images obtenues via Google Image.

Souvent en raison de l'urgence de la demande, les études précédant l'installation d'un ou de plusieurs ouvrages maritimes sont réalisées sur des échelles spatiales et temporelles très réduites. Les sollicitations sont généralement reliées à un risque local et événementiel, typiquement l'impact d'une tempête sur une zone précise où les enjeux économiques sont importants. Si la solution proposée est souvent efficace localement ou à court terme, les retours d'expériences montrent souvent que l'ouvrage mis en place a en fait une efficacité réduite à moyen terme et entraîne parfois même des effets aggravants sur les côtes adjacentes (Fig. 2.2). Prévoir la dynamique associée à l'installation d'un ouvrage maritime nécessite alors une bonne connaissance des phénomènes impliqués et des processus physiques hydro-sédimentaires mis en jeu à court **et moyen terme**. Dans le cadre de cette étude, les échelles spatiales et temporelles considérées couvrent l'événementiel (tempêtes) tout en intégrant la dynamique méso-échelle du littoral (plusieurs kilomètres sur plusieurs années).

Ce chapitre se concentre dans un premier temps sur la description des phénomènes et processus contrôlant les évolutions morphologiques des plages sableuses dominées par l'action des vagues. Il présente ensuite les différentes approches ou modes de gestion des littoraux existants pour lutter contre l'érosion des plages ou limiter les risques de submersion marine. Les ouvrages de type atténuateur de houle sont introduits en fin de chapitre en détaillant les études qui lui ont été adressées par le passé.

## 2.2 Processus hydro-sédimentaires sur les plages sableuses

### 2.2.1 La transformation des vagues en zone littorale

#### a) Définition des vagues

Les vagues sont des ondes de gravité qui se propagent à la surface des océans et peuvent se définir par les mécanismes de génération, propagation et dissipation (Ardhuin, 2012). Si les vagues qui restent les plus communément observées sont celles générées directement ou indirectement par le vent, d'autres mécanismes peuvent également induire une déformation de la surface libre des océans (e.g. séismes, mascarets). Dans ce manuscrit, les vagues considérées sont celles générées par le vent et se caractérisent par une durée entre deux crêtes successives inférieure à 30 secondes.

Les vagues sont couramment idéalisées par une onde sinusoïdale de longueur d'onde  $L$  (ou de nombre d'onde  $k = 2\pi/L$ ), de hauteur  $H$ , de période  $T$  (ou de fréquence angulaire  $\omega = 2\pi/T$ ) et se propagent à une vitesse de phase  $C = L/T$  (Fig. 2.3). L'identification des différentes variables caractérisant le champ de vagues n'est souvent pas si évidente car les vagues ne sont jamais monochromatiques dans la nature (i.e. décrite par une fonction sinusoïdale du temps). C'est pourquoi on préfère souvent une approche statistique qui consiste à superposer les composantes de l'énergie et de les répartir en différentes fréquences et directions. Le spectre directionnel de vagues  $E(f, \theta_e)$  est déterminé par la transformée de Fourier discrète (*TFD*) du signal temporel et permet

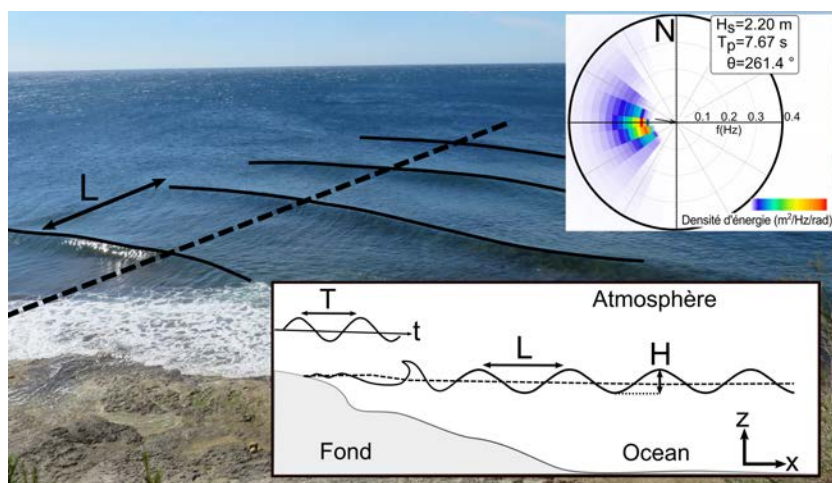


Fig. 2.3 Photo aérienne du champ de vagues à Sausset les Pins (Bouches du Rhône, France) et représentation schématique des grandeurs caractéristiques. Le spectre d'énergie est donné au large (modèle WAVEWATCH Previmer)

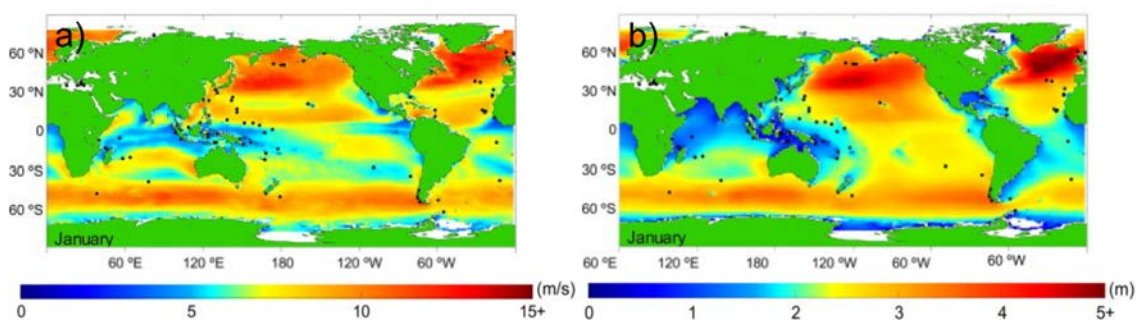


Fig. 2.4 Reconstitution (2000-2009) des vitesses de vent et des hauteurs de vagues dans le monde. Médianes au mois de janvier des a) vitesses de vent et b) hauteurs de vagues. Illustration extraite de *Arinaga and Cheung (2012)*.

de décrire la distribution de l'énergie dans le domaine spatial et temporel (Fig. 2.3). Alors que les vagues sont largement irrégulières, le spectre est relativement régulier et varie assez lentement permettant ainsi de caractériser un état de mer sur des distances bien plus importantes que la longueur d'onde. A partir du spectre obtenu, et afin de fournir une impression visuelle donnée par l'état de mer, on peut définir la hauteur significative  $H_s$  qui correspond au tiers des vagues les plus hautes et qui se définit par  $H_s = 4E_v^{1/2}$  avec  $E_v$  la variance de l'élévation de la surface issue du spectre. La période pic  $T_p$  correspond à l'inverse de la fréquence à laquelle on observe un maximum d'énergie et enfin  $\theta$  détermine la direction moyenne du spectre.

## b) Génération, propagation et dissipation des vagues

### Génération :

Une rapide observation des champs de vent et des hauteurs de vagues sur l'océan mondial permet de se rendre compte que plus le vent souffle fort, plus la hauteur des vagues est importante (Fig. 2.4). On observe aussi que la période des vagues varie avec la taille du plan d'eau considéré (*Arinaga and Cheung, 2012*). Un océan peut avoir en général des vagues plus grandes et plus longues qu'une mer fermée de petite taille.

En soufflant sur la surface des océans et des mers, le vent génère un mouvement oscillant de la surface libre dont les caractéristiques dépendent de la force et de la durée du coup de vent, ainsi que de son *fetch* (distance sur laquelle il souffle). Dans la zone de génération des vagues, l'état de mer est donc limité à la fois par le temps et l'étendue de la zone (*Donelan et al., 1992*). On y observe des vagues de courtes périodes, généralement de faibles amplitudes, correspondant à un état de mer caractéristique aussi appelé : mer de vent. En plus de la mer de vent qui est liée au vent local, l'état de mer présente

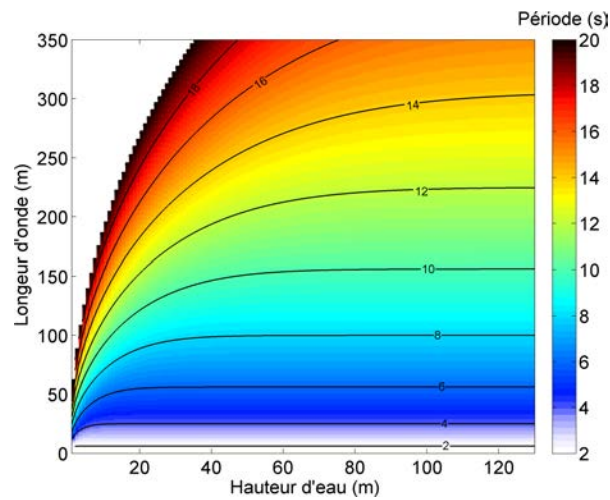


Fig. 2.5 Théorie linéaire des vagues, la relation de dispersion  $\omega^2 = gk \tanh(kh)$ .

souvent des vagues provenant de différentes tempêtes situées à plusieurs centaines de kilomètres du secteur où elles sont générées. Cette houle est généralement plus longue car les vagues courtes sont rapidement dissipées pendant leur propagation. De façon plus imagée, la houle est donc une mer de vent qui s'est propagé en dehors de sa zone de génération.

### Propagation :

Une fois générées, les vagues se propagent à la surface des océans grâce à des forces de rappel (gravité qui s'oppose aux variations de la hauteur de surface). Typiquement, une dénivellation de la surface libre crée une variation de pression qui induit un gradient et qui se traduit par une accélération horizontale amenant les particules d'eau à se déplacer (Ardhuin, 2012). La complexité de ce mouvement peut être simplifiée sous différentes hypothèses (écoulement incompressible et non visqueux, fluide irrotationnelle de masse volumique constante, onde sinusoïdale sur fond plat), permettant de linéariser les équations de la quantité de mouvement (Airy, 1841) et de décrire plus simplement la dynamique des vagues depuis le large jusqu'au point de déferlement. La solution obtenue est appelée *relation de dispersion* (Eq. 2.1) et permet ainsi de relier la vitesse de propagation des vagues ( $C = \omega/k$ ) à la profondeur d'eau locale (Fig. 2.5).

$$\omega^2 = gk \tanh(kh), \quad (2.1)$$

où  $g$  est la constante de gravitation, et  $h$  la profondeur. Cette équation montre que les vagues les plus longues sont plus rapides que les vagues courtes et illustre ainsi le caractère dispersif de la propagation des vagues.





Fig. 2.6 Images satellites montrant des exemples visuels des processus de *shoaling*, *réfraction* et *diffraction* des vagues. Images obtenues via Google Image.

Les ondes de surface subissent alors des modifications de leur vitesse de propagation lorsque les hauteurs d'eau deviennent suffisamment faibles. En se rapprochant des côtes, les vagues voient leurs vitesses décroître au fur et à mesure que la profondeur diminue. Alors, pour conserver le flux d'énergie, l'amplitude des vagues doit légèrement augmenter : c'est l'effet de levée (ou *shoaling*, Fig. 2.6). L'effet de *shoaling* peut être relativement important selon le contexte bathymétrique et les caractéristiques des vagues (e.g. *Thornton and Guza*, 1983; *Elgar and Guza*, 1985).

Comme la vitesse de phase diminue proportionnellement avec la profondeur, les vagues s'enroulent autour des zones d'eau les moins profondes de manière à s'orienter le plus parallèlement possible aux isobathes : c'est la *réfraction* des vagues (Fig. 2.6). En l'absence de courant, cet effet est perceptible dès que la profondeur est inférieure à

la moitié de la longueur d'onde. La présence de courants côtiers peut également induire des changements de célérité de l'onde et donc potentiellement provoquer du *shoaling* ou participer à la réfraction du champ de vagues (e.g. *Yoon et al.*, 2004; *Smith*, 2006).

Le phénomène de diffraction consiste à une redistribution de l'énergie des vagues suite à la rencontre d'un objet qui entrave une partie de sa propagation. La diffraction est d'autant plus importante que la dimension de l'ouverture que la vague franchit se rapproche de sa longueur d'onde (*Ardhuin*, 2012).

La réflexion s'observe lorsque des vagues parallèles et rectilignes arrivent sur un obstacle fixe empêchant leur progression. Les vagues se réfléchissent et changent alors de direction de propagation (e.g. *Mansard and Funke*, 1980; *Goda and Suzuki*, 1976).

### **Dissipation :**

De nombreux mécanismes contribuent à la dissipation de l'énergie des vagues. Souvent cette énergie n'est d'ailleurs pas réellement dissipée mais plutôt transformée vers d'autres formes de mouvements souvent turbulents (*Ardhuin*, 2012). Le déferlement est le puits d'énergie le plus important en milieu côtier et résulte d'une instabilité qui se développe au niveau de la crête de la vague. Lorsque les vagues se propagent depuis le large vers la côte, les eaux deviennent de moins en moins profondes et les vagues voient leurs vitesses de propagation diminuer par réfraction. Quand la vitesse des particules associée au mouvement des vagues dépassent celles de la vitesse de phase de l'onde, la cambrure atteint une valeur limite et la vague déferle. Suivant la pente de la plage et la cambrure de la houle au large, les vagues peuvent présenter différentes sortes de déferlement (*Iribarren and Nogales*, 1954). Le déferlement plongeant est favorisé par une houle longue et une pente relativement forte, tandis que le déferlement glissant est relié à des houles plus courtes et des pentes faibles. Le vent joue également un rôle puisqu'il va pouvoir retarder ou accélérer le mécanisme de cambrure de l'onde selon la direction dans laquelle il souffle.

Le frottement au fond est l'autre puits d'énergie subi par les vagues et varie en fonction de la profondeur de la colonne d'eau et de la nature du fond (*le Hir*, 2008). Les vagues induisent des vitesses oscillantes lorsqu'elles se propagent qui, au sein d'une couche limite très fine sont confrontées à des vitesses nulles sur le fond. Le frottement exercé par le fond sur le fluide entraîne une perte d'énergie mécanique et de quantité de mouvement.

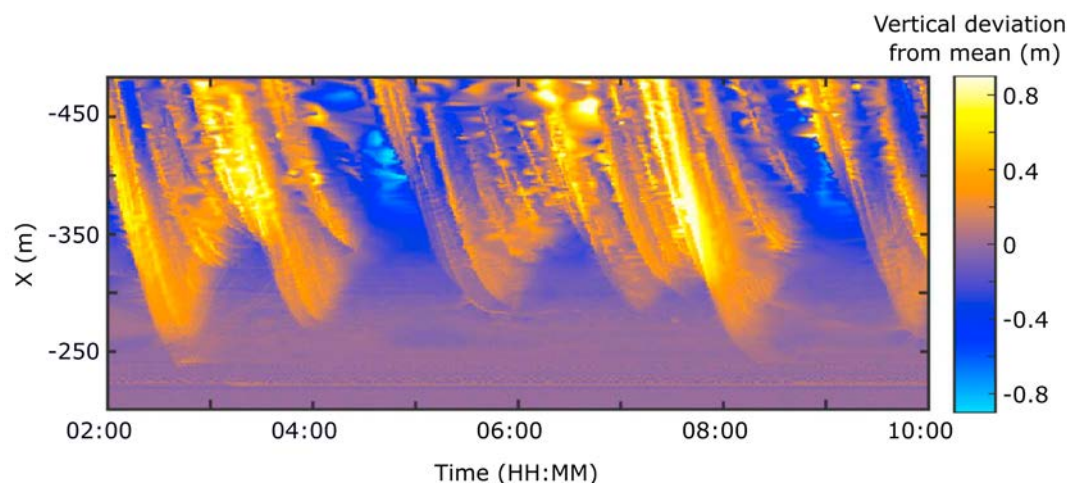


Fig. 2.7 Série temporelle de l'extension et de l'altitude du jet de rive. Observation par balayage Lidar à Agate Beach (Oregon, États-Unis). Illustration extraite de (Fiedler et al., 2015).

### c) Les ondes infragravitaires

Les vagues sont très irrégulières et apparaissent souvent sous forme de groupes qui peuvent générer des oscillations longues que l'on appelle les ondes infragravitaires. Au large, la vitesse de propagation de ces ondes est la même que celle des vagues, alors que leur période est beaucoup plus longue (entre 20 s et jusqu'à quelques minutes). Suite à la dissipation des vagues incidentes dans la zone de *surf*, les ondes infragravitaires vont pouvoir se propager librement jusqu'à la plage où elles sont alors fortement réfléchies (De Bakker et al., 2014). A partir d'une certaine obliquité des ondes infragravitaires, les oscillations peuvent se retrouver piégées près de la côte par les effets combinés de réflexion et de réfraction (Bertin et al., 2018). L'impact de ces ondes sur la dynamique du haut de plage est crucial car elles contribuent à la modulation de l'extension du jet de rive (Fig. 2.7).

Les ondes infragravitaires peuvent donc avoir des conséquences importantes sur les mécanismes de submersion marine et d'érosion et ont longtemps été présumées responsable d'avoir un rôle dans la formation et la dynamique des barres sableuses tridimensionnelles rythmiques (e.g. Bowen and Inman, 1971; Holman and Bowen, 1982; Komar, 1998). Plus récemment, il a été montré que la rétroaction positive entre l'hydrodynamique (vagues et courants induits), le transport sédimentaire et l'évolution du fond sableux jouent un rôle majeur dans la génération spontanée des structures tridimensionnelles des barres sableuses (e.g. Damgaard et al., 2002; Calvete et al., 2005; Coco and Murray, 2007; Castelle et al., 2012).

## 2.2.2 Les circulations moyennes en zone littorale

### a) Définition

De la même façon que pour les vagues, où une approche statistique est généralement préférée, la caractérisation des courants en milieu côtier peut être simplifiée en moyennant les vitesses sur une certaine durée. Ce délai est souvent supérieur à la période des ondes infragravitaires  $O(>mn)$  mais suffisamment inférieure aux échelles temporelles associées aux changements de régime de houle ou à une évolution significative du niveau de marée  $O(<h)$ .

Dans le cas d'une plage idéalisée, au cours de leur propagation, avant le déferlement, le mouvement asymétrique des vagues induit un flux de masse dirigé vers la côte qui augmente vers la plage si la profondeur diminue régulièrement (Fig. 2.6a). Dans la zone de levée des vagues, l'augmentation des tensions de radiation induit par la propagation des vagues entraîne un abaissement du niveau d'eau moyen, le *set-down* (décote). Au contraire, en zone de *surf*, le déferlement des vagues engendre une diminution du forçage qui se traduit par une augmentation du niveau d'eau moyen, le *setup* (Dubarbier, 2014). Si les vagues contribuent donc beaucoup aux variations du niveau de la mer, pouvant atteindre plus d'un mètre d'amplitude selon les cas (e.g. Bowen et al., 1968; Holman and Sallenger, 1985; Roelvink and Stive, 1989), elles sont aussi à l'origine de la formation de courants moyens dont la composante représente le vecteur principal du transport sédimentaire en zone de *surf*.

### b) Les principaux types de circulations

De façon schématique, il existe trois types de courants moyens en présence de vagues : le courant de retour, le courant de dérive et le courant d'arrachement. A l'échelle de plusieurs périodes de vagues, ces courants sont considérés comme quasi-stationnaires et leurs intensités varient selon les conditions de houles et le niveau de marée (Castelle et al., 2006).

**Le courant de retour** : l'apport de masse engendré par des vagues frontales est équilibré par un courant de retour perpendiculaire à la côte (*undertow*) et se traduit par un déplacement vers le large des masses d'eau dans la zone proche du fond (Fig. 2.8a). Pour des conditions faiblement énergétiques le courant de retour est typiquement caractérisé par des vitesses de l'ordre de 0.1 à 0.3 m/s en zone de *surf* mais peut atteindre 0.5 m/s dans les cas les plus énergétiques (Masselink and Black, 1995). Le maximum du courant de retour se trouve généralement au niveau du flanc interne des barres sableuses,

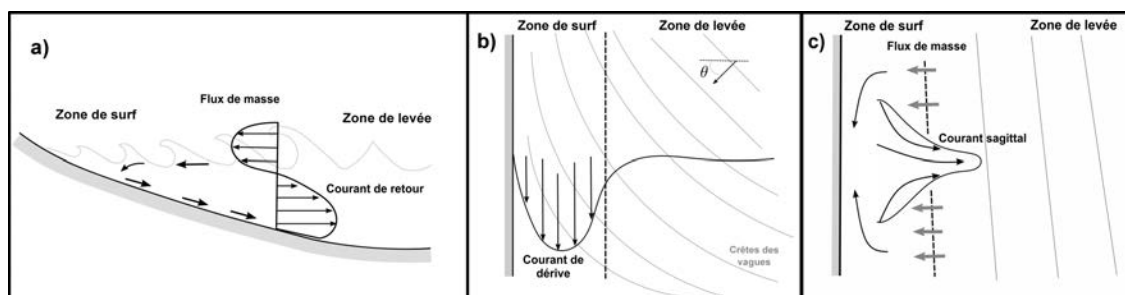


Fig. 2.8 a) Schéma de la circulation induite par le déferlement des vagues dans le plan vertical, génération du courant de retour. b) Courant de dérive généré par le déferlement de houle oblique. c) Courant sagittal induit par les variations longitudinales du déferlement des vagues. Schéma adapté de *Dubarbier (2014)*.

déphasé de plusieurs mètres du point de déferlement (*Faria et al., 2000*).

**Le courant de dérive :** les vagues qui se propagent de manière oblique à la côte génèrent des courants de dérive parallèles au rivage (dérive littorale) causés par le terme croisé des tensions de radiation dans la direction parallèle à la côte (Fig. 2.8b). Lors d'épisodes énergétiques, on observe que ce courant moyen est plus intense dans la zone de surf avec des vitesses supérieures à 1 m/s (*Thornton et al., 1996*). Si pour des configurations de plage à une seule barre ce courant est confiné entre le point de déferlement et la ligne d'eau il se retrouve au niveau des fosses dans le cas de plages à plusieurs barres (*Reniers and Battjes, 1997*).

**le courant d'arrachement (ou sagittal) :** en milieu littoral, le déferlement variable des vagues au-dessus d'un fond sableux très hétérogène entraînent parfois un déséquilibre local entre les forces de poussée (flux de masse) liées au déferlement et les gradients d'excès de mouvement. Ce déséquilibre a la capacité de générer des courants bidimensionnels de vitesses importantes (Fig. 2.8c). Le courant d'arrachement ou plus communément appelé *rip current* peut être très violent et se révèle être l'un des facteurs de noyade les plus importants dans le monde avec plusieurs centaines de morts chaque année (*Castelle et al., 2016*). Ces courants peuvent rester très intenses pendant des heures avec des vitesses supérieures à 0.5 m/s et sont d'autant plus importants pendant les tempêtes (e.g. *Thornton et al., 2007; Loureiro et al., 2012*).

### 2.2.3 Morphodynamique des plages sableuses

#### a) Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire est très complexe et va dépendre essentiellement de l'intensité et de la structure des courants dans la colonne d'eau. On peut distinguer trois

modes de transport sédimentaire (*Deigaard et al.*, 1992) : le charriage (sur le fond), la suspension (dans la colonne d'eau) et le *sheet flow* (en fine couche très dense près du fond). Ces trois modes de transport sont fonction de l'intensité des courants et des propriétés des particules sédimentaires (taille du grain, porosité, densité). Dès lors, les principaux courants décrits précédemment participent activement aux évolutions sédimentaires observées sur les plages sableuses.

Le courant de retour peut induire un transport sédimentaire intense vers le large en particulier pendant les épisodes de tempête. Il favorise alors l'érosion de la plage et provoque des mouvements sédimentaires importants dans la direction perpendiculaire à la côte. Les observations démontrent que pendant les tempêtes, le courant de retour provoque souvent la migration vers le large de la barre d'avant-côte (e.g. *Thornton et al.*, 1996; *Hoefel and Elgar*, 2003).

Le courant de dérive contribue au transit sédimentaire, qu'on appelle dérive littorale, en déplaçant des volumes importants de sédiments d'un endroit à un autre le long de la côte sur des durées généralement assez longues. C'est cette dynamique qui va favoriser l'engraissement de certaines portions de plage en amont-transit, en présence d'ouvrages maritimes transversaux (Fig. 1.1). Au contraire, en aval, le blocage de la dérive littorale par ces ouvrages favorise inévitablement une érosion de la plage. En plus d'agir sur l'évolution du trait de côte à relativement grande échelle, sur des échelles de temps plus réduites (tempête, saison) le courant de dérive agit aussi sur la dynamique du profil de plage (e.g. *Walstra et al.*, 2012; *Dubarbier et al.*, 2015) et peut modifier la morphologie bidimensionnelle des barres sableuses (*Garnier et al.*, 2013), particulièrement pendant les tempêtes. Par exemple, des vitesses de transport atteignant  $1780 \text{ m}^3/\text{h}$  ont été mesurées pendant une tempête à Duck en Caroline du Nord (*Miller*, 1999).

Les courants d'arrachements et les cellules de circulation qui leur sont associés, en interagissant avec l'évolution du fond, façonnent la morphologie tridimensionnelle des barres sableuses. Ces structures sous-marines s'expriment alors sous la forme de barres en croissant et de systèmes barre/chenal. Pendant les tempêtes, ces courants peuvent générer des érosions localisées de la plage et de la dune (*Thornton et al.*, 2007; *Castelle et al.*, 2015).

Si les différents types de courant décrits précédemment permettent de décrire une grande partie du transport sédimentaire, ils ne sont pas les seuls mécanismes susceptibles de faire évoluer les fonds sableux. La turbulence induite par le déferlement des vagues peut par exemple favoriser la remise en suspension des sédiments (*Grasso et al.*,

2012). Les vitesses orbitales associées au mouvement asymétrique des particules fluides interviennent elles aussi dans le transport sédimentaire, soit en favorisant la mise en suspension des particules dans la colonne d'eau, soit par la formation d'un transport net vers le rivage (*Dubarbier et al.*, 2017). C'est ce processus qui est responsable de l'état d'accrétion des plages pendant les épisodes de vagues peu énergétiques (*Hoefel and Elgar*, 2003) et qui permet à la plage de se reconstruire. Dans la zone de déferlement, comme le courant de retour est généralement plus intense que celui induit par l'asymétrie des vagues, il existe une zone étroite au point de déferlement où les courants peuvent converger.

### b) Morphologies des plages sableuses

La diversité morphologique des plages se manifeste par une large gamme de forme et de position des barres d'avant-côte et résulte du forçage induit par les vagues ainsi que des caractéristiques sédimentaires (granulométrie, porosité). Les premières classifications ont été établies à partir d'observations réalisées sur de nombreuses plages à une seule barre (e.g. *Wright and Short*, 1984; *Sunamura*, 1988; *Lippmann and Holman*, 1990). Une relation simple (Eq. 2.2) permet de classer l'ensemble des plages sableuses en trois grands groupes selon la granulométrie du site et le forçage des vagues (*Wright and Short*, 1984).

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T_p} \quad (2.2)$$

$w_s$  est la vitesse de chute des sédiments et  $H_b$  est la hauteur des vagues au point de déferlement. Si certaines morphologies de plage sont plus stables que d'autres, en milieu naturel, les flux sédimentaires ne sont jamais à l'équilibre. Une même plage peut alors évoluer d'une morphologie à une autre en fonction des conditions hydrodynamiques et du transport sédimentaire qui lui est associée. Le paragraphe suivant s'attache à décrire de façon schématique les différents états de plage rencontrés en milieu naturel.

Lorsque  $\Omega < 1.5$  la plage est qualifiée de réfléchive (Fig. 2.9), caractérisée par un haut de plage très pentu. La zone de *surf* est étroite, confinée sur le haut de plage et caractérisée par un déferlement plongeant. Ces types de plages sont généralement exposés à des houles longues, de faibles amplitudes, et sont composés d'un sédiment grossier.

Pour  $\Omega > 5.5$ , la plage est dissipative (Fig. 2.9), relativement plate, et potentiellement caractérisée par la présence de plusieurs barres sableuses peu développées qui définiront une zone de *surf* étendue. Le déferlement s'effectue en plusieurs points, il est

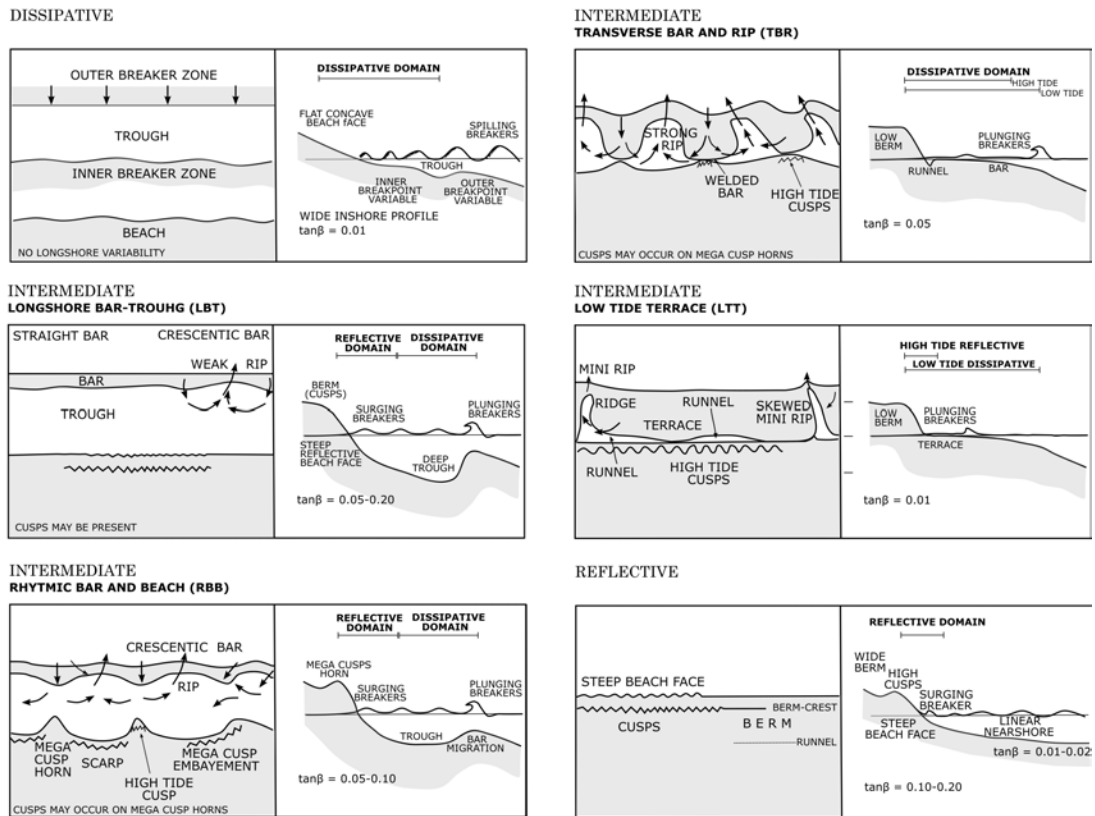


Fig. 2.9 a) Schéma conceptuel montrant les morphologies typiques des plages dissipatives, intermédiaires et réfléchives. Schéma adapté de Short (1999).

multiple et de type glissant. Contrairement aux plages réfléchives, celles-ci sont exposées à des vagues plutôt courtes et énergétiques et sont composées de sédiments fins.

Entre ces deux états de plages, nous retrouvons les plages dites intermédiaires (Fig. 2.9) qui sont les plus dynamiques et les plus repondues. Le temps de réponse des plages intermédiaires est souvent beaucoup plus court que celui associé aux plages dissipatives qui correspond à un état de plage plutôt stable. Ces types de plage couvrent une grande gamme de granulométrie et de climatologie de houle. Elles sont caractérisées par la présence de barre(s) sédimentaire(s) tridimensionnelle(s). Visuellement, cela se traduit par la présence de zones de déferlement inhomogènes parallèlement à la côte, qui génèrent fréquemment des cellules de circulation plus ou moins intenses et des courants d'arrachement. Devant la diversité des morphologies de barres sableuses rencontrées sur les plages intermédiaires, on peut distinguer quatre sous-classes de plage (Fig. 2.9). La barre peut être déconnectée du haut de plage ("LBT" et "RBB") ou partiellement connectée ("LTT" et "TBR").



### c) Évolution des plages sableuses

En milieu naturel, comme le temps de réponse morphologique est généralement plus long que les échelles de temps associées aux changements de régime de vagues, les flux sédimentaires ne sont jamais à l'équilibre ce qui provoque un déplacement vers le bord ou vers le large des structures sableuses déjà existantes. L'évolution morphologique associée à la dynamique des barres sableuses représente la source principale de variabilité du profil à court (échelle sub-saisonnaire), moyen (échelle saisonnière) et long terme (échelle interannuelle). Ainsi, sur une même plage intermédiaire, on peut observer tout au long de l'année un grand nombre de morphologies, et le mouvement rapide des barres d'avant-côte (Fig. 2.10).

Dans l'axe perpendiculaire à la plage (direction *cross-shore*), la dynamique à court terme des barres sableuses est directement influencée par les conditions de vagues. Ainsi, au cours d'épisodes fortement énergétiques, les barres sableuses migrent rapidement vers le large avec des vitesses de l'ordre de 10 m/jour (*Ruessink et al.*, 2009). Ce comportement traduit la rétro-action entre le fond et les flux de sédiments orientés vers le large induit par le courant de retour (Fig. 2.8). À l'inverse, durant des périodes faiblement à modérément énergétiques, les barres sableuses migrent lentement vers la côte avec des vitesses de l'ordre de 1 m/jour (*Van Enckevort and Ruessink*, 2003). Cette dynamique résulte de la rétroaction entre le fond et les flux de sédiments orientés vers la côte induits par les non-linéarités des vitesses orbitales (*Dubarbier et al.*, 2015). La variabilité du profil de plage peut aussi s'avérer très importante sur des échelles saisonnières et interannuelle (*Plant et al.*, 1999). Compte tenu de la variabilité des climats de houles à l'échelle saisonnière, la position d'une barre sableuse sera située relativement plus au large de sa position moyenne annuelle durant les périodes de vagues énergétiques et inversement pendant les périodes de vagues modérées. Sur des échelles interannuelles, certaines plages à plusieurs barres présentent aussi des comportements cycliques (e.g. *Shand*, 2003; *Ruessink et al.*, 2009; *Aleman et al.*, 2017), se traduisant par la migration nette vers le large de tout le système de barres (cycle de *Net Offshore Migration*, *NOM*).

La plupart du temps, les barres sableuses présentent une géométrie cohérente, quasi-rythmique, le long de la plage. Les études précédentes ont pu montrer que la présence de vagues obliques, suffisamment énergétiques pour forcer un courant longitudinal soutenu, entraîne souvent la diminution en intensité des courants d'arrachements et la linéarisation de la barre (e.g. *Price et al.*, 2011; *Garnier et al.*, 2013). Dans d'autres cas, le courant de dérive peut aussi provoquer la migration des sinuosités de la barre sur plusieurs

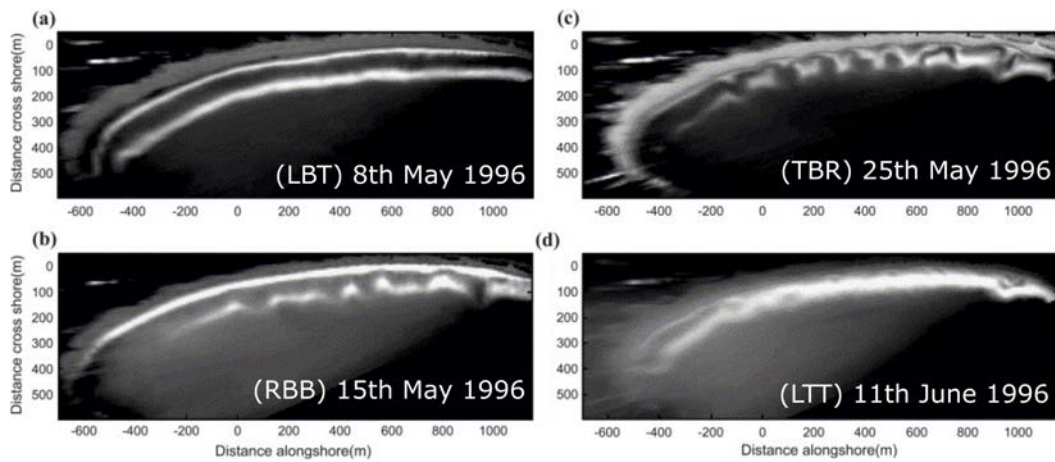


Fig. 2.10 Images montrant la variété des barres sableuses sur une même plage (Palm Beach, Nouvelles Galles du Sud, Australie) lors d'une séquence d'accrétion (*downstate*). La position de la barre d'avant-côte correspond à la ligne de déferlement (zone blanche). Illustration adaptée de *Ranasinghe et al. (2004)*.

dizaines de mètres en une journée (e.g. *Aagaard, 1988; Van Enckevoort and Ruessink, 2003; Van Enckevoort et al., 2004*). Au contraire, une houle se propageant dans la direction perpendiculaire à la côte a tendance à favoriser le développement de morphologies tridimensionnelles (e.g. *Splinter et al., 2011; Dubarbier et al., 2017*). La formation de non-uniformités dans la direction parallèle à la plage à partir d'une géométrie rectiligne nécessite généralement une durée de 5 à 10 jours (Fig. 2.10) mais peut prendre jusqu'à plusieurs semaines. Au contraire, la dégénérescence en une barre rectiligne (linéarisation) est généralement plus rapide, parfois visible sur une seule tempête (*Price et al., 2011*).

Lorsque la plage comporte plusieurs barres, on observe fréquemment un couplage significatif entre la morphologie de la barre interne et celle de la barre externe (Fig. 2.11). Souvent la barre la plus proche de la côte vient adopter une géométrie en miroir de la barre du large avec des temps de réponse relativement rapides (*Price and Ruessink, 2011*). De par son volume mais surtout sa profondeur, la barre la plus au large reste souvent inactive pour des conditions peu énergétiques et des vagues importantes sont généralement nécessaires pour induire des changements significatifs.

Les morphologies du haut de plage et du trait de côte sont dominées par l'action du jet de rive, lui-même dépendant de la propagation des vagues dans le secteur des barres d'avant-côte. Ainsi, les variations temporelles de la largeur de la plage répondent souvent aux variations événementielles et saisonnières des conditions de vagues, couplées avec la



Fig. 2.11 Photographie montrant les morphologies couplées entre les zones subtidales et intertidales. Chaque croissant est associé à une barre intertidale parallèle à la côte et déconnectée du haut de plage. Les oscillations du trait de côte sont couplées à la géométrie des barres. Illustration adaptée de Price (2013), communiquée par A. D. Short.

dynamique et la géométrie des barres sous-marines. Les géométries typiquement rencontrées au niveau du trait de côte sont des structures tridimensionnelles périodiques telles que les croissants de plage, évoluant en miroir à la géométrie des barres sableuses (Fig. 2.11). Lors de certaines tempêtes obliques, la migration *longshore* rapide du système de barre peut induire son déphasage avec les sinuosités du trait de côte amenant alors certaines portions à être plus sensibles à l'érosion ou à la submersion marine (Balowin *et al.*, 2013).

## 2.3 Gestion des littoraux sableux

### 2.3.1 Introduction

La mise en œuvre d'ouvrages de défense côtière remonte à une époque lointaine, dès lors que l'Homme s'est sédentarisé près des côtes (Charlier *et al.*, 2005). Depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle, l'utilisation d'ouvrages maritimes (digues, épis ou brise-lames) pour la protection du littoral est devenue très commune aux États-Unis ou en Europe (Dean and Dalrymple, 2001) et encore plus au Japon (Seiji *et al.*, 1987). Dernièrement, une cartographie détaillée des ouvrages et aménagements présents sur le littoral français a été réalisée (Roche, 2011) et permet de se rendre compte de l'envergure du phénomène. L'étude recense environ 16 000 ouvrages et aménagements sur le littoral, pour une longueur cumulée de 2 300 km (soit  $\sim 31$  % des côtes Françaises). La lutte contre l'érosion



Fig. 2.12 Cartographie des ouvrages et aménagements maritimes à Vias (Occitanie, France). © Ouvrages et aménagements littoraux - Cerema / ministère chargé de l'environnement.

côtière s'est donc appuyée traditionnellement sur l'installation d'ouvrages de défense, dénaturant alors progressivement les littoraux et avec souvent une action protectrice très localisée et parfois même des effets aggravants l'érosion sur les secteurs adjacents. Depuis, des techniques plus récentes ont vu le jour avec les rechargements sableux, les systèmes *by-pass* ou les ouvrages de type atténuateurs de houle.

Nous présentons dans cette section un bref panorama des différentes techniques de protection du littoral et donnons quelques retours d'expériences sur les modifications typiques apportées au trait de côte. Nous présentons également dans cette section de façon plus détaillée les ouvrages de type atténuateur de houle en s'appuyant sur des exemples concrets et en détaillant les différentes études qui leurs ont été associées.

### 2.3.2 Panorama des techniques de protection du littoral

#### a) Introduction aux ouvrages maritimes

On entend par "structure côtière" une entité construite ayant un impact sur le littoral en modifiant localement les phénomènes hydrodynamiques ou sédimentaires (Roche, 2011). Les ouvrages de défense contre les aléas littoraux sont des structures côtières qui ont pour objectif initial la fixation du trait de côte, la réduction des franchissements ou la dissipation de l'énergie de la houle. D'autres structures peuvent également avoir un impact sur le littoral sans avoir nécessairement pour vocation principale la lutte contre les aléas côtiers (e.g. aménagement d'accès et portuaires). Les ouvrages de défense peuvent être mis en place de façon parallèle ou perpendiculaire à la plage selon l'objectif initial de la structure. On différencie alors les ouvrages longitudinaux (parallèle au trait

de côte) des ouvrages transversaux (perpendiculaire au trait de côte).

Les brise-lames, murs et perrés sont des ouvrages longitudinaux ayant comme fonction principale la protection contre la submersion et l'érosion côtière (Fig. 2.12). Ces ouvrages permettent de protéger des enjeux (route, habitations, commerces) et peuvent être situés sur le trait de côte ou en arrière-côte en tant que protection de seconde défense. Les brise-lames sont conçus pour diminuer l'énergie de la houle arrivant sur la côte et ne sont pas initialement rattachés à la partie émergée de la plage. Cette perte d'énergie en arrière de l'ouvrage permet aux sédiments en transit de s'accumuler, créant parfois un *tombolo* artificiel (Fig. 2.12). On retrouve majoritairement les brise-lames dans les mers à faible marnage, le plus souvent émergeant de 1 à 2 m au-dessus de la surface de l'eau. Les murs et les perrés constituent généralement un rempart contre les submersions marines (Fig. 2.12) et se différencient par la pente de l'ouvrage. Les murs auront une pente verticale à sub-verticale, tandis que les perrés auront une pente plus douce (Roche, 2011).

Les épis sont au contraire des ouvrages transversaux (Fig. 2.12) qui jouent le rôle de barrière plus ou moins perméable capable de piéger une partie des sédiments en transit longitudinal. Ces ouvrages, destinés à canaliser le transport induit par la dérive littorale, sont susceptibles de piéger une quantité importante de matériel sur les plages. Ces sédiments forment alors généralement une accumulation en amont de l'ouvrage (dans le sens du transit sédimentaire) et une érosion en aval (Fig. 1.1). Les épis peuvent être utilisés individuellement ou en batterie et sont particulièrement présents sur les côtes Anglaises, Méditerranéennes ou Irlandaises (Pranzini et al., 2015).

L'aménagement de zone portuaire nécessite la mise en place de jetées pour faciliter l'accès à la navigation. De la même façon que les épis, ces ouvrages sont généralement transversaux et contribuent alors au piégeage de sédiment et à la formation de secteurs très déficitaires si la dérive littorale est importante.

## b) Retours d'expériences

Les ouvrages maritimes peuvent modifier de manière très importante la dynamique littorale près de la côte et forcer la redistribution du sédiment encourageant alors une accrétion dans certains secteurs mais de l'érosion dans d'autres. Bien que l'objectif de ces structures soit souvent de réduire l'érosion côtière, il est désormais connu que les différents projets d'aménagement mis en place ont couramment déplacé le problème sur les côtes voisines (Van Rijn, 2011).



Fig. 2.13 Images satellites montrant les l'impact à moyen terme de l'installation d'ouvrages transversaux (jetés ou épis) sur différents littoraux sableux. Images obtenues via Google Image.

Les ouvrages maritimes transversaux (épis, jetées) contribuent au piégeage du sédiment en amont-transit favorisant alors un déficit en aval. Cette érosion peut se montrer très importante et parfois même doubler par rapport aux valeurs d'érosion en période de fonctionnement naturel (*Samat, 2007*). De très nombreux exemples illustrent cette dynamique avec notamment le développement des zones portuaires de Brighton (Royaume-Unis), Skanor (Suède), Aveiro (Portugal), Rosslare (Irlande), IJmuiden (Pays-Bas) ou les épis installés à la chaîne sur les plages de Quarteira (Portugal), Ystad (Suède), Jutland (Danemark), Marina di Massa (Italie) pour n'en citer que quelques-uns (Fig. 2.13). Les épis peuvent aussi avoir un rôle sur les courants moyens en favorisant les courants de retour sur leurs flancs, ce qui contribue à un transport de sable vers le large (*Dean, 1987*). Les courants générés peuvent être très intenses allant jusqu'à percer les barres d'avant-côte et favoriser le développement de morphologies plus tridimensionnelles (*Short, 1992*).

Les aménagements de type brise-lames sont parfois préconisés lorsque le transport du sable se fait principalement de manière perpendiculaire à la plage. Ces aménagements vont avoir tendance à créer une avancée du trait de côte au droit de l'ouvrage mais un recul de part et d'autre de celui-ci. Sur la plage de Calvi (Corse, France), l'aménagement de la plage comprenant l'installation de trois brise-lames provoque un élargissement de plus de 15 m en face de l'ouvrage mais un recul du même ordre de grandeur au niveau des creux du *tombolo* (Fig. 2.14a). Associé aux ouvrages de type brise-lame, un *tombolo* a souvent tendance à se former en quelques mois selon les conditions de vagues (*Balouin et al., 2018b*). Lorsque celui-ci est bien développé, il peut aussi avoir un impact sur le transport dans l'axe parallèle à la plage en bloquant la dérive littorale. Par exemple sur la plage de Miami, on enregistre un recul de plus de 50 m suite à la formation de



Fig. 2.14 (a-b) Images satellites montrant l'impact à moyen terme de l'installation d'ouvrages longitudinaux ou brise-lames à Calvi (Corse, France) et Marina Palmensa (Fermo, Italie). Images obtenues via Google Image. (c) Photographie de l'érosion au pied d'un mur de défense (Pranzini et al., 2015).

*tombolo* en amont de la dérive (Fig. 2.2). Les ouvrages de type brise-lame ont aussi un très fort impact esthétique lorsqu'ils sont installés en batterie (Fig. 2.14b), isolant alors complètement la partie marine de la partie terrestre et altérant l'idée initiale d'une proximité à l'environnement marin. Les ouvrages maritimes longitudinaux installés sur la partie émergée de la plage comme les murs ou les perrés ont tendance à renforcer la turbulence de l'écoulement et la réflexion des vagues. Le sédiment est donc facilement remis en suspension au pied de la structure et transporté vers le large (Fig. 2.14c). Ce phénomène peut générer une érosion marquée (affouillement) qui peut conduire à la disparition totale de la plage où la structure est installée.

### c) Vers des techniques alternatives

Plus récemment des nouvelles techniques de protection du littoral se sont développées. Il s'agit désormais de composer avec les processus naturels qui interviennent dans l'évolution du littoral. Dès lors, la démarche n'est plus d'envisager la fixation définitive du trait de côte mais une gestion plus continue en intégrant sa dynamique naturelle (De la Torre et al., 2014).

Le rechargement artificiel en sable d'une plage déficitaire constitue la méthode alternative la plus répandue. Elle a pour objectif de compenser un bilan sédimentaire négatif sans perturber le jeu naturel des processus. Le sable est souvent collecté hors du système littoral, à des profondeurs importantes, dans un secteur où un retour naturel vers la plage est impossible. L'alimentation de la plage est généralement réalisée sur la partie émergée permettant alors d'augmenter directement son attractivité balnéaire et



Fig. 2.15 Photographie aérienne montrant les dimensions du *SandMotor* (Pays-Bas) en septembre 2011. Illustration extraite de (Huisman et al., 2016).

la réduction des phénomènes de submersion lors des tempêtes. Le rechargement peut aussi être réalisée dans la partie immergée de la plage, en rehaussant le volume sédimentaire présent sur les barres sableuses et permettant alors une dissipation de la houle plus importante. Le rechargement de l'avant-côte peut donc avoir un certain impact sur la dynamique des barres sableuses et se répercuter sur le trait de côte par mécanisme de couplage. *Grunnet and Ruessink* (2005) montrent qu'un rechargement de l'avant-côte empêche la dynamique naturelle transversale des barres sableuses à Terschelling au Pays-Bas. Les résultats sur la partie émergée de la plage sont positifs puisque la tendance érosive (3 m/an) s'inverse pour une avancée du trait de côte de 15 m en une seule année. *Ojeda et al.* (2008) observent que le rechargement sableux à Noordwijk (Pays-Bas) a déclenché le réalignment du système de barres, mais n'observe aucune amélioration sur la dynamique du trait de côte. Pour certaines plages exposées à une érosion importante, la stratégie souvent adoptée est alors un rechargement récurrent de la plage (i.e. tous les ans, ou tous les 2-3 ans). Pour une raison de coût mais aussi afin de limiter les effets négatifs que peuvent induire cette récurrence sur la faune marine, une stratégie de rechargement plus grande échelle peut être adoptée (*de Schipper et al.*, 2016). Dans cette optique, le concept repose sur l'intention de nourrir la plage déficitaire par diffusion progressive le long du littoral des sédiments à partir d'un rechargement en excès sur une portion de plage stratégique (*Stive et al.*, 2013). Sous l'effet conjugué des éléments (le vent, les vagues ou les marées), les sédiments doivent par la suite être redistribués sur les côtes adjacentes. Par exemple, aux Pays-Bas (Fig. 2.15), un mega-rechargement appelé *SandMotor* a été mis en œuvre en 2011 sous la forme d'un grand crochet sablonneux d'environ 17 millions de m<sup>3</sup> (e.g. *de Schipper et al.*, 2016; *Rutten et al.*, 2018; *Radermacher et al.*, 2018).



Le *by-passing* ou pontage sédimentaire est un dérivé du rechargement car il s'agit d'apporter le sable dont le transport le long de la côte est bloqué par un obstacle naturel (cap rocheux) ou artificiel (jetée, épis). Les applications les plus fréquentes concernent des systèmes permettant le transfert du sable de part et d'autre d'une embouchure typiquement l'entrée d'un port. Ce type de procédé a connu des chantiers importants comme aux Etats-Unis (*Indian River Inlet*) ou en Afrique du Sud (*Durban*). En Australie, à *Coolangatta Bay*, un système de *by-pass* a même été installé de manière permanente en 2001 induisant alors un rechargement rapide de la baie avec par exemple à Kirra un gain de 200 m sur la largeur de plage (*Castelle et al.*, 2009). Pour citer un autre exemple, un système de *by-pass* a été mis en service en 2008 sur le littoral de Capbreton, en France, afin de stabiliser les plages situées en aval de la dérive. Le système a montré une certaine efficacité dans la lutte contre le recul du trait de côte avec l'élargissement des plages situées au Sud du pontage (*Casagec*, 2016).

Les systèmes de drainage sont bien plus récents que les rechargements sableux et relativement peu de sites en sont équipés. Le principe du dispositif consiste à installer des drains dans la zone du jet de rive afin de faciliter l'infiltration de l'eau déposée par le flux des vagues. L'objectif est d'obtenir une dissipation plus rapide de l'énergie associée au jet de rive et de favoriser ainsi la stabilité du trait de côte. Le système de drainage a été testé sur la plage du Lido de Sète, sur un linéaire côtier de 700 mètres. Si le coût de l'opération s'élève à plus d'un million d'euros, les observations réalisées mettent en évidence un comportement homogène de la plage avant et après l'installation du système de drainage. Le trait de côte recule avec une vitesse relativement élevée et résulte principalement de phénomènes plus complexes couplés avec la barre d'avant-côte (*Balouin et al.*, 2016).

### 2.3.3 Les ouvrages atténuateurs de houle

#### a) Introduction

Alors que le rechargement artificiel d'une plage et le *by-passing* ont pour but de compenser un budget sédimentaire déficitaire sans perturber le jeu naturel des processus en action sur la côte, les ouvrages atténuateurs de houle, au contraire, ont pour objectif de réduire les phénomènes d'érosion et de submersion sur des échelles de temps indéterminées tant que l'ouvrage n'est pas détérioré ou retiré du secteur à protéger. Les atténuateurs de houle (ou récifs artificiels) sont des ouvrages longitudinaux immergés qui permettent une dissipation marquée de l'énergie des vagues par déferlement bathymétrique. Contrairement à ce qui a été proposé depuis de nombreuses années avec les

ouvrages de type épis ou les brises lames, l'atténuateur de houle présente l'avantage de ne pas être visible depuis la plage tout en permettant à l'avant-côte d'avoir une certaine mobilité en ne bloquant pas totalement la propagation des vagues ou les courants transportant le sédiment. Toutefois, un récif artificiel sera considéré comme un brise-lame à partir du moment où son action hydraulique est directement perceptible sur le trait de côte (Roche, 2011).

Certains ouvrages de type atténuateurs de houle sont composés de sable, enroulé dans un matériel en *géotextile* (fibre synthétique), rendant alors le design relativement adaptable. Un atténuateur de houle a alors parfois même une double fonctionnalité : celle de protéger le littoral tout en renforçant les activités touristiques et notamment celles reliées à la pratique du *surf* (e.g. Pattiaratchi et al., 1999; Jackson et al., 2007; Duarte Nemes et al., 2019). Si le coût des ouvrages en *geotextile* (installation, entretien) est aussi bien moins cher que ceux en enrochement plus classiques, la structure géotextile est aussi dite "réversible" car bien plus facile à retirer en cas d'inefficacité ou de désagrément.

#### b) Observation in situ

L'idée de bâtir des ouvrages immergés est née d'observations sur des récifs naturels. On peut citer par exemple Black and Andrews (2001) qui constatent de manière récurrente la formation d'une avancée du trait de côte (*salient*) et suggèrent alors une action protectrice de ces récifs. Ils proposent une relation (Eq. 2.3) reliant la taille du *salient* formé en fonction de la largeur du récif  $B$  et de la distance à laquelle il se situe au large  $S$  (Fig. 2.16a).

$$\frac{X}{B} = 0.498 \left( \frac{B}{S} \right)^{-1.27}, \quad (2.3)$$

avec  $X$  la distance entre l'extrémité du *salient* et le récif.

Depuis le milieu des années 90, cette nouvelle technique de protection du littoral s'est implémentée sur une variété d'environnements allant de faiblement à moyennement énergétique. Les ouvrages immergés peuvent être installés à une distance variant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de la côte et présenter des dimensions très différentes (Fig. 2.16b-f). Cependant, malgré le caractère dissipatif de ces ouvrages, Ranasinghe and Turner (2006) dressent un inventaire des études relatives à l'implémentation de récifs artificiels et constatent une érosion dans 7 cas sur 10. Ces résultats montrent que le mode de réponse du trait de côte n'est pas directement contrôlé par la dissipation des vagues au large mais par des circulations plus complexes, capables

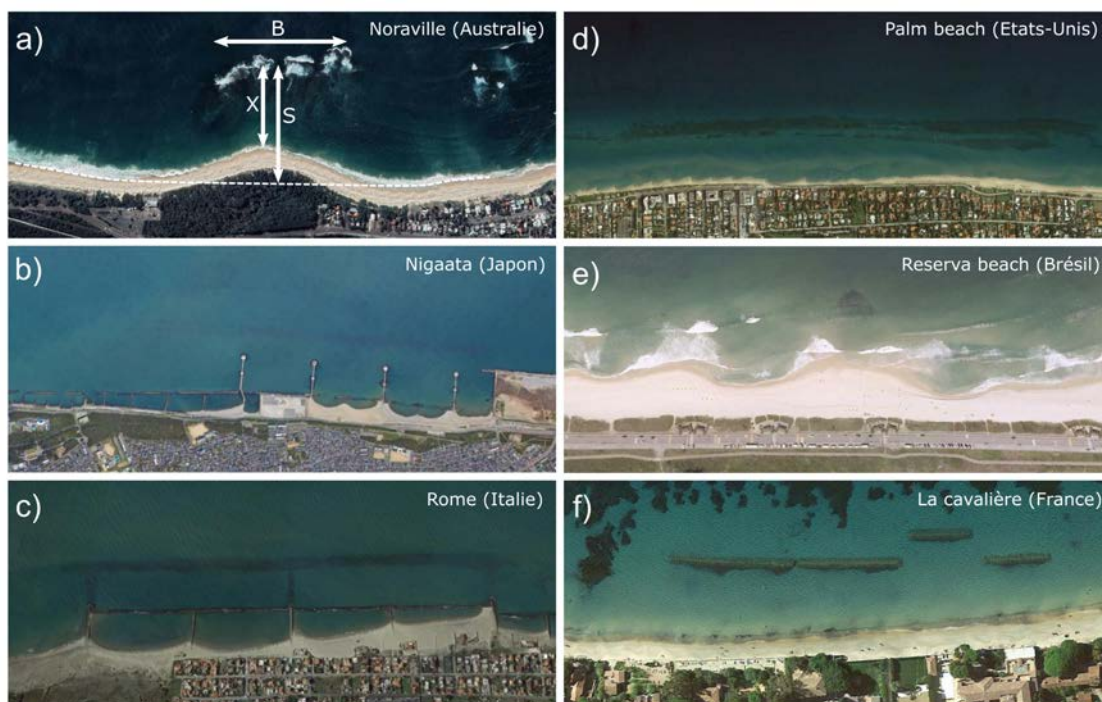


Fig. 2.16 Images satellites montrant (a) la forme de salient au droit d'un récif naturel à Norville Australie et divers exemples (b-f) récents de récifs artificiels à travers le monde. Images obtenues via Google Image.

de transporter de grandes quantités de sédiments. Les réponses très contrastées obtenues suite à la mise en place d'ouvrages de type atténuateur de houle illustrent bien la complexité des processus et mécanismes mis en jeu.

Sur la plage de *Niigata* (Japon), un ouvrage de type atténuateur de houle d'une longueur de 540 m a été installé à 400 m de la côte, déjà marquée par des aménagements de type épis et brise-lames (Fig. 2.16b). La crête de l'ouvrage est située à 1.5 m sous le niveau moyen des mers et sa largeur est estimée à 20 m de large. Les observations réalisées montrent que les épisodes de tempête induisent des courants très intenses et de direction opposées au droit de l'ouvrage provoquant alors une érosion importante du bas de plage (*Funakoshi et al.*, 1994).

Dans la région de Rome (Italie), *Tomassicchio* (1996) publie des observations suite à l'installation de deux ouvrages de type atténuateur de houle. Le premier ouvrage fait 3000 m de long avec un sommet de 15 m de large situé à 1.5 m en dessous de la surface du niveau moyen des mers. La structure fut positionnée à une centaine de mètres de la plage. Un suivi par photographie aérienne ne révèle aucune influence positive de l'ouvrage, et se traduit au niveau du trait de côte par des taux d'érosions inchangés. Le

second ouvrage fut installé sur la côte voisine à 50 m de la plage. Il mesure 700 m de long, avec un sommet de 15 m de large se situant à 0.5 m de la surface (Fig. 2.16c). Dans ce cas, la réponse du trait de côte fut positive avec un élargissement de la plage au droit de l'ouvrage de plus de 15 m. *Tomassicchio* (1996) ne discute pas plus en détails les résultats obtenus sur ces deux programmes d'aménagement mais envisage que l'érosion observée sur le premier ouvrage est reliée à des circulations bidimensionnelles déjà mises en évidence par des travaux de modélisation physique en canal à houle (*Dean et al.* 1994; Fig. 2.17).

A *Palm Beach* aux États-Unis, *Dean et al.* (1997) constatent deux fois plus d'érosion qu'avant, suite à la mise en place d'un récif artificiel de 1260 m de long (Fig. 2.16d). L'étude rapporte que la profondeur à laquelle se situe le sommet de l'ouvrage et la distance à laquelle il se trouve par rapport à la plage sont des paramètres essentiels influençant le mode de réponse du trait de côte. Si la profondeur entre le sommet de l'ouvrage et la surface de l'eau est faible, l'importante masse d'eau s'écoulant au-dessus de la structure doit s'évacuer rapidement sur les côtés, causant alors une érosion de la plage derrière l'ouvrage.

Sur le récif artificiel de *Reserva Beach* au Brésil (Fig. 2.16e), de telles circulations ont été mise en évidence de manière qualitative et semblent également contrôler la morphologie de l'avant-côte et la dynamique de la plage (*Duarte Nemes et al.*, 2019). Les observations montrent que la formation d'un motif d'accrétion n'est pas directement dictée par la réduction de l'énergie incidente mais plutôt par les courants induits par la structure.

### c) Modélisation physique et numérique

Traditionnellement, le *design* des ouvrages atténuateurs de houle a souvent été étudié en se focalisant sur la transmission *cross-shore* de l'énergie incidente. *Isebe et al.* (2008a) proposent une approche intéressante basée sur une technique d'optimisation de forme des structures immergées. Le paramètre d'optimisation a pour objectif de minimiser l'énergie des houles destructrices tout en restant transparent vis-à-vis des houles constructrices. Cependant, les différents retours d'expériences montrent que l'énergie des vagues n'est pas le seul moteur dans les processus d'érosion/accrétion du trait de côte. En plus des processus de courtes échelles temporelles tels que le déferlement (*van der Meer et al.*, 2005), la surcote qui lui est associée (*Calabrese et al.*, 2008) ou l'affouillement localisé au pied de l'ouvrage (*Sumer et al.*, 2005), la réponse morphologique de la plage semble être régie par des processus hydro-sédimentaires complexes et très non-linéaires

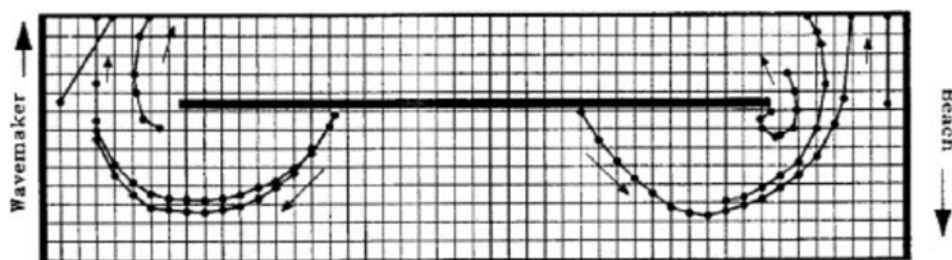


Fig. 2.17 Circulation bidimensionnelle obtenue par modélisation physique en canal à houle (Dean et al., 1994).

impliquant de fortes rétroactions entre l'hydrodynamique, le transport sédimentaire et l'évolution du fond sableux.

L'application des modèles à une dimension horizontale (*one-line*; e.g. *GENESIS*, (Hanson, 1989)), qui prédisent tous la formation d'une avancée du trait de côte ou de *salient* au droit de l'ouvrage, est discutable, car le rôle de la circulation bidimensionnelle ne peut être prise en compte. Au contraire, les modèles 2DH sont capables de reproduire la circulation littorale complexe dans les deux dimensions horizontales, ce qui les rend plus aptes à étudier la réponse morphologique des littoraux sableux aux ouvrages de type atténuateur de houle. À l'aide de modèles numériques 2DH ou d'expériences en laboratoire 2D, plusieurs relations ont permis de mieux comprendre l'influence des caractéristiques de ces ouvrages sur l'hydrodynamique et la réponse du trait de côte (e.g. Dean et al., 1994; Ranasinghe et al., 2006; Ranasinghe and Turner, 2006; Ranasinghe et al., 2010). Les ouvrages de type atténuateur de houle induisent un important différentiel de dissipation des vagues par déferlement bathymétrique entre le secteur déferlant et la côte adjacente, générant une circulation bidimensionnelle plus ou moins intense (Fig. 2.17).

Ranasinghe et al. (2010) utilisent la modélisation numérique et proposent alors une fonction prédictive du mode de réponse du trait de côte en fonction de facteurs clefs spécifiques au site d'étude ou à la structure mise en place. Les dimensions de l'ouvrage, les conditions de vagues et le profil de plage apparaissent déterminants et semblent contrôler la position transversale (*cross-shore*) des cellules de circulation et le mode de réponse du trait de côte (Fig. 2.18). Ranasinghe et al. (2010) proposent alors une fonction analytique (Fig. 2.19) prenant en compte la hauteur des vagues  $H_0$  au large et certaines caractéristiques de la structure avec  $h_B$  la hauteur totale de l'ouvrage,  $S_B$  la profondeur de sa crête,  $L_B$  sa longueur dans la direction parallèle à la côte. La morphologie de l'avant-côte est également considéré avec  $A$  la pente de la plage. La

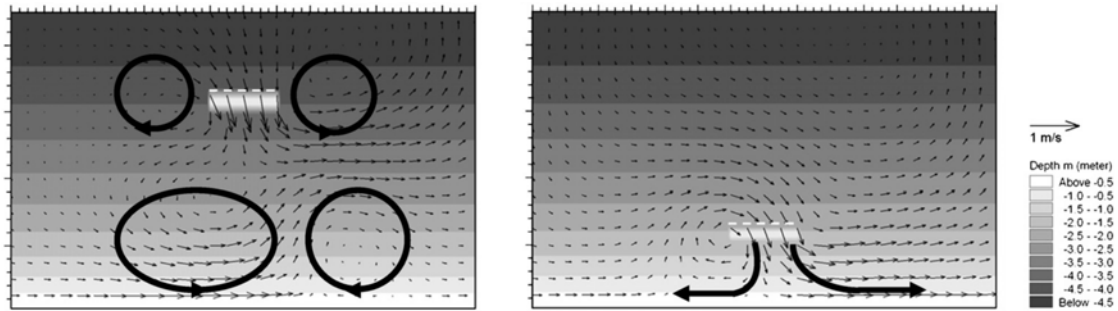


Fig. 2.18 Circulation bidimensionnelle obtenue par modélisation numérique 2DH (Ranasinghe et al., 2010).

position de l'ouvrage (distance à laquelle il se trouve par rapport à la côte) est donc prise en compte de manière indirecte dans la formulation et apparaît déterminante dans la réponse du trait de côte. Contrairement à ce que l'on aurait pu imaginer, les expériences numériques montrent que la largeur de l'ouvrage, la période des vagues ou la marée n'affectent pas de manière significative le mode de réponse (érosion ou accrétion).

Si l'étude présentée ici permet d'introduire les différents mécanismes pouvant favoriser une accrétion au niveau du trait de côte, celle-ci comporte un certain nombre de limitations. Les simulations s'appuient sur un cas idéalisé de plage sans barre sableuse et utilisent les circulations hydrodynamiques comme indicateur du mode de réponse du trait de côte. Les rétroactions complexes et très non linéaires entre les vagues, les courants et le transport sédimentaire faisant évoluer le fond sableux et potentiellement l'intégralité de la morphologie de la plage ne sont donc pas pris en compte. Les couplages potentiels du trait de côte avec la morphologie de l'avant-côte et plus particulièrement avec la dynamique des barres sableuses n'ont encore jamais été étudiés en présence de ces ouvrages. Ces barres sableuses sont pourtant des figures incontournables de la dynamique littorale et agissent comme une protection naturelle pour la plage en faisant déferler les vagues (Carter and Balsillie, 1983) et permettent ainsi la réduction des problèmes d'érosion sur la plage émergée (Sallenger et al., 1985). De plus, la géométrie des barres sableuses guide les circulations horizontales induites par les vagues en zone de déferlement (Castelle et al., 2016) et impacte l'état du haut de plage et les oscillations du trait de côte (e.g. Thornton et al., 2007; Castelle et al., 2015). Il apparaît donc essentiel de prendre en compte l'ensemble de la complexité morphologique d'une plage et en particulier la présence des barres d'avant-côte, afin de mieux pouvoir anticiper son évolution suite à la mise en place d'un atténuateur de houle.

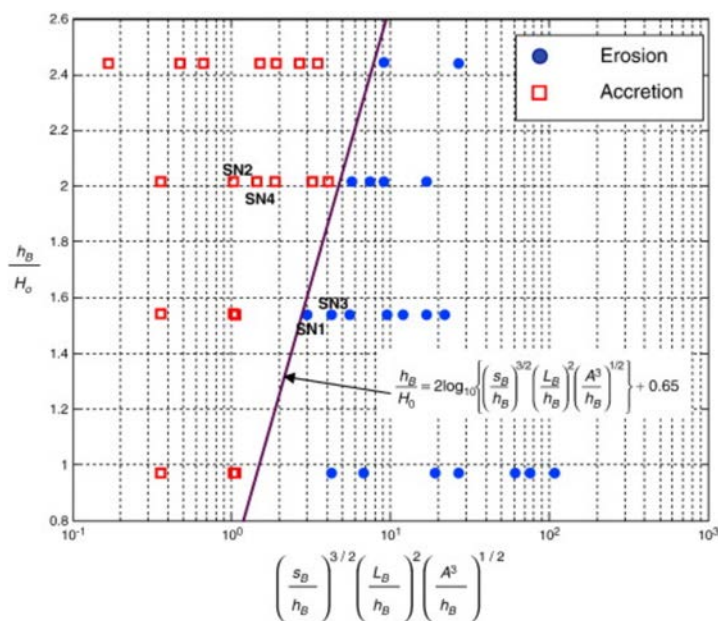


Fig. 2.19 Mode de réponse du trait de côte en fonction des paramètres adimensionnels décrits par les deux axes de la figure (Ranasinghe et al., 2010).

## 2.4 Positionnement des travaux de thèse

Ce chapitre a permis d'introduire les principaux phénomènes et processus reliant entre eux les vagues, les courants en zone littorale et l'évolution des plages avec en particulier la dynamique des barres sableuses. Si la dynamique du trait de côte est souvent restée au centre de l'attention notamment d'un point de vue gestion de l'érosion côtière, son évolution se définit sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles et résulte sur le court et moyen terme d'un couplage entre le forçage hydrodynamique et la morphologie de la plage immergée. L'intégration de la dynamique des barres sableuses apparaît alors comme un enjeu scientifique majeur pour mieux comprendre la réponse du trait de côte suite à la mise en place d'un ouvrage maritime sur des échelles de temps allant de l'événementiel au pluriannuel.

L'implémentation de structures côtières pour la protection du littoral a souvent été conduite par le passé avec l'objectif de fixer définitivement le trait de côte. Le constat actuel révèle alors que ces structures ont souvent une efficacité limitée à moyen terme car elles agissent directement sur le transport sédimentaire en bloquant les transferts et en empêchant la dynamique naturelle de plage. Si ces ouvrages sont bien sûr souvent bénéfiques localement, leurs effets négatifs à moyen terme se font inévitablement ressentir sur les côtes adjacentes. Des nouvelles techniques ont alors vu le jour dans le but d'accompa-

gner les mouvements sédimentaires naturels au lieu de vouloir à tout prix les fixer. Parmi ces techniques, les ouvrages atténuateurs ont montré pour le moment une efficacité relativement limitée sur un ensemble de plages malgré le caractère dissipatif de l'ouvrage. Ces retours d'expériences montrent alors que les processus résultant de l'installation d'un atténuateur de houle restent encore mal compris et qu'il est nécessaire d'intégrer des échelles spatiales et temporelles  $O(\text{mois-années})$  plus importantes que celles jusqu'à présent considérées, tout en conservant le caractère évènementiel  $O(\text{heures-jours})$  de la dynamique littorale.

Un premier axe de recherche, présenté au travers du chapitre 3, consiste à définir une stratégie efficace d'observation et de modélisation capable de caractériser et diagnostiquer l'évolution morphologique des plages suite à la mise en place d'un ouvrage de type atténuateur de houle.





# Chapitre 3

## Méthodologie

### 3.1 Introduction

La réponse morphologique d'une plage suite à la mise en place d'un atténuateur de houle fait intervenir un grand nombre de processus physiques agissant sur le court et moyen-terme. La méthodologie adoptée doit alors permettre de couvrir l'ensemble de ces échelles, que ce soit au niveau des observations réalisées ou au niveau de la stratégie de modélisation adoptée. Cette méthodologie est décrite dans ce chapitre qui se construit en s'appuyant sur des exemples concrets afin de mieux comprendre le fonctionnement, l'intérêt, ainsi que les limites des outils utilisés par la suite dans le cadre de ce travail.

Les acquisitions topo-bathymétriques traditionnelles ne peuvent pas satisfaire l'ensemble des échelles spatio-temporelles en raison du coût des mesures et des difficultés techniques pouvant être rencontrées lors des épisodes très énergétiques, quand les vagues deviennent importantes (*Lippmann and Smith, 2009*). D'autres outils se sont développés avec les méthodes de télédétection qui permettent de suivre à une fréquence élevée certaines caractéristiques morphodynamiques des plages. L'identification des paramètres morphologiques (trait de côte, barre sableuse) ou hydrodynamiques (courant, jet de rive, célérité des vagues) n'est pas directe mais est estimée par des singularités visibles à la surface de l'eau (interface terre et mer, zone de déferlement, crête des vagues). Les techniques les plus utilisées en observation littorale sont les outils associés à l'imagerie vidéo (réception d'un signal) ou relatives à l'imagerie radar (émission et réception d'un signal). Les instruments (vidéo ou radar) peuvent être embarqués sur des satellites, ou plus localement sur des drones, ou encore installés directement à proximité de la plage de manière fixe. Si les nouveaux systèmes d'observation par satellites disposent

d'une résolution de l'ordre du mètre, ces techniques sont typiquement associées à des fréquences d'acquisition très basses (*Vos et al.*, 2019) et restent largement dépendantes de la couverture nuageuse et de la turbidité de l'eau. Un suivi morphologique à haute fréquence, autre que celui du trait de côte, est alors encore difficile à appréhender. Un système radar présente certains avantages par rapport à l'imagerie vidéo (possibilité de mesurer la nuit), mais reste peu accessible principalement pour une raison de coût. Un système de suivi par caméras a alors été installé sur le site atelier du Lido de Sète (décrit au chapitre 4) et apparaît totalement en accord avec l'engouement général pour le suivi vidéo dans le domaine de l'ingénierie côtière. La première partie de ce chapitre s'attache à décrire les différentes techniques ou analyses associées à l'imagerie vidéo appliquée au suivi de la dynamique littorale.

Si les observations sont essentielles et restent un point clef à tout début d'investigation, l'amélioration de la compréhension des processus hydro-sédimentaires contrôlant l'évolution des littoraux sableux doit également associer la modélisation numérique, notamment afin de permettre l'identification des processus moteurs ou l'anticipation des mouvements sédimentaires. La compréhension et la modélisation de la dynamique des vagues, des courants et tout particulièrement de l'évolution de la morphologie des littoraux sableux représentent encore un véritable défi scientifique. Le diagnostic des processus résultant de la mise en place d'une structure immergée a souvent été évaluée lors d'expériences de modélisation physique et numérique dans lesquelles une seule direction horizontale est prise en compte. Les différents retours d'expériences montrent que la validité de l'expérimentation sur une seule dimension horizontale pour prédire la réponse morphologique d'un littoral face à l'installation d'un tel ouvrage est discutable, car la circulation bidimensionnelle induite par la structure immergée ne peut être reproduite. La seconde partie de ce chapitre développe la stratégie de modélisation adoptée pour décrire la réponse morphodynamique des côtes sableuses à l'implémentation d'un atténuateur de houle et présente alors le modèle numérique utilisé.

Si ce chapitre expose la méthodologie relative aux techniques associées à l'imagerie vidéo et à notre stratégie de modélisation, les outils complémentaires plus spécifiques à notre site d'étude (station météo, houlographe, marégraphe, courantomètres, échosondeur) seront décrits au chapitre 4.

## 3.2 Observation par imagerie video

### 3.2.1 Introduction

Les systèmes vidéo peuvent être embarqués, par exemple sur des drones (e.g. *Holman et al.*, 2011; *Turner et al.*, 2016), mais présente plusieurs inconvénients (autonomie, stabilisation des images) et oblige le pilote à se rendre sur le site pour chaque suivi à réaliser. Au contraire les systèmes fixés de manière permanente sur des plateformes (tour, pont, phare) permettent d'obtenir des informations à haute fréquence (jusqu'à plusieurs Hz) sur de longues durées (années) pour des échelles spatiales allant du mètre au kilomètre (e.g. *Lippmann and Holman*, 1989; *Van Enckevort and Ruessink*, 2001; *Aarninkhof et al.*, 2003).

Le développement des systèmes vidéo, comme celui de Sète, pour suivre l'évolution des littoraux sableux a été initié par le *Coastal Imaging Laboratory (CIL)* à l'*Oregon State University* avec la création de stations vidéo *ARGUS* (*Holman and Stanley*, 2007). Si la première station vidéo a été installée à *Duck* aux États-Unis (*Holman and Bowen*, 1984), le réseau s'étend aujourd'hui à une soixantaine de stations à travers le monde pour une multitude de configurations de plage et propose des outils de traitement vidéo adaptés et automatisés pour la communauté scientifique. Des dispositifs similaires ont vu le jour, tels le système *Cam-Era* (*Coco et al.*, 2005) développé à la *NIWA*, le système *VM4Gis* du *CASAGEC* ingénierie (*Rihouey et al.*, 2009) ou encore le système *SIRENA* (*Nieto et al.*, 2010). De nouveaux systèmes plus basiques et moins chers se mettent en

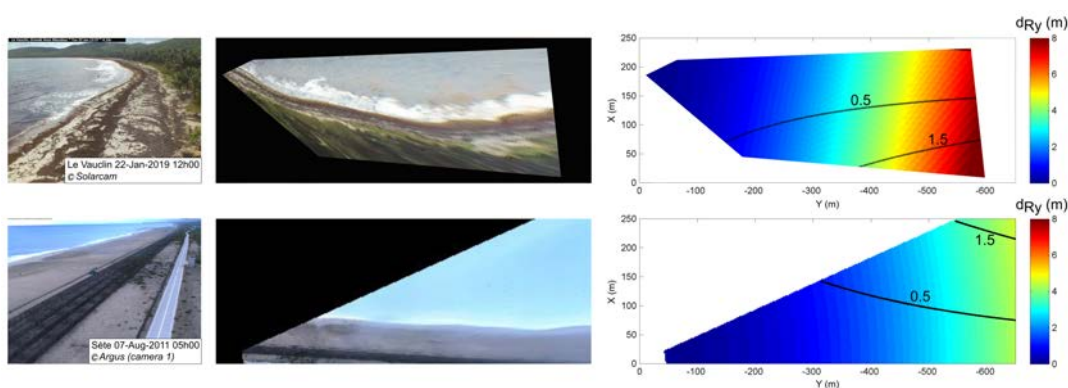


Fig. 3.1 De la droite vers la gauche : images brutes (vue oblique), rectifiées (vue en plan) et résolution des pixels de l'image pour une caméra de type solarcam mise en place à Le Vauclin en Martinique (en haut) et pour une caméra ARGUS installée à Sète en Occitanie (en bas). Les couleurs (contours) expriment la résolution longitudinale (transversale) des pixels de l'image.

place aujourd'hui avec par exemple le système ©*Solarcam* (<https://www.solarcam.fr>) ou *CoastSnap* (*Harley et al.*, 2019). Le ©*Solarcam* est un appareil photo de type *smartphone* connecté permettant de suivre l'évolution de la position du trait de côte ou des barres d'avant-côte (*Balouin et al.*, 2018a). Le système *CoastSnap* est quant à lui basé sur l'idée d'une science participative où le citoyen capture lui-même l'état de la plage avant de l'envoyer à l'administrateur du système. Si ces nouveaux outils offrent la possibilité de suivre un grand nombre de sites d'étude différents pour de faibles coûts, les systèmes vidéo de type *ARGUS* offrent une résolution de meilleure qualité et une emprise qui dépassent pour le moment assez largement celui des *smartphones* (Fig. 3.1).

Les systèmes vidéo de type *ARGUS* se composent typiquement de une à plusieurs caméras disposées idéalement sur un point-haut (tour, gratte-ciel ou falaise) offrant une vue plongeante sur une frange littorale avec une emprise de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Chaque caméra est caractérisée par une position  $X, Y, Z$ , une orientation (*tilt*, *azimut* et *roll*) et une distance focale. La résolution d'un pixel varie en général de quelques centimètres à proximité de la caméra à plusieurs dizaines de mètres dans les zones littorales les plus éloignées (Fig. 3.1).

### 3.2.2 Extraction des proxys morphologiques et hydrodynamiques

#### a) Images dérivées de l'imagerie vidéo

Il existe différents types d'images directement dérivées de l'imagerie vidéo. Les images *snapshot* sont des images instantanées qui font état des conditions hydrodynamiques et climatiques ambiantes (Fig. 3.2a). Elles permettent une pré-sélection manuelle ou automatique des données exploitables et sont souvent utilisées pour détecter la position du trait de côte et ainsi suivre son évolution. L'image *timex* (*time exposure image*) est une image où chaque pixel est moyenné typiquement sur 10 minutes, permettant de filtrer les variations haute fréquence du champ de vagues et de laisser apparaître les zones de dissipation moyennes par déferlement bathymétrique (Fig. 3.2b). Les "images" *timestack* correspondent à une série temporelle d'une ligne de pixels qui décrit l'évolution haute fréquence (généralement 2 Hz) de la surface de l'eau (Fig. 3.2c et d). Cette ligne de pixel est prédéterminée avant l'acquisition et peut être orientée parallèlement ou perpendiculairement à la plage.

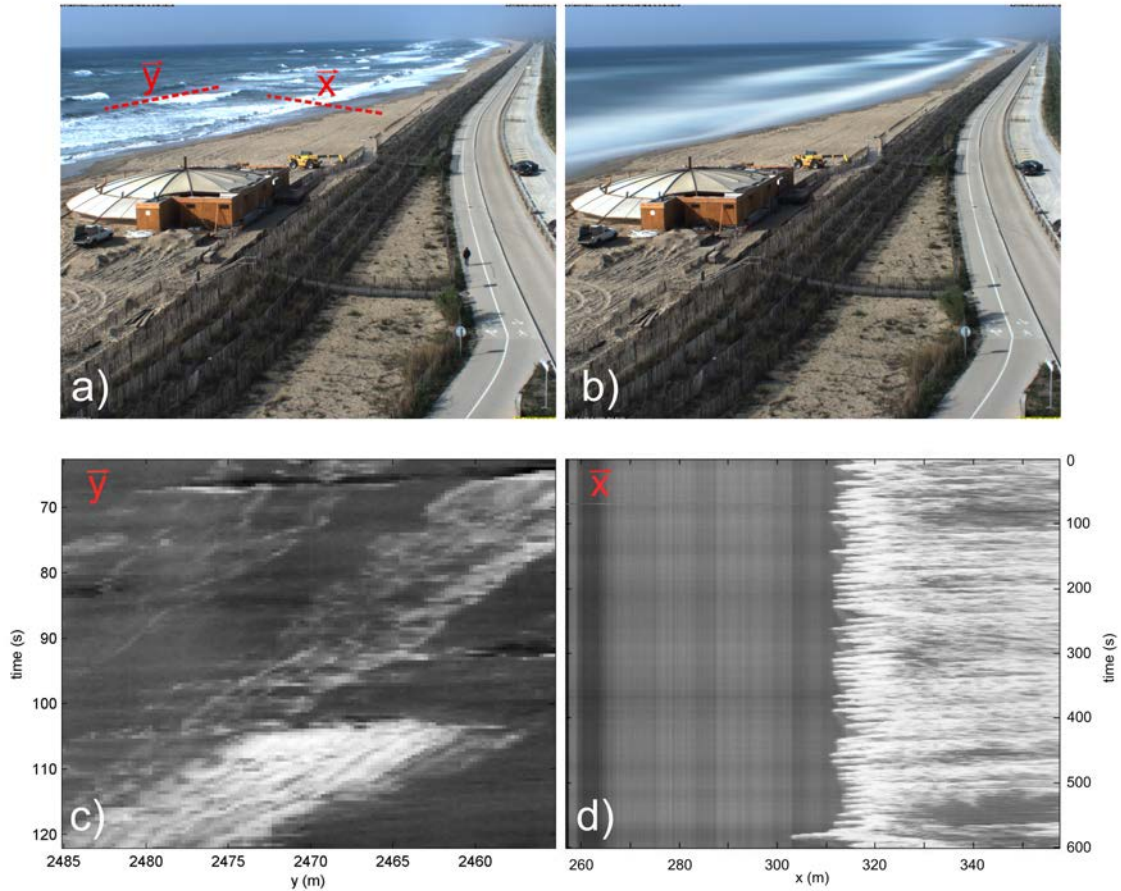


Fig. 3.2 Images a) *snapshot* et b) *time-lapse* capturées par une caméra de la station ARGUS de Sète. (c-d) Séries temporelles de pixel le long des axes *longshore* ( $\bar{y}$ ) *cross-shore* ( $\bar{x}$ ).

### b) Géoréférencement des images

La quantification de données physiques requiert un géoréférencement des images vidéo. Cela revient à déterminer la relation entre les coordonnées pixels de l'image  $u, v$  et la position  $X, Y, Z$  de chacun d'entre eux dans un repère réel (Fig. 3.3). La relation entre l'image et les coordonnées réelles peut être obtenue en connaissant la position  $(X_0, Y_0, Z_0)$ , la distance focale  $D_f$  et l'orientation (*tilt*, *azimut* et *roll*) de la caméra. Ces angles sont déterminés en utilisant plusieurs points de références dont les coordonnées images et réelles sont connues ( $gcp_1$  à  $gcp_5$ , Fig. 3.3). La rectification de l'image bidimensionnelle  $(u, v)$  en coordonnées tridimensionnelles  $X, Y, Z$  implique une sous-détermination du système. Ce problème est généralement résolu en attribuant une altitude verticale  $Z$  connue, typiquement la hauteur du plan d'eau (Holland et al., 1997). La correction des phénomènes liés à la distorsion de l'image est effectuée en calculant les paramètres intrinsèques à chaque caméra. La calibration se fait en laboratoire en

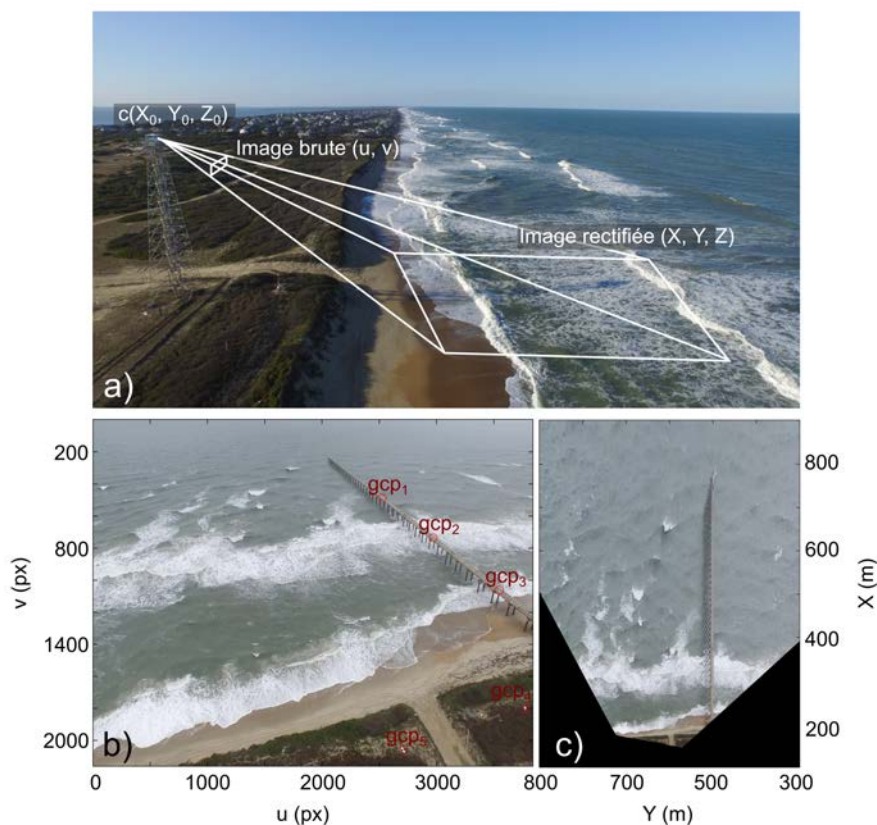


Fig. 3.3 a) Photo aérienne de la plage de Duck (Caroline du Nord, États-Unis) montrant la transformation d'une image oblique (coordonnées  $u, v$ ) en image plane (coordonnées  $X, Y, Z$ ). (b,c) Rectification d'une image à partir de points gcps connus. Images obtenues depuis la station ARGUS de Duck pendant le Coastal Imaging Research Network (CIRN) en Juin 2017.

utilisant des images de contrôle (Holland et al., 1997). Une fois que les images ont été corrigées, rectifiées, pour chacune des caméras utilisées, elles peuvent être assemblées, ce qui permet d'obtenir une zone de suivi continue sur parfois plusieurs kilomètres.

Sur de nombreux sites d'étude, il est (parfois) admis que les angles de vue des caméras peuvent varier plus ou moins dans le temps pour différentes raisons. Un décalage même faible de l'orientation de la caméra peut entraîner des erreurs de géoréférencement post-acquisition de l'ordre de la centaine de mètres. De ce fait, chaque image nécessite une rectification spécifique calculée après la prise de vue qui requiert l'identification d'objets dans le champ de la caméra (bâtiment, route, digue) dont la localisation est connue. Lorsque l'image ne contient pas ce genre de repère, ce qui est courant sur le littoral, un géoréférencement précis est alors impossible. Par conséquent, il est crucial de définir quelles variables environnementales contrôlent les mouvements des caméras

afin de développer des méthodes génériques de rectification permettant de les anticiper. Cette problématique a été étudiée et fait l'objet d'un article publié dans le journal *Coastal Engineering* (Bouvier et al., 2019a) présenté au chapitre 5.

### c) Détection du trait de côte et des barres sableuses

#### Détection du trait de côte

La détection du trait de côte est réalisée en utilisant les images obliques issues directement des caméras. La détection du trait de côte peut être manuelle ou semi-automatique et peut s'effectuer de façon plus ou moins robuste ou complexe. L'une des méthodes les plus utilisées consiste à détecter par une analyse spectrale l'interface entre les zones humides et sèches (Aarninkhof et al., 2003). Pour cela, l'image *RGB* (Red, Green, Blue) est convertie en image *HSV* (Hue Saturation Value) sur laquelle un filtre est appliqué sur l'intensité pour améliorer le contraste entre la partie humide et sèche. La technique de détection est ensuite réalisée séparément sur l'image *RGB* et *HSV* par une méthode spectrale afin de déterminer quel type d'image est la plus pertinente pour identifier le trait de côte. Plus récemment, des techniques de segmentation consistent à dissocier les couleurs d'une image en différentes classes (sable, végétation, écume, ressac, ciel, mer) et permettent alors une détection plus robuste du trait de côte (Valentini et al., 2017).

Dans tous les cas, le trait de côte identifié correspond à la zone du jet de rive dont l'extension et la position *cross-shore* dépend des conditions de vagues et de surcote. Il est donc obligatoire de se référer à des conditions hydrodynamiques semblables pour décrire son évolution. Typiquement il est préférable de restreindre l'analyse à des conditions de vagues et de vent peu énergétiques, pour limiter les erreurs associées à la surcote et au jet de rive (Stockdon et al., 2006). De la même façon il est impératif de réaliser le suivi du trait de côte pour des hauteurs de marée similaires. Ainsi, l'erreur sur la position du trait de côte varie selon les écarts verticaux du niveau d'eau au cours d'une période de suivi et qui se traduisent en une erreur horizontale selon la pente de la plage. La résolution *cross-shore* de l'image redressée est enfin ajoutée comme source d'erreur affectant l'identification du trait de côte. Si les erreurs totales maximales associées à un suivi du trait de côte sont généralement inférieures à 10 m (e.g. Holman and Stanley, 2007; Plant et al., 2007; Rutten et al., 2018; Valentini et al., 2017), il est essentiel de préciser pour la plage étudiée (résolution du système vidéo, pente de la plage) et pour la période analysée (caractéristique hydrodynamique et météorologique de chacune des images) les différentes sources d'erreurs liées à l'utilisation de la vidéo.



## Détection des barres sableuses

La zone de dissipation de l'énergie des vagues est extraite à partir des images *timex*. Sur ces images, les vagues individuelles sont lissées en moyennant tous les pixels sur 10 mn. Il en résulte une zone blanche de dissipation qui correspond à la position des barres sableuses sous-jacentes qui font déferler les vagues. Cependant, cette ligne de déferlement fluctue en fonction des conditions hydrodynamiques ambiantes (Fig. 3.4), du niveau de marée et de la bathymétrie (Enckevoort and Ruessink, 2001). Le signal de dissipation peut ainsi se montrer inexistant lorsque les vagues sont trop petites jusqu'à complètement saturé lors de tempêtes sur une morphologie identique. Le maximum d'intensité lumineuse (associé au pattern de dissipation) connaît aussi un léger déphasage avec le pic de la crête de barre qui varie d'une dizaine à une trentaine de mètres en fonction des hauteurs de vagues, du niveau d'eau et de la morphologie de la barre (Van Enckevoort and Ruessink, 2001). L'importance n'est pas tellement le biais mais plutôt l'erreur associée aux variations des conditions hydrodynamiques qui induisent systématiquement des écarts sur la position du *pattern* de dissipation. Enckevoort and

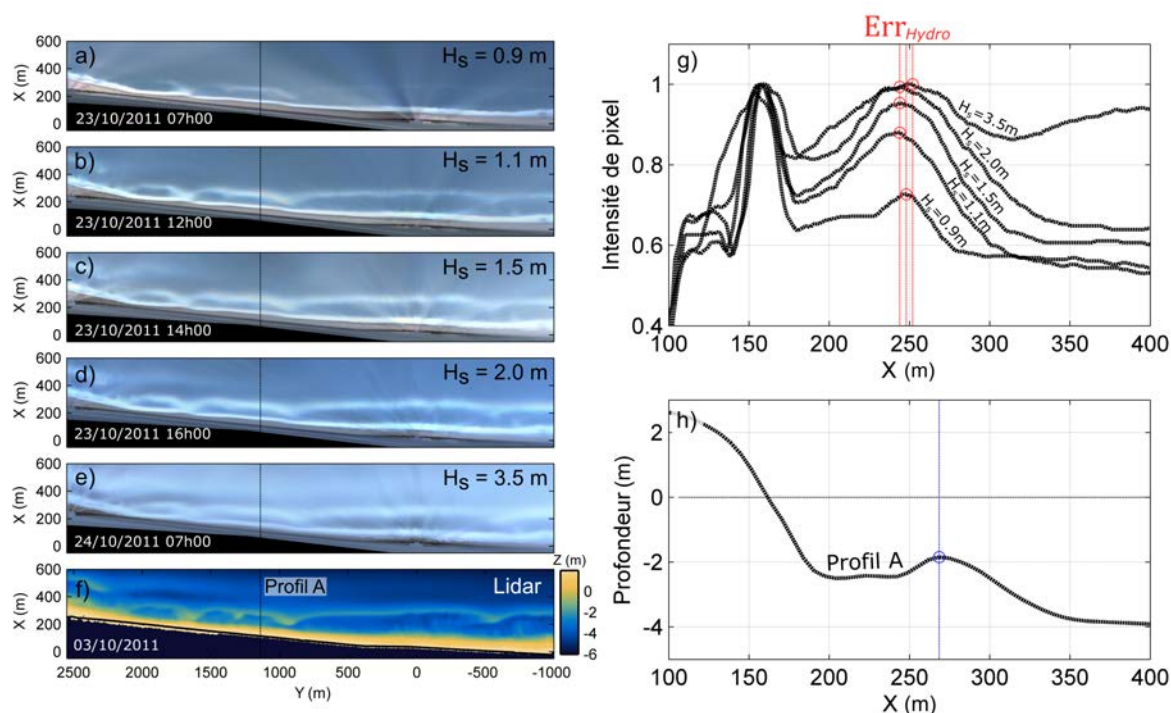


Fig. 3.4 Évolution du pic d'intensité de pixel en fonction de la hauteur significative  $H_s$  des vagues mesurée à la station vidéo de Sète. a-e) Images *timex* rectifiées à différentes heures pendant le montant de la tempête. f) Vue en plan de la bathymétrie mesurée quelques jours avant le coup de mer. g) Intensité de pixel le long du profil A ( $Y=1070$  m) et f) bathymétrie associée.

*Ruessink* (2001) montrent que la position *cross-shore* du maximum de dissipation varie sur une dizaine de mètres en fonction des conditions de vagues et du niveau d'eau sur une bathymétrie fixe. Ces résultats montrent que la dynamique haute fréquence des barres sableuses doit être analysée avec précaution en tenant compte de la variabilité *cross-shore* du maximum de dissipation induit par les variations hydrodynamiques. *Rutten et al.* (2018) estime par exemple une erreur de 10 m liée à l'utilisation de méthode vidéo sur le site d'étude du *Sand Engine* (Pays-Bas) et conclue que la variabilité journalière présumée peut être alors induite par des erreurs de détection tandis que la variabilité mensuelle ou saisonnière reflète quant à elle la dynamique réelle de la barre sableuse.

Les erreurs associées à la méthode de détection du trait de côte et des barres sableuses seront spécifiquement évaluées sur la station vidéo installée au Lido de Sète (section 4.3.2) de manière à pouvoir évaluer de façon précise la réponse morphologique de la plage suite à la mise en place d'un ouvrage de type atténuateur de houle.

#### d) Hydrodynamique

Des outils moins classiques ont été développés sur différents systèmes vidéo consistant à mesurer sur des profils *longshore* ou *cross-shore* l'intensité des pixels ou cours du temps (Fig. 3.2c et d). Ainsi, des signatures optiques peuvent être mises en évidence comme ici la dérive littorale sur le profil *longshore* (Fig. 3.2c). Suite au déferlement de chaque vague, l'écume persiste et se déplace longitudinalement, emportée par le courant de dérive. *Chickadel et al.* (2003) développèrent une méthode robuste permettant de mesurer à partir d'un *timestack* parallèle à la plage la vitesse de surface du courant de dérive. Ils estiment alors la précision de la méthode à 0.10 m/s mais précisent qu'elle reste cependant très sensible au vent qui introduit des erreurs non négligeables.

Le *timestack* d'un transect *cross-shore* permet de rendre compte de la signature spatio-temporelle des vagues en mettant en évidence leurs trajectoires individuelles depuis le large, jusqu'à la plage. De nombreuses études se sont attachées à relier le signal d'intensité vidéo aux propriétés physiques des vagues (e.g. *Lippmann and Holman*, 1991; *Stockdon and Holman*, 2000; *Catalán and Haller*, 2008). La surface plane horizontale du plan d'eau reflète la partie haute du ciel. Le changement de pente de la surface de l'eau lors du passage d'une vague décale la zone du ciel qui est réfléchi et qui est généralement plus sombre. Les surfaces planes ou peu pentues sont donc perçues comme claires et les faces avant, pentues, plus sombres. Dans la zone de levée, la face des vagues s'obscurcit avec le raidissement des vagues. Lorsque la vague finit par déferler, l'intensité lumineuse devient soudainement maximale à cause de l'écume produite par la

turbulence. Enfin, les vagues viennent s'écraser sur le bas de plage en induisant un jet de rive dont l'extension horizontale est plus ou moins importante selon la pente de la plage et les conditions de vagues. Les *timestacks cross-shore* permettent ainsi de suivre cette évolution et de caractériser la fraction de vagues déferlées, la vitesse de propagation des vagues ou l'extension horizontale du jet de rive (Fig. 3.2d).

### 3.2.3 Inversion bathymétrique par imagerie vidéo

#### a) Les enjeux de l'inversion bathymétrique

Traditionnellement, les données bathymétriques sont obtenues à l'aide d'un sondeur acoustique embarqué qui permet de fournir des données temporellement rares, mais spatialement denses. Au contraire, les altimètres acoustiques *in situ* fournissent des observations temporellement denses, mais spatialement éparses. Plus récemment, de nouvelles techniques de télédétection ont été développées et permettent d'obtenir des données bathymétriques à plus haute fréquence sur des résolutions spatiales importantes et dans le cas de systèmes vidéo à moindre coût. Ces techniques restent encore aujourd'hui le seul moyen d'obtenir une estimation de la profondeur lorsque les conditions de mer deviennent trop dangereuses et rendent impossible l'acquisition *in situ* (Lippmann and Smith, 2009).

L'acquisition de données bathymétriques à haute fréquence est essentielle à la compréhension des processus hydro-sédimentaires en zone littorale. En effet, les changements morphologiques du profil de plage s'étalent sur une large gamme d'échelles spatio-temporelles qui varie de quelques heures (tempête) à plusieurs semaines (changements de régimes de houle). Des observations précises de la bathymétrie sont par ailleurs indispensables à la modélisation. L'acquisition à haute fréquence de morphologies de plages permet la ré-actualisation des grilles numériques où sont simulés les différents processus comme la propagation des vagues vers la côte, le déferlement, les courants induits ainsi que le transport sédimentaire. La mise à disposition d'une plus grande quantité de données bathymétriques apparaît être un atout majeur pour la calibration et le développement des modèles morphodynamiques. D'un point de vue plus opérationnel, une acquisition automatisée à haute fréquence de la morphologie de plage, rend possible la mise à jour des modèles de submersion marine et augmente considérablement la qualité des prévisions.

La plupart des méthodes vidéo d'estimation de la bathymétrie subtidale sont basées sur l'estimation de la célérité des vagues (Stockdon and Holman, 2000). En se propageant

vers la côte, la houle est soumise au processus de réfraction et voit sa longueur d'onde diminuer jusqu'au déferlement tout en conservant relativement la même période (Fig. 2.5). En utilisant la relation de dispersion linéaire (Eq. 2.1), la connaissance de la vitesse de propagation des vagues  $\frac{\omega}{k}$  permet d'évaluer une profondeur locale  $h$ . Différentes méthodes (temporelles ou spectrales) ont donc été développées ces dernières années dans le but d'estimer la célérité des vagues.

Les méthodes temporelles (e.g. *Almar et al.*, 2009; *Birrien et al.*, 2013) sont basées sur le calcul d'un déphasage entre séries temporelles voisines. La méthode consiste tout d'abord à fixer un déphasage temporel  $\Delta t$  inférieur à la période des vagues. A chaque position *cross-shore* est associé un signal lumineux. Ce signal lumineux va être corrélé aux signaux avoisinants avec l'objectif de trouver la meilleure corrélation possible de deux signaux pour le déphasage temporel  $\Delta t$  donné. Ce maximum de corrélation n'est autre que la distance que parcourt la vague pendant le temps  $\Delta t$ . Le processus est ensuite répété de part et d'autre de chaque position *cross-shore* afin d'obtenir une corrélation moyenne maximale et donc une vitesse moyenne en chaque point. Toutefois, l'estimation des vitesses de propagation de l'onde est problématique lorsque le signal de vagues est bruité comme en présence de spectres de houle larges (mer de vent), de vagues secondaires, ou dans le cas de plusieurs houles ayant des angles d'incidence différents. Sur la plage du *Truc Vert* (Aquitaine, France), les résultats obtenus montrent que l'erreur quadratique moyenne entre la mesure et l'estimation vidéo reste relativement importante (0,95 m), avec des erreurs maximales localisées au niveau des barres sableuses (*Almar*, 2009).

Les méthodes spectrales (*Holman et al.*, 2013), estiment la vitesse de propagation des vagues en calculant, à une fréquence donnée, la transformée de fourrier du signal spatiotemporel et la meilleure corrélation possible avec des longueurs d'ondes prédéfinies. Les différentes phases de l'algorithme sont décrites dans la section ci-dessous. L'un des avantages de la méthode spectrale par rapport la méthode temporelle est d'utiliser une plus grande quantité de signaux dans l'espace et dans le temps pour chaque point où la bathymétrie doit être estimée. Pour des conditions de vagues bruitées faiblement monochromatiques, la méthode spectrale est alors souvent plus robuste que la méthode temporelle. De plus, l'inversion spectrale *cBathy* (*Holman et al.*, 2013) utilisée dans le cadre de cette thèse est capable de prendre en compte plusieurs nombres d'onde et de fournir directement une estimation approximative de la qualité de l'inversion. L'algorithme propose également une méthode d'assimilation de données qui permet de filtrer les résultats obtenus lorsque la fiabilité de l'estimation bathymétrique est faible.

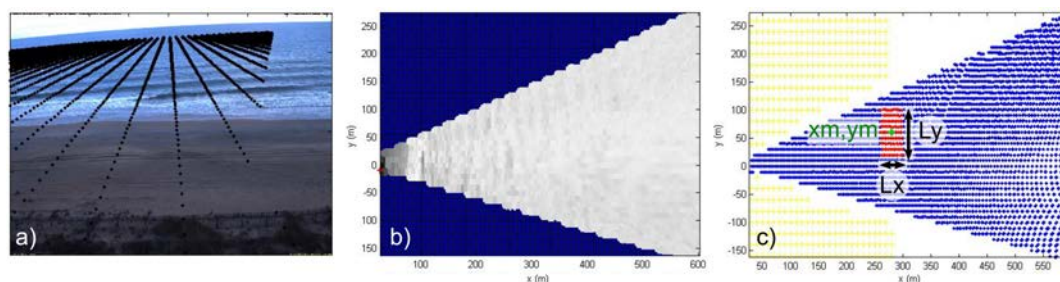


Fig. 3.5 Phase 1 de l'algorithme *cBathy* (Holman et al., 2013). a) Enregistrement de pixels à Sète le 15 Janvier 2018 avec une résolution spatiale de 10 et 3 m (axes longshore et cross-shore, respectivement) à une fréquence de 2 Hz pendant 17 mn. b) Grille dans le repère plan  $(X, Y, Z)$ . c) Estimation de la profondeur  $\tilde{h}(x_m, y_m)$ .

## b) L'algorithme *cBathy*

### Description de la méthode

L'inversion bathymétrique est généralement réalisée avec une vidéo de la surface de l'eau obtenue à l'aide de caméra(s) fixe(s). L'intensité de chacun des pixels de l'image prédéterminés (Fig. 3.5a) est échantillonnée à une fréquence de 2 Hz pendant 17 mn. Une fois la série temporelle de pixels enregistrée (Fig. 3.5b), l'analyse est réalisée de manière séquentielle sur une série de points  $(x_m, y_m)$  pour lesquels un groupe de pixels voisins est utilisé (Fig 3.5c). Le nombre de point ( $N_{pix}$ ) appartenant à ce groupe est défini par l'utilisateur sur une longueur  $L_y$  et largeur  $L_x$  prédéterminées. L'objectif de l'algorithme est d'estimer un nombre d'onde  $k = 2\pi/L$  au point  $(x_m, y_m)$  pour une série de fréquences  $f_b = 1/T$  choisies. La série de fréquences est généralement définie entre 0.056 et 0.250 Hz et correspond à des périodes de vagues variant entre 4 et 18 s. Pour chacun des couples  $k, f_b$ , une profondeur  $\tilde{h}(x_m, y_m)$  est alors calculée avec l'équation de dispersion 2.1 (phase 1, Holman et al. 2013). La profondeur finale du point échantillonné  $\hat{h}(x_m, y_m)$  est finalement calculée en combinant les résultats obtenus sur certaines fréquences dont l'erreur estimée par l'algorithme est faible (phase 2, Holman et al. 2013, Fig. 3.6).

Lorsque la visibilité est mauvaise (éblouissement, brouillard, pluie), ou que la mer est trop agitée (déferlement), il est parfois difficile d'estimer correctement la vitesse de propagation des vagues. C'est pourquoi, chacune des prévisions  $\hat{h}(x_m, y_m)$  est corrigée par un filtre (Kalman, 1960), permettant d'obtenir une donnée bathymétrique stable (phase 3, Holman et al. 2013). L'objectif de ce filtre est de fournir une estimation de la morphologie de la plage sur certains secteurs même lorsque les conditions in situ ne sont pas favorables. La variabilité naturelle du profil de plage, est alors modélisée par

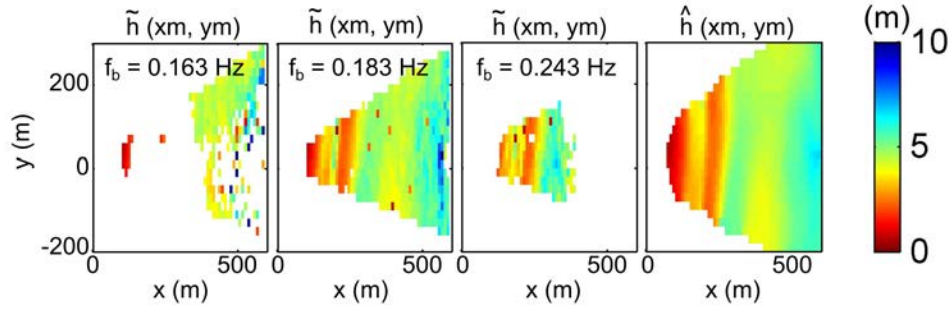


Fig. 3.6 Phase 2 de l'algorithme *cBathy* (Holman et al., 2013). Combinaison des résultats de l'inversion bathymétrique obtenus à différentes fréquences  $\tilde{h}$  ( $f_b = 0.163; 0.183; 0.243$ ) en une valeur plus robuste  $\hat{h}$ . Résultats obtenus à partir de l'acquisition présentée Fig. 3.5.

la fonction  $Q$  (m<sup>2</sup>) ci-dessous (Eq. 3.1), permettant d'appliquer si besoin une correction sur les points de grille dont l'estimation bathymétrique est peu fiable.

$$Q(x, H_s) = C_q H_s \exp \left\{ \left[ \frac{x - x_0}{\sigma_x} \right]^2 \right\} dt \quad (3.1)$$

$H_s$  (m) est la hauteur significative des vagues et  $dt$  (nombre de jour) est la durée entre deux inversions bathymétriques.  $C_q$  (nombre de jour<sup>-1</sup>) est une variable ajustable selon le site d'étude, paramétrée pour correspondre à la variabilité maximale du profil de plage sur une journée. La position *cross-shore* du point modélisé est donnée par la variable  $x$  tandis que  $x_0$  décrit la position *cross-shore* du maximum de variabilité attendue (typiquement la position de la barre d'avant-côte). Enfin,  $\sigma_x$  correspond à l'étendue *cross-shore* de ce maximum de variabilité.

### Résultats et validation de la méthode

La qualité des estimations a déjà été comparée avec des levés bathymétriques classiques de type échosondeur ou des altimètres acoustiques sur différentes morphologies de plages et pour des conditions de vagues variées (e.g. Holman et al., 2013; Bergsma et al., 2014; Radermacher et al., 2014; Rutten et al., 2017; Brodie et al., 2018; Radermacher et al., 2018). Les écarts obtenus entre la donnée mesurée et celle calculée par l'algorithme sont compris entre 0,51 et 2,05 m et dépendent largement de la résolution du système vidéo, de la morphologie du site et des conditions hydrodynamiques au moment de l'acquisition (Brodie et al., 2018). Les erreurs sont souvent plus importantes dans les eaux peu profondes près du rivage, où la théorie linéaire devient trop approximative (Bergsma and Almar, 2018) car impactée par les courants et par la propagation des différentes harmoniques générées au déferlement.

*Holman et al.* (2013) présentent les premiers résultats de la méthode d'inversion avec le site de *Duck* (Caroline du Nord, États-Unis) sur une campagne de mesures bathymétrique de 2 ans et comprenant 16 levés. L'erreur moyenne estimée varie entre 0.19 et 0.51 m selon les conditions de vagues avec une performance qui se dégrade lorsque la hauteur des vagues devient importante. Les erreurs maximales sont localisées au large, à plusieurs centaines de mètre des caméras à cause de l'altération de la résolution des pixels, et proche du trait de côte suggérant alors une mauvaise représentation de la célérité des vagues par la théorie linéaire dans les zones très peu profondes. Au cours de la même étude, une seconde validation est réalisée sur la plage de *Agate* (Oregon, États-Unis) et montre des résultats similaires avec une erreur moyenne de 0.56 m. *Bergsma et al.* (2014) présentent les résultats de l'algorithme dans un environnement macro-tidal à *Porthtowan* en Angleterre et montre que la méthode est capable d'estimer la bathymétrie avec un biais d'environ 10 % sur la hauteur d'eau totale. *Radermacher et al.* (2014) évaluent entre 0.48 et 0.66 m l'erreur de l'estimation bathymétrique par rapport à la mesure, au cours de six levés réalisés au *Sand Engine* (Pays-Bas). Enfin, *Brodie et al.* (2018) montrent lors d'un suivi long terme (1 année) et haute fréquence par altimètre acoustique que l'erreur induite par la méthode d'inversion bathymétrique est de l'ordre de 0.75 m et identifient un biais important lorsque les vagues déferlent au-dessus de la barre. La méthode rencontre également des difficultés majeures à estimer correctement la vitesse de propagation des vagues lorsque le déferlement est réparti sur une zone de *surf* étendue, ce qui suggère que l'inversion bathymétrique ne peut être utilisée pour quantifier l'évolution morphologique au cours des tempêtes mais plutôt lorsque les conditions sont plus calmes au moment du montant ou tombant de chacune d'entre elles.

### 3.3 Modélisation morphodynamique des plages

#### 3.3.1 Introduction

Si, les observations sont essentielles et restent un point clef à l'amélioration de la compréhension des processus hydro-sédimentaires, la modélisation numérique peut fournir un complément essentiel à l'identification des processus moteurs et contribuer à l'anticipation des mouvements sédimentaires et de l'érosion côtière. Sur les plages sableuses, la propagation et le déferlement des vagues au-dessus d'une bathymétrie hétérogène entraînent un déplacement des masses d'eau et la naissance de circulations. Ces circulations à leur tour sont capables de générer du transport sédimentaire et de

modifier la bathymétrie initiale qui rétroagit ensuite sur l'hydrodynamique (boucle morphodynamique). Appréhender la dynamique sédimentaire associée à ces circulations est une tâche complexe et un réel enjeu scientifique.

Des plus petites aux plus grandes échelles spatio-temporelles (de gauche à droite, Fig. 3.7), les modèles basés sur la simulation des processus sont utilisés pour étudier la formation et l'évolution des rides sableuses (*Marieu et al.*, 2008), des barres d'avant-côte (*Castelle et al.*, 2012) ou des phénomènes plus grandes échelles comme le développement de chenaux dans les bassins tidaux (*Marciano et al.*, 2005). Pour simuler sur plusieurs années à plusieurs siècles les instabilités du trait de côte on peut utiliser un modèle hybride permettant de calculer de manière semi-empirique la dérive littorale, et ainsi de résoudre non seulement les gradients de transport sédimentaire *longshore*, mais aussi du transport sédimentaire *cross-shore* dû à la variabilité temporelle de l'énergie des vagues incidentes (*Robinet et al.*, 2018).

A l'heure actuelle, un grand nombre de modèles basés sur la modélisation des processus physiques ont vu le jour pour simuler l'hydrodynamique et la morphodynamique du littoral. Différentes approches ont été proposées selon le phénomène que l'on cherche à modéliser et les dimensions spatiotemporelles du problème. La démarche de modélisation morphodynamique passe typiquement par une étape d'identification et de hiérarchisation des processus physiques, une phase de modélisation explicite et finalement par l'intégration de ces processus dans des modèles de plus grande échelle, le plus souvent sous forme de paramétrisation (*Roelwink*, 2011).

Par exemple, les modèles hydrodynamiques fins basés sur les équations de Navier-Stokes ou de type Boussinesq permettent d'obtenir des informations sur les processus hydrodynamiques à l'échelle de la vague (processus de l'ordre du mètre évoluant sur quelques minutes, Fig. 3.7) qui doivent être rigoureusement paramétrés dans les modèles morphodynamiques. Pour des échelles spatio-temporelles plus importantes (processus allant de quelques mètres à plusieurs kilomètres et évoluant sur une durée de quelques jours, Fig. 3.7), les modèles peuvent être utilisés pour simuler des processus allant jusqu'à la dynamique des plages. Parmi les approches utilisées, les modèles à résolution de phase (e.g. *SWASH* (*Zijlema et al.*, 2011), *FUNWAVE* (*Kirby et al.*, 1998)) résolvent à la fois les vagues et les courants et sont souvent utilisés pour modéliser les processus de l'ordre de la centaine de mètre évoluant sur quelques heures. Les modèles à phase moyennée qui couplent un modèle de vagues (généralement spectral) et un modèle de circulation (e.g. *Hydrodyn* (*Castelle et al.*, 2006), *Delft3D* (*Lesser et al.*, 2004), *Tomawac-Telemac*



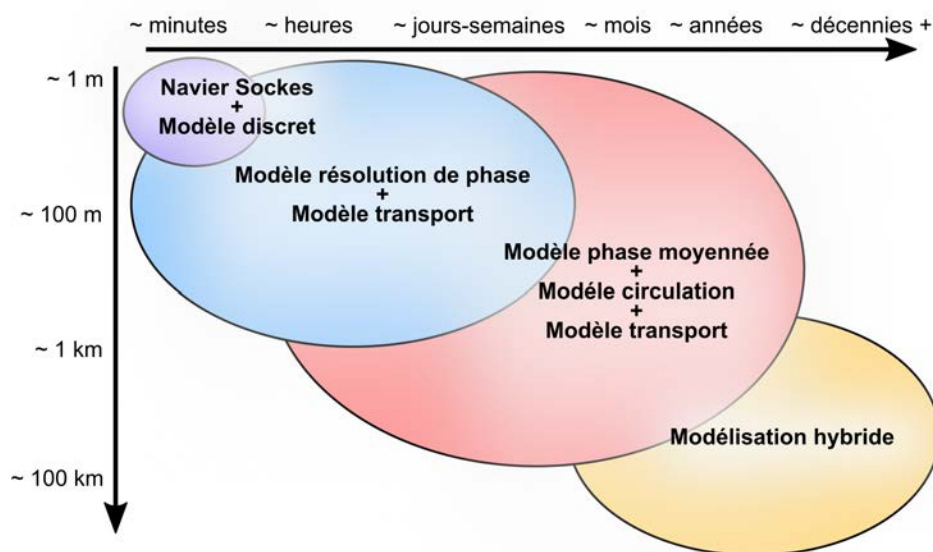


Fig. 3.7 Croquis simplifié illustrant le type de modèle couramment utilisé en fonction des différentes échelles spatiales et temporelles dont on veut simuler la dynamique.

(Benoit *et al.*, 1996)) sont utilisés pour des processus un peu plus grandes échelles, typiquement une plage évoluant sur des durées de quelques heures à plusieurs mois. Cette stratégie de modélisation permet de simuler les courants moyens induits par la houle avec des temps de calcul considérablement plus faibles que les autres approches (modèles de type Navier Stokes ou à résolution de phase). Entre les deux, certains modèles (*XBeach*, Roelvink *et al.* (2010)) combinent une stratégie de modélisation à résolution de phase pour les ondes infragravitaires et à phase moyennée pour les vagues.

Parmi les modèles à phase moyennée, on trouve les modèles à une dimension (1D), les modèles bidimensionnels dans le plan horizontal (2DH) ou encore bidimensionnels dans le plan vertical (2DV). Avec l'augmentation des moyens de calculs, de plus en plus d'approches quasi-3D (modèles 2DH avec profils verticaux de vitesses) ou 3D ont été développées, permettant d'appréhender la structure verticale des courants. A l'heure actuelle, les modèles 3D montrent encore des difficultés importantes à représenter le transport sédimentaire sur les plages sableuses. Les objectifs du travail de thèse étant de caractériser les processus hydro-sédimentaires et les évolutions des barres d'avant-côte lors des événements de tempêtes en liaison avec un ouvrage de type atténuateur de houle, il est aussi nécessaire de trouver un compromis entre le temps de calcul, les processus principaux à modéliser et l'emprise spatiale du modèle. A l'heure actuelle pour les plages sableuses dominées par l'action de la houle, les modèles morphodynamiques 2DH présentent le meilleur compromis.

Actuellement, les modèles 2DH ne prennent pas en compte les processus en zone de jet de rive qui jouent un rôle important dans la formation des bermes, des systèmes de barres intertidales et dans la dynamique du haut de plage pendant les phases d'érosion et de reconstruction. En effet, l'approche de type énergétique utilisée dans les formulations des flux sédimentaires n'est pas adaptée aux processus en zone de jet de rive. La modélisation de la migration des barres perpendiculairement à la côte reste également un problème ouvert. La plupart des modèles peuvent simuler les états d'accrétion de plage, caractérisés par une migration lente de la barre vers le bord et le développement de structures tridimensionnelles. Par contre, aucun modèle n'est encore capable de simuler correctement le comportement des plages sableuses pendant les épisodes de tempête.

### 3.3.2 Stratégie de modélisation

#### a) Présentation du couplage morphodynamique

La stratégie de modélisation utilisée dans ces travaux de thèse s'inscrit donc dans une approche 2DH basée sur l'hypothèse des milieux peu profonds qui considère que le courant est homogène sur la colonne d'eau. Les équations *shallow-water* sont intégrées sur la verticale et moyennées dans le temps (sur une durée supérieure à la période des ondes infra-gravitaires). Le modèle hydrodynamique utilisé dans cette thèse est composé de 2 modules : un module de vagues spectral *SWAN* (Booij et al., 1999) et un module de courant *Hydrodyn* (e.g. Saint-Cast, 2002; Castelle, 2004; Castelle et al., 2006). Les deux modules (vague et courant moyen) sont couplés dans un modèle morphodynamique *2Dbeach* (Dubarbier et al., 2017). Cette nouvelle plate-forme de modélisation morphodynamique, développée à l'université de Bordeaux (Dubarbier, 2014) reste flexible car elle propose une séparation totale entre le modèle de vagues, de courant et de transport sédimentaire/évolution du fond. Ce modèle est actuellement le seul capable de simuler l'ensemble des états de plages avec une bonne représentation des flux sédimentaires *cross-shore* (Dubarbier et al., 2017). Nous détaillons dans la suite les différents modules utilisés dans ce couplage.

Le système de coordonnées utilisé est un système cartésien. Les axes  $x$  et  $y$  définissent le plan horizontal alors que la coordonnée verticale est donnée par la variable  $z$ . Le vecteur vitesse est noté  $\vec{U}(U, V)$ . L'élévation de la surface libre est notée  $\eta(x, y, t)$ . Le temps caractéristique morphodynamique étant plus grand que celui associé à hydrodynamique, on supposera la bathymétrie  $h(x, y)$  indépendante du temps à l'échelle d'une simulation hydrodynamique. La masse volumique de l'eau  $\rho$  est considérée comme constante selon hypothèse d'un écoulement incompressible. Les dérivées partielles par

rapport à  $t$ ,  $x$ ,  $y$  et  $z$  sont respectivement notées  $\partial t$ ,  $\partial x$ ,  $\partial y$  et  $\partial z$ . Afin de simplifier les notations, les conventions mathématiques de sommation sont utilisées. Ainsi les indices muets  $i, j$  représentent alternativement les deux composantes horizontales  $x, y$ .

### b) Module hydrodynamique : modèle spectral de vagues

Depuis les travaux de *Sverdrup and Munk* (1947), de nombreuses études théoriques et observations ont permis le développement de modèles de description et de prévision des états de mer de plus en plus sophistiqués. Les modèles d'état de mer actuels, *WAM* (*Komen et al.*, 1996), *WAVEWATCH III* (*Tolman*, 2002), *SWAN* (*Booij et al.*, 1999), *Tomawac* (*Benoit*, 2003), *CREST* (*Ardhuin et al.*, 2001), résolvent l'équation d'évolution du spectre d'énergie (ou d'action) de l'état de mer sous l'effet combiné de plusieurs processus physiques, qui créent, dissipent ou transfèrent l'énergie au sein du spectre directionnel (Eq. 3.2).

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial C_x N}{\partial x} + \frac{\partial C_y N}{\partial y} + \frac{\partial C_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial C_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma}. \quad (3.2)$$

$N$  représente la densité d'action des vagues obtenue à partir de la densité d'énergie  $E = \rho g H_s^2 / 16$  où :

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma}. \quad (3.3)$$

L'équation 3.2 décrit la variation lente du spectre des vagues dans le temps et l'espace. Elle se compose de trois termes : la variation locale de la densité d'action des vagues (premier terme du membre de gauche), le transport net de densité d'action dans le domaine spatial  $(x, y)$ , fréquentiel  $\sigma$  et directionnel  $\theta$  (autres termes du membre de gauche) et le terme  $S$  représentant les différents effets de génération et de dissipation des vagues dus principalement au vent, au frottement et au déferlement.

Le spectre directionnel d'énergie fournit donc une information détaillée sur la répartition de l'énergie des vagues, à la fois en fréquences et en directions. De ce spectre, on peut déduire des paramètres intégrés caractéristiques de l'état de mer, comme la hauteur significative, la période pic, la direction moyenne de propagation ou encore l'étalement directionnel moyen. Parmi les différents modèles, *SWAN* (*Booij et al.*, 1999) est le premier modèle conçu spécialement pour les applications côtières, incluant le déferlement bathymétrique et les interactions non-linéaires entre triplets de fréquences (*Gagnaire-Renou*, 2009). Le modèle spectral de vagues *SWAN* permet de décrire la propagation des vagues quand les phénomènes de diffraction et de réflexion sont négligeables. A partir

du champ de vagues obtenu par le modèle de vagues, les termes de forçage sont connus et les courants moyens peuvent être calculés par le modèle hydrodynamique.

### c) Module hydrodynamique : modèle de circulation

En dynamique des fluides appliquée au domaine littoral, les équations aux dérivées partielles non-linéaires de conservation de la masse (Eq. 3.4) et de la quantité de mouvement horizontale (Eq 3.5 et 3.6) peuvent s'écrire de la manière suivante :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right), \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \right), \quad (3.6)$$

où  $p$  est la pression et  $\tau_{ij}$  sont les tensions de cisaillement dans le fluide. Le module hydrodynamique résout les équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement intégrées sur la verticale et moyennées dans le temps en prenant en compte les termes turbulents associés au déferlement des vagues. En faisant la moyenne temporelle et sur la colonne d'eau des équations locales du mouvement on obtient :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_j}{\partial x_j} \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial Q_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (Q_i Q_j) + gh \frac{\partial \eta}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \Gamma_{ij}}{\partial x_j} + \frac{\tau_i^b}{\rho} = 0, \quad (3.8)$$

avec  $Q_i = hU_i$ , le flux de masse lié aux vagues en incluant les effets du roller (*Michallet et al.*, 2011). Le roller (ou rouleau de déferlement) est la zone turbulente aérée située devant le front de l'onde de surface liée au mouvement organisé (*Dubarbier*, 2014). Le courant moyen  $U$  est calculé selon la définition proposée par *Mei et al.* (1989) qui définit le courant moyen horizontal comme l'intégration du champ de vitesses suivant la verticale entre la cote du fond ( $-h$ ) et la surface libre  $\eta(t)$ , moyennée sur la durée  $T$  :

$$U = \frac{1}{T(h + \eta)} \int_t^{t+T} \int_{-h}^{\eta(t)} u dz dt. \quad (3.9)$$

Le tenseur des contraintes turbulentes  $\Gamma_{ij}$  associé au déferlement des vagues en surface permet de contrôler la diffusion de la quantité de mouvement de l'écoulement moyen

notamment par la paramétrisation d'un coefficient de mélange  $M$  (Battjes, 1975).

$$\Gamma_{ij} = \rho h \left[ Mh \left( \frac{D}{\rho} \right)^{1/3} + \nu_0 \right] \left( \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (3.10)$$

où  $D$  est la dissipation d'énergie lié au déferlement et  $\nu_0$  un coefficient ajustable de viscosité turbulente. La contrainte de frottement sur le fond est modélisée suivant l'approche *weak flow* développée par Liu and Dalrymple (1978) qui introduit un seul paramètre ajustable  $C_f$  et qui s'écrit :

$$\tau_i^b = \rho C_f |U_{rms}| U_i, \quad (3.11)$$

avec  $U_{rms}$  la vitesse orbitale induite par la houle au fond. Le mouvement des masses d'eau est forcé par les gradients de tensions de radiation  $S_{i,j}$  qui sont considérés suivant l'approche de Phillips (1977) qui regroupe tous les termes associés au forçage par les vagues (mouvement organisé et roller) et s'écrit d'après la théorie linéaire :

$$S_{xx} = E \left( n(\cos^2\theta + 1) - \frac{1}{2} \right), \quad (3.12)$$

$$S_{yy} = E \left( n(\sin^2\theta + 1) - \frac{1}{2} \right), \quad (3.13)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{En\sin 2\theta}{2}, \quad (3.14)$$

où  $n = \frac{C_g}{c}$ .

#### d) Module de transport et évolution du fond

Le flux total de sédiments  $Q_t$  le long d'un profil de plage est estimé par la formule énergétique définie par Hsu et al. (2006). Au-delà de la distinction du transport par charriage et par suspension, les auteurs proposent en accord avec les travaux de Henderson et al. (2004), de différencier le transport de sédiments lié à la vitesse orbitale  $Q_{Cw}$  et au courant moyen  $Q_{Cc}$  par deux coefficients de friction différents. Deux termes supplémentaires ont été intégrés à la formulation initiale de Hsu et al. (2006), le premier lié à l'effet de pente dont la contribution est équivalente à un terme de diffusion  $Q_{Cf}$  (Dubarbier, 2014). Le deuxième est lié au mode de transport par l'asymétrie des vitesses orbitales  $Q_{Ka}$  (Hoefel and Elgar, 2003).

$$Q_t = Q_{Cw} + Q_{Cc} + Q_{Ka} - Q_{Cf} \quad (3.15)$$

$$Q_{Cw} = C_w \left[ \rho \frac{\varepsilon_b}{\tan\phi_s} \langle |\vec{U}(t)|^2 \tilde{u}(t) \rangle + \rho \frac{\varepsilon_s}{\omega_s} \langle |\vec{U}(t)|^3 \tilde{u}(t) \rangle \right] \quad (3.16)$$

$$Q_{Cc} = C_c \left[ \rho \frac{\varepsilon_b}{\tan\phi_s} \langle |\vec{U}(t)|^2 u_\delta \rangle + \rho \frac{\varepsilon_s}{\omega_s} \langle |\vec{U}(t)|^3 u_\delta \rangle \right] \quad (3.17)$$

$$Q_{Cf} = C_f \left[ \rho \frac{\varepsilon_b \tan\beta}{\tan\phi_s} \langle |\vec{U}(t)|^3 \rangle + \rho \frac{\varepsilon_s^2 \tan\beta}{\omega_s^2} \langle |\vec{U}(t)|^5 \rangle \right] \quad (3.18)$$

$$Q_{\kappa a} = -\kappa_a (A_u A_w) \quad (3.19)$$

Ainsi, le flux total de sédiments s'exprime comme la combinaison linéaire de ces quatre modes de transport. Du fait de l'incertitude sur la valeur respective des coefficients  $C_w$ ,  $C_c$ ,  $C_f$  et  $K_a$ , *Dubarbier (2014)* considéra ces paramètres comme ajustables dans le modèle en accord avec les précédents travaux (e.g. *Hoefel and Elgar, 2003; Hsu et al., 2006*). Enfin l'équation de conservation du sédiment est résolue par une méthode en volume fini simple à l'ordre 1 en temps et en espace, qui réalise le bilan des flux sur chaque arrête du volume de contrôle entourant le nœud scalaire où est défini la côte du fond (*Dubarbier, 2014; Dubarbier et al., 2017*). Le couplage morphodynamique complet avec prise en compte de la rétroaction du fond sableux sous l'influence des vagues est mise en place par des scripts *PYTHON* (*Dubarbier et al., 2017*) et autorise ainsi l'utilisation d'autres modèles hydrodynamiques. Dans le cadre de son développement (*Dubarbier, 2014*), la gestion de zones sous-marines non érodables a été rendue possible dans le module de transport et constitue une étape essentielle à l'application du modèle sur la problématique des atténuateurs de houle.

### 3.3.3 Quelques exemples d'application

#### a) Module hydrodynamique : le système barre/chenal

Pour les simulations suivantes, le modèle a été calibré par rapport aux résultats de (*Castelle et al., 2006*) lors de la campagne de mesures *PNEC 2001* sur la plage du *Truc Vert* (Aquitaine, France). Le meilleur accord entre le modèle et les mesures est obtenu pour ( $M = 5$ ,  $\nu = 10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $C_f = 0.0015$ ). Nous considérons pour cette application une bathymétrie idéalisée d'un système barre/baine déjà présenté dans (*Castelle, 2004; Castelle et al., 2006; Dubarbier, 2014*). Le maillage est régulier, avec  $dx = dy = 10$  m et on considère des conditions aux limites latérales périodiques. Le forçage d'entrée correspond à une houle frontale caractérisée par une hauteur significative  $H_s = 1.5$  m, de période pic  $T_p = 10$  s avec un étalement directionnel  $\Delta\theta = 20^\circ$ . Les variations de niveau d'eau ( $h_{\text{marée}}$ ) s'échelonnent entre 1 et 3 m au-dessus du niveau zéro hydrographique.

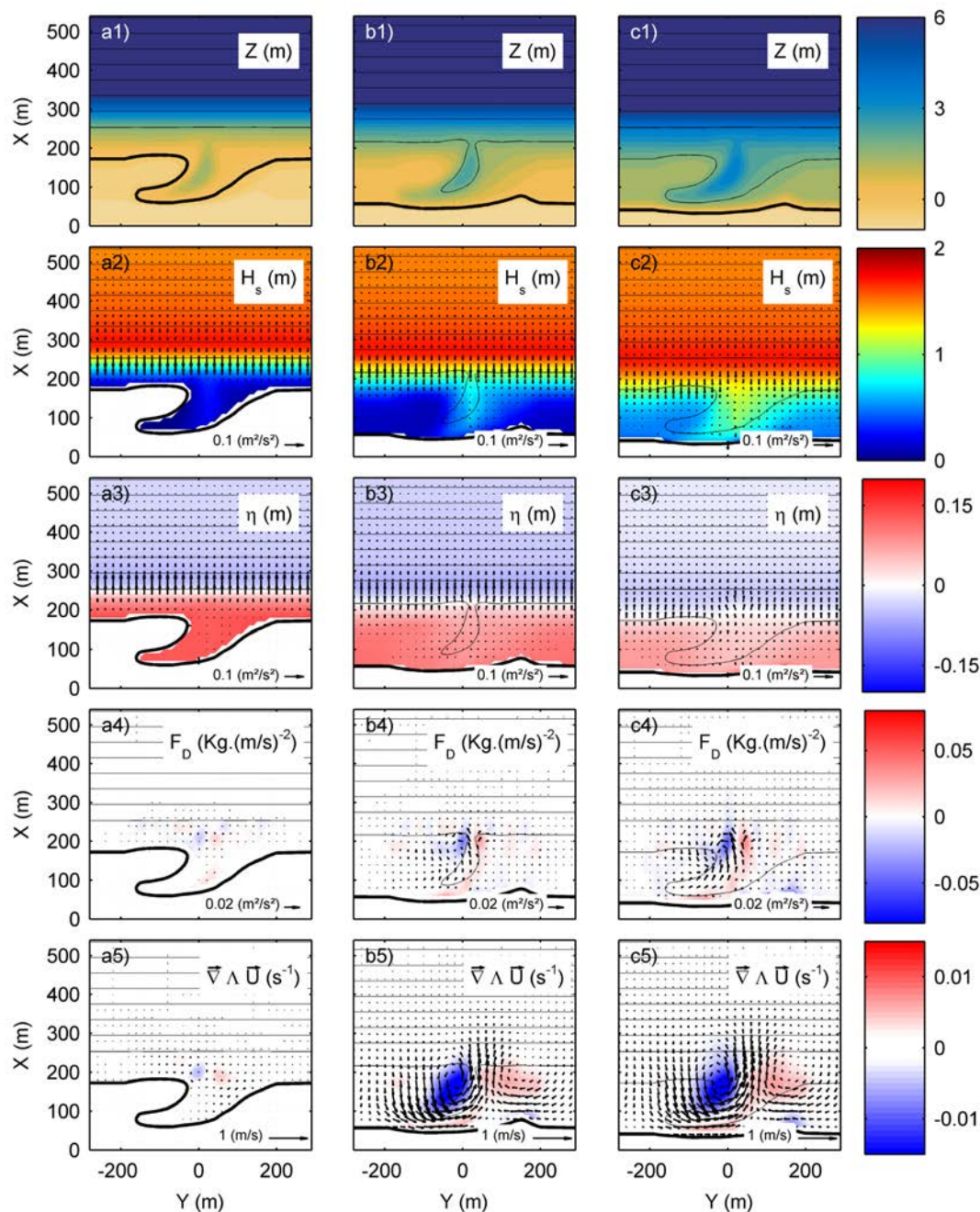


Fig. 3.8 Propagation d'une houle frontale ( $H_s = 1.5$  m ;  $T_p = 10$  s) et courants induits sur un système barre/chenal à différentes heures de la marée (a-c). Distribution spatiale de (a1-c1) la profondeur ( $Z$ ), (a2-c2) la hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) et des gradients de tensions de radiation (vecteurs), (a3-c3) la surélévation de la surface ( $\eta$ ) et des gradients de pression (vecteurs), (a4-c4) la vorticité du pattern de dissipation ( $F_D$ ) et de la circulation résiduelle (vecteurs). Les panels (a5-c5) illustrent les courants moyens résultants (vecteurs) avec la vorticité associés ( $\nabla \wedge U$ ).

La Fig. 3.8 (de a vers c) représente de gauche à droite l'évolution du champ de vagues et de l'hydrodynamique sur une phase de marée montante. Le modèle reproduit la modulation tidale commentée par *Castelle (2004)*, caractérisée par des circulations intenses de l'ordre de 0.5 m/s à mi-marée en sortie de chenal. En augmentant le niveau d'eau, nous observons un renforcement de la variabilité longshore de la dissipation (Fig. 3.8a4-c4) mis en évidence par le terme de forçage ( $F_D = \nabla D_w \cdot \vec{k}$ ) introduit par *Bonneton et al. (2010)* avec  $D_w$  traduisant le terme de dissipation lié au déferlement des vagues et  $\vec{k}$  le vecteur nombre d'onde. Le terme de forçage  $F_D$  permet de caractériser la vorticité de l'écoulement, uniquement à partir de l'état de mer, sans utiliser le module de courant moyen. *Bruneau et al. (2014)* ont démontré que les gradients *longshore* de dissipation sont le moteur de la vorticité des courants moyens. Ainsi, pour le niveau de marée le plus bas ( $h_{marée} = 1m$ , Fig. 3.8a), la circulation moyenne est quasi-inexistante car la zone de dissipation des vagues se concentre au large de la ba ne et reste uniforme le long de la plage. La circulation horizontale moyenne est plus développée lorsque le niveau de marée augmente (Fig. 3.8b et c) car les gradients *longshore* de dissipation y sont les plus importants (Fig. 3.8b4 et c4).

*Castelle et al. (2006)* et *Castelle et al. (2012)* ont montré que ces circulations peuvent aussi être expliquées par la notion de forçage résiduel ( $F_{ri}$  illustré par les vecteurs sur les Fig. 3.8a4-c4) qui correspond à la résultante entre les tensions de radiation générées par l'excès de quantité de mouvements induit par les vagues ( $F_{vi}$  illustré par les vecteurs sur la Fig. 3.8a2-c2) et les gradients de pression induits par le set-up ( $F_{pi}$  illustré par les vecteurs sur la Fig. 3.8a3-c3).

$$F_{ri} = -\rho g \bar{h} \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{S}_{ij}}{\partial x_j} = F_{pi} + F_{vi} \quad (3.20)$$

En déferlant, les vagues induisent une force de poussée illustrée par les gradients de tension de radiation  $F_{vi}$  (Fig. 3.8a2). Une grande partie de ce flux de masse va être transmise sous la forme de variation du niveau d'eau moyen  $\eta$ . Ces gradients de surface libre induisent les gradients de pression  $F_{pi}$  (Fig. 3.8a3) qui contrebalancent une grande partie des gradients d'excès de quantité de mouvement associé aux vagues (Fig. 3.8a4). Au niveau de la sortie de la ba ne, le déferlement est beaucoup moins violent que sur la barre si le niveau d'eau *hmar e* est suffisamment élevé, d'où une poussée plus faible (Fig. 3.8b2-c2). Alors qu'au niveau de la barre  $F_{vi}$  est presque entièrement contrebalancée par  $F_{pi}$ , il y a parfois un déséquilibre (ici au niveau de la sortie de ba ne) qui se manifeste sous la forme de deux zones de forçage de vorticité de signe opposé, et qui correspondent



au champs de forçage de vorticité  $F_D$  (Fig. 3.8b3-c3). Cette approche permet de mettre en évidence la structure horizontale des courants sagittaux, associés à des cellules de circulation. Ces cellules sont une figure essentielle de la dynamique des courants moyens et jouent un rôle majeur dans la dynamique des plages sableuses.

### b) Module morphodynamique : la séquence *downstate*

Pour la simulation qui suit (*Dubarbier et al.*, 2017), le modèle morphodynamique a été calibré pour reproduire une séquence d'accrétion (*downstate*)   partir d'une morphologie post-tempête caractérisée par une barre uniforme dans la direction *longshore*. La morphologie initiale correspond à un profil de plage représentatif d'une plage de la *Gold Coast* (Australie). La grille de calcul s'étend respectivement sur 780 m et 2000 m dans la direction *longshore* et *cross-shore* avec un maillage régulier ( $dx = dy = 10$  m). Le forçage correspond à une houle frontale ( $H_s = 1.16$  m,  $T_p = 12$  s) avec un étalement directionnel  $\Delta\theta = 20^\circ$ . Le niveau d'eau de marée reste constant au cours de la simulation.

La Fig. 3.9 montre l'évolution d'une plage initialement linéaire dans la direction *longshore* sur une vingtaine de jours. La séquence décrit alors une séquence *downstate* qui converge vers un état de plage intermédiaire de type *LTT* (*Low Tide Terrace*). De  $t = 0$  à 9.5 jours, la barre sableuse rectiligne migre vers la côte d'une quarantaine de mètres et voit son amplitude augmenter tout en devenant plus raide. La transition de *LBT* (*Longshore Bar Trough*) vers une morphologie *RBB* (*Rhythmic Bar and Beach*) se caractérise par le rapide développement d'instabilités morphodynamiques via les processus d'auto-organisation faisant alors apparaître une barre entrecoupée de chenaux de vidange où les courants d'arrachement peuvent atteindre jusqu'à 0.4 m/s. Ainsi, de  $t = 9.5$  à 13.1 jours, nous observons le développement de chenaux transverses de faibles profondeur qui coupent la zone de la fosse et qui constituent des axes préférentiels pour l'écoulement des masses d'eau. La transition d'un  tat *RBB* vers *TBR* (*Transverse Bar and Rip*) est caractérisée par l'attachement des portions de la barre qui sont bien développées tandis que courant sagittal est toujours bien présent même si son intensité décroit progressivement. Après  $t = 13.1$  jours, l'évolution du profil moyen de la plage converge vers une forme de terrasse de type *LTT* qui migre lentement vers la côte et qui reste entrecoupée par les chenaux.

*Dubarbier et al.* (2017) montrent alors que la contribution du transport sédimentaire *cross-shore* et plus particulièrement le déséquilibre entre le transport sédimentaire induit par l'*undertow* vers le large et l'asymétrie des vagues (*skewness*) vers le bord a un rôle majeur dans la dynamique littorale et plus particulièrement dans les transi-

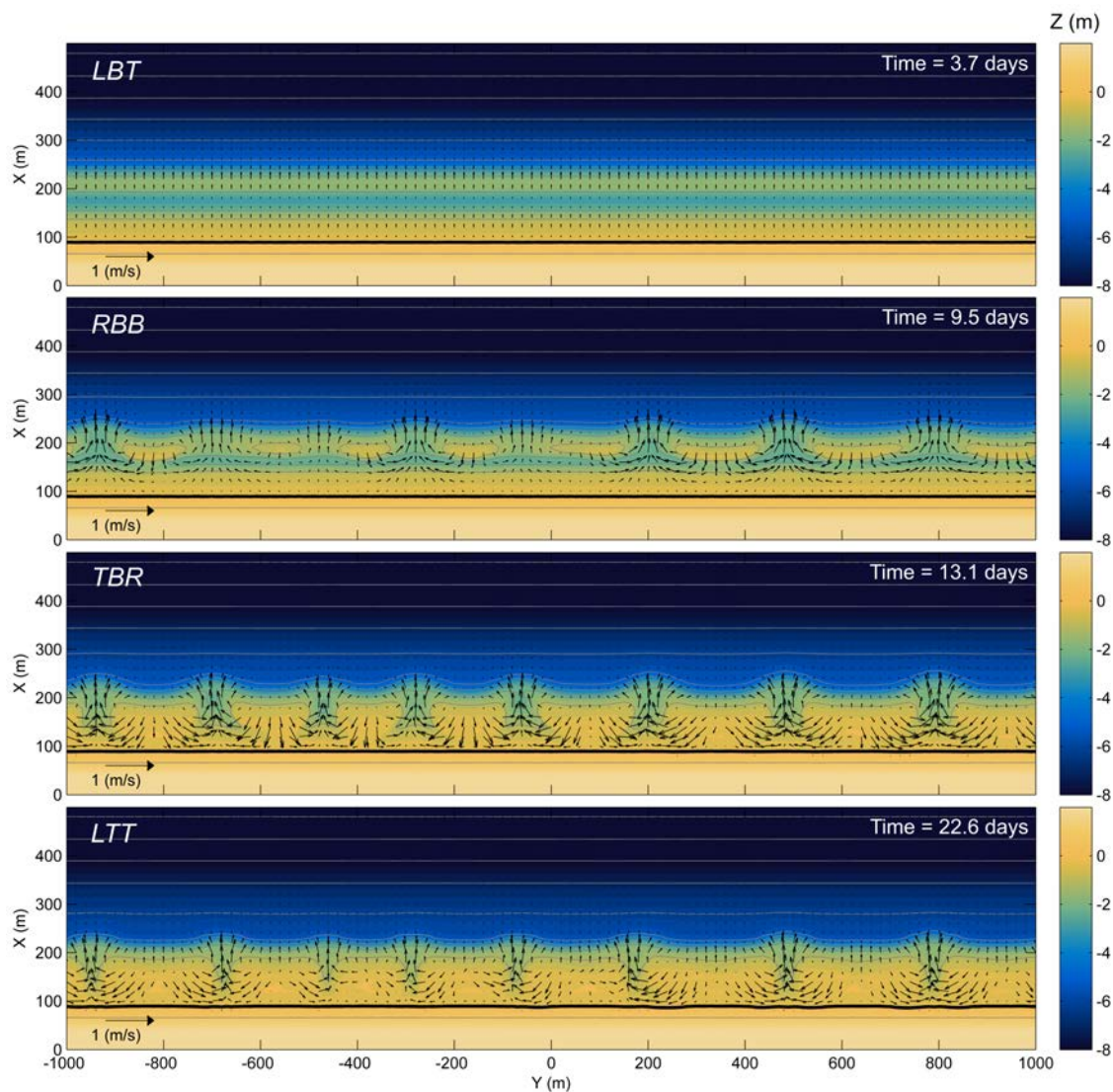


Fig. 3.9 Simulation de l'évolution d'une plage lors d'une séquence d'accrétion (downstate) sous l'influence d'un régime stationnaire de vagues frontales caractérisées par ( $H_s = 1.16$  m ;  $T_p = 12$  s). Simulation présentée par Dubarbier et al. (2017).

tions morphologiques d'un état de plage vers un autre. L'étude présentée montre aussi quelques limitations comme le fait que la partie émergée de la plage ne présente aucune évolution majeure alors que l'on pourrait attendre la migration du trait de côte vers le large. *Dubarbier et al.* (2017) suggèrent que le défaut vient de la non prise en compte des processus relatifs au jet de rive par le modèle, et qui pourrait avoir également des conséquences sur la morphologie de l'avant-côte pendant l'état en *LTT*. Si la section proposée ici permet d'illustrer sur un exemple concret les capacités du modèle morphodynamique, le lecteur trouvera une description plus détaillée de la simulation dans *Dubarbier et al.* (2017).

### 3.4 Conclusion du chapitre

L'originalité de notre approche est donc de combiner des observations vidéo à la modélisation 2DH afin de caractériser l'effet d'un ouvrage atténuateur de houle sur la dynamique des barres sableuses et du trait de côte. Les observations vidéo permettent d'obtenir de façon précise une série d'indicateurs comme la position du trait de côte ou des barres sableuses et ainsi d'assurer leurs suivis à haute fréquence (couvrant la dynamique événementielle associée aux tempêtes). Un peu plus récemment, des méthodes d'inversion bathymétrique par imagerie vidéo ont été développées. Parmi elles, l'efficacité de l'algorithme *cBathy* (*Holman et al.*, 2013) sera évaluée dans le cadre de cette thèse pour la première fois sur une plage de Méditerranée. Notre approche de modélisation permet son association avec la dynamique observée par vidéo, particulièrement à l'échelle des tempêtes. Le modèle peut être appliqué sur des cas réels et schématiques de plage afin de diagnostiquer les évolutions observées et de mieux comprendre et anticiper la réponse morphologique d'une plage sableuse à la mise en place d'un atténuateur de houle. Le chapitre suivant s'attache à présenter le site atelier utilisé dans le cadre de ce travail et décrit de façon plus spécifique au site d'étude les différents instruments utilisés.

# Chapitre 4

## Site d'étude et instrumentation : Le Lido de Sète

### 4.1 Introduction

Dans la région du Sud-Est de la France, le Lido de Sète constitue une étroite bande de sable qui sépare l'étang de Thau de la Méditerranée (Fig. 4.1a) et est exposé à des pressions environnementales et économiques sans précédent. Afin de lutter contre l'érosion marine, un programme d'aménagement a été mis en place, comprenant en 2013 l'installation d'un ouvrage atténuateur de houle.

Le Lido de Sète est probablement le site qui a été le plus étudié dans le Golfe du Lion en terme de morphodynamique littorale (e.g. *Barusseau and Saint-Guily*, 1981; *Barusseau et al.*, 1994; *Certain and Barusseau*, 2005; *Certain et al.*, 2005; *Ferrer et al.*, 2006; *Isèbe*, 2007; *Gervais et al.*, 2012; *Gervais*, 2012; *Aleman et al.*, 2013; *Balouin et al.*, 2013, 2014) et présente des caractéristiques d'un grand intérêt scientifique. Si les études réalisées ont pu caractériser l'impact des tempêtes sur la morphologie de la plage ou bien même sa dynamique à plus long terme, aucune d'entre elles n'a encore relié la réponse morphologique de la plage à la mise en place de l'ouvrage.

La connaissance de la dynamique du Lido de Sète et l'importante instrumentation déjà présente sur le site sont particulièrement favorables à notre étude. Après une présentation du site de Sète, le chapitre suivant décrit les différents instruments de mesure ou méthodes utilisées pour caractériser la réponse morphologique de la plage suite à la mise en place de l'ouvrage.

## 4.2 Présentation du site d'étude

### 4.2.1 Contexte

Le Lido s'étend sur 12 km, depuis la ville de Sète, après les plages rocheuses de la Corniche au pied du Mont Saint Clair, jusqu'à la ville de Marseillan, qui marque la limite Sud-Ouest du bassin de Thau (Fig. 4.1a). L'entité géologique de cette barrière littorale peut cependant être prolongée sur un total de 16 km jusqu'au cap d'Agde, car la côte sableuse se poursuit en fait encore vers le Sud-Ouest après l'étang de Thau (Gervais, 2012). La partie Nord du Lido définie ici comme le Lido de Sète est soumise à des taux d'érosion très élevés de l'ordre de 1 m/an depuis une cinquantaine d'année (Certain and Barusseau, 2005). Dans un contexte de changement climatique, la diminution des apports sableux s'est combinée avec le développement du tourisme balnéaire où se retrouvent aujourd'hui plus d'un million de touristes par an (Balouin et al., 2014).

Le site d'étude est situé sur la moitié Nord du Lido, entre la ville de Sète et 3 ouvrages maritimes transversaux (épis en enrochements), soit une plage continue de 3.5 km de long qui correspond à la partie la plus sensible à l'érosion (Certain and

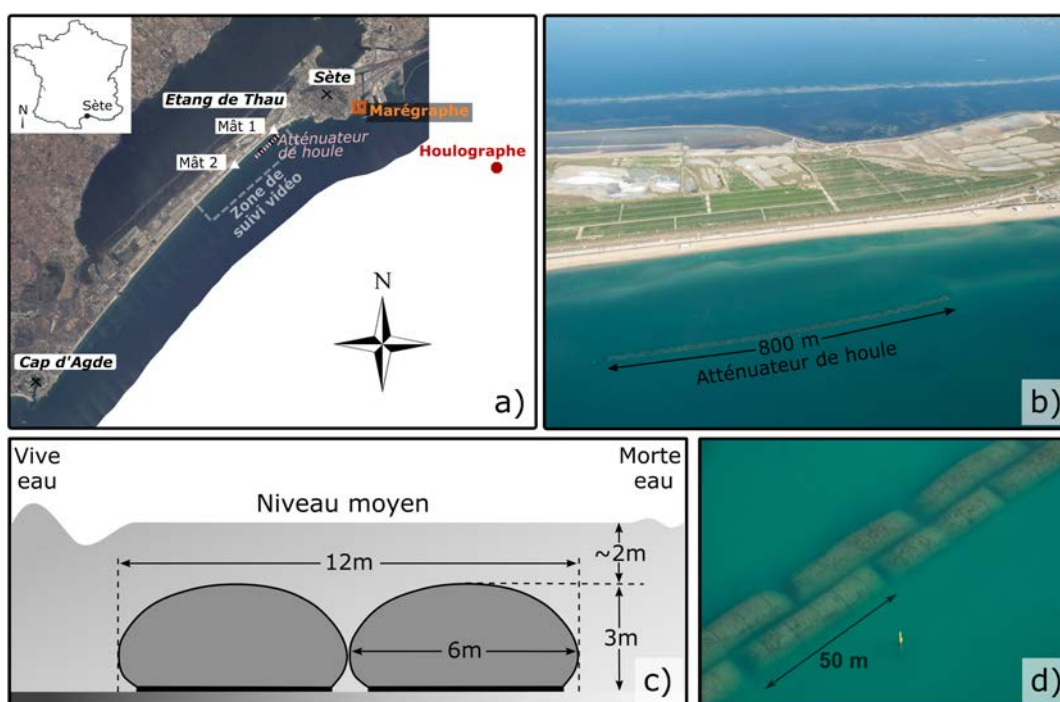


Fig. 4.1 a) Site d'étude du Lido de Sète et positions de l'atténuateur de houle, houlographe, marégraphe et des deux mâts où sont installés les caméras vidéo du système ARGUS. b-d) Dimensions et vue aérienne de l'atténuateur de houle (© Sète AggloPôle Méditerranée).

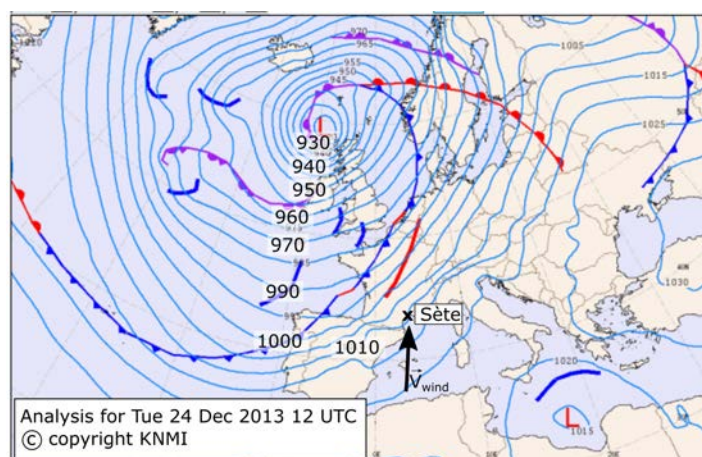


Fig. 4.2 Champ de pression lors de la tempête Dirk (24 décembre 2013) qui provoqua des vents violents et des vagues de Sud de plus de 4 m de haut sur le Lido de Sète. Source : KNMI, archive météorologique.

Barusseau, 2005). Le manque de sable chronique dans la partie Nord du Lido est selon certains auteurs à relier avec l'absence d'alimentation en sédiment depuis les plages plus au Nord-Est (Gervais, 2012) associé au sens dominant de la dérive littorale vers le Sud-Ouest (e.g. Certain and Barusseau, 2005; Kulling et al., 2016).

La côte est exposée plus de la moitié du temps à des vents de terre provenant du Nord ou du Nord-Ouest. Ces vents de terre correspondent généralement à une situation de Tramontane, qui se manifeste surtout dans les Pyrénées Occidentales avant de s'exprimer en mer, en direction de la Corse ou de la Sardaigne. Certaines situations météorologiques sont responsables de l'établissement de plusieurs vents simultanés. Par exemple, il n'est pas rare que la Tramontane et le Mistral fonctionnent ensemble en conditions anticycloniques. Les vents de mer sont présents seulement environ un quart du temps, le plus souvent en Automne ou en Hiver, et sont souvent associés à des épisodes de tempêtes. Les plus fortes tempêtes en Méditerranée sont principalement générées par l'établissement de petits systèmes dépressionnaires sur le bassin lui-même, qui découlent habituellement des grands systèmes traversant l'Europe (Gervais, 2012). Le positionnement très au sud d'un centre dépressionnaire Atlantique, progressant à proximité de l'Espagne vient généralement butter contre un anticyclone sur la moitié Est de l'Europe amenant alors le Golfe du Lion à se trouver au cœur d'un gradient de pression marqué entre l'Est et l'Ouest (Fig. 4.2). Du fait d'isobares orientés plus ou moins nord-sud, le bassin Méditerranéen est soumis à des vents violents de Sud à d'Est, selon la position des systèmes dépressionnaires. Ces événements sont caractérisés par des vagues atteignant parfois plus de 4 m de haut.

Le Lido de Sète est un environnement microtidal soumis à un climat de vagues modérées mais pouvant donc être caractérisé par de sévères épisodes de tempêtes. Les houles ont la majorité du temps des hauteurs inférieures à 2 m (87 % d'occurrence), particulièrement de juillet à août en période estivale (*Certain, 2002*). Les épisodes où la houle est supérieure à 2 m sont plus rares (une petite dizaine d'évènements par année) et ont lieu entre septembre et mars. *Certain (2002)* note aussi une extrême variabilité interannuelle des conditions de vagues avec des années plus marquées que d'autres par l'occurrence des tempêtes. Ces tempêtes sont typiquement caractérisées par des vagues autour de 7 s de période se propageant quasiment perpendiculairement à la côte, générées par un flux d'Est (77 % des événements) ou plus rarement (16 % des événements) avec plus d'incidence formées par un flux de Sud.

#### 4.2.2 Dynamique

Le Lido de Sète est une plage de sable fin dont le diamètre moyen est de 200  $\mu\text{m}$  (*Certain and Barusseau, 2005*). La morphologie du site fut initialement décrit comme un système double barres quasiment linéaire avec une barre interne légèrement plus ondulée que la barre externe et plus dynamique (*Barusseau and Saint-Guily, 1981*). Un levé topo-bathymétrique laser aéroporté (LiDAR), réalisé en été 2009 confirme la linéarité de la barre externe mais montre que la barre interne apparaît en fin de compte nettement festonnée sur certaines portions (*Aleman, 2013*). Un second levé LiDAR fut réalisé deux ans plus tard en 2011 (Fig. 4.3) et indique que la barre externe est restée linéaire et bien développée sur le secteur Nord-Est (vers Sète) tandis qu'elle décline progressivement en amplitude sur le secteur Sud-Ouest (vers Le Cap d'Agde). La barre interne est caractérisée par des croissants périodiques d'une longueur d'onde moyenne de 300 m parfois attachés à la plage dans la partie Nord-Est du Lido alors qu'elle apparaît bien plus linéaire et éloignée du rivage dans la partie Sud-Ouest.

Les études précédentes montrent une évolution très rapide à Sète de la morphologie de la plage émergée et de l'avant-côte pendant les événements de tempête (e.g. *Barusseau and Saint-Guily, 1981; Certain, 2002; Certain and Barusseau, 2005; Gervais, 2012*). *Certain (2002)* par exemple relève la formation de croissants de plage particulièrement dynamiques d'une longueur d'onde de 27 m, correspondant à des formes d'accumulations rythmiques dans la zone de jet de rive. *Gervais (2012)* observe d'autres formes de motifs sinueux pouvant avoir de bien plus grandes longueurs d'onde ( $\sim 300$  à 400 m). Ces motifs décrivent la répétition de zones reculées (baies), et avancées (cornes des sinuosités) du trait de côte et reflète la rythmicité des festons de la barre interne (*Balouin et al., 2013*).

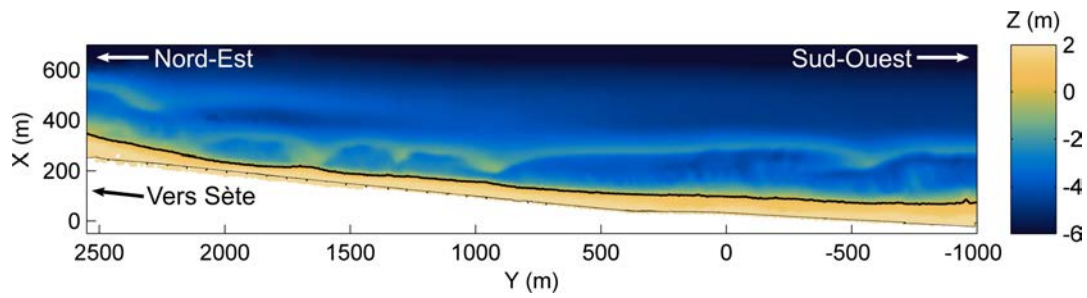


Fig. 4.3 Vue en plan de la bathymétrie du Lido de Sète (LiDAR en septembre 2011).

Sur le Lido de Sète, la partie sous-marine (avant-côte) est en fait bien plus dynamique que la partie émergée de la plage avec des volumes déplacés pouvant être 10 fois plus importants lors des tempêtes (*Gervais, 2012*). Cette dynamique et particulièrement celle des barres sableuses a pu être largement étudiée à Sète grâce à un grand nombre de levés bathymétriques. L'étude de l'oscillation *cross-shore* des barres autour d'une position moyenne sur le Lido de Sète a été décrite par *Akouango (1997)* et *Certain (2002)*. Ils suggèrent une oscillation saisonnière avec un accolement de la barre à la côte en été et la migration de la barre vers le large lors des périodes plus énergétiques en Automne et Hiver. A la suite de ces études, des cycles relativement lents ( $> 10$  ans) de migration vers le large sans retour vers la côte, ont été observés (*Certain and Barusseau, 2005; Aleman et al., 2013*). Ces épisodes de migration *offshore* nette sont alors suivis par la création d'une nouvelle barre sableuse à la côte qui migre à son tour vers le large (cycle *NOM* décrit au chapitre 2). Ces cycles ont été définis comme progressifs et excités par les épisodes énergétiques de tempête. *Aleman et al. (2017)* montrent que l'obliquité des barres sableuses à Sète induit des différences importantes sur les vitesses de migration vers le large et sur les cycle *NOM*. Les secteurs où la barre externe est à proximité de la côte montrent une dynamique *cross-shore* bien moins importante par rapport à ceux où la barre externe est éloignée et en général d'une amplitude inférieure. Cependant, cette dynamique des barres n'a été analysée jusqu'à présent que le long de quelques profils bathymétriques espacés de plusieurs centaines de mètres ou sur des larges portions par photographie aérienne ou levé LiDAR mais avec une fréquence excédant largement celui des tempêtes avec aux mieux une mesure par an (e.g. *Certain and Barusseau, 2005; Aleman et al., 2017*).

Le développement de l'imagerie vidéo avec l'installation d'une station *ARGUS* (section 3.2) a permis de mettre en évidence, à l'échelle événementielle, une dynamique beaucoup plus importante. Des déplacements longitudinaux peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres en une seule journée pour des tempêtes où les vagues sont très



obliques (*Balouin et al.*, 2013). La vidéo a également permis de décrire la dynamique tridimensionnelle des barres sableuses avec la linéarisation ou la formation de croissants selon les conditions de vagues et la morphologie préexistante. Des mécanismes de couplage entre les barres d'avant-côte et le trait de côte ont été également observés (*Balouin et al.*, 2013) avec la majorité du temps un système en opposition de phase (corne des croissants en face des avancées du trait de côte). Toutefois, la forme de ce couplage peut évoluer vers des systèmes en phase, la plupart du temps en raison de la migration *longshore* très rapide des barres sableuses lorsque les vagues se propagent avec un angle d'incidence important.

### 4.2.3 Stratégie d'aménagement

#### a) Le programme de réhabilitation

Un programme de réhabilitation a été mis en place sur le Lido de Sète afin de lutter contre l'érosion marine (*BCEOM*, 2001). Le projet comprenait différentes orientations stratégiques, alliant le recul de la route côtière quelques centaines de mètres dans les terres, le rechargement de la plage en sable et la reconstruction de la dune le long de la voie ferrée. A ces aménagements terrestres étaient associés des travaux maritimes qui avaient pour objectif de protéger la plage lors des tempêtes et de stabiliser la position du trait de côte. Deux systèmes ont alors été expérimentés : un système de drainage ©Ecoplage posé en avril 2012 et un atténuateur de houle installé début 2013. Les observations réalisées dans le secteur du système ©Ecoplage mettent en évidence un comportement inchangé de la plage avant et après l'installation du drain. Le trait de côte recule avec une vitesse relativement élevée et les effets du drainage ne semblent pas à même d'enrayer le recul progressif de cette partie du littoral (*Balouin et al.*, 2016). L'ouvrage de type atténuateur de houle a été installé sur un autre secteur de la plage, à plusieurs centaines de mètres du système de drain (Fig. 4.4).



Fig. 4.4 Stratégie d'aménagement au Lido de Sète avec indiqué les positions des différents systèmes (fond de carte orthophoto ©IGN 2011).

**b) La conception de l'ouvrage atténuateur de houle**

Dans le cadre du projet ANR COPTER (Conception, Optimisation et ProTypage d'ouvrages de lutte contre l'Erosion en domaine littoral), des études ont été réalisées avec l'objectif de développer des outils d'optimisation et d'aide à la conception d'ouvrages de protection des plages afin d'augmenter leur efficacité (*Isèbe, 2007; Isèbe et al., 2008a,b; BRLi, 2008, 2009*). Précédant la mise en place de la structure immergée, l'étude de sa conception et de son positionnement a été effectuée par une approche d'optimisation de forme basée sur la réduction de l'énergie des vagues incidentes et de la minimisation des vitesses orbitales pendant les épisodes de tempête (*Isèbe et al., 2008a,b*). La technique utilisée se base alors sur la propagation de la houle, qui dépend de la forme de l'ouvrage elle même, déterminée et adaptée progressivement par l'algorithme d'optimisation. Le modèle *REF/DIF* (*Kirby and Dalrymple, 1994*) a été choisi pour simuler la propagation de la houle vers la côte avec l'inconvénient de ne pouvoir propager qu'une houle unidirectionnelle monochromatique alors que le site d'étude est exposé la majorité du temps à un spectre de houles assez large, caractérisé par plusieurs fréquences et directions.

Il convient également de préciser que ce modèle, basé sur les équations parabolisées de Berkoff, perd en précision lorsque la houle réfracte de manière importante ou rencontre des discontinuités bathymétriques. Cela donne alors lieu à des oscillations numériques des caractéristiques de vagues, en particulier de leurs hauteurs. Les simulations numériques *REF/DIF* réalisées en présence de l'ouvrage immergé sur la plage de Sète doivent donc être utilisées avec la plus grande vigilance, et ne permettent pas de forcer convenablement un modèle de circulation, et encore moins un modèle morphodynamique. Ce phénomène a été notamment mis en évidence par *Bujan (2009)* avec le couplage *REF/DIF-SHORECIRC* (*Van Dongeren et al., 1995*), et c'est pourquoi au niveau international ce modèle n'a été utilisé pour la morphodynamique que sur des configurations avec des pentes très douces (*Fachin and Sancho, 2005*). Une illustration de ce problème est montré en Fig. 4.5 où les circulations induites par les vagues avec *REF/DIF-SHORECIRC* ne sont pas physiques. On peut notamment remarquer (1) des convergences et divergences de circulations (Fig. 4.5, symboles C et D respectivement) et (2) des courants induits de façon systématique vers le large au-dessus de la structure qui témoignent de problèmes numériques majeurs. Avec ce type d'approche il est donc impossible de diagnostiquer l'impact des structures immergées sur la dynamique des courants ou d'anticiper la réponse morphologique associée à la mise en place d'un tel ouvrage.

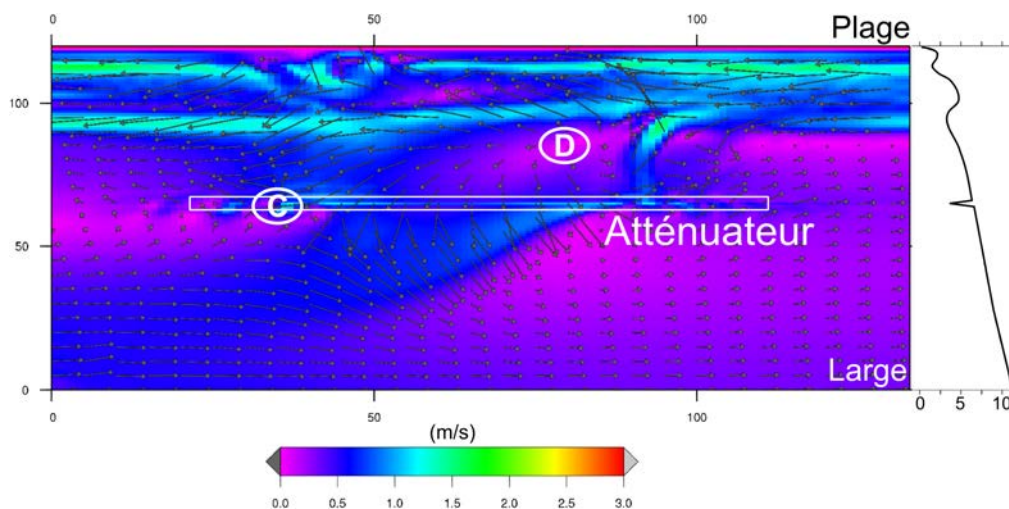


Fig. 4.5 Champ des courants calculé par le modèle *SHORECIRC* pour une houle monochromatique de hauteur  $H = 1.5$  m, de période  $T = 6$  s et d'angle d'incidence  $\theta = 15^\circ$  sur une configuration où l'atténuateur de houle est situé à 500 m de la côte. Les symboles C et D montrent des secteurs de convergence et de divergence des courants. Figure adaptée de (BRLi, 2009).

Afin de mieux anticiper l'effet de l'ouvrage sur le transport sédimentaire, des travaux de modélisation physique en canal à houle ont été également réalisés (Isebe *et al.*, 2008b; BRLi, 2008). Cependant, les expériences ont été élaborées que dans une seule direction horizontale (canal 1D) ne pouvant alors tenir compte des circulations bidimensionnelles complexes introduites par la présence de la structure immergée. De plus, les processus naturels *cross-shore* observés sur le site d'étude pendant les tempêtes, tels que la migration des barres vers le large, n'ont pu être reproduites par les modélisations physiques en canal à houle (BRLi, 2008). Même si ces travaux sont parcellaires, ils ont le mérite de documenter l'impact des structures sur le champs de vagues à la côte.

Les conclusions issues des différentes approches contraignent les caractéristiques géométriques de l'ouvrage à une hauteur de 3 m, placé de façon "optimale" basé sur le critère qualitatif pertinent que l'ouvrage doit laisser passer les houles constructrices et atténuer l'énergie des houles destructrices (Isebe *et al.*, 2008b; BRLi, 2009). Selon les simulations proposées, cette atténuation d'énergie obtenue par déferlement au droit de l'atténuateur n'induit pas d'augmentation significative de la courantologie locale ou globale à proximité ou au loin de l'ouvrage (BRLi, 2009). Il fut également conclu que du matériel sédimentaire peut passer au dessus de la structure lors des périodes les plus agitées, mais que l'ouvrage ne constitue pas une barrière étanche au retour de sable vers la côte lors du tombant de tempête (BRLi, 2009).

Finalement, la structure immergée fut déployée au niveau de la barre externe à 350 m du rivage. L'ouvrage consiste en 2 rangées de conteneurs en géotextile, dont la longueur atteint 50 m de long pour 6 m de large (Fig. 4.1d). L'assemblage de ces conteneurs constitue un ouvrage atténuateur de houle qui mesure au total 800 m de long et 12 m de large (BRLi, 2009). C'est une structure de 3 m de haut dont la crête se situe à  $\sim 2$  mètres de profondeur (Fig. 4.1c). Pour finaliser les travaux d'aménagement, un rechargement de 510 000 m<sup>3</sup> de sable a été réalisé au mois de décembre 2014 derrière l'atténuateur de houle sur la plage émergée (Fig. 4.4). Finalement, l'ouvrage a été rallongé pour atteindre 1 km de long en octobre 2015.

## 4.3 Instrumentation et base de données

### 4.3.1 Données météorologiques et hydrodynamiques

#### a) Données météorologiques

Les vitesses et directions moyennes du vent ainsi que les conditions atmosphériques (température, humidité, couverture nuageuse) sont relevées à une fréquence horaire par une station météorologique (Météo France) installée à quelques centaines de mètres du site d'étude sur le flanc opposé du Mont Saint Clair. La station se situe à 80 m d'altitude (référence *NGF*) légèrement protégée de la tramontane, mais fait face aux vents marins. La station météo montre une grande régularité sur l'échantillonnage et connaît très peu de dysfonctionnement ( $\sim 1/3000$  donnée manquante entre le 1<sup>er</sup> janvier 2011 et le 1<sup>er</sup> janvier 2016).

#### b) Données de vagues et niveaux d'eau

Les caractéristiques ( $H_s$ ,  $T_p$  et  $\theta$ ) des vagues sont enregistrées toutes les 30 mn par un houlographe directionnel (bouée Candhis de la DREAL-Occitanie) situé au large de Sète au niveau de l'isobathe 30 m (Fig. 4.1a). La série temporelle comporte quelques lacunes à cause de brefs dysfonctionnements de la bouée (moins de 15 % sur 5 ans entre le 1<sup>er</sup> janvier 2011 et le 1<sup>er</sup> janvier 2016). Afin de couvrir ces intervalles, le jeu de donnée est combiné avec des sorties de modèles numériques dont les séries temporelles sont extraites sur un point de grille à proximité de la bouée. Le modèle Dicca (Besio et al., 2016) et le système de prévision de vagues développé par Puertos Del Estado (Gomez Lahoz and Albiach, 2005) sont utilisés si besoin avant et après 2014, respectivement (Fig. 4.6). Les modèles Dicca et Puertos reproduisent avec une assez bonne précision les hauteurs significatives  $H_s$  et périodes pics  $T_p$  des vagues (l'erreur quadratique moyenne

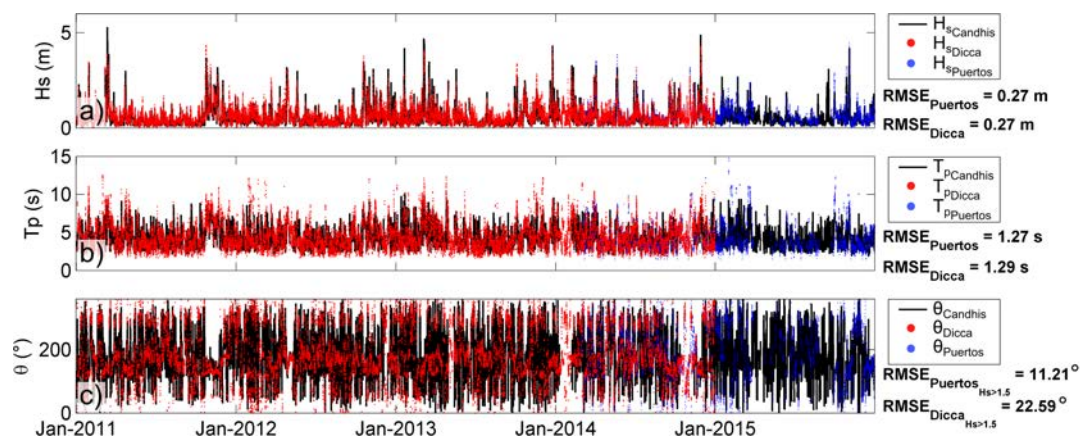


Fig. 4.6 Comparaison de l'évolution temporelle des hauteurs significatives, périodes pic et direction des vagues ( $H_s$ ,  $T_p$ ,  $\theta$ ) mesurées par la bouée (en noir) et simulées par les modèles Dicca (en rouge) et Puertos (en bleu).

$RMSE$  associée est inférieure à 0.3 m et 1.3 s respectivement, Fig. 4.6a, b). Considérant la position assez éloignée de la bouée par rapport à la côte (10 km), les directions  $\theta$  des vagues sont assez bien reproduites pendant les épisodes énergétiques, lorsque la hauteur significative des vagues dépassent 1.5 m ( $RMSE < 23^\circ$ , Fig. 4.6c), mais sont nettement moins bien reconstituées, particulièrement pendant les épisodes de Mistral ou de Tramontane lorsque le spectre d'énergie des vagues est très large.

Les niveaux d'eau sont mesurés toutes les heures par un marégraphe (Refmar) situé dans le port de Sète. La mesure du niveau marin varie sur une amplitude maximale de 1.50 m et retranscrit essentiellement le marnage dû à la marée astronomique et à la surcote (décote) atmosphérique (Gervais, 2012). Les anomalies résiduelles du niveau d'eau (corrigée de la pression atmosphérique) peuvent atteindre dans les cas les plus extrêmes - 20 cm (décote) et jusqu'à + 40 cm (surcote) dans le port de Sète et sont contrôlées par l'action du vent au large (Gervais, 2012).

### c) Campagne hydrodynamique

Une campagne de mesures a été organisée pendant le printemps 2018 (avril/mai) afin de mettre en évidence la courantologie pour différentes conditions de vagues dans la zone de l'atténuateur de houle et fournit une donnée essentielle à la calibration et à la validation du modèle numérique. Pendant toute la période de suivi, les conditions de vagues au large (hauteur, période et direction), les niveaux d'eau et les vitesses et direction du vent sont enregistrés par les instruments déjà présentés plus haut.

Les moyens mis en œuvre lors de cette campagne de mesure ont permis d'utiliser

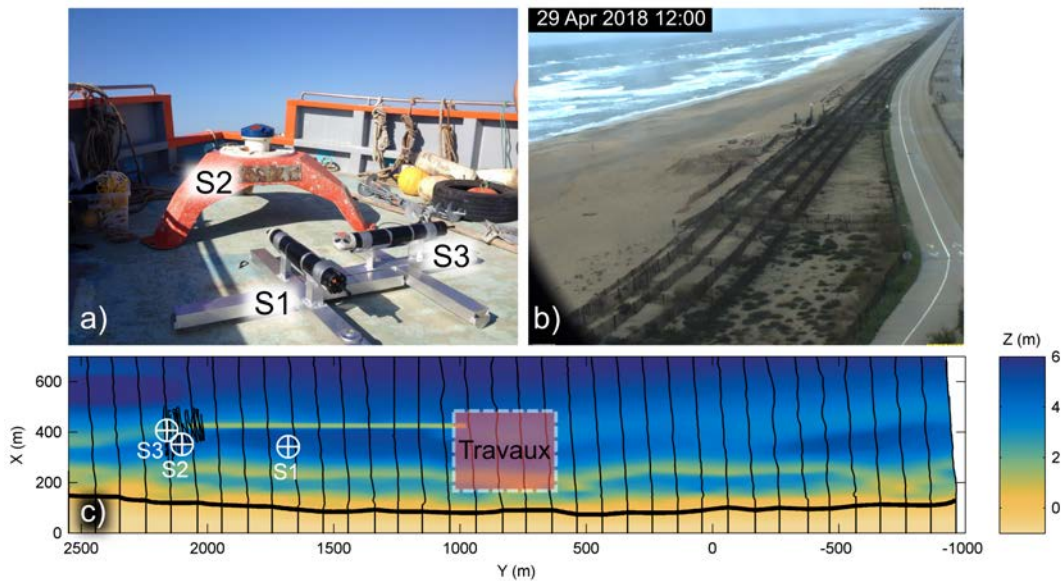


Fig. 4.7 a) Courantomètres *aquadop* (S1 et S3) et ADCP (S3) mis en place. b) Conditions de vagues quelques jours après la mise en place des instruments, pendant la campagne hydrodynamique. c) Bathymétrie de la zone d'étude avec indiqué le positionnement des instruments S1, S2 et S3. Les traits noirs illustrent les passages de la sonde pour la mesure bathymétrique.

trois courantomètres, utilisant l'effet Doppler (S1, S2 et S3, Fig. 4.7a). Ils sont conçus pour mesurer la vitesse du courant sur toute la colonne d'eau et seront ici utilisés de manière fixe depuis le fond dans la zone de l'atténuateur de houle. Le signal mesuré est divisé dans la colonne d'eau en différentes cellules de mesure sur lesquelles l'appareil calcule les composantes horizontales du courant. Selon la fréquence des ondes acoustiques utilisées, le paramétrage, le modèle de courantomètre et l'application souhaitée (côtier ou hauturier), le nombre et la taille des cellules peuvent varier. Ici, les appareils sont configurés de sorte que l'écart entre chaque cellule de mesure fasse entre 0,15 et 0,25 m sur la verticale selon la position de l'instrument. Les vitesses de courant mesurées ont une précision de l'ordre du cm/s et leurs enregistrements ne se font pas en continu mais par paquets de mesures, correspondant à des durées réglables, ici de 20 mn.

Les courantomètres ont été mis en place quelques jours avant un coup de mer pour lequel la hauteur significative des vagues au large atteint environ 2 m pour une période pic de 6 s (Fig. 4.7b). La recherche du positionnement idéal des courantomètres a été effectuée en utilisant le module hydrodynamique du modèle *2Dbeach* (présenté section 3.3.2). La volonté initiale de caractériser les cellules de circulation au niveau des deux extrémités de l'atténuateur de houle n'a pu être entièrement satisfaite en raison de divers travaux de manutention sur l'ouvrage. Les courantomètres sont donc concentrés

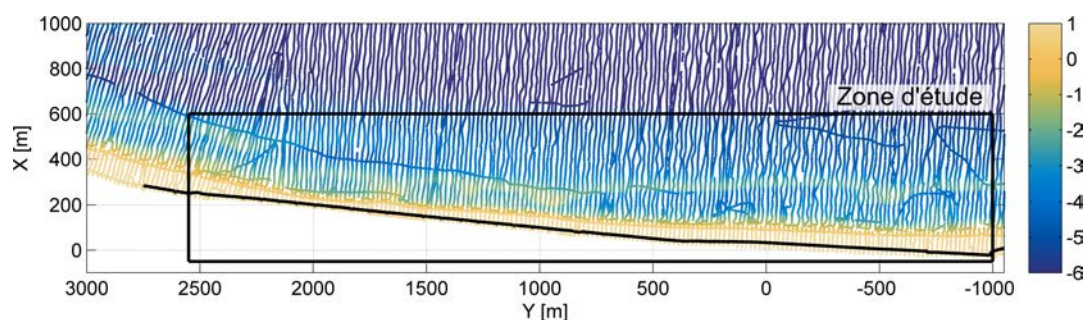


Fig. 4.8 Exemple d'une campagne de mesure topo-bathymétrique sur le site de Sète en septembre 2011.

exclusivement sur le bord Nord-Est de la structure (Fig. 4.7c). Les instruments S2 et S3 sont positionnés au niveau de l'extrémité de l'ouvrage où une cellule de circulation est attendue alors que l'appareil S1 est installé dans la fosse entre l'ouvrage et la barre interne. Les appareils ont été positionnés à partir du 27 avril 2018 sur une durée de 26 jours. Les résultats de la campagne de mesure sont présentés au chapitre 7 (section 7.2.3).

### 4.3.2 Données morphologiques

#### a) Les levés topo-bathymétriques

Le site atelier du Lido de Sète présente un jeu de données topo-bathymétriques important. Les mesures consistent en plusieurs levés réalisés avec des sondeurs monofaisceaux ou LiDAR (Aleman *et al.*, 2013). Les mesures obtenues avec le sondeur monofaisceau consistent en une série de profils transversaux espacés en général d'une trentaine à une cinquantaine de mètres (Fig. 4.8). Chaque point de mesure a une précision verticale et horizontale de 0.05 m et 1 m, respectivement. Ces levés couvrent une distance au minimum de 2500 m dans la direction *longshore* et de 500 m dans la direction *cross-shore*. Les mesures LiDAR quant à elles ont une résolution horizontale autour de 5 m et une précision verticale de 0.03 m (Aleman *et al.*, 2013).

Les différentes dates de levés ainsi que certaines de leurs caractéristiques sont décrites Table 4.1. L'analyse présentée dans ce travail de thèse portera seulement sur quelques levés topo-bathymétriques et LiDAR choisis selon la pertinence de la date de la mesure, la couverture spatiale et la résolution du levé (Table 4.1). Les différentes mesures doivent couvrir 90 % de la zone spécifique d'étude (Fig. 4.8) et avoir une résolution *longshore* suffisamment élevée pour permettre d'identifier les variations longitudinales de la morphologie de plage.

Table 4.1 – Synthèse des données topo-bathymétriques disponibles avec en gris les données utilisées pour l’analyse.

Date	Type de mesure	Résolution <i>longshore</i> (m)	Couverture spatiale (%)
-/04/2005	Echo-sondeur	15-200	100%
24/08/2009	LiDAR	5	100%
-/11/2010	Echo-sondeur	15	100%
14/05/2011	Echo-sondeur	50	84%
03/10/2011	LiDAR	5	100%
23/10/2011	Echo-sondeur	15	100%
-/12/2011	Echo-sondeur	50	60%
25/03/2013	Echo-sondeur	30	95%
28/12/2013	Echo-sondeur	30	97%
15/10/2014	Echo-sondeur	20	80%
31/10/2014	LiDAR	5	100%
20/11/2014	Echo-sondeur	30	80%
26/11/2014	Echo-sondeur	30	80%
03/12/2014	Echo-sondeur	30	80%
19/12/2014	Echo-sondeur	30	80%
03/01/2015	Echo-sondeur	30	80%
14/01/2015	Echo-sondeur	30	60%
06/02/2015	Echo-sondeur	30	70%
17/06/2016	Echo-sondeur	30	100%
13/02/2018	Echo-sondeur	100	95%
02/05/2018	Echo-sondeur	100	98%

Bien que la base de données bathymétriques sur le site de Sète soit conséquente, la fréquence de mesure ( $\sim 1/\text{an}$ ) ne permet pas à elle seule une analyse complète de la dynamique du système suite à la mise en place d’un ouvrage atténuateur de houle. En revanche, ces données restent indispensables car elles permettent d’offrir une vision globale, dans les trois dimensions ( $X, Y, Z$ ), de la réponse du système sédimentaire et de fournir une base de données indispensable à la modélisation ou à la validation des différentes techniques relatives à l’utilisation de l’imagerie vidéo.

## b) Le système vidéo

### Présentation du système vidéo

Un système vidéo *ARGUS* (section 3.2) est installé sur le Lido de Sète depuis avril 2011. Il est équipé de 8 caméras réparties sur 2 mâts de 20 m de haut et espacés de 2.5 km (Fig. 4.9a). L’installation du système vidéo a été réalisée en 2 étapes : une première intervention en avril 2011, lors de laquelle les caméras 1, 5, 6, 7 et 8 ont été positionnées, et une seconde étape en juin 2011 pour la mise en place des caméras 2 à 4 (Fig. 4.10). Une fois géo-référencées, les images issues des différentes caméras prises à un instant  $t$  sont assemblées, ce qui permet d’obtenir une zone de suivi continue sur une grille de 3350 m et 650 m dans la direction *longshore* et *cross-shore*, respectivement (Fig. 4.9a). La résolution d’un pixel peut varier de quelques centimètres à plus de 10 m dans les zones les plus éloignées des caméras (Fig. 4.9b). Dans le secteur proche de la côte, à



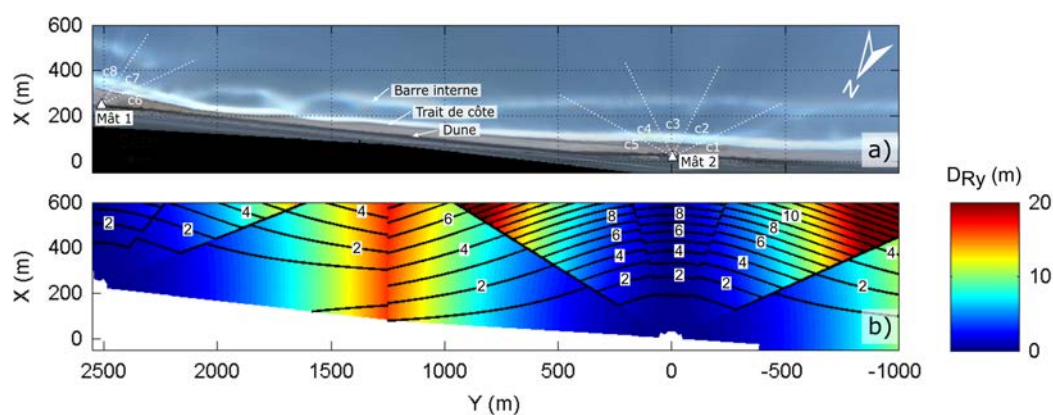


Fig. 4.9 a) Image *timex* rectifiée du Lido de Sète où la zone de dissipation des vagues révèle la position des bancs de sable. b) Résolution *cross-shore* (iso-contours) et *longshore* (carte en couleur) des pixels (m) de la station.

proximité de la barre interne, la résolution *cross-shore* des pixels varie entre 1 et 4 m selon la distance à laquelle se situe le pixel de la lentille de l'appareil. Ainsi, au niveau du trait de côte, la résolution *cross-shore* des pixels reste très satisfaisante ( $< 1$  m). La résolution *longshore* de l'image assemblée est, sur la majeure partie de la zone d'étude inférieure à 5 m, que ce soit au niveau de la barre ou du trait de côte mais se dégrade ( $D_{Ry} > 10$  m) lorsque les secteurs suivis deviennent trop éloignés des caméras ( $Y \sim 1250$  m sur la Fig. 4.9b).

Le système est initialement configuré pour enregistrer chaque demi-heure des images instantanées (*snapshot*) et moyennées (*timex*) pendant les heures où la luminosité est suffisante. La quantité de données enregistrée (en *gigabyte* par jour) sur la station vidéo présente une certaine variabilité saisonnière avec moins de données en hiver qu'en été en raison de la durée plus courte des journées (Fig. 4.10). Par ailleurs, des échantillonnages de pixels (*timestack*) sont réalisés quotidiennement et généralement à une fréquence horaire le long de profils *cross-shore* et *longshore* afin d'enregistrer les signatures optiques sur des séquences de 10 min à une fréquence de 2 Hz pour l'analyse du jet de rive ou du courant de dérive. A partir de 2017, l'échantillonnage est également réalisé lorsque les vagues sont suffisamment importantes sur des grilles de pixel pour permettre l'utilisation de l'algorithme d'inversion bathymétrique (section 3.2.3). Quelques interruptions ont eu lieu suite à la rupture des communications radio entre les deux mâts ou suite à des coupures électriques. Avec la chute du chariot supportant les caméras du Mat 1, la caméra 7 est inutilisable depuis le 17 décembre 2015. Par ailleurs, le système informatique du Mât 2 a cessé de fonctionner en juin 2017 et a été remplacé en août 2017. La base de donnée vidéo représente à ce jour un volume de 2.16 Tb.

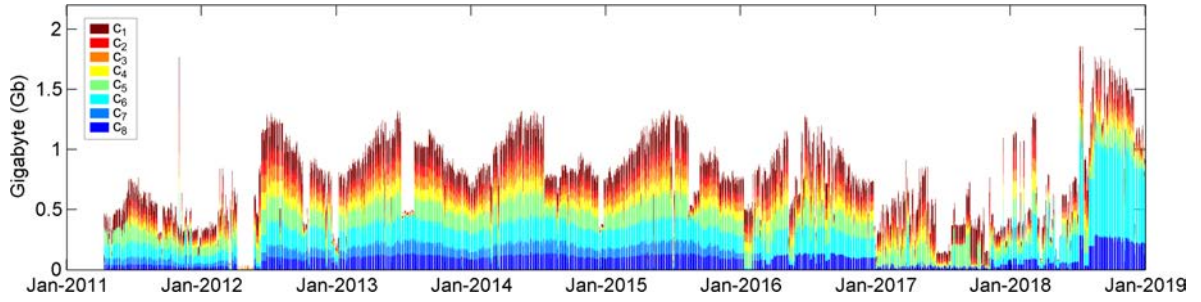


Fig. 4.10 Synthèse des acquisitions vidéo (Gb/jour) des différentes caméras (1 à 8).

### Extraction du trait de côte

A partir de cette base de données, le trait de côte a été extrait environ tous les 15 jours depuis le mois d'avril 2011 pendant 5 années consécutives. Les images sont choisies en fonction des conditions hydrodynamiques ( $H_s < 0.3$  m) et météorologiques (vent faible), ce qui suppose une erreur verticale due au set-up/set-down ( $\eta_{setup}$ ) inférieure à 0.1 m (Stockdon et al., 2006). En ajoutant la variation du niveau d'eau due à la marée ( $\eta_{tide} = 0.2$  m pour les images sélectionnées), et considérant une pente de plage ( $\alpha$ ) à 7 %, on peut estimer une erreur sur la position *cross-shore* du trait de côte par :

$$\Theta_{tdc} = \frac{\eta_{setup} + \eta_{tide}}{\tan(\alpha)} \quad (4.1)$$

Au cours du suivi, l'erreur horizontale *cross-shore* maximale obtenue est de environ 4.3 m sur les traits de côte digitalisés dans cette étude. Si l'on ajoute la résolution *cross-shore* de l'image redressée ( $< 1$  m au niveau du trait de côte), l'erreur maximale estimée est d'environ 5 m et reste inférieure aux mouvements associés à l'évolution du trait de côte à l'échelle événementielle qui sont plutôt de l'ordre de la dizaine de mètre.

### Extraction des barres sableuses

La position de la crête de barre est extraite avant et après chaque évènement énergétique défini par des hauteurs significatives de vagues supérieures à 1.5 m pendant au moins 12 h. Le maximum d'intensité lumineuse (associé au pattern de dissipation) connaît inévitablement un léger déphasage dans l'axe *cross-shore* avec le pic de la crête de barre (Fig. 4.11). Ce déphasage a été évalué sur la plage de Sète pour différentes morphologies. Le biais associé varie ainsi de 10 à 40 m en fonction de la morphologie de la barre et des conditions hydrodynamiques (Fig. 4.12). Si le suivi de la position des barres sableuses extraites par vidéo n'est pas combiné avec les positions des barres extraites sur la donnée bathymétrique, alors l'importance n'est pas tellement le biais

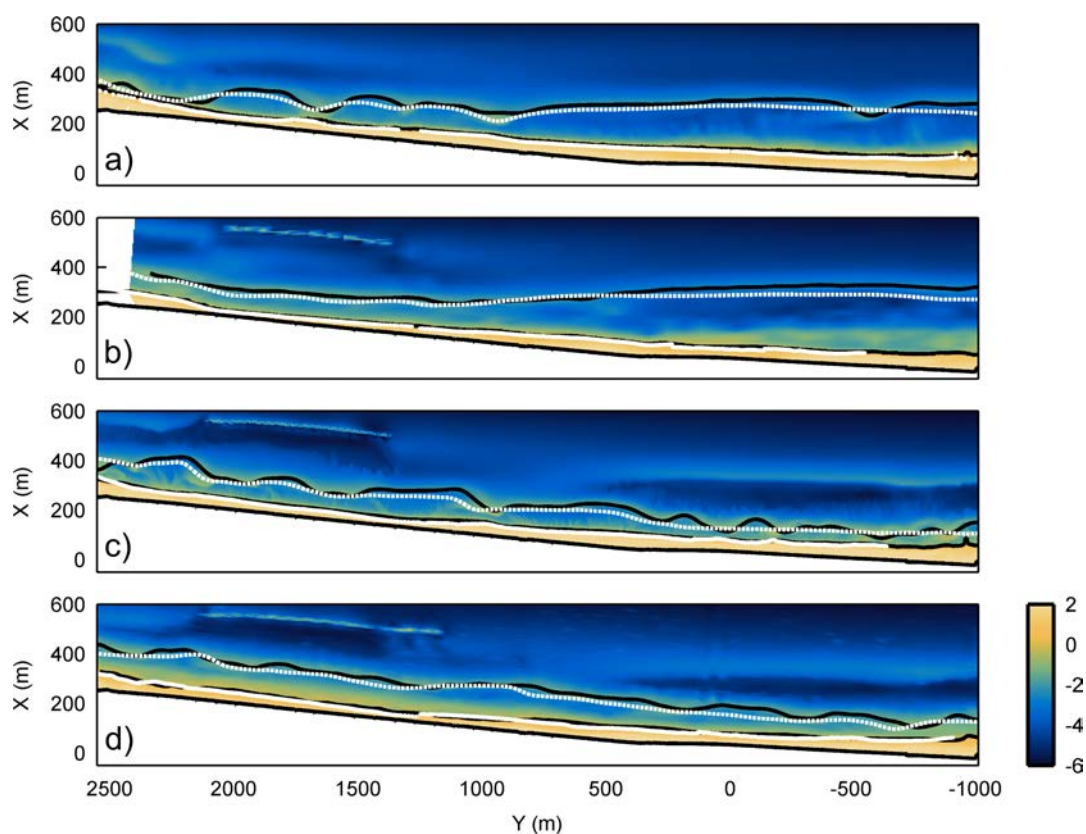


Fig. 4.11 Vue en plan de la bathymétrie mesurée à Sète pour différentes dates (octobre 2011, mars 2013, octobre 2014 et juin 2016, Fig. 4.8) avec superposées les position de la crête de la barre et du trait de côte mesurées (en noir) et estimées par imagerie vidéo (en blanc).

entre la mesure et l'estimation vidéo mais plutôt l'erreur associée aux variations des conditions hydrodynamiques (section 3.2.2).

Sur la durée de notre étude, les images qui permettent la détection des zones de dissipation d'énergie ont été capturées à des instants où la hauteur de vague varie entre 0.6 et 2.8 m. Cette variation des conditions hydrodynamiques provoque des erreurs sur l'identification de la position des barres par la vidéo (Fig. 3.4). Ce biais ( $Err_{Hydro}$ ) a été estimé sur chaque profil bathymétrique mesuré par le levé LiDAR en octobre 2011 et pour des conditions de vagues et de niveau d'eau différents lors d'une tempête survenu quelques jours après la mesure. Une erreur maximale due aux variations des conditions hydrodynamiques sur la détection des barres a été ainsi estimée à 10 m. L'erreur induite par la résolution *cross-shore* des pixels dans le secteur de la barre reste inférieure à 4 m (Fig. 4.9b) mais doit être ajoutée. Finalement, l'erreur sur la position des barres est évaluée à 12 m pour la durée totale du suivi.

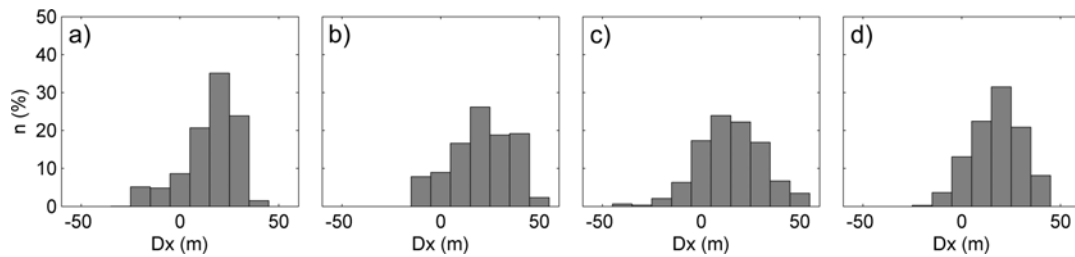


Fig. 4.12 Histogramme des erreurs entre la position de la barre mesurée et estimée par imagerie vidéo sur différentes morphologies de la plage du Lido de Sète (cf. Fig. 4.11a-d).

### 4.3.3 Système d'acquisition pour l'inversion bathymétrique

Le Lido de Sète constitue un véritable challenge pour les méthodes d'inversion bathymétrique par imagerie vidéo. En effet, la hauteur des vagues est souvent très faible, ce qui rend difficilement identifiable la vitesse de propagation de la houle. À Sète, sur 5 années de suivi, la hauteur des vagues mesurée au large est à 90 % du temps inférieure à 1 m. Lorsque les vagues sont plus importantes, elles restent de courtes périodes et souvent accompagnées par des vents forts perturbant la surface de l'eau et rendant plus difficile la lecture du signal de vagues.

#### a) Résolution et couverture spatiale

À Sète, la période pic des vagues est comprise entre 2 et 10 s et correspond selon la théorie linéaire à des longueurs d'onde entre 6 et 93 m respectivement pour des profondeurs de 10 m (Fig. 2.5). En zone peu profonde (dans 1 m d'eau), les longueurs d'onde attendues sont comprises entre 5 et 30 m. Afin de pouvoir résoudre ce large éventail de longueur d'onde, les intensités de pixels sont collectées sur une grille de résolution spatiale plus fine que celle configurée sur les plages océaniques, généralement comprise entre 5 et 15 m sur l'axe *cross-shore* et *longshore*, respectivement *Holman et al.* (2013). Ici, la grille de pixels définie doit permettre de résoudre la longueur d'onde minimale des vagues attendue (5 m) tout en restant dans la gamme de résolution des images issues des caméras. Un sur-échantillonnage des pixels induit des erreurs lors de l'analyse spectrale (répétition du signal sur plusieurs points de la grille) et doit donc être évité.

La résolution *cross-shore* et *longshore* de l'échantillonnage est définie à 3 et 10 m respectivement afin de résoudre des longueurs d'ondes courtes et de permettre un échantillonnage sur des zones suffisamment importantes (Fig. 4.13). Les pixels situés dans le secteur de l'atténuateur de houle sont enregistrés par les caméras 6, 7 et 8, mais

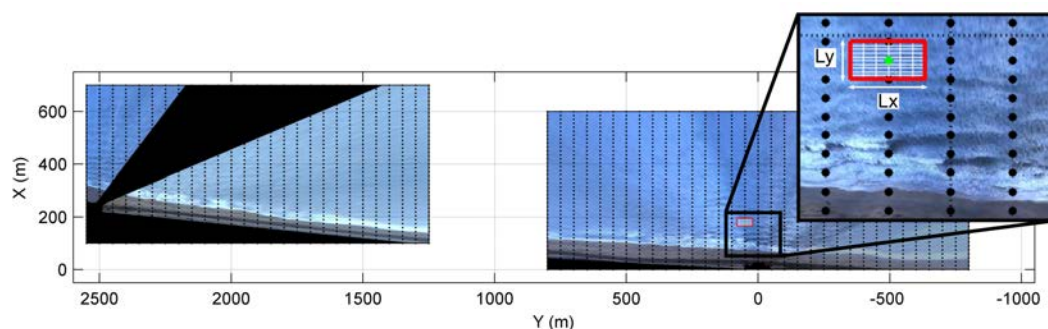


Fig. 4.13 Image snapshot rectifiée illustrant les secteurs échantillonnés pour l'inversion bathymétrique. La résolution de l'échantillonnage est illustrée par les point noirs correspondant aux pixels enregistrés (1 point sur 5 par souci de lisibilité). La bande noire au niveau du secteur le plus à gauche marque une panne au niveau de la caméra 7. Le zoom sur le panel de droite illustre pour un pixel donné (point vert), la grille ( $Lx = 30\text{ m}$ ;  $Ly = 60\text{ m}$ ) de pixels échantillonnés pour estimer la célérité de l'onde.

les analyses ne seront pas présentées en raison d'un dysfonctionnement matériel (camera 7 absente sur toute la période de suivi). Les caméra 1, 2, 3, 4 et 5 enregistrent les pixels de la zone adjacente à l'ouvrage et s'étend sur une distance *longshore* et *cross-shore* de 1600 et 500 m respectivement, comprenant le trait de côte et progressant vers environ 6 m de profondeur. Une fois générée, la matrice spatio-temporelle est analysée en chaque point sur une grille de taille  $Lx \times Ly$  pour la gamme de fréquence ( $f_b$ ) comprise entre 0.08 et 0.25 Hz (Fig. 4.13).

#### b) Résolution temporelle et période de suivi

Les grilles de pixels sont collectées pendant l'hiver 2017-2018 sur une période de 5 mois. Sur cette phase de suivi, les acquisitions vidéo sont réalisées avant et après chaque coup de mer ou tempête (Fig. 4.14) à une fréquence horaire. Les phases inter-tempêtes n'ont pas été échantillonnées du fait que l'efficacité de l'algorithme *cBathy* n'a pas été encore testé en période de mer calme ( $H_s < 0.5\text{ m}$ ). Au total, 302 enregistrements vidéo ont été réalisés sur le secteur adjacent à l'atténuateur de houle et sont répartis entre octobre et mars (barres rouges et bleues, Fig. 4.14c). Les barres rouges représentent les dates pour lesquelles les acquisitions révèlent des erreurs de géoréférencement trop importantes provoquées par le mouvement des caméras (cf. chapitre 5) et qui ont donc été retirées de l'analyse.

Les niveaux d'eau mesurés pendant la période de suivi sont compris entre 0.06 et 1.16 m (référence zéro hydrographique, Fig. 4.14). Largement relié au phénomène de surcote atmosphérique, les maximas sont enregistrés pendant la tempête du 1<sup>er</sup> mars 2018.

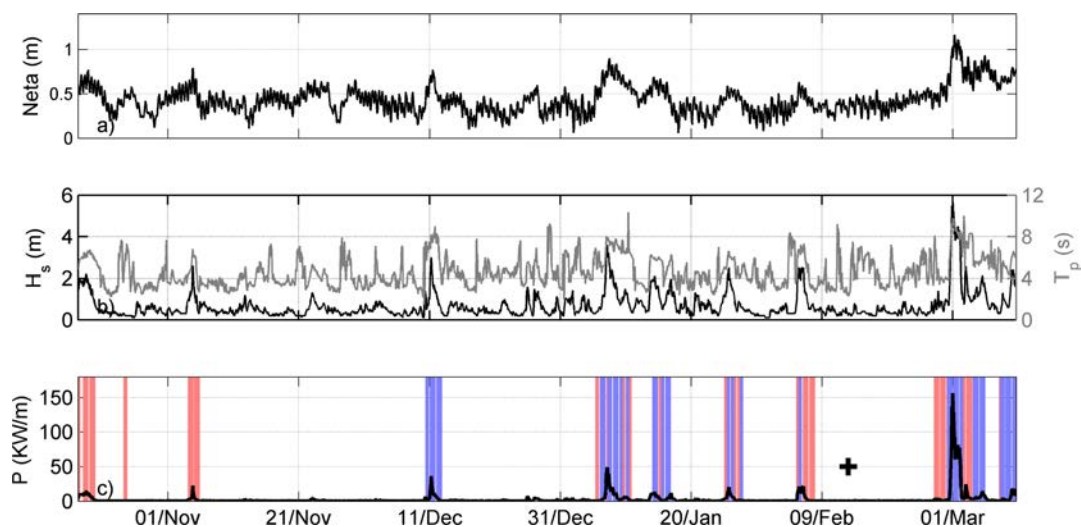


Fig. 4.14 Évolution temporelle a) du niveau d'eau ( $Neta$ ), b) des caractéristiques ( $H_s$  et  $T_p$ ) et c) de la puissance ( $P$ ) des vagues mesurées au large. c) Les phases d'acquisitions vidéo sont représentées par les barres bleues. Les barres rouges représentent les dates pour lesquelles le mouvement des caméras est trop important. La croix noire illustre l'instant où un levé bathymétrique a été réalisé pour une potentielle validation.

Lors de cet évènement, la hauteur significative des vagues atteint plus de 5 m avec des périodes de 9 s au pic de la tempête. Pendant l'hiver 2017-2018, sur une durée de 5 mois, la plage de Sète est soumise à une dizaine de coups de mer ou tempêtes pour lesquels la hauteur significative des vagues dépasse 1,5 m. Au cours du suivi réalisé, l'algorithme *cBathy* a pu être testé sur un large spectre hydro-climatique. Des acquisitions vidéos ont été réalisées sur des états de mer modérés ( $H_s < 1$  m) à tempétueux ( $H_s > 3$  m), avec des vagues relativement courtes ( $T_p$  entre 4 et 9 s) et pour des conditions de vent variées ( $V_w$  entre 4 et 12 m/s).

#### 4.4 Conclusion du chapitre

Le Lido de Sète est la plage la plus étudiée de Méditerranée. Ce site emblématique dispose d'une station météo à proximité, d'une bouée houlographe située à une dizaine de kilomètres de la plage et d'un marégraphe qui enregistre les variations du niveau d'eau. De par les nombreuses études qui y ont été réalisées, la base de données bathymétriques est conséquente et est accompagnée depuis 2011 d'images capturées à partir d'un système vidéo *ARGUS*, permettant de suivre à une fréquence élevée (dynamique événementielle) la morphologie des barres sableuses et du trait de côte. Associé à cette base de données, le site d'étude présente un grand intérêt scientifique et offre de grandes

perspectives d'étude pour la calibration ou le développement des modèles numériques. L'inversion bathymétrique sur un site comme le Lido de Sète pourrait alors apporter une donnée essentielle à la modélisation mais reste un véritable challenge car les vagues sont souvent petites (et donc difficilement visibles) et très courtes (parfois proche de la taille d'un pixel de l'image au large). Si pendant les tempêtes, les vagues deviennent plus hautes et légèrement plus longues, la célérité des vagues reste difficilement identifiable car l'avant-côte est souvent saturée par leur déferlement. De plus, les systèmes vidéo installés sur station fixe ont souvent le défaut d'être sensibles à l'effet du vent ou à l'expansion thermique de la structure ou les caméras sont installées. L'effet de ces facteurs environnementaux sur la qualité des images a été étudié au chapitre 5 et constitue une étape essentielle à l'utilisation des méthodes issues de l'imagerie vidéo.

# Chapitre 5

## Modélisation du mouvement des caméras pour améliorer le suivi vidéo de la dynamique littorale

### 5.1 Introduction

Sur de nombreux site d'étude, il est reconnu que les angles de vue des différentes caméras peuvent varier plus ou moins dans le temps pour différentes raisons (vent, qualité de la structure). Un décalage même faible de l'orientation de la caméra peut entraîner des erreurs de géoréférencement post-acquisition de l'ordre de la centaine de mètres. De ce fait, chaque image nécessite une rectification spécifique calculée après la prise de vue. Bien que fastidieuse, cette rectification systématique de la géométrie est souvent efficace pour obtenir des images avec une bonne précision. Cependant, une telle technique nécessite l'identification d'objets dans le champ de la caméra (bâtiment, route, digue) dont la localisation est connue. Lorsque l'image ne contient pas ce genre de repère, ce qui est courant sur le littoral (en particulier pour les caméras orientés vers le large), un géoréférencement précis est impossible. Le problème se pose également lors de l'acquisition de série temporelle de pixels (*timestack*) comme par exemple pour l'utilisation de l'algorithme d'inversion bathymétrique *cBathy* (section 3.2.3). La résolution et la couverture spatiale de telles séries temporelles ne permettent pas une reconstitution précise de l'image et rendent impossible le géoréférencement post-acquisition. Par conséquent, il est crucial de définir quelles variables environnementales contrôlent les mouvements des caméras afin de définir dans un premier temps des critères de qualité des images et dans

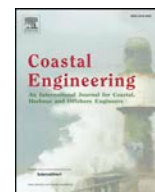


un second temps de développer des méthodes génériques de rectification permettant d'anticiper ces mouvements. Ce chapitre présente l'analyse des facteurs environnementaux qui génèrent le mouvement des caméras à la station de Sète. Il fait l'objet d'un article publié dans *Coastal Engineering* (Bouvier et al., 2019a).

## 5.2 Résumé

Le suivi vidéo de la dynamique littorale peut fournir des informations optiques haute fréquence à partir desquelles peuvent être dérivées certaines évolutions morphologiques ou même des données hydrodynamiques. Bien que souvent passé sous silence dans la plupart des études, il est bien connu que les angles de visée des caméras peuvent varier considérablement dans le temps pour diverses raisons, réduisant alors la précision des données collectées. Cet article vise à identifier les principaux paramètres environnementaux contrôlant le mouvement des caméras à la station vidéo *ARGUS* de Sète (Occitanie, France) et présente un modèle empirique pour réduire automatiquement ces déviations. Notre modèle simule les mouvements de la caméra avec une bonne fidélité  $BSS = 0.87$  et montre que les changements de l'angle de visée des différentes caméras sont principalement contrôlés par la déformation thermique du mât sur lequel elles reposent, ce qui les rends prévisibles. Cette étude ouvre de nouvelles perspectives pour améliorer de manière automatique le géoréférencement des images et offre également des préconisations utiles au *design* de nouvelles stations vidéo.

## 5.3 Article (Bouvier et al., 2019a)



## Modelling camera viewing angle deviation to improve nearshore video monitoring



Clément Bouvier<sup>a,b,\*</sup>, Yann Balouin<sup>a</sup>, Bruno Castelle<sup>b</sup>, Robert Holman<sup>c</sup>

<sup>a</sup> BRGM, Univ. Montpellier, France

<sup>b</sup> CNRS, UMR 5805 EPOC, Univ. Bordeaux, France

<sup>c</sup> CEOAS, Oregon State University, USA

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Coastal management  
Video monitoring  
Image rectification  
Empirical modelling

### ABSTRACT

Video monitoring the nearshore can provide high-frequency remotely-sensed optical information from which morphological changes and hydrodynamic data can be derived. Although overlooked in most of the studies, it is acknowledged that camera viewing angles can substantially vary in time for a variety of reasons, reducing consistently data accuracy. This paper aims to identify the primary environmental parameters controlling camera shifts at the video monitoring station of Sète (SE France) and develops an empirical model to routinely reduce these deviations. Our model simulates camera movements with an excellent skill (BSS = 0.87) and shows that camera viewing angles' deviation is primarily controlled by the position of the sun during sunny days, making it predictable. This study opens new perspective to routinely improve camera geometry of video monitoring systems.

### 1. Introduction

Appropriately monitoring the nearshore is challenging given that morphological changes cover a wide range of spatial and temporal scales (Larson and Kraus, 1994). Traditional topo-bathymetric measurements are not compatible with this wide range of scales, mostly because of the cost and the practical difficulties to survey the nearshore (Lippmann and Smith, 2009), particularly in the surf zone. Instead, video monitoring can provide high-frequency remotely-sensed optical information from which morphological changes and hydrodynamic data can be derived. Shoreline-sandbar geometry as well as rip channel positions have long been measured with reasonable accuracy using video stations (Alexander and Holman, 2004; Almar et al., 2010; Gallop et al., 2011; Holman et al., 2006; Lippmann and Holman, 1989; Ruessink et al., 2009). By combining the video-measured shoreline position and elevation, video-based techniques show also good accuracy in estimating the complete intertidal bathymetry for steep beaches (Aarninkhof et al., 2003; Osorio et al., 2012).

A more recently used product from video monitoring is pixel time series (Holman and Stanley, 2007), which are now commonly exploited in coastal research for diverse purposes. Pixel time series usually consists in a 17-min temporal acquisition of high-frequency (2 Hz) measured pixel intensities providing more information none easily measurable in-situ so far. Recent developments and analysis of these time-series give access to multiple parameters still hard to obtain on the field. Such improvements

concern diverse coastal research applications such as optically measuring the runup (Holland et al., 1995; Holman and Guza, 1984), the wave directional spectrum (Lippmann and Holman, 1991), the longshore currents in the surf zone (Chickadel, 2003), the breaking wave height (Almar et al., 2012) or the nearshore subtidal bathymetry (Holman et al., 2013). These measurement techniques do not require sampling and storage of the entire image but just the pixel intensities at a number of individual locations, or along cross-shore or alongshore transects.

To provide validation of such video data and to further infer time series, each (u, v) pixel coordinate must be transformed into (x, y, z) real world coordinates (Fig. 1a and b). To resolve the equation, one of the most used models is the pinhole model (Faugeras, 1993; Hartley and Zisserman, 2004; Heikkila and Silven, 1997; Holland et al., 1997; Pérez Muñoz et al., 2013), whose calibration is performed by using camera locations (x0, y0, z0), camera intrinsic (details about the sensor, the camera view field and the distortion parameters of the lens) and extrinsic (tilt, roll or azimuth angle) parameters. These last three geometry parameters correspond to the viewing angle of the camera (Fig. 2c) and can be computed by a photogrammetric transformation using a number of ground control points of which the real world coordinates have been accurately measured (Holland et al., 1997).

Although overlooked in most of the studies involving video-derived data, it is acknowledged that camera viewing angles can substantially vary in time for a variety of reasons including thermal and wind effects,

\* Corresponding author. BRGM, 1039 Rue de Pinville, 34000, Montpellier, France.

E-mail addresses: [clement.bouvier@u-bordeaux.fr](mailto:clement.bouvier@u-bordeaux.fr), [c.bouvier@brgm.fr](mailto:c.bouvier@brgm.fr) (C. Bouvier), [y.balouin@brgm.fr](mailto:y.balouin@brgm.fr) (Y. Balouin), [bruno.castelle@u-bordeaux.fr](mailto:bruno.castelle@u-bordeaux.fr) (B. Castelle), [holman@coas.oregonstate.edu](mailto:holman@coas.oregonstate.edu) (R. Holman).

<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.02.009>

Received 5 July 2018; Received in revised form 6 February 2019; Accepted 13 February 2019

Available online 14 February 2019

0378-3839/ © 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

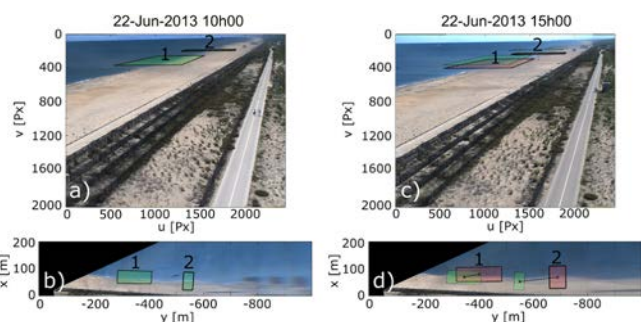


Fig. 1. a) Argus images captured on June 22, 2013 at 10h00 UTC at the beach of Sète (France). b) Associated rectified image with location of two schematic sampling areas (green boxes). Panels c) and d) highlight the impact of camera viewing angle deviation with an image captured a few hours after (at 15h00 UTC) by the same camera.

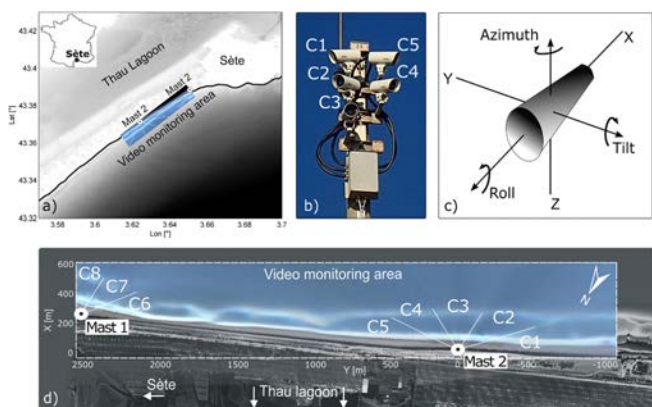


Fig. 2. a) Study site with the location of the video monitoring area. Photography of the video monitoring system deployed at the beach of Sète. Geometry parameters (tilt, roll and azimuth) required for image rectification. Rectified plan view timex images (23 Oct 2011) with indication of the camera fields.

especially on tall towers (Holman and Stanley, 2007). A relatively small shift in tilt and/or roll on camera orientation can lead to shift in a few pixels and, in turn, in real world coordinates on the order meters to tens of meters, or even more depending on the distance of the area of interest from the camera location. Fig. 1a and c provide an extreme example at the video monitoring station of Sète, SE France (Bouvier et al., 2017), with a  $0.43^\circ$  tilt and a  $0.15^\circ$  roll deviation between two images resulting in a large shift in the location, size and shape of the sampling area (colored box on Fig. 1d). This error reaches 130 m in the longshore and 20 m in the cross-shore direction for box 2 located approximately 600 m from the camera.

Such movements are likely to occur for a certain number of outdoor installations (Holman and Stanley, 2007; Pearre and Puleo, 2009; Radermacher et al., 2018; Vousdoukas et al., 2011). Thereby, each image requires a specific geometry solution (tilt, roll and azimuth value) calculated after acquisition assuming camera location and intrinsic parameters remain the same.

An accurate geometry solution for one image is usually obtained detecting a certain number of fixed salient points (ground control points) on the camera fields. Although tedious, this systematic geometry rectification is often efficient in providing accurately rectified images. Consequently, the frequency of accurate geo-rectified images usable for nearshore monitoring often reduce drastically (often more than 90%) depending of the time allowed for the geo-rectification process. Despite attempts to stabilize the camera-mounting structure at certain video monitoring stations (Pearre and Puleo, 2009), camera movement remain significant constraining the user to elaborate a rectification procedure. Previous efforts to

automatically compensate camera movements automatically post-acquisition have been often realized using feature matching (Pearre and Puleo, 2009; Vousdoukas et al., 2011). Such techniques systematically apply a procedure consisting in identifying the deviation of a region of interest, providing the camera viewing angle deviations and then an automatic geo-rectification. Such methods have been further developed with the increased use of drones and became more computationally efficient (Colomina and Molina, 2014; Turner et al., 2016). Such approach can correct high (e.g. induced by the wind) and low frequency (e.g. thermal expansion) camera field movement. However, such a technique requires the presence of fixed salient points (e.g. building, road) or any fixed region with high contrast in the camera view field. If the camera view field essentially consists in the beach and the ocean with no fixed points, which is common in coastal monitoring, camera displacement rectification is not possible and video data are typically taken at face value. The same occurs for scheduled pixel time series acquisitions along a point, a transect or for a grid which can be used, for instance, for depth inversion purposes (Holman et al., 2013). The solution, which would consist in recording each snapshot on which feature matching and geo-rectification would be performed (pending salient fixed points are available), is computationally very expensive and impossible for operational purposes. Therefore, it is crucial to define which environmental variables control the camera movements to further develop generic methods for rectification procedures using time-varying geometry.

This paper aims to identify the primary environmental parameters controlling camera shifts of the Argus station of Sète (SE France) and to propose an empirical model to routinely reduce these deviations after acquisition or even before a scheduled pixel sampling. After a brief description of the video monitoring system of Sète (section 2), the data and method used to unravel the cause of the camera drifts are given in section 3. Results (section 4) are discussed in section 5 before conclusions are drawn in section 6. We show that camera viewing angles deviation is driven by thermal distortion, which make predictable these camera shifts and opens to perspective to routinely improve camera geometry of video monitoring systems.

## 2. Field site

The Lido of Sète, SE France, is a narrow and relatively straight sandy barrier separating the Thau lagoon from the Mediterranean Sea in the northern part of the Gulf of Lion (Fig. 2a). A large beach management program was developed to mitigate chronic erosion involving the deployment of a 1-km long submerged breakwater. A permanent video monitoring system was installed in April 2011 to study morphological evolution following this coastal management program (Bouvier et al., 2017).

The video monitoring system of Sète consists in 8 cameras mounted on two 20-m high and 2.5-km spaced reinforced concrete mast (Fig. 2d). This study focusses on Mast 2, which provides a complete data time series and offers a  $180^\circ$  view of the beach with 5 cameras (C1 to C5, Fig. 2b) oriented to obtain a panoramic view of the coast (Fig. 2d). Cameras 1 and 5 correspond to longshore oriented cameras with the highest azimuth angle with respect to shore normal ( $|Az| > 70^\circ$  in Table 1), while camera 2, 3 and 4 are pointing the sea in a more cross-shore direction ( $|Az| < 45^\circ$  in Table 1). Cameras are mounted at different positions and heights on the mast ( $x_0$ ,  $y_0$  and  $z_0$  in Table 1); tilt and roll angles are very different depending on cameras orientation.

## 3. Materials and methods

### 3.1. Camera geometry data

For approximately 5 years (from April 2011 to April 2016), manual geometry solutions (tilt, roll and azimuth angle) have been determined at the Sète station. Geometry solutions have been tediously obtained using Argus toolbox (Holland et al., 1997) by clicking a certain number of fixed salient points on a large amount of images from each of the 5 cameras.

**Table 1**  
Original geometry parameters for cameras mounted on mast 2 at the station of Sète.

N° Camera	Tilt [°]	Roll [°]	Az [°]	x0 [m]	y0 [m]	z0 [m]
1	78.41	-1.16	79.65	-0.05	0.25	20.42
2	75.20	-2.33	43.90	0.01	0.24	20.10
3	72.87	-3.58	-1.04	0.05	0.31	19.76
4	74.47	1.50	-38.13	-0.01	0.72	20.11
5	80.62	-0.51	-72.27	-0.02	0.75	20.41

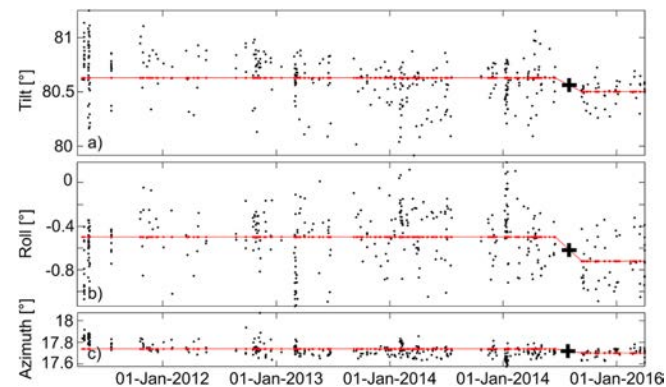
Geometry images have been processed approximately every 15 days and during storms at various times of the day for each camera to extract shoreline/sandbar(s) position for other studies (Balouin et al., 2013; Bouvier et al., 2017). Over 2000 geometry solutions have been computed, that is, approximately 400 for each camera. The accuracy of such a technique is difficult to generalize but Holman and Stanley (2007) estimated a  $\pm 2$  pixel accuracy for a wide-angle camera in a well-managed system. However, considering the large amount of data at Sète and the fact that different operators performed the manual geometry solutions throughout the years, we estimate that the accuracy of our geometry database is approximately  $\pm 5$  pixels. Taking into account the longshore resolution of the system ( $dy = 3$  m at 500 m from the mast), we estimate the mean accuracy of the geometry parameters ( $\Delta D$ ) to be approximately  $\pm 0.1^\circ$  for our entire database.

Fig. 3 shows the evolution of the geometry solutions obtained for camera C5. Even if the confidence limit of each solution is within  $\pm 0.1^\circ$ , large tilt and roll variations (up to  $1^\circ$ ) are observed. Only the azimuth angle remains relatively constant and will therefore be considered hereafter as a non-variant geometry parameter. It is important to note that the time variability in geometry parameters can consist in abrupt changes (near august 2015, thick black cross in Fig. 3) due to an occasional update of the basic geometry solution induced during manual intervention on the camera system. Tilt and roll anomalies were computed for each camera by subtracting the average tilt or roll solution (red curve in Fig. 3) until a jump occurs and that a new averaged solution appeared.

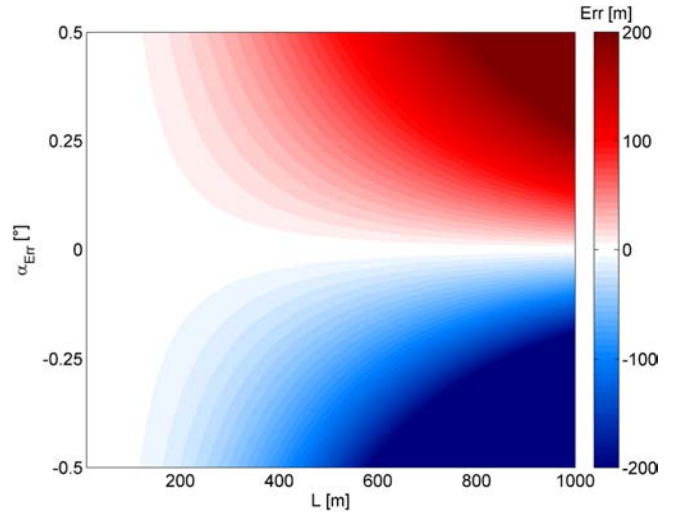
Tilt and roll anomaly will be given in degrees as real-world coordinate errors vary spatially. Camera deviations anomaly systematically induces an error in pixels real-world location potentially reaching few hundred meters far from the camera, depending on the grazing angle and lens properties. The induced error ( $Err$ ) can be approximated using classical trigonometry formulation:

$$\tan(\alpha_{Err}) = \frac{\bar{z}0}{L + Err} - \frac{\bar{z}0}{L}, \quad (1)$$

with  $\alpha_{Err}$  ( $^\circ$ ) the camera deviation anomaly,  $z0$  (m) the height at which the video system is installed and  $L$  (m) the horizontal distance of the



**Fig. 3.** Time series of geometry solutions for the a) tilt, b) roll and c) azimuth angle of camera C5 at the video monitoring station of Sète. The jump indicated by a black cross corresponds to a slight reset of camera aim. Red line represents the average solution for a non-reset period.



**Fig. 4.** Estimated geo-rectification errors ( $Err$ ) depending of the distance from camera to monitored area ( $L$ ) and of the viewing angle deviation ( $\alpha_{Err}$ ) for a camera mounted at a 20-m high.

sampling area from the camera. Fig. 4 provides the estimated geo-rectification induced error according to the distance from the camera and camera viewing angle deviation. Depending on camera viewing angle anomaly, the estimated geo-rectification error can reach dramatic values ( $Err > 50$  m for  $|\alpha_{Err}| > 0.25^\circ$ ) when the camera is located approximately 200 m from the sampling area, which is a common video monitoring distance.

### 3.2. Environmental condition

#### 3.2.1. Meteorological data

Specific environmental conditions are assumed to control changes in camera orientation. To verify this hypothesis air temperature ( $T_{meteo}$ ) and wind condition (velocity and direction) measured every hour by a Meteo France station located a few kilometers away from the video station were collected. The 5-year time series of the longshore and cross-shore wind components ( $V_l$  and  $V_c$  respectively) were computed hourly. Nebulosity ( $N_{meteo}$ ) which is a proxy of the percentage of the cloud cover was observed every 3 h as an integer variable 0 (no cloud) to 8 (cloudy). An observer assessed the description of the state of the sky according to the criteria most frequently adopted. Nebulosity is then linearly interpolated every hour. Using these parameters, each camera geometry data (tilt and roll) was linked to a set of environmental data.

#### 3.2.2. Solar position

Structure deformation can occur as a result of thermal dilatation caused by solar absorption (Assem, 2011). To assess these effects, solar position was used as a proxy of solar absorption as it indicates the exact position of the sun (Fig. 5). Solar azimuth and elevation angle ( $\phi_s$  and  $\alpha_s$  respectively) were computed for each camera geometry data according to (Reda and Andreas, 2004):

$$\phi_s = \text{Arctan2}\left(\frac{\sin H'}{\cos H' \cdot \sin \varnothing - \tan \delta' \cdot \cos \varnothing}\right), \quad (2)$$

$$\alpha_s = 90 - \varnothing, \quad (3)$$

with the local hour angle ( $H'$ ), sun declination ( $\delta'$ ) and zenith angle  $\varnothing$  observed from a particular point on the Earth surface (here the head of the pole where cameras are mounted). The date and the local coordinates (longitude, latitude and elevation) are needed. Solar azimuth angle varies from  $-180^\circ$  to  $180^\circ$ , and is negative and positive when the sun is located eastward and westward, respectively. As is, the sun rises approximately to the east ( $\phi_s \sim -90^\circ$ ) and sets to the west ( $\phi_s \sim +90^\circ$ )

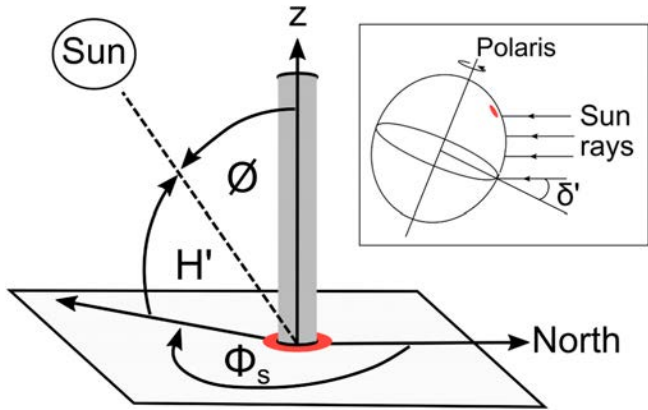


Fig. 5. The position of the Sun in the sky is a function of both the time and the geographic location of observation on Earth's surface.

passing through the south ( $\phi = 0^\circ$ ). The solar elevation angle is the altitude of the sun, that is, the angle between the horizon and the center of the sun's disc.

### 3.3. Camera deviation models

#### 3.3.1. Models construction

Given that camera geometry data is highly variable in time, identifying the preferred timescale(s) of geometry changes is complex. Despite the extensive data set used for training, the application of Artificial Neural Network (ANNs) was disregarded. The two primary reasons are that ANNs hamper the physical interpretation of the results and they typically provide unreliable prediction beyond the range represented by the training dataset. Robust methods such as based on Principal Component Analysis were also disregarded as they would lead to the loss of any cause-effect relationship between each variable. On the contrary, a 3rd degree polynomial regression model provides a unique value of regression coefficients, a moderate flexibility of shape, interpretable results and makes possible interactions between dependent variables. Such models were computed with multiple explanatory parameters (see eqs. (4) and (5) below) and processed separately as a function of the observed camera tilt and roll angle deviation ( $T_{ObsAz}$  and  $R_{ObsAz}$  respectively).  $F1_{az}$  and  $F2_{az}$  correspond to the tilt and roll polynomial regression equations with  $\varepsilon1_{az}$  and  $\varepsilon2_{az}$  the associated error of the least square method. The index Az indicates the average azimuth angle of each camera with respect to shore normal:

$$T_{ObsAz} = F1_{az}(\phi_s, \alpha_s, T_{meteo}, N_{meteo}, V_c, V_l) + \varepsilon1_{az}, \quad (4)$$

$$R_{ObsAz} = F2_{az}(\phi_s, \alpha_s, T_{meteo}, N_{meteo}, V_c, V_l) + \varepsilon2_{az} \quad (5)$$

To objectively assess model skill, linear squared-correlation ( $R^2$ ) and root mean square error (RMSE) between the observed ( $T_{ObsAz}$  or  $R_{ObsAz}$ ) and simulated ( $T_{SimAz}$  or  $R_{SimAz}$ ) camera deviations have been computed. Then to consider measurement error ( $\Delta D$  in section 3.1), the Brier Skill Score (BSS) has been computed for each model according to (Davidson et al., 2013).

$$BSS = 1 - \frac{\sum |D_{ObsAz} - D_{SimAz} - \Delta D|^2}{\sum (D_{ObsAz} - Db)^2}, \quad (6)$$

with  $D_{ObsAz}$  and  $D_{SimAz}$  the angle deviation observed and simulated respectively. This method compares the model residuals with a suitable baseline ( $Db$ ). The choice of baseline has been fixed to zero as the variable measured is an anomaly. Positive BSS indicates a significant improvement relative to the base line with a value in excess of 0.0, 0.3, 0.6, 0.8 typically described respectively as 'poor', 'fair', 'good' and 'excellent' (Davidson et al., 2013).

#### 3.3.2. Models' application and sensitivity

To assess the performance of our method, tilt and roll models have been run for camera C1 (second worst model skill; see section 4.1) throughout the 22nd of June 2013 (hindcast) and during a one-year non-trained period starting on April 2016 (forecast). During that period, tilt and roll simulations were compared with more than 50 manually computed geometry solutions (more details in section 3.1).

Finally, in order to determine equations' sensitivity on each of the 6 explanatory variables ( $F1_{az}$  and  $F2_{az}$ ), each model has been processed on most possible cases. To reduce the computational time, each variable has been decomposed into (10 by 1) vectors, resulting in  $10^5$  simulations for one variable tested. Each vector boundary was defined by the percentile 10 and 90 of the variable intensity observed along the study period. Model sensitivity was estimated for each equation  $F1_{az}$  and  $F2_{az}$  separately by averaging the absolute value of the simulated tilt and roll anomaly along the dynamic variable.

## 4. Results

### 4.1. Models performance

Fig. 6 shows the fit of the tilt and roll anomaly models for each of the 5 cameras ( $T_{ObsAz}$  and  $R_{ObsAz}$  versus  $T_{SimAz}$  and  $R_{SimAz}$ ). Camera viewing angle deviation models were found to significantly reproduce the tilt and roll variability along the study period (from April 2011 to April 2016). Brier Skill Score (BSS) indicates that models were rated as 'excellent' (BSS = 0.87). Root mean square error (RMSE) is relatively small compared to the range of variations simulated ( $\approx 60\%$  of the observed tilt and roll anomalies is greater than the  $0.12^\circ$  RMSE). Furthermore, RMSE remains slightly higher than the estimated  $\pm 0.1^\circ$  geometry accuracy (dashed lines in Fig. 6) which suggests a good performance of the polynomial regression models. Coefficient of determination ( $R^2$ ) reveals that our method explains on average 71% of the camera viewing angle deviation variability.

Details of the polynomial regression are provided for each models in Table 2. Statistical measurement of the tilt and roll models have been realized for each camera separately. Results indicate that model quality remains homogenous except for the roll anomaly on camera 5 ( $F2_{72}$ ). Even if BSS score is relatively high (0.74), the coefficient of

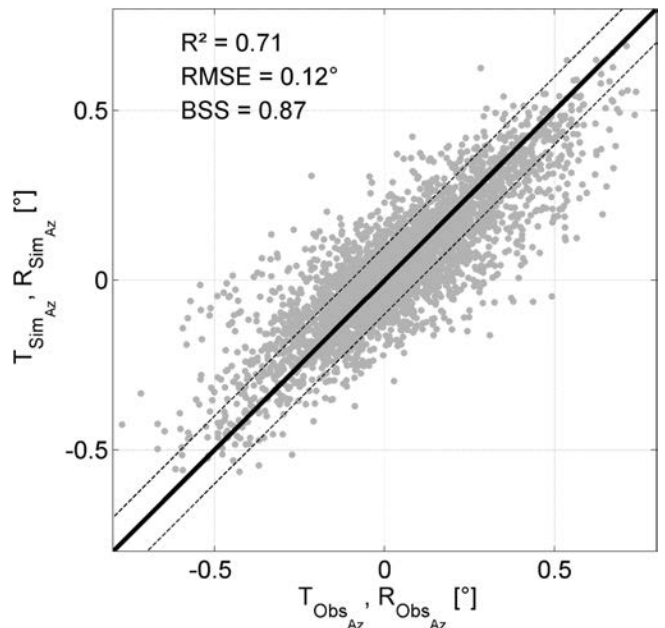


Fig. 6. Model predictions ( $T_{SimAz}$  and  $R_{SimAz}$ ) versus observations ( $T_{ObsAz}$  and  $R_{ObsAz}$ ). The solid line is the linear function  $f(x) = y$ . Dashed lines represent the estimated geometry accuracy interval  $f(x) = y \pm 0.1$ .

**Table 2**  
Results of the 3rd degree polynomial regression models.

N° Camera	$F1_{az}$			$F2_{az}$		
	$R^2$	RMSE [°]	BSS	$R^2$	RMSE [°]	BSS
C1 (az = 80°)	0.74	0.08	0.84	0.61	0.12	0.84
C2 (az = 44°)	0.80	0.07	0.86	0.78	0.11	0.90
C3 (az = -1°)	0.77	0.09	0.88	0.76	0.12	0.92
C4 (az = -38°)	0.84	0.08	0.90	0.66	0.14	0.88
C5 (az = -72°)	0.77	0.10	0.91	0.38	0.19	0.74

determination ( $R^2$ ) is weak and RMSE remains high (0.19°). It is suspected that the inaccuracy of the  $F2_{-72}$  model is highly related to the quality of the roll angle observations. Roll angle was relatively difficult to obtain precisely for this camera because of the practical difficulty to identify ground control points resulting in errors on the roll anomaly values and the inaccuracy of the  $F2_{-72}$  model.

#### 4.2. Model application

To assess the performance of our method, tilt and roll models have been run throughout the 22nd of June 2013 and during a one-year non-trained period starting on April 2016. We choose for this test the second worst model skill ( $F1_{80}$  and  $F2_{80}$ ) used to reproduce the camera C1 variability (see Table 2).

##### 4.2.1. One-day application

The 22nd of June 2013 has been presented in the introduction as a day with high camera tilt and roll variability (Fig. 1). Inputs of the model are presented in Fig. 7a, b and c. Elevation and azimuth angle of the sun varied respectively from 0 to 70° and -150 to 150° during the day. Nebulosity was very low (no clouds) and remained nearly the same while air temperature slightly increased until 15h00 UTC. The coast was exposed to a reasonably constant offshore wind from NW during the entire day (-3.83 m/s and -1.44 m/s on average for the cross-shore and longshore component respectively).

Tilt and roll anomaly varied approximately from -0.2° to 0.4° (Fig. 7d and e). Even if direct correlation with model inputs (Fig. 7a–c) is readily difficult to identify, both models reproduce the observed camera viewing angle anomaly with fair accuracy. Considering the estimated geometry accuracy, root mean square error is low (RMSE < 0.1°) and coefficient of determination is good ( $R^2 > 0.76$ ) for both models. We suspect that the deviations from the observed roll anomaly could be due to an inaccurate ground control point manual detection when processing the camera geometry ( $R_{Obs_{80}}$  in Fig. 7e).

##### 4.2.2. One-year application

Even if the first objective of the model presented was primarily more to better identify the primary environmental parameters controlling camera shifts, a comparison between manually resolved camera viewing angle deviations and model estimations is given Fig. 8. The model was applied to a one-year non-trained period for camera 1 providing the estimated camera viewing angle deviation. The comparison between observed and simulated tilt and roll anomalies (Fig. 8d and e) shows less accuracy than in Fig. 7 with a root-mean square error reaching 0.15° in roll anomaly. However, solutions determined by the model significantly reduces the camera viewing angle anomaly and shows a good skill in prediction (BSS > 0.8). A conversion of the angle anomaly (°) into a real-coordinate error (m) provides additional into model improvement. For a 20-m high positioned camera, a 0.4° improvement of the camera viewing angle anomaly leads to a 100 m error correction in pixel position at a distance of 500 m from the camera (Fig. 4).

#### 4.3. Model sensitivity

To determine model sensitivity to each variable, each model has

been run on all possible cases (section 3.3.2). The evolution of the simulated averaged absolute deviations ( $|T_{Sim_{Az}}|$  and  $|R_{Sim_{Az}}|$ ) are presented in Fig. 9 for each model (different colors) as a function of variable evolution (different panels). When varying the solar azimuth angle or the nebulosity, the averaged deviation anomalies were strongly affected for all models (Fig. 9a and c). These results suggest an important sensitivity of all models to both variables. The value of the camera viewing angle deviation anomaly shows a dependency to the solar azimuth angle ( $\phi_s$ ) depending on camera orientation ( $\lambda_z$ ) on the mast (Fig. 9a). Moreover, with low nebulosity (no clouds), we observe a large averaged deviation value for all models, and the contrary with intense nebulosity (Fig. 9c). It is therefore deduced that low cloud cover is important to observe large tilt and roll variation. This behavior suggests that camera viewing angle deviations were linked to the deformation of the mast by solar absorption, which will be discussed in section 5. In contrast, the simulated deviations were less affected when varying other environmental parameters (Fig. 9b, d, e, f).

To quantify the influence of each variable for all models, standard deviation of these curves have been computed. Results were averaged over all models and finally normalized across each variable. This parameter is presented as a sensitivity index ( $S_{var}$ ) in Table 3. Even if wind forcing is sometimes blamed for being responsible for camera deviation (Rutten et al., 2017; Vousedoukas et al., 2011), in the case of Sète, model sensitivity to longshore or cross-shore wind components remains very low ( $S_{var} < 0.2$  for both variables in Table 3). Air temperature and solar elevation angle do not affect significantly camera deviations neither with a  $S_{var}$  of 0.1 and 0.16, respectively.

## 5. Discussion

Until recently, camera movements in fixed platform imagery for coastal application were largely ignored. Holman and Stanley (2007) introduced this difficulty highlighting that camera viewing angles regularly shift slightly for a variety of reasons including primarily thermal and wind effects, especially on tall towers. At the video monitoring system of Duck, North Carolina, camera viewing angle deviations can be described as a diurnal signal of about 2-pixel range, resulting in an approximately 30-m longshore drift, 1 000 m away from the camera according to the pixel resolution of the video station. These deviations were only observed during sunny days, similar to our observations at Sète. Pear and Puleo (2009) also reported deviations of the video monitoring system at Rehoboth Beach, Delaware leading to important errors on the plan view image (estimated 500-m shift 2 300 m from the camera). Similarly, Vousedoukas et al. (2011) observed cameras movement at the video system of Algarve, South Portugal introducing significant geo-rectification errors.

Each time, the automatic correction methods consisted in determining the cameras viewing angle deviation using a template matching method. Small, high-contrast regions (templates) from an original base image are matched against corresponding locations in subsequent images, providing the missing pinhole model extrinsic parameters (tilt, roll and azimuth). Such a technique requires a region of interest selection in the camera view field consisting of fixed objects with distinct contrast. However, for many coastal areas, this kind of pattern is not easily identified from camera images. Moreover, for scheduled pixel time series acquisitions, users need to anticipate the camera shift to produce a well-referenced pixel acquisition. Camera movements will not only induce the displacement of the area sampled, but also a modification of the acquired pixel grid resolution. If not corrected, significant errors are introduced when analyzing remotely-sensed hydrodynamic data such as longshore currents, run-up or wave celerity. At the Sand Motor, a mega-scale beach nourishment in the Netherlands, Radermacher et al. (2018) observed important errors in the remotely-sensed bathymetry depending on camera graze angles.

Therefore, it is crucial to define which environmental variables control those camera movements in order to minimize these deviations

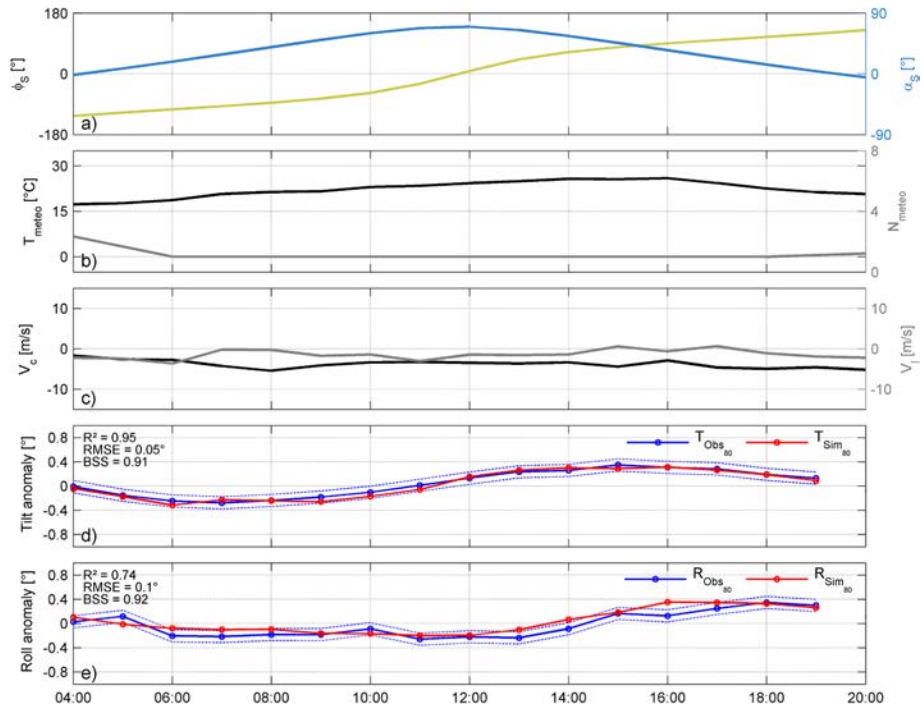


Fig. 7. Tilt and roll anomaly forecast for camera 1 during the 22nd of June 2013. Panels a), b) and c) present the model inputs with respectively, the position of the sun ( $\phi_s$ ,  $\alpha_s$ ), weather condition ( $T_{meteo}$ ,  $N_{meteo}$ ) and wind velocity ( $V_c$ ,  $V_l$ ). Panels d) and e) illustrate tilt and roll anomaly outputs (pinkish red dots) and also provide a comparison between modeled (red dots on thick curve) and observed (blue dots on thick curve) camera viewing angle deviation.

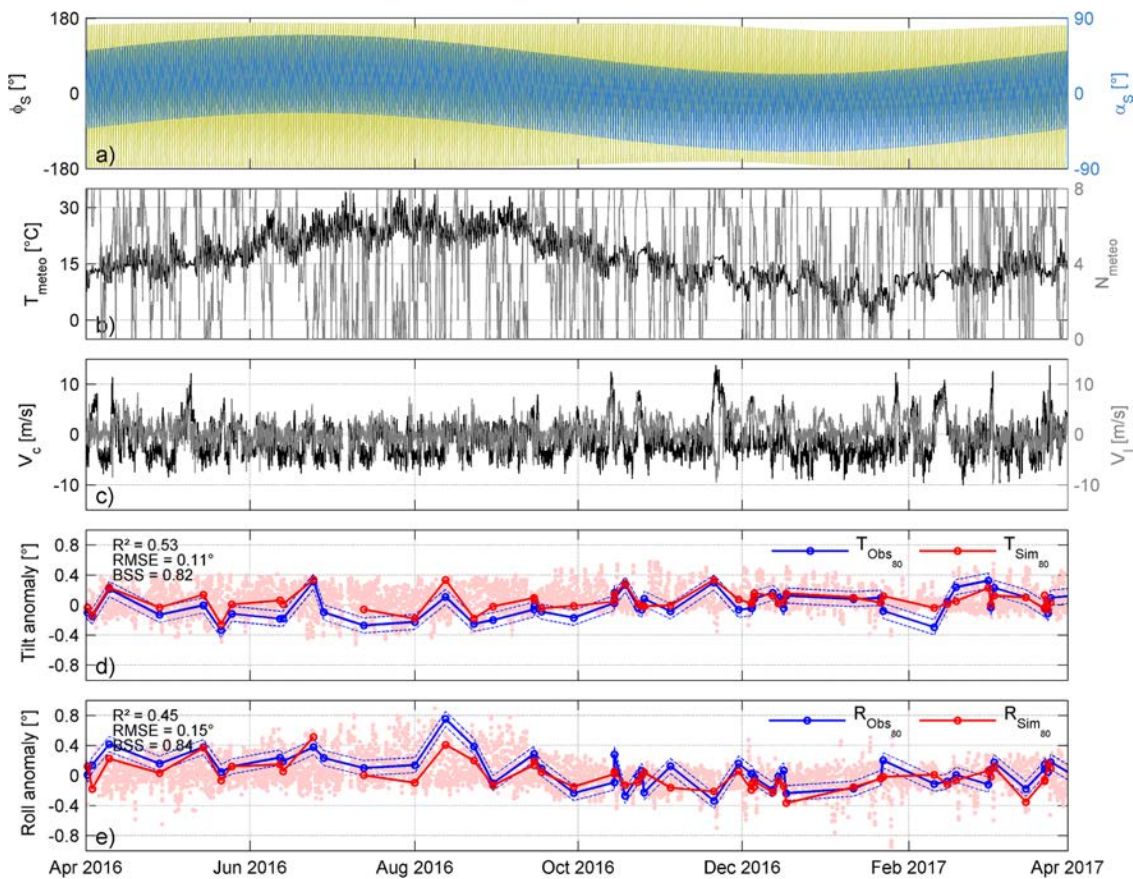
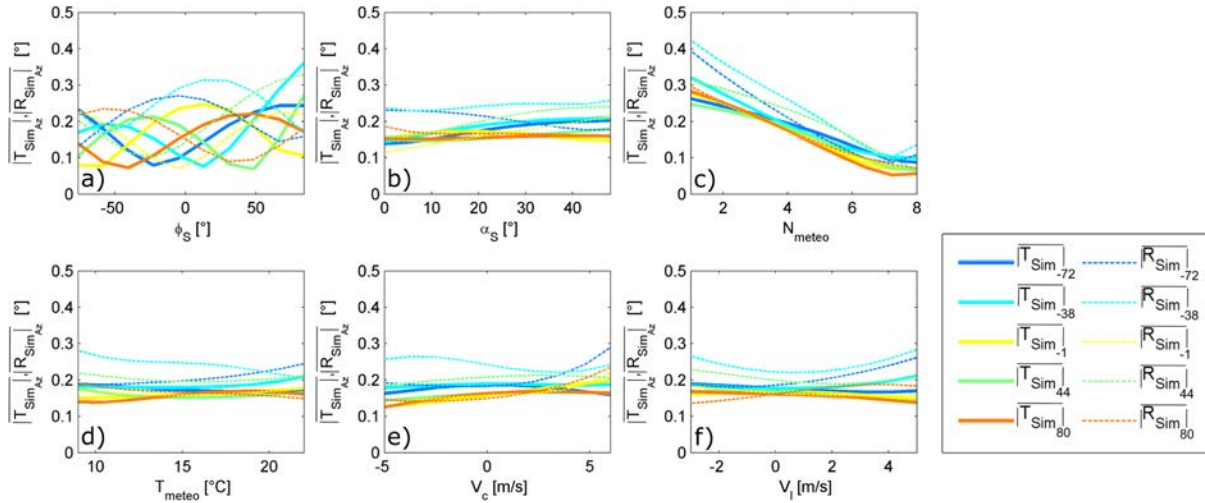


Fig. 8. Tilt and roll anomaly forecast for camera 1 during a one year period from April 2016. Panels a), b) and c) present the model inputs with respectively, the position of the sun ( $\phi_s$ ,  $\alpha_s$ ), weather condition ( $T_{meteo}$ ,  $N_{meteo}$ ) and wind velocity ( $V_c$ ,  $V_l$ ). Panels d) and e) illustrate tilt and roll anomaly outputs (pinkish red dots) and also provide a comparison between modeled (red dots on thick curve) and observed (blue dots on thick curve) camera viewing angle deviation.



**Fig. 9.** a) to f) Model sensitivity to each variable. Simulated averaged absolute tilt ( $T_{SimAz}$ ) and roll ( $R_{SimAz}$ ) deviation computed along each environmental variable (different panel) and presented for each model (different colors).

**Table 3**

Model sensitivity index  $S_{Var}$  to all environmental variables.

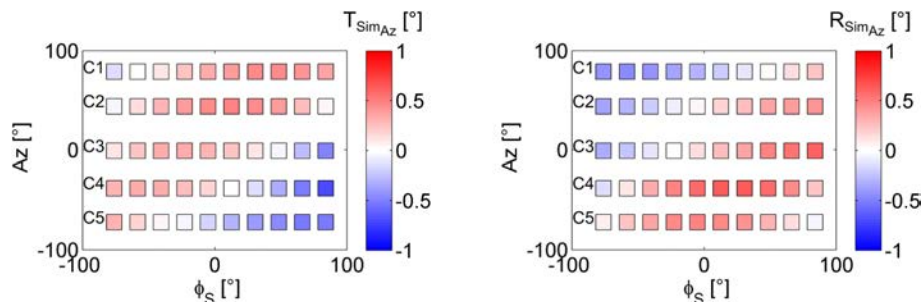
Variable	$\phi_s$	$\alpha_s$	$N_{meteo}$	$T_{meteo}$	$V_c$	$V_l$
$S_{Var}$	0.58	0.16	0.76	0.10	0.16	0.13

for futures video system deployment. This will also help designing appropriate data collection plan for which no deviation is suspected, which opens new perspectives to develop generic methods for rectification procedures using time-varying geometry (Bergsma et al., 2014). While the robustness of the polynomial regression inputs was questionable (not only measurement accuracy but also the choice to simulate camera deviations as an instantaneous response to environmental forcing), high skill was found for all models. Sensitivity analysis highlighted that all models are primarily controlled by the solar azimuth angle and the nebulosity. While low cloud cover has been clearly identified to systematically affect camera movements, processes connecting camera shifts with solar azimuth angle remains misunderstood.

To fully understand which processes induce camera deviations, tilt and roll anomaly simulations (Fig. 10a and b respectively) are presented as a function of solar azimuth angle ( $\phi_s$ ) for each camera orientation (Az) while others variables have been fixed (see the legend in Fig. 10). The maximum anomaly for C5 up to C1 occurs for progressively increasing solar azimuth angle. It is important to note that cameras C1 and C5, which are looking towards opposite direction (ENE and WSW, respectively), show very similar but out of phase deviations. Moreover, tilt and roll deviations patterns are clearly connected. For instance, a tilt deviation on a southward-looking camera (C3), is related with a roll deviation on an eastward- or westward-looking camera (C1 and C5). These results

show that camera deviations are controlled by a local thermal deformation of the pole on which they are mounted. This process is induced by solar absorption of the face of the structure exposed to the sun leading to its dilatation. From structural mechanics, it is well known that temperature gradient across any cross section of a determined element (in this case the mast) produces changes of its curvature (Kassimali and Garcilazo, 2010). According to the theory, the mast will arc in the same direction of the temperature gradient, here from the enlighten face of the mast toward the opposite side. Instead of empirically modelling camera movements as if they were independent, one solution could be to determine directly the deformation of the pole where the camera are mounted depending of the environmental parameters, providing the camera viewing angle deviation for each camera. Technically, the solution is powerful but difficult to implement as it is highly influenced by the shape of the structure and the specific camera mount.

A major advantage of the model described in this study is to assess a complete time series of such camera movements at high frequency. While one specific day has been highlighted (section 4.2.1), model outputs also showed a certain seasonality. Lower anomalies amplitude is generally observed during the winter period (pinkish red dots in Fig. 8d and e). This behavior could be explained by the cloud cover, generally higher in winter, which reduces sun action on the pole, resulting in lower changes in camera viewing angle. Although the model described in this study reproduced correctly the camera viewing angle deviation observed at Sète during the last 5 years, some errors on the prediction can occur when the environmental input data is not (or poorly) represented (very low temperature, high wind forces) during the model construction phase (polynomial regression). It is therefore anticipated that model skill increases with increasing amount, quality and range of training environmental data.



**Fig. 10.** Simulation of the tilt and roll anomaly ( $T_{SimAz}$ ,  $R_{SimAz}$  in a) and b), respectively) as a function of solar and camera azimuth angle ( $\phi_s$  and Az respectively). For each simulation, nebulosity has been set to 1, solar elevation angle to  $21^\circ$ , temperature to  $15^\circ\text{C}$  and cross-shore/longshore wind component to  $0\text{ m/s}$ .



## 6. Conclusion

We showed that camera viewing angle deviations can induce large errors, with for instance more than 200 m and 20 m during a day in the longshore and cross-shore direction, respectively, at the video monitoring station of Sète. This correction remains sometimes difficult for seaward-looking camera and pixel time series because of the practical difficulty to identify ground control points. At the video monitoring station of Sète, cameras viewing angle deviations are controlled by thermal deformation of the pole where they are mounted. Deviation magnitude depends mainly on cloud cover, with a daily evolution due to camera orientation and solar azimuth angle. These deviations have been simulated using a polynomial regression method with good accuracy allowing a significant reduction of the geo-rectification errors. This method is applicable to other field sites subject to camera viewing angle anomaly. This study opens new perspectives in video monitoring, particularly to routinely improve camera geometry of video monitoring systems and to further derive higher quality remotely sensed hydrodynamic and morphological products.

## Acknowledgements

The video system used in this work was funded by Thau Agglo and BRGM. CB acknowledges financial support from BRGM through a PhD grant. BC is funded by CHIPO (grant number ANR-14-ASTR-0004-01) supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR). L. Desbiendras, J. Tesson, R. Belon, M. Giusti, Y. Colombet, P-A. Picand, F. Longueville, A. Latapy, S. Hureau and M. Guebba are greatly acknowledged for their help in processing video data.

## References

- Aarninkhof, S.G.J., Turner, I.L., Dronkers, T.D.T., Caljouw, M., Nipius, L., 2003. A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coast. Eng.* [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(03\)00064-4](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(03)00064-4).
- Alexander, P.S., Holman, R.A., 2004. Quantification of nearshore morphology based on video imaging. *Mar. Geol.* 208, 101–111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.017>.
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B.G., Sénéchal, N., Bonneton, P., Marieu, V., 2010. Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range. *Cont. Shelf Res.* <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.001>.
- Almar, R., Cienfuegos, R., Catalán, P.A., Michallet, H., Castelle, B., Bonneton, P., Marieu, V., 2012. A new breaking wave height direct estimator from video imagery. *Coast. Eng.* 61, 42–48. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.12.004>.
- Assem, E.O., 2011. Correlating thermal transmittance limits of walls and roofs to orientation and solar absorption. *Energy Build.* 43, 3173–3180. <https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2011.08.015>.
- Balouin, Y., Tesson, J., Gervais, M., 2013. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sete beach, France. *J. Coast Res.* 65, 440–445. <https://doi.org/10.2112/SI65-075.1>.
- Bergsma, E.W.J., Conley, D.C., Davidson, M.A., O'Hare, T.J., Holman, R.A., 2014. An assessment of video-based bathymetry estimation in a macro-tidal environment. *Coast. Eng. Proc. 34th Conf. Coast. Eng.* 1–10.
- Bouvier, C., Balouin, Y., Castelle, B., 2017. Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach. *Geomorphology* 295, 297–305. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.017>.
- Chickadel, C.C., 2003. An optical technique for the measurement of longshore currents. *J. Geophys. Res.* 108, 3364. <https://doi.org/10.1029/2003JC001774>.
- Colomina, I., Molina, P., 2014. Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: a review. *ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens.* 92, 79–97.
- Davidson, M.A., Splinter, K.D., Turner, I.L., 2013. A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coast. Eng.* 73, 191–202. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.002>.
- Faugeras, O., 1993. Three-dimensional Computer Vision: a Geometric Viewpoint. MIT PRESS, Cambridge, Massachusetts. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-82429-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-642-82429-6_2).
- Gallop, S.L., Bryan, K.R., Coco, G., Stephens S.A., 2011. Storm-driven changes in rip channel patterns on an embayed beach. *Geomorphology* 127, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.014>.
- Hartley, R., Zisserman, A., 2004. *Multiple View Geometry in Computer Vision*, second ed. Cambridge UK Cambridge Univ Press.
- Heikkila, J., Silven, O., 1997. A four step camera calibration procedure within implicit image correction. *Comput. Vis. Pattern recognition, proceedings. IEEE Comput. Soc. Conf.* 1106–1112 1997.
- Holland, K.T., Holman, R. a, Lippmann, T.C., Stanley, J., Plant, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies - oceanic engineering. *IEEE Journal of. IEEE J. Ocean. Eng.* 22, 81–92.
- Holland, K.T., Raubenheimer, B., Guza, R.T., Holman, R.A., 1995. Runup kinematics on a natural beach. *J. Geophys. Res.* 100, 4985. <https://doi.org/10.1029/94JC02664>.
- Holman, R., Plant, N., Holland, T., 2013. CBathy: a robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *J. Geophys. Res. Ocean.* <https://doi.org/10.1002/jgrc.20199>.
- Holman, R.A., Guza, R.T., 1984. Measuring run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 8, 129–140. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(84\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(84)90008-5).
- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The history and technical capabilities of Argus. *Coast. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.01.003>.
- Holman, R.A., Symonds, G., Thornton, E.B., Ranasinghe, R., 2006. Rip spacing and persistence on an embayed beach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 111, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2005JC002965>.
- Kassimali, A., Garcilazo, J.J., 2010. Geometrically nonlinear analysis of plane frames subjected to temperature changes. *J. Struct. Eng.* 136, 1342–1349. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)ST.1943-541X.0000233](https://doi.org/10.1061/(ASCE)ST.1943-541X.0000233).
- Larson, M., Kraus, N.C., 1994. Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Mar. Geol.* 117, 75–94. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90007-8).
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1991. Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques. In: *Coastal Sediments*, pp. 542–556 1991.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *J. Geophys. Res.* 94, 995. <https://doi.org/10.1029/JC094iC01p00995>.
- Lippmann, T.C., Smith, G.M., 2009. Shallow surveying in hazardous waters. *US Hydrog. Conf.* 1–12 2009.
- Osorio, A.F., Medina, R., Gonzalez, M., 2012. An algorithm for the measurement of shoreline and intertidal beach profiles using video imagery. *PSDM. Comput. Geosci.* 46, 196–207. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.12.008>.
- Pearle, N.S., Puleo, J.A., 2009. Quantifying seasonal shoreline variability at Rehoboth beach, Delaware, using automated imaging techniques. *J. Coast Res.* 254, 900–914. <https://doi.org/10.2112/08-1029.1>.
- Pérez Muñoz, J.C., Ortiz Alarcón, C.A., Osorio, A.F., Mejía, C.E., Medina, R., 2013. Environmental applications of camera images calibrated by means of the Levenberg-Marquardt method. *Comput. Geosci.* 51, 74–82. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.016>.
- Radermacher, M., de Schipper, M.A., Reniers, A.J.H.M., 2018. Sensitivity of rip current forecasts to errors in remotely-sensed bathymetry. *Coast. Eng.* 135, 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.01.007>.
- Reda, I., Andreas, A., 2004. Solar position algorithm for solar radiation applications. *Sol. Energy* 76, 577–589. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2003.12.003>.
- Ruessink, B.G., Pape, L., Turner, I.L., 2009. Daily to interannual cross-shore sandbar migration: observations from a multiple sandbar system. *Cont. Shelf Res.* <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.05.011>.
- Rutten, J., Ruessink, B.G., Price, T.D., 2017. Observations on sandbar behaviour along a man-made curved coast. *EARTH Surf. Process. LANDFORMS Earth Surf. Process. Landforms.* <https://doi.org/10.1002/esp.4158>.
- Turner, I.L., Harley, M.D., Drummond, C.D., 2016. UAVs for coastal surveying. *Coast. Eng.* 114, 19–24. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.03.011>.
- Vousdoukas, M.I., Ferreira, P.M., Almeida, L.P., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., Taborda, R., Silva, A.N., Ruano, A., Ferreira, Ó.M., 2011. Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. *Ocean Dynam.* 61, 1521–1540. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0440-5>.

## 5.4 Conclusion du chapitre

Nous avons montré que l'angle de vue initial des caméras peut légèrement évoluer au cours d'une journée ou d'une saison. Ces mouvements à peine perceptibles sur les images brutes peuvent pourtant induire des erreurs importantes, avec par exemple, au cours de la même journée des écarts de plus de 200 et 20 m dans la direction *longshore* et *cross-shore*, respectivement, à la station vidéo de Sète. Une correction reste parfois difficile pour certaines caméras ou pour les séries temporelles de pixel en raison de la difficulté à identifier des points de contrôle au sol. À la station vidéo de Sète, le mouvement des caméras est provoqué par la déformation thermique du mât sur lequel elles sont montées. L'amplitude de la déviation dépend principalement de la couverture nuageuse, avec une évolution journalière en fonction de l'orientation de la caméra et de la position du soleil. Ces déviations ont été simulées en utilisant une méthode de régression polynomiale, permettant ainsi une réduction significative des erreurs de géo-rectification. Cette méthode est applicable à d'autres stations vidéo soumises à la même difficulté. Cette étude ouvre de nouvelles perspectives pour améliorer le géoréférencement automatique des images et ainsi la qualité des données, en particulier pour les *timestack*. Le travail réalisé montre aussi que la sensibilité de la structure aux différents facteurs environnementaux comme le soleil ou la vibration induite par le vent doit être rigoureusement prise en compte lors de l'installation d'une nouvelle station vidéo. Dans le cadre de mon travail de thèse, ces résultats ont permis d'obtenir des traitements d'images de qualité, qui sont utilisés pour l'analyse de la dynamique littorale présentée dans la section traitant de l'inversion bathymétrique (section 6.5).



## Chapitre 6

# Observation de la réponse morphologique de la plage du Lido de Sète suite à la mise en place d'un ouvrage atténuateur de houle

### 6.1 Introduction

La gestion du trait de côte est aujourd'hui devenue un enjeu économique et sociétal de première importance. Alors que pendant des décennies le génie côtier s'est appuyé sur l'implémentation d'ouvrages maritimes en dur (e.g. épis, brise-lames), il s'agit désormais d'envisager une gestion continue en intégrant la dynamique naturelle des environnements sableux ainsi que la mobilité du trait de côte. Des options alternatives sont donc apparues telles que les rechargements de plage ou bien l'installation d'ouvrages atténuateurs de houle. Contrairement aux rechargements sableux, les ouvrages atténuateurs de houle ont reçu peu d'attention dans la littérature scientifique et les différents processus contrôlant le mode de réponse du trait de côte suite à la mise en place de ce genre d'ouvrage sont encore mal compris en particulier en présence de barre(s) pré-littorale(s). Le chapitre suivant décrit la réponse morphologique de la plage du Lido de Sète suite à la mise en place de l'atténuateur de houle début 2013 (section 4.2.3) et discute des différents processus morphodynamiques observés.

La première partie de ce chapitre (section 6.2) propose une analyse des conditions de vagues mesurées au large de Sète, du 1<sup>er</sup> janvier 2011 au 1<sup>er</sup> avril 2016, période sur

laquelle a été réalisée par la suite l'analyse vidéo de la réponse morphologique de la plage. Après une description générale des conditions de vagues, une analyse statistique est réalisée permettant de caractériser la variabilité saisonnière et interannuelle du climat de houle auquel la plage est exposée.

La seconde partie de ce chapitre (section 6.3) décrit de manière synthétique la réponse morphologique de la plage suite à la mise en place de l'ouvrage atténuateur de houle. Les résultats décrits dans ce chapitre reprennent en grande partie l'analyse présentée lors d'une conférence internationale (*Coastal Dynamics 2017*) et publiée dans un article de conférence (cf. annexe A). Les observations topo-bathymétriques de la plage sont complétées par une description synthétique des mouvements sédimentaires associés.

Les mesures topo-bathymétriques traditionnelles ne permettent pas de capturer la dynamique événementielle du site, principalement à cause du coût et des difficultés pratiques rencontrées pour suivre l'évolution de la zone côtière, notamment pendant les tempêtes. Le suivi vidéo, au contraire, peut fournir des données horaires sur l'évolution du trait de côte ou des morphologies sous-marines de la plage (section 3.2). Nous proposons dans la suite de ce chapitre (section 6.4) un suivi haute fréquence de la dynamique des barres sableuses et du trait de côte afin de mieux comprendre l'influence de l'ouvrage, en particulier pendant les tempêtes. Ces résultats ont été publiés dans le journal *Geomorphology* (Bouvier et al., 2017a).

La section 6.4 présente une application de la méthode d'inversion bathymétrique *cBathy* (section 3.2.3) sur le site de Sète. Après avoir évalué la sensibilité de la méthode, une appréciation de son efficacité est détaillée à Sète et plus globalement pour la toute première fois sur une plage Méditerranéenne. Comme les vagues sont généralement caractérisées par des longueurs d'onde assez courtes, l'application des méthode d'inversion bathymétrique sur les plages Méditerranéennes reste un véritable défi scientifique. L'algorithme a également été testé pendant une tempête importante qui nous permet de mieux comprendre les mécanismes d'évolutions observées précédemment et d'exposer une fois de plus les intérêts d'un tel suivi.

Enfin nous dressons une conclusion générale à ce chapitre qui permet de rappeler les principaux résultats obtenus et qui présente les perspectives de recherche amenant à une meilleure compréhension des mécanismes observés.

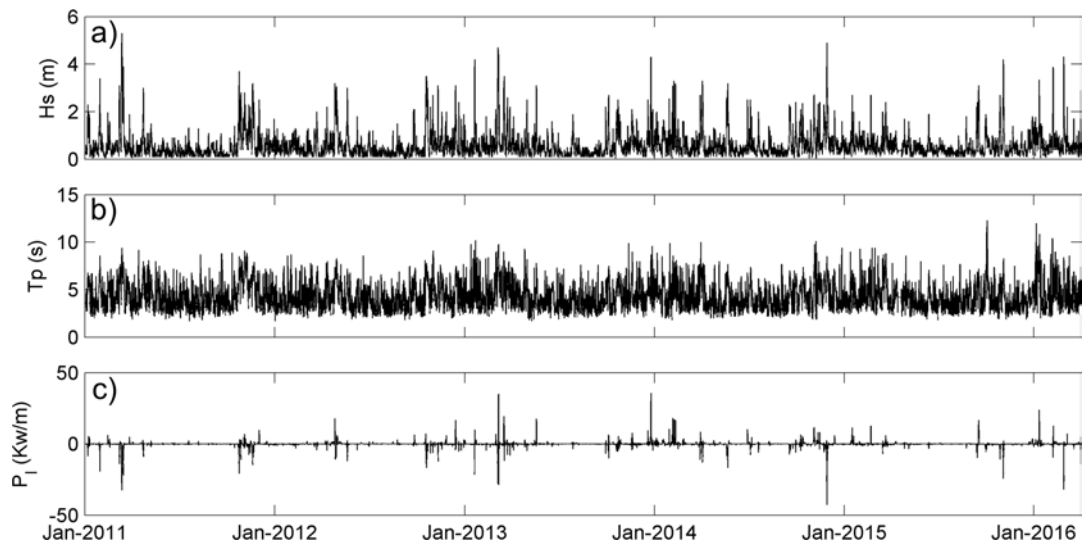


Fig. 6.1 Série temporelle des données hydrodynamiques mesurées et modélisées (15 %) au large de la plage de Sète. a) hauteur significative ( $H_s$ ), b) période pic ( $T_p$ ) et c) flux d'énergie longshore ( $P_l$ ) des vagues.

## 6.2 Conditions de vagues pendant la période de suivi

### 6.2.1 Caractéristiques générales

Les conditions de vagues observées au large, (isobathe 30 m, Fig. 4.1a) sont représentées Fig. 6.1 et 6.2 pour la période située entre janvier 2011 et avril 2016. Les vagues ont la majorité du temps des hauteurs significatives inférieures à 1 m et proviennent d'un secteur Sud à Sud-Est (Fig. 6.2), reflétant un climat de vagues généré localement par les brises thermiques venant de la mer. On note également une importante proportion ( $\sim 30\%$  d'occurrences) de vagues de secteur Ouest à Sud-Ouest faiblement énergétique, induite par des épisodes de Tramontane et de Mistral. Si ces flux de vent très puissants peuvent générer des vagues assez hautes sur certaines extrémités du Golfe du Lion (e.g. dans le Sud du Roussillon ou sur quelques plages des Bouches du Rhône), les vagues atteignant le Lido de Sète sont d'assez faible amplitude.

Si en moyenne on enregistre une hauteur significative et une période pic qui caractérise un climat de vagues faiblement énergétique (0.54 m et 4.17 s, respectivement), des épisodes de tempête surviennent de façon événementielle généralement en automne ou en hiver avec des vagues atteignant parfois des hauteurs supérieures à 4 m. Au cours de ce suivi, 72 événements classés comme énergétiques ( $H_s > 1.5$  m pendant au moins 12 h) ont été analysés dont plus d'une trentaine dépassent le seul morphogène ( $H_s > 2.7$  m) défini par *Gervais* (2012). La tempête la plus importante enregistrée sur cette série

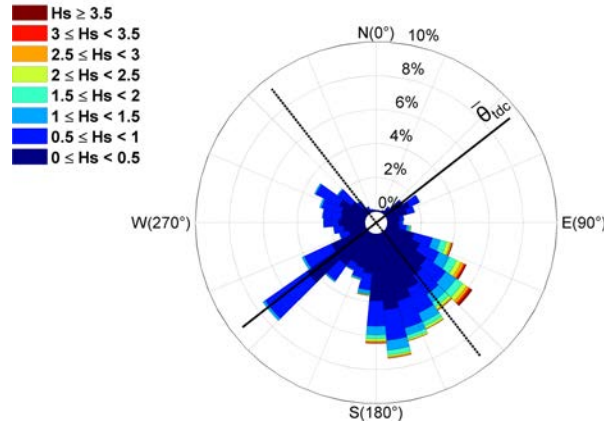


Fig. 6.2 Caractéristiques des vagues à Sète depuis 2011 (5 ans de mesures). Diagramme directionnel en fréquence des hauteurs significatives des vagues ( $H_s$ ).

temporelle est celle du 12 mars 2011 avec une hauteur significative au pic de la tempête de 5.3 m et une période de 9 s (Fig. 6.1).

Les tempêtes les plus énergétiques proviennent de la bande Sud-Sud-Est (SSE) à Est-Sud-Est (ESE) selon la direction des vents qui les alimentent ( $H_s > 2.5$  m, Fig. 6.2). La période des vagues associées aux épisodes de tempête varie entre 6 et 9 s, avec des houles légèrement plus longues lorsqu'elles proviennent du secteur ESE. Afin de caractériser l'énergie associée à la propagation des vagues, le flux d'énergie *longshore* ( $P_l$ ) a été estimé par

$$P_l = P \sin\varphi \cos\varphi, \quad (6.1)$$

où  $P$  est le flux d'énergie des vagues disponible par unité de longueur de plage (Longuet-Higgins, 1970) et  $\varphi$  l'angle d'incidence des vagues. Le flux d'énergie ( $P$ ) est calculé en fonction des conditions au large :

$$P = \frac{gT_p}{4\pi} \frac{\rho g H_s^2}{16}, \quad (6.2)$$

avec  $g$  la gravité ( $9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ) et  $\rho$  la masse volumique de l'eau ( $1028 \text{ kg.m}^{-3}$ ). Les flux d'énergie *longshore* permettent de visualiser simplement les différentes tempêtes et de les relier à une direction de propagation des vagues. Les vagues provenant du secteur ESE induisent des flux d'énergies *longshore* négatifs, imageant alors une dérive vers le Sud-Ouest. Les vagues de SSE, au contraire, orientent la dérive vers le Nord-Est avec un flux d'énergie *longshore* positif. Au cours du suivi, les flux d'énergie *longshore* varient entre -42 et +35 Kw/m selon l'angle d'incidence et l'énergie des vagues. L'occurrence des événements énergétiques en provenance du quart ESE est légèrement plus importante

(61 % des évènements), induisant alors un cumul des flux d'énergie *longshore* négatif, imageant le sens dominant de la dérive littorale vers le Sud-Est rapporté par *Kulling et al.* (2016).

### 6.2.2 Variabilité saisonnière et interannuelle

La variabilité saisonnière des conditions de vagues apparaît très nettement sur toute la gamme statistique (médiane, quartile, percentiles 10 et 90, Fig. 6.3a). Les vagues présentent des caractéristiques similaires chaque année entre juin et août, illustrées par des hauteurs significatives moyennes comprises entre 0.3 à 0.4 m. De septembre à mai, les hauteurs significatives moyennes sont nettement plus élevées (facteur 2) et varient entre 0.5 et 0.8 m. De manière similaire, la variabilité saisonnière de l'occurrence des évènements tempêtes apparaît nettement sur les percentiles 90 ou sur les évènements extrêmes avec 86 % des tempêtes capturées en automne et en hiver (septembre à mars). Alors que les tempêtes automnales (septembre à novembre) ont plutôt tendance à provenir de la bande ESE (barres bleues, Fig. 6.3a), les tempêtes hivernales (décembre à février), ont plutôt tendance à provenir du SSE (barres rouges, Fig. 6.3a). Quelques tempêtes peuvent avoir lieu au mois d'avril et mai (6 évènements en 5 ans) au cours desquelles la hauteur significative peut atteindre 3 m. En été, quelques coups de mer ( $H_s < 2.7$  m) sont observés (4 évènements en 5 ans).

Afin de caractériser la variabilité interannuelle du climat de vagues, la même analyse est réalisée par année pour les saisons identifiées comme énergétiques de septembre à mars (SONDJFM Fig. 6.3b). Alors que les hauteurs significatives moyennes sont approximativement les mêmes chaque année ( $\sim 0.5$  à  $0.6$  m), on observe une importante variabilité interannuelle sur l'occurrence des évènements de tempête. La plage de Sète apparaît moins exposée à de fortes vagues au cours de l'hiver 2011-2012 avec seulement que quelques épisodes de tempête (8 au total). Au contraire l'hiver 2013-2014 fut marqué par un grand nombre d'évènements (14 au total). Le flux d'énergie *longshore* cumulé induit par les tempêtes de secteur ESE est dominant pour les hivers 2011, 2012 et 2015 (Fig. 6.3b) en accord avec *Certain and Barusseau* (2005) et *Kulling et al.* (2016) qui rapportent une dérive vers le Sud-Ouest la majorité du temps. Cependant, le flux d'énergie cumulé induit par les tempêtes de secteur SSE devient dominant pour l'année 2013 et dans une moindre mesure en 2014 suggérant alors une importante contribution de la dérive littorale vers le Nord-Est au cours de ces années. *Kulling et al.* (2016) montra que le potentiel de transport *longshore* associé au sens de la dérive littorale sur le Lido de Sète est marqué par des inversions sur certaines années, bien qu'il est nécessaire



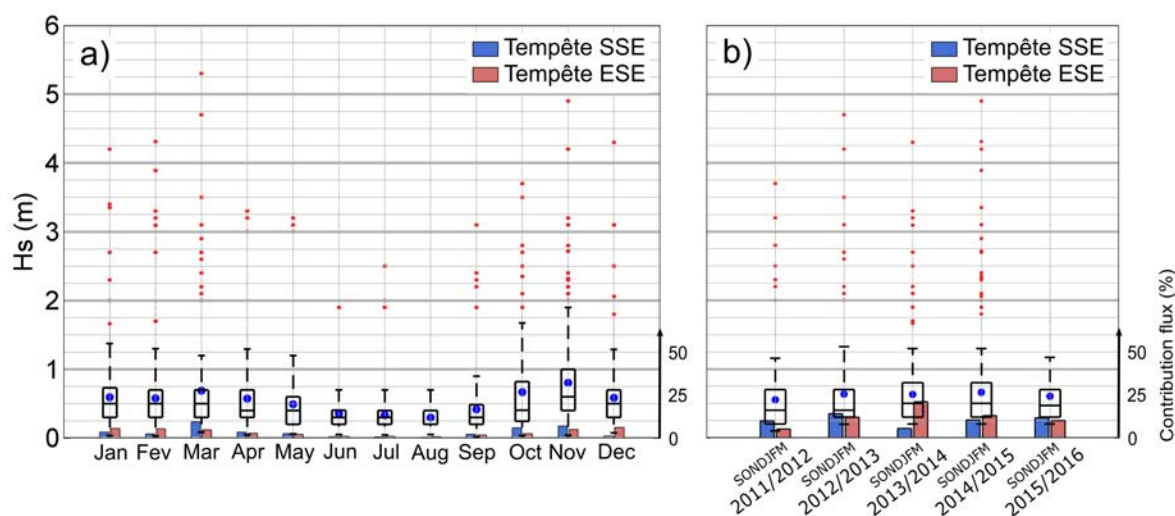


Fig. 6.3 Diagramme en boîte mensuelle (a), annuelle (b) des hauteurs significatives des vagues observées au large de Sète (médiane, quartile, percentiles 10 et 90) depuis 2011 pendant 5 ans. Les moyennes mensuelles (a) et annuelles (b) sont représentées par les points bleus alors que les points rouges décrivent la hauteur significative des vagues observées lors du pic des évènements tempêtes. Les barres rouges et bleues représentent les flux d'énergie longshore cumulés.

d'ajouter qu'une grande partie du transport calculé provient en fait de la manifestation de quelques évènements extrêmes caractérisés par des vagues de fortes incidences.

## 6.3 Suivi topo-bathymétrique de la plage

### 6.3.1 Évolution des barres sableuses

Avant l'installation de l'atténuateur de houle, le Lido de Sète était caractérisé par un système double barres (Fig. 6.4a-d). La barre externe apparaît linéaire et bien développée dans le secteur Nord-Est (NE Fig. 6.4,  $1250 \text{ m} < Y < 2550 \text{ m}$ ) avec une crête avoisinant 3 m de profondeur positionnée environ à 250 m du rivage. Cette barre disparaît en s'aplatissant progressivement en allant vers le secteur Sud-Ouest (SO Fig. 6.4,  $-1000 \text{ m} < Y < 500 \text{ m}$ ). Dans le secteur NE, la barre interne apparaît plus proche du bord avec selon la date une géométrie assez linéaire (Fig. 6.4a et c) ou au contraire présentant des croissants bien développés d'une longueur d'onde d'environ 400 m (Fig. 6.4b et d). Dans le secteur SO, la barre interne est plus linéaire avec des formes très légèrement festonnées caractérisées par des longueurs d'ondes plus importantes ( $\sim 1000 \text{ m}$ ). La crête de la barre interne atteint 2 m de profondeur dans ce secteur alors qu'elle atteint 0.6 m au niveau des cornes du secteur NE. Entre août 2009 et septembre 2011 (Fig.

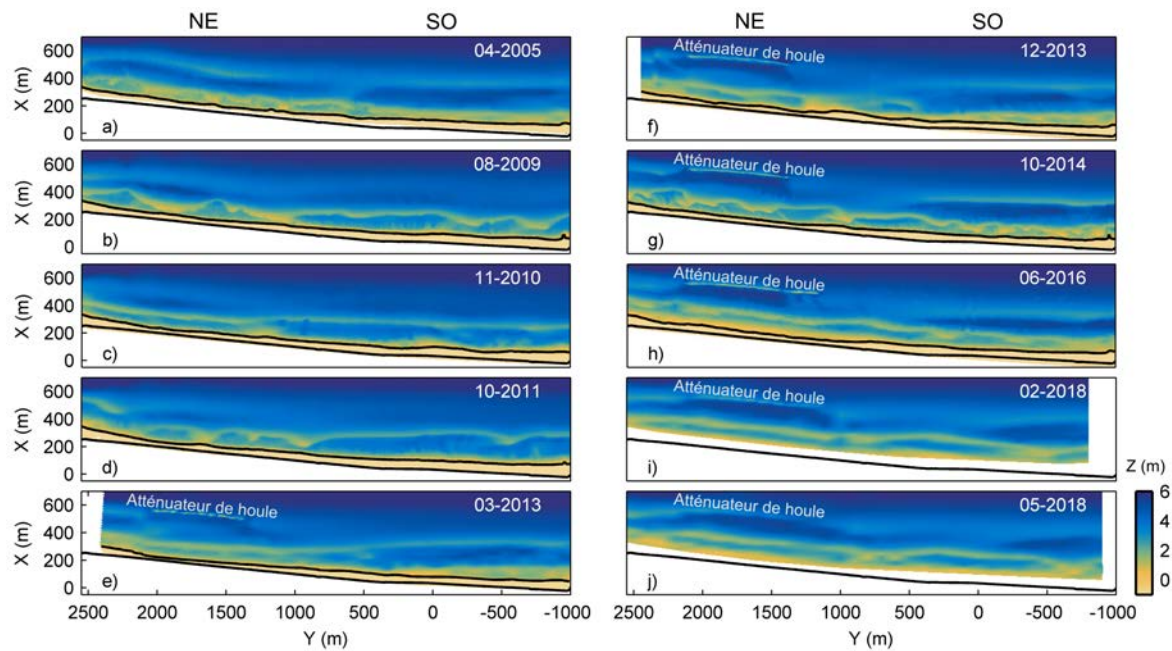


Fig. 6.4 Vue en plan montrant les évolutions morphologiques de la plage. Chaque bathymétrie est interpolée sur une grille régulière  $5 \times 5$  m à partir des levés écho-sondeurs ou LiDAR décrits section 4.3.2

6.4b et d), dans le secteur SO la barre interne migre vers le large d'une cinquantaine de mètres alors que dans le secteur NE, elle se maintient proche du rivage avec certaines cornes de croissant qui restent accolées à la côte.

L'installation de la structure en janvier 2013 a eu un impact très important sur la morphologie des barres d'avant-côte. Dans le secteur protégé, la barre interne s'oriente de façon parallèle à l'atténuateur de houle environ 1 an après son installation (Fig. 6.4f). Cette rotation semble s'être faite par la migration vers le large de la barre sableuse à l'extrémité NE de la structure. Les croissants réguliers ont totalement disparu même si des irrégularités peuvent être observées ponctuellement (Fig. 6.4g). Dans le secteur SO, la barre interne poursuit sa migration vers le large ce qui entraîne la rupture en décembre 2013 du système de barre entre le secteur protégé par l'atténuateur de houle et la côte adjacente SO. Pendant l'épisode *NOM* (*Net Offshore Migration*), toujours dans le secteur SO, une nouvelle barre sableuse se forme progressivement à la côte en hiver 2013 (Fig. 6.4e-f). Une fois suffisamment développée et éloignée du rivage, la barre se rattache à celle du secteur NE pour ne former qu'un seul banc de sable parallèle à la structure (Fig. 6.4g).

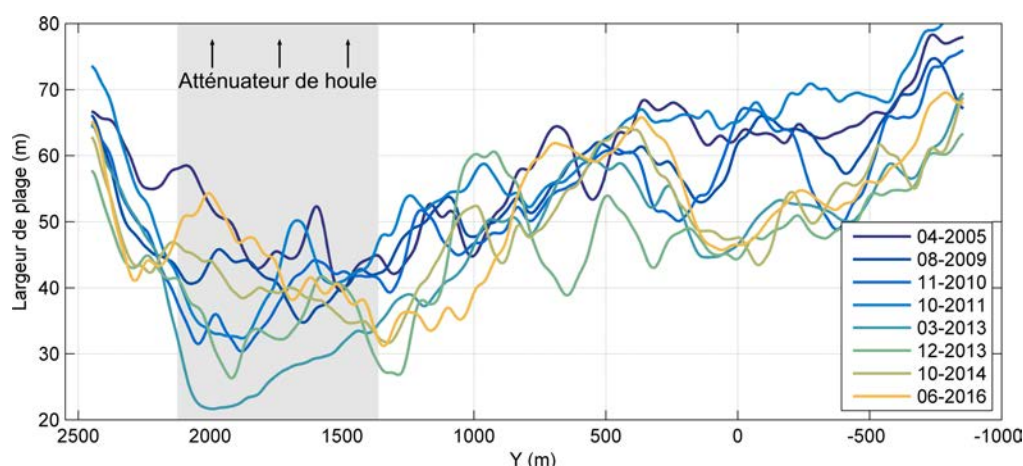


Fig. 6.5 Position du trait de côte par rapport au pied de la ganivelle avant et après la mise en place de l'atténuateur de houle. Les traits de côtes sont extraits à partir des cartes topo-bathymétriques illustrées Fig. 6.4. La zone grisée schématise l'emplacement de l'ouvrage atténuateur de houle installé début 2013.

### 6.3.2 Évolution du trait de côte

Les positions des différents traits de côtes sont extraites des différents levés avant et après la mise en place de l'atténuateur de houle (Fig. 6.5). Initialement, dans le secteur NE, en raison du couplage avec la barre interne très tridimensionnelle, on observe des sinuosités très marquées sur le trait de côte. Par exemple, certaines portions de plage varient entre 35 et 50 m de large en septembre 2011. On remarque ici un couplage en opposition de phase avec la barre interne (Fig. 6.4b et d). Les cornes de croissant de barre font face à des avancées du trait de côte, tandis qu'au centre des sinuosités de barre, le banc de sable est bien moins développé et surtout plus éloigné du rivage entraînant le trait de côte à adopter une forme de baie.

Avant l'installation de la structure, toujours dans le secteur NE, le trait de côte apparaît en fort recul (plus de 35 m en 8 ans sur certaines sections entre avril 2005 et mars 2013, Fig. 6.5). Cette tendance érosive se renverse au cours de l'automne 2014 avec une avancée du trait de côte de plus de 10 m en une année dans le secteur protégé par l'ouvrage. Les sinuosités du trait de côte ont disparu pour laisser place à une plage plus large et d'avantage linéaire en octobre 2014. Un an et six mois après le rechargement sableux (levé de juin 2016) on observe une avancée du trait de côte d'environ 5 à 10 m. Dans le secteur adjacent (zone SO), le trait de côte subit un recul d'une dizaine de mètre entre septembre 2011 et novembre 2013. Cette érosion semble à première vue être reliée à la formation de la nouvelle barre qui découle du cycle *NOM* (Fig. 6.4e, f et g).

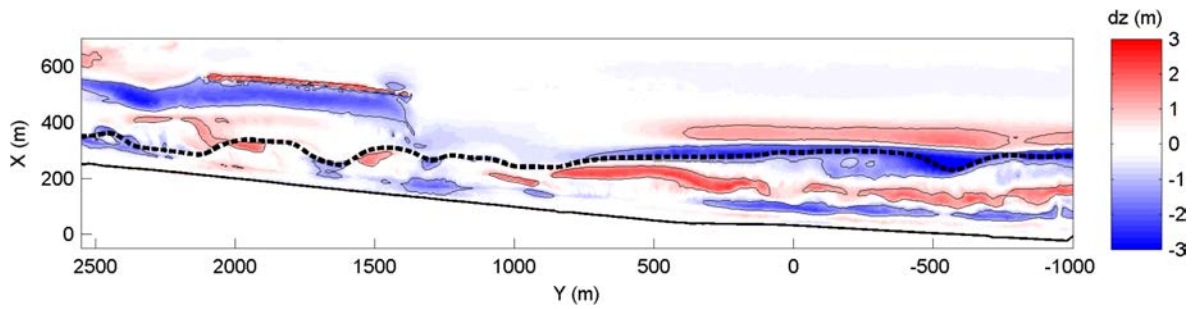


Fig. 6.6 Différentiel bathymétrique ( $dz$ ) avant et après installation de l'atténuateur de houle (octobre 2014 - septembre 2011). Le trait pontillé noir indique la position initiale de la barre interne en septembre 2011.

### 6.3.3 Dynamique sédimentaire

Les changements de morphologies observés dans le chapitre précédent impliquent forcément d'importants mouvements sédimentaires. La dynamique de ces sédiments peut être grossièrement synthétisée par un différentiel bathymétrique (Fig. 6.6) réalisé à partir des levés LiDAR entre septembre 2011 et octobre 2014 (soit respectivement 15 mois avant et 11 mois après l'installation de l'ouvrage atténuateur de houle). De grosses variations dans les motifs d'érosion et accrétion sont observées (entre +2 et -3 m).

Dans la zone protégée par la structure (secteur NE), on observe au niveau de la barre interne une alternance érosion/accrétion sur le *longshore* qui résulte de la linéarisation de la barre interne suite à la mise en place de la structure. Les cornes de barre initialement accolée à la côte s'érodent et semblent migrer vers le large tandis que les ventres des croissants migrent vers le bord. Sur le secteur le plus à l'Est ( $2000 < Y < 2500$ ), la barre interne initialement inexistante accumule du sédiment ce qui alimente le processus de rotation de la barre. La barre interne se retrouve alors linéaire et parallèle à la structure. Une importante érosion est notée derrière la structure ( $\sim 2$  m). Le sédiment qui composait l'ancienne barre externe initialement bien développée dans ce secteur semble avoir migré vers le bord. Au contraire, à l'extrémité Est de l'atténuateur de houle, la barre externe migre vers le large pour venir s'accoler à la structure immergée. Sur la côte adjacente (secteur SO), le motif érosion/accrétion uniforme sur le *longshore* illustre la migration offshore de la barre interne. Plus proche du rivage, une accrétion importante est observée qui illustre bien la formation de la nouvelle barre à la côte pendant le cycle *NOM*. La formation de cette nouvelle barre ne peut avoir lieu qu'en empruntant du sédiment dans la zone du trait de côte ce qui produit finalement l'érosion du bas de plage.

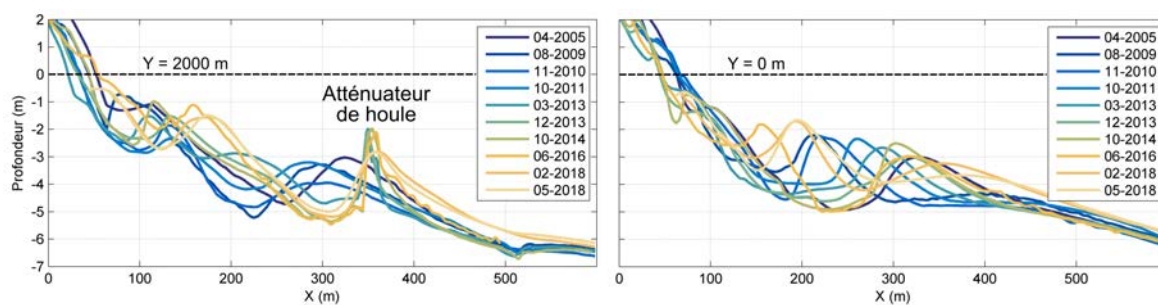


Fig. 6.7 Évolution des profils de plage  $Y_{2000}$  et  $Y_0$  en fonction de la distance *cross-shore*. Les profils sont extraits des cartes topo-bathymétriques illustrées Fig. 6.4.

Des informations plus détaillées sur les changements morphologiques des profils de plage sont fournies Fig. 6.7. La structure fut initialement installée dans le secteur NE à 70 m au large de la crête de la barre externe (Fig. 6.7, panel de gauche). De façon claire, la barre externe initiale disparaît suite à la mise en place de la structure pour laisser place à une fosse de plus de 5 m de profondeur. Cet important volume de sédiment semble migrer vers le rivage et venir engraisser progressivement le dos de la barre interne. Le profil de novembre 2013 est particulièrement révélateur de la migration vers la côte de la barre externe. La position *cross-shore* de la barre interne reste assez stable au cours du suivi jusqu'à l'épisode de rechargement de plage qui semble provoquer le développement et la migration vers le large de la barre (profil de juin 2016). Au niveau du trait de côte, on observe une tendance érosive avant la mise en place de l'ouvrage. Cette tendance s'inverse au cours de l'automne 2014 avec une plage qui gagne 25 m de large en une seule année. Ce gain de plage n'est pas uniforme sur le *longshore* (Fig. 6.5). Après rechargement de la plage, le trait de côte gagne 10 m vers le large même si la plus grande partie du sédiment semble avoir migré dans la fosse interne faisant décroître la pente de plage parvenant même à venir alimenter la barre interne plus au large.

Sur la côte adjacente, la migration *offshore* de la barre interne est accompagnée par une réduction de sa hauteur de crête (Fig. 6.7, panel de droite). La barre interne migre vers le large de  $\sim 60$  m en 25 mois (août 2009 à septembre 2011). Une seconde migration importante de  $\sim 40$  m a lieu entre septembre 2011 et décembre 2013 (27 mois). Suite à cela, la barre reste à sa position mais perd de la hauteur ( $\sim 50$  cm entre octobre 2014 et juin 2016) et continue de s'aplatir progressivement depuis. L'épisode de migration vers le large (*NOM*) est accompagné par le développement d'une nouvelle barre à la côte qui induit le recul du trait de côte sur  $\sim 15$  m entre septembre 2011 et novembre 2013. La nouvelle barre migre définitivement vers le large à la fin du cycle ( $\sim 50$  m entre octobre 2014 et juin 2016).

## 6.4 Suivi vidéo haute fréquence

### 6.4.1 Introduction

Caractériser les changements morphologiques sur les plages dominées par l'action des vagues est difficile à aborder car les processus physiques dont il est question couvrent un large éventail d'échelles spatiales et temporelles (cf. section 2.1). Les mesures topo-bathymétriques traditionnelles ne permettent pas de prendre en compte cette large gamme d'échelles, principalement à cause du coût et des difficultés pratiques rencontrées pour suivre l'évolution de la zone côtière, notamment pendant les tempêtes. Le suivi vidéo, au contraire, peut fournir des données horaires sur l'évolution morphologique des plages aussi bien pour la partie émergée de la plage que pour la partie sous-marine (section 3.2). Bien que cela ait rarement été fait dans la littérature scientifique, la combinaison de nombreuses données topo-bathymétriques et vidéo peut fournir un éclairage fondamental sur le comportement du système littoral suite à la mise en place d'un ouvrage maritime.

Un suivi vidéo continu sur 5 ans du Lido de Sète (2 ans avant et 3 ans après la mise en place de la structure) constitue un jeu de données unique permettant de compléter à haute fréquence l'analyse de la réponse morphologique du système littoral à une perturbation anthropique importante introduite par un atténuateur de houle. Les positions de la crête de la barre interne ont été extraites avant et après chaque événement énergétique significatif (défini comme  $H_s < 1.5$  m pendant au moins 12 h). En raison de quelques dysfonctionnements du système vidéo ou d'images de mauvaise qualité, 59 couples d'images vidéo pré et post-tempête ont été analysés sur les 72 événements initialement enregistrés entre janvier 2011 à avril 2016. Les résultats de ce travail ont été publiés dans le journal *Geomorphology* (Bouvier et al., 2017a).

### 6.4.2 Résumé

Une structure immergée de type atténuateur de houle de 800 m de long et de 12 m de large, dont la crête se situe entre 1.5 et 2 m de profondeur, a été mis en place début 2013 sur la plage de Sète, dans le sud-est de la France, pour lutter contre les risques d'érosion et de submersion marine. Un suivi vidéo a été réalisé depuis avril 2011 sur une durée de 5 ans permettant de couvrir une distance de 3.5 km le long de la côte et ainsi analyser la réponse des barres sableuses et du trait de côte suite à la mise en place de la structure.

Nos résultats mettent en évidence que l'installation d'une structure sous-marine de type atténuateur de houle sur la plage de Sète provoque d'importants changements morphologiques tant sur la partie immergée de la plage que sur la partie émergée. Suite à la mise en place de l'ouvrage, on observe sur  $\sim 2$  ans la linéarisation et la rotation progressive de la barre sableuse dans la zone protégée par l'ouvrage. Toujours dans ce secteur, le trait de côte reste couplé avec le système de barre et adopte sur les mêmes échelles de temps une morphologie plus linéaire ce qui fait gagner  $\sim 15$  m de large à la plage.

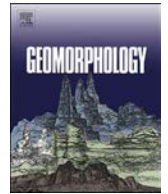
Pendant la réorganisation du système de barre et du trait de côte, une tempête particulièrement énergétique en décembre 2013 provoque la migration vers le large du système de barre. La migration de la barre sableuse vers le large se fait de façon très inégale entre le secteur protégé et adjacent, ce qui provoque la rupture du système. D'après nos résultats, l'atténuateur de houle favorise le ralentissement du cycle *NOM* (*Net Offshore Migration*) dans le secteur protégé en dissipant l'énergie des vagues au large et en réduisant la pente de la plage. Sur la côte adjacente, pendant la phase de *NOM*, une nouvelle barre se développe à la côte, puis migre à son tour vers le large pour atteindre une nouvelle position d'équilibre. Lorsque celle-ci se trouve suffisamment éloignée du rivage, elle se réaligne avec celle du secteur protégé pour former une barre assez linéaire et parallèle à la structure.

### 6.4.3 Article (*Bouvier et al., 2017a*)



Contents lists available at ScienceDirect

# Geomorphology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/geomorph](http://www.elsevier.com/locate/geomorph)

## Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach

Clément Bouvier<sup>a,b,\*</sup>, Yann Balouin<sup>a</sup>, Bruno Castelle<sup>b</sup><sup>a</sup> BRGM, Occitanie-Pyrénées-Méditerranée (SGR/LRO), 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France<sup>b</sup> CNRS, UMR 5805 EPOC, Univ. Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Nearshore sandbars  
Shoreline change  
Submerged structure  
Shoreline-sandbars coupling

### ABSTRACT

In early 2013, an 800-m long and 12-m wide submerged breakwater with its crest in 2-m depth was implemented at the wave-dominated barred beach of Sète, SE France, to fight against erosion and submersion hazards. Daily video images from April 2011 to April 2016 covering an alongshore distance of 3.5 km are used to analyse the response of both the sandbar(s) and the shoreline to the structure implementation. Results show that the breakwater had a profound impact on the nearshore system, both shoreward of the structure and well away from it alongshore. A progressive rotation and linearisation of the sandbar was observed shoreward of the submerged breakwater. This resulted in the splitting of the sandbar adjacent to the structure during a net offshore sandbar migration event driven by a severe storm in December 2013. The typical formation of a salient or tombolo was not observed. Instead, shoreline coupled to the sandbar geometry, which resulted in a slight seaward migration of the shoreline in front of the structure. Overall, this study highlights that the role of the sandbar is critical to shoreline response to the implementation of breakwaters on barred beaches.

### 1. Introduction

With over 600 million people living in low-lying coastal areas worldwide (McGranahan et al., 2007), the littoral zone is under unprecedented threat posed by chronic erosion and climate change. To limit coastal erosion and to provide flooding protection to the hinterland, hard coastal defence structures such as groynes, breakwaters, seawalls and revetments have often been implemented (Charlier et al., 2005; Ranasinghe and Turner, 2006). However, this traditional coastal defence strategy has become increasingly unpopular over the last decades. Hard structures are costly and sometimes show limited effectiveness. In addition, they permanently scar the coastal landscape. As a result, coastal management practices nowadays no longer rely solely on hard coastal defence structures.

Soft options like beach nourishments are increasingly preferred (e.g. Hamm et al., 2002; Charlier et al., 2005; Castelle et al., 2009; Stive et al., 2013). Soft techniques can involve placement of sand on the shoreface or more rarely they can rely on soft submerged features. Shoreface nourishments have been studied extensively as they are a common practice nowadays in the Netherlands (Hamm et al., 2002). When properly designed, shoreface nourishments can be effective in dissipating wave energy offshore and, in turn, in moving the shoreline seaward (e.g. Barnard et al., 2009). Grunnet and Ruessink (2005)

showed that a shoreface nourishment inhibited the natural cross-shore sandbar dynamics over a 6–7 year period in Terschelling (Netherlands). Ojeda et al. (2008) suspected that the shoreface nourishments in Noordwijk (Netherlands) triggers sandbar switching by creating alongshore variability in sandbar characteristics. Therefore, shoreface nourishment can have a profound impact on the dynamics of both the sandbar and the shoreline.

In contrast to shoreface nourishments and despite their logic and benefit, the influence of soft submerged structures has received little attention in the scientific literature (Black and Mead, 2001; Evans and Ranasinghe, 2001). Ranasinghe and Turner (2006) reviewed the performances of soft submerged structures, highlighting the strong influence of the structure characteristics (offshore location, size and depth) on shoreline response. Black and Andrews (2001) quantified the shape and dimensions of salients formed in the lee of natural reefs with aerial photographs. They predicted salient formation when the alongshore length of the reef is at least twice as large as the cross-shore distance between the structure and the shoreline. Ranasinghe et al. (2010) derived a theoretical shoreline response-function model using numerical modelling. They showed that the mode of shoreline response (erosion or accretion) depends on the submerged breakwater geometrical properties, the beach profile shape and on wave conditions. However, the modelling exercise considered a non-barred equilibrium beach

\* Corresponding author at: CNRS, UMR 5805 EPOC, Univ. Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France.  
E-mail address: [c.bouvier@brgm.fr](mailto:c.bouvier@brgm.fr) (C. Bouvier).



profile (Dean, 1991) and therefore neglected complex nearshore morphologies. Noteworthy, all the literature on submerged structures, including field observation and modelling, have dealt with their impact on shoreline response and systematically overlooked their impact on the nearshore sandbar(s). However, nearshore sandbars, which are ubiquitous along intermediate beaches (Wright and Short, 1984), are known to potentially enforce strong alongshore morphological variability at the beach, up to the shoreline and the coastal dune (e.g., Thornton et al., 2007; van de Lageweg et al., 2013; Castelle et al., 2015). Because shoreface nourishments have been found to impact both the cross-shore and alongshore behaviour of nearshore sandbar (Grunnet and Ruessink, 2005; Ojeda et al., 2008), it is hypothesized that submerged structures, when offshore enough away from shoreline, can deeply affect sandbar dynamics and, in turn, shoreline response on barred beaches.

The objective of this paper is to describe the influence of a recently deployed submerged breakwater on the sandbar and shoreline dynamics at a microtidal wave-dominated sandy beach (Sète, SE France). We use 5 years of video images including 3 years after the deployment of a submerged structure. After a brief description of the field site (Section 2), the data and method used to address the remotely-sensed sandbar and shoreline evolution are given in Section 3. Results (Section 4) are discussed in Section 5 before conclusions are drawn in Section 6. We show that the submerged breakwater has a profound impact on the morphological change and we further demonstrate that, on barred beaches, the dynamics of the nearshore sandbars must not be overlooked when addressing the influence of submerged structures on shoreline change.

## 2. Field site

### 2.1. General setting

The Lido of Sète, SE France, is a narrow and relatively straight sandy barrier separating the Thau lagoon from the Mediterranean Sea in the northern part of the Gulf of Lions (Fig. 1a). The northern part of the barrier recently lost 50 m of beach in less than 50 years (Certain and Barousseau, 2005). This is particularly problematic as the Lido of Sète is of major interest from the perspective of socio-economic activity. Indeed, it is a major international and national tourism destination with beach attendance up to 1 million per year (Balouin et al., 2014). It is a semi-diurnal microtidal environment, with a moderate-energy modal wave climate (average  $H_s$  and  $T_p$  are, respectively, 0.5 m and 4 s) characterized by episodic severe storms. The coast is exposed 55% of the time to dominant offshore winds from the N to NW (Sète weather

station from 2011 to 2016). Offshore winds are observed during the entire year, even if their occurrence and speed are maximized in winter. Onshore winds occur 25% of the time. They are observed in autumn and winter and are associated with periods of marine storms. The latter type of storm is characterized by high-energy waves that drive the largest morphological changes (Gervais et al., 2011). Storm events typically exhibit significant wave heights larger than 3 m, peak wave periods around 8 s with an ESE direction, although severe storms from the S can also be observed.

The Lido of Sète is characterized by a double bar system. The outer bar is located at about 350 m from the shore with its crest approximately 4 m below mean sea level (Fig. 1c). The inner bar is largely crescentic with an oblique configuration (Aleman et al., 2013), i.e. attached to the shore in the NE sector and progressively detaching southwards to reach a distance of approximately 170 m from the shore at the end of the SW sector. The inner-bar crest depth is approximately 2 m below mean sea level, although with a large variability. The mean shoreface slope is approximately 0.9% with a mean grain size of 200  $\mu\text{m}$  (Certain, 2002). Previous studies in this area (Barousseau and Saint-Guilly, 1981) described rapid sandbar response during severe storms. The inner bar typically migrates alongshore under oblique waves (Balouin et al., 2013), with a maximum daily migration of 150 m during severe oblique storms. The shoreline is mostly non-uniform alongshore due to protruding megacusps with a mean wavelength of 400 m (Balouin et al., 2013).

### 2.2. Coastal work

A large beach management program was developed at the Lido of Sète to mitigate chronic erosion (BCEOM, 2001). The program involved relocating the coastal road several hundred meters inland, widening the beach and building an artificial dune. Simultaneously, a submerged breakwater was installed. The submerged breakwater was implemented in early 2013 on the subdued outer bar crest, located 350 m from the shore (Fig. 1b, c). The breakwater consists in two 50-m long and 6-m wide rows of sand containers (Fig. 2), extending 800 m and 12 m in the alongshore and cross-shore directions, respectively (Fig. 1b). It is 3-m high, with its crest in approximately 2 m water depth.

## 3. Data and methods

### 3.1. Hydrodynamics

Incident wave conditions were collected every 30 min from a directional wave buoy located offshore of Sète (Wave Buoy in Fig. 1a),

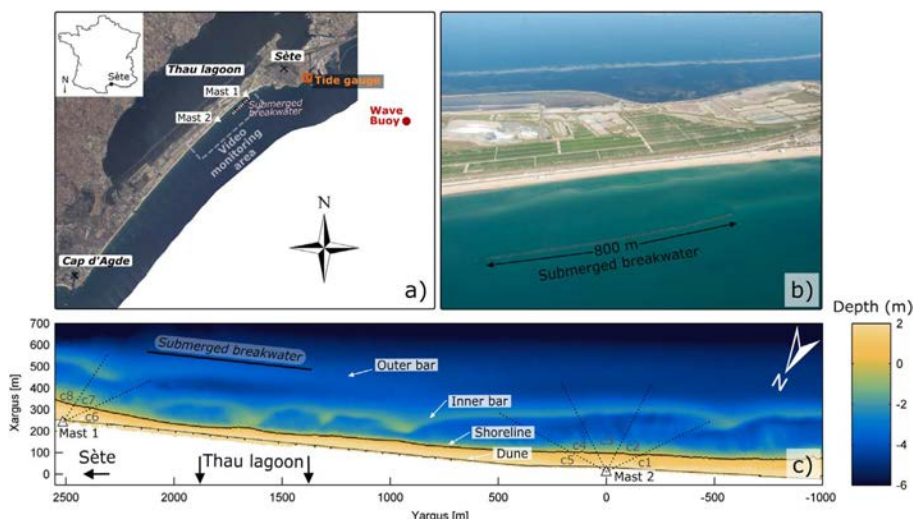


Fig. 1. a) Study region with the location of submerged breakwater, wave buoy, tide gauge and masts where camera are installed. b) Aerial view of the submerged structure (© Thau Agglo). c) Plan-view of nearshore bathymetry from LiDAR in September 2011 with indication of the camera positions and nearshore sandbars, shoreline and dune system.

C. Bouvier et al.

Geomorphology 295 (2017) 297–305

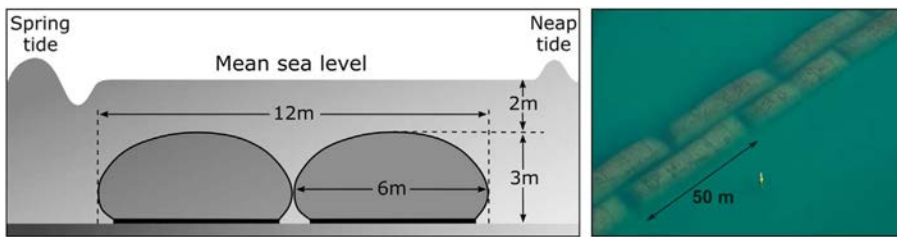


Fig. 2. Dimension and aerial view of the submerged breakwater sand containers (© Thau Agglo).

which was moored in 30 m water depth in January 2011 and recorded data until then. Because the measured time series is interspersed due to a number of brief buoy malfunctions ( $< 15\%$ ), the dataset was combined with numerical model outputs. Dicca Model (Besio et al., 2016) and the wave forecasting system developed by Puertos Del Estado (Gómez Lahoz and Carretero Albiach, 2005) were used before and after 2014, respectively. Compared to the measured data, the root mean square error in significant wave height  $H_s$  and peak wave period  $T_p$  is below 0.3 m and 1.3 s, respectively. The wave component of the longshore energy flux per unit length of beach ( $P_l$ ) was calculated with  $\theta$  the angle of wave incidence with respect to shore normal, and  $P$  the available wave power per unit length measured in kilowatt per meter evaluated (Longuet-Higgins, 1970):

$$P_l = P \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta \text{ [kW/m]}$$

The wave direction of the moderate- to high-energy events is also well reproduced by both models (RMSE of approximately 1.2 kW/m in the longshore energy flux). Water levels were measured in the harbour of Sète (Tide gauge in Fig. 1a) by the Regional Government Administration (DREAL-LR).

### 3.2. Video monitoring

An Argus video monitoring system (Holman and Stanley, 2007) consisting in 8 cameras mounted on two 20-m high and 2.5-km spaced masts (Fig. 1c) has been collecting data since mid-April 2011. 10-min averaged images of the 8 cameras were merged and transformed into real-world-coordinate plan view images (Holland et al., 1997) on a  $2 \times 2$  m grid from April 2011 to April 2016. The rectified images extend 650 m in the cross-shore ( $X_{\text{argus}}$ ) and 3550 m in the alongshore ( $Y_{\text{argus}}$ ) direction (Fig. 3a). In the sandbar area at approximately 200 m in front of the station locations ( $Y_{\text{argus}} = 2500$  m and  $Y_{\text{argus}} = 0$  m), the maximum pixel footprint is 2 and 0.5 m in the cross-shore and alongshore directions, respectively (Fig. 3b), and worsens to approximately 5 and 15 m between the 2 masts ( $Y_{\text{argus}} = 1250$  m). The cross-shore pixel footprint typically increases moving seaward, with a maximum of approximately 1 m in the shoreline area. Morphological features (bar, shoreline) were extracted using ARGUS toolboxes (Holman and Stanley, 2007; Pape, 2008) through the sampling of pixel luminosity intensity (Lippmann and Holman, 1989). The maximum-intensity-based video-derived bar crest position is known to differ from the real bar crest position (van Enckevort and Ruessink, 2001). Given the wave height

range for which sandbar positions are measured in our study, a maximum error of 10 m is assumed according to the data presented for similar settings in van Enckevort and Ruessink (2001). Adding the alongshore-averaged cross-shore pixel footprint in the sandbar area, an overall error of 12 m is assumed for the sandbar position.

Inner-bar crest positions were extracted before and after every significant energetic event (defined as  $H_s > 1.5$  m with a minimal duration of 12 h). Alongshore-averaged sandbar positions were computed in two different geographic sectors: within the 1.3 km-long NE sector located in front of the submerged structure ( $1250 \text{ m} < Y_{\text{argus}} < 2550 \text{ m}$ ) and within the 1.5 km-long SW sector ( $-1000 \text{ m} < Y_{\text{argus}} < 500 \text{ m}$ ). The alongshore length of both sections well exceeds the alongshore wavelength of crescentic sandbar and megacusps. Their influence is therefore filtered when computing the alongshore-averaged parameters. Cross-shore positions were computed from the wooden stacks positioned on the dune foot that constitutes a fixed reference. Sandbar obliquity and three-dimensionality were computed in the NE sector. Sandbar obliquity was estimated through the angle between the wooden stack line and the linearly regressed sandbar position. Given the maximum sandbar position error and that the computation of sandbar obliquity is computed across a 1300-m alongshore section, the maximum error in sandbar obliquity is  $0.53^\circ$ . Sandbar three-dimensionality ( $\alpha$ ) was computed through the alongshore standard deviation between the sandbar and its linear regression.

Shoreline position was extracted systematically approximately every 15 days for significant wave heights smaller than 0.3 m, that is driving a wave set-up well below 0.1 m (Stockdon et al., 2006). Adding a maximum tide amplitude of 0.2 m and assuming a mean beach slope of 0.07, this results in a horizontal error of approximately 4.3 m which, including the alongshore averaged cross-shore pixel footprint in the shoreline area, gives an overall maximum error in shoreline position of 5 m. Beach width was computed from the dune foot.

To isolate the annual variability in sandbar and shoreline characteristics (obliquity, three-dimensionality or beach width), we applied a Hamming-window with a width of 365 days. This method allows isolating the seasonal variability (see Section 4). Continuous video monitoring at Sète constitutes a unique dataset to study the high-frequency morphological response of the nearshore system to a significant anthropic perturbation introduced by the submerged breakwater.

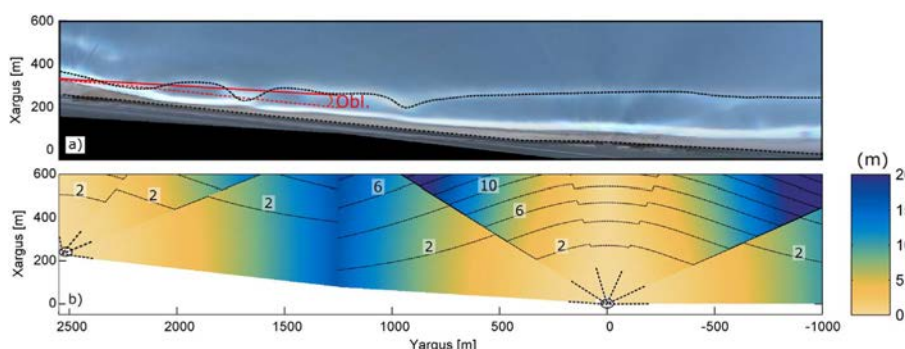


Fig. 3. a) Plan-view time-exposure image of the study site. The dotted black lines denote the sandbar crest and the dune foot. The corresponding sandbar obliquity in the NE section is indicated. b) Cross-shore (contours) and alongshore (coloured) pixel footprint (m) map from the Argus station. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

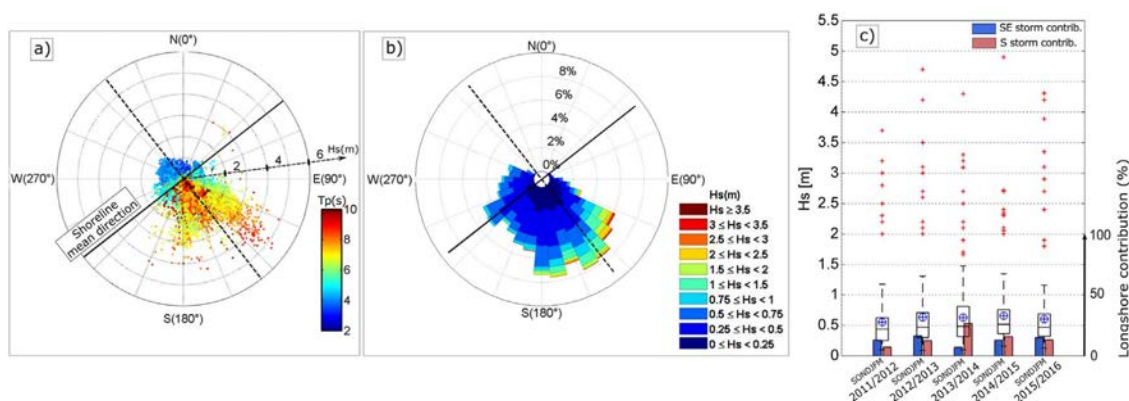


Fig. 4. Wave characteristics at Sète from January 2011 to April 2016, a) scattered directional plot of significant wave height diagram (m) with the colour bar indicating peak wave period in seconds; b) corresponding wave rose; c) autumn and winter daily averaged  $H_s$  boxplot (median value, 25%–75% percentiles; crosses represent the maximum  $H_s$  wave height during energetic event). Circles are the annual averaged  $H_s$ . Bars are the longshore annual energy flux contribution along the study period. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

## 4. Results

### 4.1. Synoptic behaviour

#### 4.1.1. Waves characteristics

The overall wave climate at Sète is shown in Fig. 4a, b.  $H_s$  and  $T_p$  range 0.05–5 m and 2–10 s, respectively. Higher waves from the SE quarter correspond to long-period storm waves and are associated with onshore winds. Storm waves typically have  $H_s$  over 3 m (with mean  $T_p$  around 8 s) and can reach 5 m. Storm wave climate is dominated by near-normally incident SE swells even if high wave events ( $> 2$  m) from the S are occasionally observed. Waves coming from the NW consist in short-period locally-generated seas that do not have any significant morphological impact at the Lido of Sète. From January 2011 to April 2016, 72 events ( $H_s$  above 1.5 m during at least 12 h) are captured, among which 86% occur in autumn and winter periods from September to March.

Fig. 4c shows the  $H_s$  variability during the autumn-winter period (SONDJFM) from 2011/2012 to 2015/2016. The average  $H_s$  during this season is approximately the same over the 5 years ( $\sim 0.6$  m). In contrast, there is a large variability in storm event occurrences (crosses in Fig. 4c). Sète beach appears less exposed to storm events during the autumn-winter 2011/2012 with only 8 events ( $\approx 15$  days) although one storm reaches a maximum  $H_s$  of 3.7 m. At the other end of the spectra the 2013/2014 season contains 14 events ( $\approx 16$  days) including one storm with  $H_s$  reaching 4.3 m.

#### 4.1.2. Longshore energy flux

E-SE (S) waves drive a negative (positive) longshore energy flux corresponding to a southwestwards (northeastwards) longshore drift. Certain and Barusseau (2005) reported a dominant southwestwards longshore drift along this stretch of coast due to dominant storm waves from the SE ( $P_l < 0$ ). The annual alongshore energy flux contribution is illustrated on Fig. 4c. Dominant negative energy flux is computed for winter/autumn 2011, 2012 and 2015, which is consistent with Certain and Barusseau (2005), but the longshore drift direction is clearly reversed for winter/autumn 2013 and, to a lesser extent, 2014. In 2013, a large amount of the total longshore drift is driven by four S storms, with one reaching a daily-averaged  $H_s$  of 3.2 m in December with a large angle of incidence ( $\theta > 45^\circ$ ).

#### 4.1.3. Global morphological response

Within the 72 energetic events recorded from January 2011 to April 2016, only 59 couples of pre-/post-storm event video images were analysed because of camera malfunctions or bad quality images. Fig. 5 gathers all the shoreline and inner-bar alongshore positions over the

5-year study period. At the beginning of the study period in 2011, the inner bar formed an angle with the shoreline (approximately  $2^\circ$ ). The NE part ( $Y_{\text{argus}} = 2550$  to  $1250$  m) of the inner bar was close to the shore with well-developed crescentic patterns almost attached to the beach. In contrast, the inner bar was located approximately 150 m from the shoreline in the SW sector ( $Y_{\text{argus}} = 500$  to  $-1000$  m) with a reasonably uniform alongshore geometry. During the same period, the inner bar showed quite large cross-shore and alongshore variability. Before the submerged structure deployment, this dynamics was characterized by the rapid reshaping of the 3D sandbar patterns into an alongshore-uniform feature during storm events, with rapid alongshore and cross-shore migrations under obliquely incident energetic waves. Fig. 5 shows that the implementation of the structure in early 2013 had a profound impact on the inner-bar dynamics. A progressive linearisation and rotation of the inner bar becoming parallel to the breakwater was observed, which was followed by the splitting of the inner bar at the end of 2013 (see black cross in Fig. 5). After that splitting, both parts of the inner bar showed contrasting evolutions. In the NE sector, the inner bar became linear and remained reasonably stable, while in the SW sector storm-driven changes were large. The strong offshore migration of the sandbar in the SW sector yielded to the progressive formation of a new inner bar close to the shoreline that subsequently rapidly realigned to the inner bar of the NE sector.

### 4.2. Sandbar and shoreline changes

#### 4.2.1. Sandbar cross-shore migration

Fig. 6d provides more insight into the sandbar behaviour through the time evolution of the alongshore-averaged inner bar and shoreline position, with discrimination of the 2 sectors for the inner bar. Fig. 6 is given with the time series of wave conditions ( $H_s$ ,  $T_p$ ), total energy  $P$  and longshore energy flux  $P_l$ . Results show a clear change in inner-bar cross-shore behaviour since the structure deployment. Although at a different mean distance to the shore, the inner bars at the SE and SW sectors show similar behaviour prior to the deployment. During that same period the overall sandbar position was reasonably stable in both sectors. After the submerged structure deployment, a series of storms in March 2013 led to a strong offshore migration of the bar at both sectors. However, in contrast with prior to the deployment, the offshore migration was larger in the SW sector than in the NE sector by approximately a factor 2, with the inner bar of the SW sector remaining at about the same location during the subsequent months. During the next winter, a major storm event with  $H_s$  peaking at 4.3 m occurred in December 2013 and drove another large (approximately 30 m) offshore migration event in the NE sector, which was increased to approximately 50 m in the SW sector. This event drove the splitting of the sandbar

C. Bouvier et al.

Geomorphology 295 (2017) 297–305

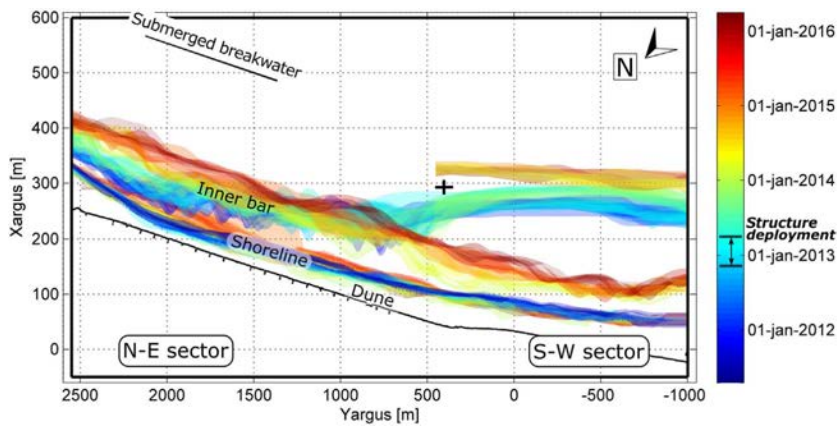


Fig. 5. Temporal evolution of the shoreline and inner-bar positions with indication the deployment of the submerged structure. Colour bar indicates the date of the measurements. Black cross marks the location of bar splitting. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

between the 2 sectors. As the bar in the SW sector migrated far offshore (approximately 275 m from the shore) and presumably increased substantially in depth, a new (inner) bar formed shoreward in the SW sector. This new inner bar welded to the bar in the NE sector to form a continuous and reasonably alongshore-uniform sandbar across the entire domain. This sandbar behaviour in the SW sector corresponds to an episodic Net Offshore Migration event (NOM, Ruessink et al., 2009).

#### 4.2.2. Sandbar rotation and linearisation in the NE sector

The 5-year time series of the cross-shore sandbar position in the NE sector together with that of the sandbar obliquity and three-dimensionality ( $\alpha$ ) is given in Fig. 7. Following the submerged breakwater deployment, three main phases can be identified, which are further illustrated in the corresponding plan view time-exposure images in Fig. 8. Phase 1 corresponds to the initial beach configuration with an oblique and alongshore non-uniform (large three-dimensionality) sandbar. At the beginning of the study in 2011, the inner bar is attached to the coast near  $Y_{\text{argus}} = 2200$  m and progressively detaches south-westward. The bar has an angle to the dune of approximately  $2^\circ$  (Fig. 7b) and is characterized by well-developed crescents with a wavelength of approximately 400 m (Fig. 8). The sandbar three-dimensionality shows some seasonal variability with high values around October, reaching 30 m in 2011 and dramatically decreasing during winter storm season (Fig. 7c). The temporal evolution of the

sandbar angle and three-dimensionality shows a significant decay after the structure deployment near January 2013 during phase 2 (Figs. 7b, c, 8). The sandbar in the NE sector progressively rotates clockwise to eventually become parallel to the dune during phase 3 (Figs. 7b, 8). The pre-existing crescentic patterns clearly disappeared to form a reasonably alongshore-uniform linear sandbar (Fig. 8). Nevertheless, some alongshore variability can occasionally develop shoreward of the submerged breakwater for moderate waves in autumn (e.g. in October 2013 and 2014,  $\alpha \approx 15$  m). However, this alongshore variability was systematically smoothed out during the storm season (in December 2013 and 2014,  $\alpha < 7$  m). Overall, a sandbar rotation and linearisation in the NE sector were identified as a result of the submerged structure deployment.

#### 4.2.3. Shoreline evolution

Fig. 9a shows the time evolution of shoreline position in the NE sector landward of the submerged structure, with the corresponding time-exposure images at different representative stages shown in Fig. 10. Before the breakwater deployment, the shoreline was characterized by a 400-m long embayment enforced by the more seaward crescentic bar (Fig. 10), centred at  $Y_{\text{argus}} = 2000$  m (Fig. 9a). After the structure deployment, a progressive decrease in shoreline alongshore variability was observed together with the widening of the embayment (Figs. 9, 10). Before the structure deployment, the shoreline was

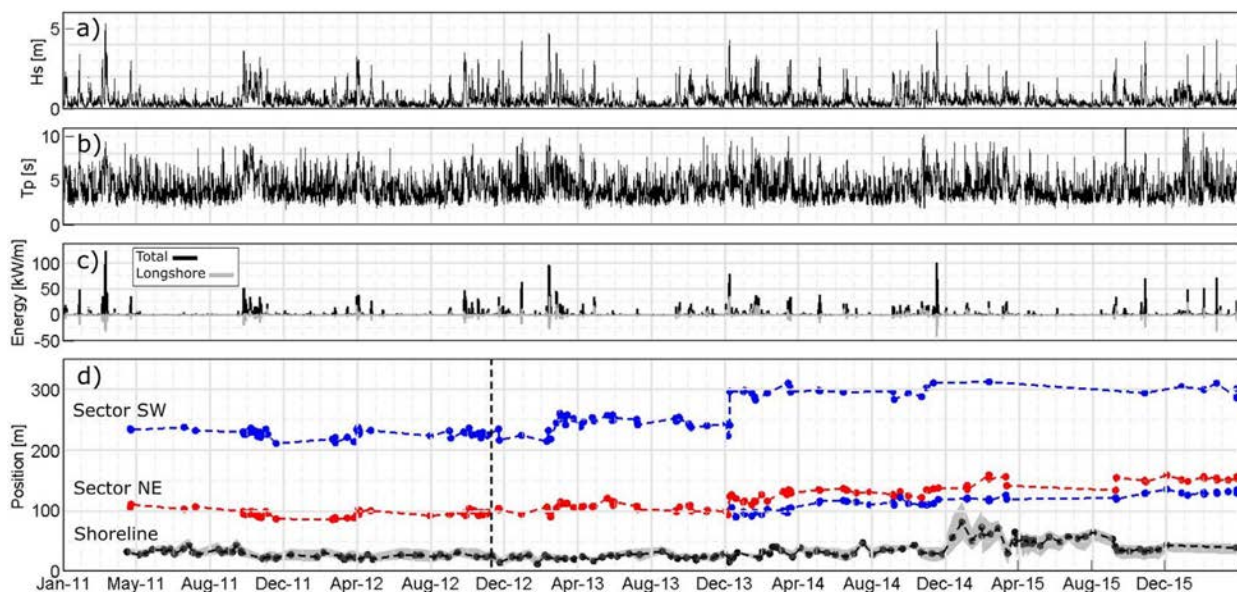


Fig. 6. Offshore (a) significant wave height  $H_s$ , (b) peak period  $T_p$ , (c) energy and (d) alongshore-averaged (over  $1250 \text{ m} < Y_{\text{argus}} < 2550 \text{ m}$  for sector NE; over  $-1000 \text{ m} < Y_{\text{argus}} < 500 \text{ m}$  for sector SW) sandbar location. The shoreline position averaged over the entire domain is shown in black, with the alongshore standard deviation in grey. The dashed black line indicates the date of the submerged breakwater deployment.

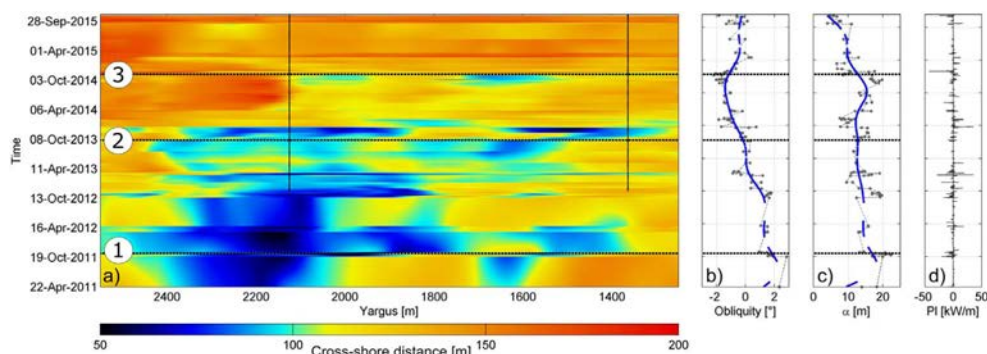


Fig. 7. (a) Temporal evolution of inner-bar cross-shore position in the NE sector. The black line represents the extremities of the submerged breakwater. (b) Temporal evolution of sandbar obliquity, (c) three-dimensionality and (d) longshore wave energy flux. The thick curve in panels (b, c) shows the signal filtered with a 365-day width Hamming window.

retreating at a mean rate of 5 m/year shoreward of the submerged breakwater ( $1400 \text{ m} < Y_{\text{argus}} < 2100 \text{ m}$ , Fig. 9b, phase 1 until phase 2). After the structure deployment, the inner sandbar rotated clockwise and became more linear, with the shoreline subsequently showing the same behaviour resulting in a beach widening of approximately 14 m in less than one year (Fig. 9b and c, phase 3). In contrast, the beach did not widen in the SW extremity as it is close to the rotation point. After March 2014, the bar and shoreline positions remained reasonably stable until beach nourishment (Fig. 9b, just after phase 3).

## 5. Discussion

The video monitoring of Sète beach shows that the implementation of a submerged breakwater in early 2013 drove large changes of the shoreline-sandbar system. A progressive rotation and linearisation of the inner bar in the NE sector was observed, while strong offshore sandbar migration occurred in the SW sector in December 2013. Shoreline and inner-bar 3D morphological features remained coupled, although the shoreline-sandbar system geometry was deeply changed.

Prior to the structure implementation, the sandbar exhibited a typical rip-channelled, freely evolving, morphology shoreward of the structure (Fig. 5). It is assumed that the implementation of the shallow submerged breakwater induced a large alongshore variability of the breaking wave height across the inner bar, particularly shoreward of the structure extremities, as a result of depth-induced breaking across the submerged breakwater (Ranasinghe et al., 2006). Alongshore-variable breaking wave height has long been known to be the primary driving of rip currents (Bowen, 1969) that, if persistent in location, have the potential to scour rip channels (e.g. Ribas et al., 2015). Therefore, the enforcement of fixed rip channels shoreward of the structure extremities was expected. In addition, a reduction of the

breaking wave height across the inner bar, owing to offshore depth-induced breaking across the breakwater was expected to drive a slow onshore migration (e.g. Ruessink et al., 2007; Dubarbier et al., 2015; Fernández-Mora et al., 2015) and potentially induce more reflective beach state and therefore more (or more frequent) rip channels. However, the opposite was observed with the progressive reshaping of the inner bar into an offshore-migrating alongshore-uniform ridge of sand. A potential explanation for the sandbar straightening is the channelling of a strong storm-driven longshore current flowing between the submerged breakwater and the shoreline inhibiting any rip channel growth. Overall, the mechanisms driving this sandbar behaviour remain unclear. Detailed process-based surf-zone sandbar morphodynamic modelling including the implementation of the submerged breakwater will be required to decipher the cause of these morphological changes.

Relatively slow ( $> 10$  year cycle) NOM cycle has long been observed at Sète (Certain and Barusseau, 2005; Aleman et al., 2013). Certain and Barusseau (2005) showed that the NOM behaviour could be triggered by severe storms during which the bar rapidly migrates seaward and further decay. This behaviour, which has been observed at other NOM sites (e.g. Castelle et al., 2007; Ruessink et al., 2009) was observed here in the SW sector in December 2013. During this storm with  $H_s$  peaking at 4.3 m, the offshore sandbar migration rate reached 50 m/day. In contrast with previous NOM cycles at this site, the bar migrated offshore in the NE sector at a much slower rate than in the SW sector. This difference in offshore migration magnitude between the NE and SW sectors resulted in a sandbar splitting (see Fig. 11). The split is hypothesized to be caused by the submerged breakwater that, owing to wave energy dissipation through depth-induced breaking across the structure, inhibits further offshore migration of the sandbar in the NE sector. The disconnection and realignment of nearshore sandbars have

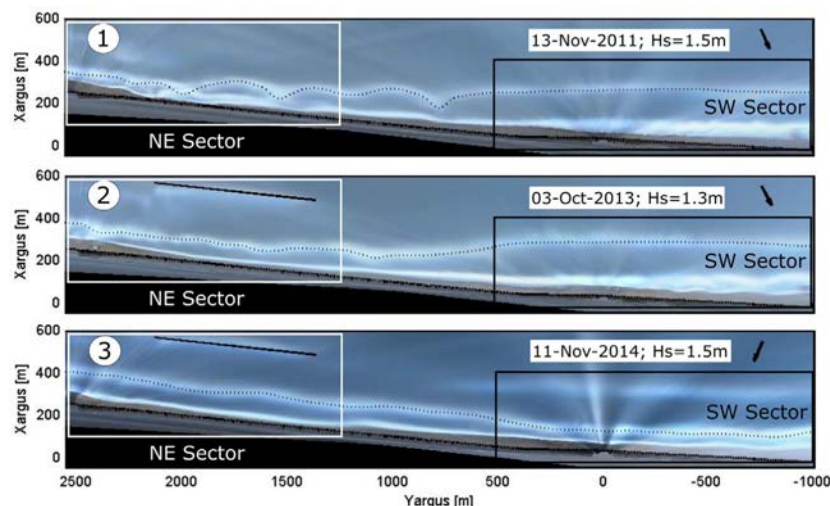
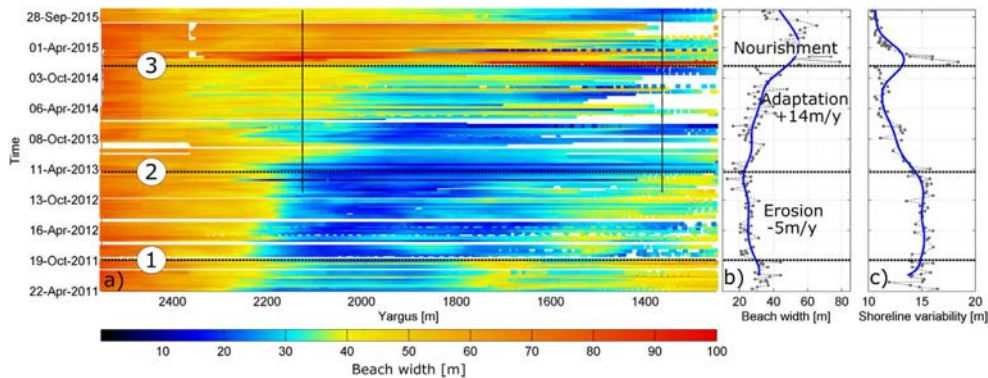


Fig. 8. Plan-view time-exposure images showing sandbar adaptation to the submerged structure implementation. Phase 1 correspond to the initial state. After structure deployment, the sandbar in the NE sector rotates clockwise to become parallel to the structure during phase 2. Phase 3 is characterized by a shore-parallel linear sandbar.

C. Bouvier et al.

Geomorphology 295 (2017) 297–305



**Fig. 9.** (a) Temporal evolution of beach width within the NE sector. The black line represents the breakwater extremities. White bands show the unavailable data. (b) Temporal evolution of beach width shoreward of breakwater ( $1400 \text{ m} < Y_{\text{argus}} < 2100 \text{ m}$ ) and (c) of shoreline variability. The thick curves in panels (b, c) show the signal filtered with a 365-day width Hamming window.

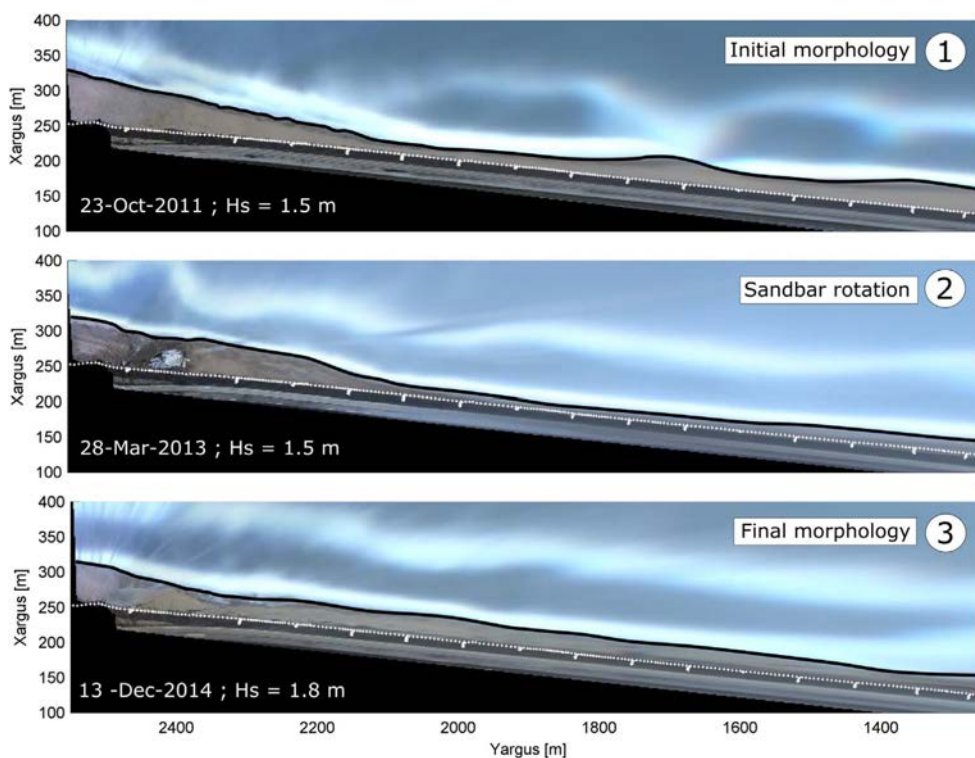
been already observed at other multiple-barred beaches and have been referred to as bar switching (Shand et al., 2001), where switching is driven by the combination of high-energy waves, antecedent-morphology and strong longshore current (Shand, 2003). Here, bar switching was very likely caused by the submerged breakwater as switching has never been observed at this site prior to the structure implementation. However, although to some extent enforced by the structure, bar switching occurred during a series of severe obliquely-incident storm waves (7 events from November 2013 to February 2014), comprising a storm with  $H_s$  and  $P_i$  peaking at 4.3 m and 29 kW/m, respectively. Whether bar switching is primarily enforced by the structure deployment or obliquely-incident storm waves will need to be explored further through numerical modelling or through the observation of subsequent NOM and bar switching events at this site.

Contrary to what was expected at Sète when deriving the theoretical shoreline response-function model of Ranasinghe et al. (2010), salient formation was not observed following structure deployment. Here a new scenario is observed in which the shoreline accretion occurs as a result of shoreline straightening enforced by the inner bar. Shoreline-sandbar coupling has long been observed at Sète. Like at many other sites worldwide (van de Lageweg et al., 2013), the most commonly observed coupling is that with shoreline megacusp embayments facing

the sandbar bays, although the opposite coupling has been occasionally observed after severe storms (Castelle et al., 2010; Balouin et al., 2013). Shoreline-sandbar coupling was still observed after the implementation of the submerged breakwater, but given that sandbar rhythmicity progressively vanished, the shoreline rather realigned to the inner bar. Accordingly, even if the sandbar/shoreline coupling type changed from rhythmic to linear, the ability of the shoreline to couple to the sandbar was not altered by the structure.

## 6. Conclusions

Approximately 5 years of video monitoring of shoreline and sandbar change at Sète beach, SE, France was described and analysed. This dataset comprises approximately 3 years after the implementation of a 800-m long breakwater submerged in 2-m depth. Results show that the structure had a profound impact on the shoreline-sandbar system and suggests that, on barred beaches, the role of the sandbar is critical to shoreline response to the implementation of breakwaters, even a few kilometers away from the structure, which has been overlooked in previous studies. Breakwaters (submerged or not) are expected to result in the formation of salient and tombolo (Ranasinghe and Turner, 2006). However, here a more complex shoreline response was observed due to



**Fig. 10.** Time-exposure images corresponding to different phases of the morphological adaptation to the submerged breakwater deployment indicated in Fig. 9.

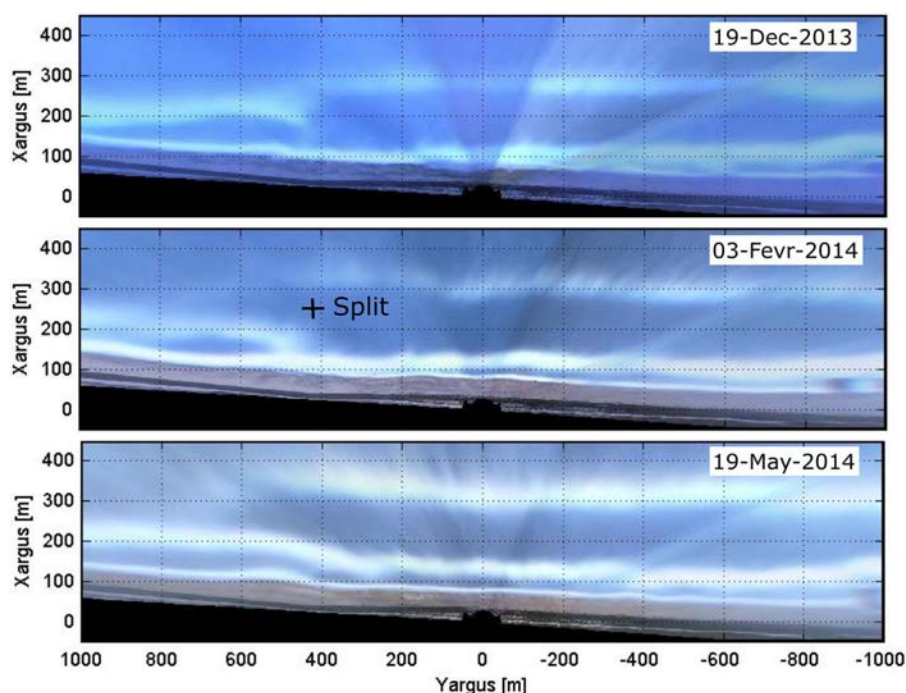


Fig. 11. Plan-view time-exposure image showing sandbar switching in the SW sector.

the presence of a nearshore sandbar. Rather than the development of a seaward bulge in the shoreline facing the structure, we observed the linearisation and rotation of the sandbar with the concurrent coupling of the shoreline in the NE sector. The submerged structure also has an influence on the sandbar behaviour and, in turn, on the shoreline at a larger scale ( $> 2\text{--}3\text{ km}$ ), where NOM and sandbar switching are affected well away from the structure. Accordingly, our results indicate that the influence of the submerged structure on the sandbar is a cornerstone to further understand the complex shoreline response.

#### Acknowledgements

The video system used in this work was funded by Thau Agglo and BRGM. Wave and water level data were provided by the DREAL-LR (Direction Régionale de l'Environnement, l'Aménagement et le Logement) and are respectively part of the Candhis and Refmar networks. CB acknowledges financial support from BRGM (grant number RS15LRO002) through a PhD grant. BC is funded by CHIPO (grant number ANR-14-ASTR-0004-01) supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR). L. Desbiendras, J. Tesson, R. Belon, M. Giusti, Y. Colombet, P.-A. Picand, F. Longueville, A. Latapy and S. Hureau are greatly acknowledged for their help in processing video data. The two anonymous reviewers are gratefully acknowledged for their constructive comments that improved the manuscript.

#### References

- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Barusseau, J.P., Gervais, M., 2013. Net offshore bar migration variability at a regional scale: inter-site comparison (Languedoc-Roussillon, France). *J. Coast. Res.* 2, 1715–1720 (Special Issue 65 - International Coastal Symposium).
- Balouin, Y., Tesson, J., Gervais, M., 2013. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sète beach, France. *J. Coast. Res.* 440–445 (Special Issue No. 65).
- Balouin, Y., Rey-Valette, H., Picand, P.A., 2014. Automatic assessment and analysis of beach attendance using video images at the lido of Sète Beach, France. *Ocean Coast. Manag.* 102, 114–122.
- Barnard, P.L., Erikson, L.H., Hansen, J.E., 2009. Monitoring and modelling shoreline response due to shoreface nourishment on a high-energy coast. *J. Coast. Res. Spec. Issue* 56, 29–33.
- Barusseau, J.P., Saint-Guilly, B., 1981. Disposition, caractères et mode de formation des barres d'avant-côte festonnées du littoral du Languedoc-Roussillon (France). *Oceanol. Acta* 4, 297–304 (In French with English abstract).
- BCEOM, 2001. General Study for the Protection and Sustainable Management of the Lido of Sète to Marseillan General. Synth. (December 2001). pp. 122 (Report, in French).
- Besio, G., Mentaschi, L., Mazzino, A., 2016. Wave energy resource assessment in the Mediterranean Sea on the basis of a 35-year hindcast. *Energy* 94, 50–63.
- Black, K., Andrews, C., 2001. Sandy shoreline response to offshore obstacles part 1: salient and tombolo geometry and shape. *J. Coast. Res.* 82–93.
- Black, K., Mead, S., 2001. Design of the gold coast reef for surfing, beach amenity and coastal protection: surfing aspects. *J. Coast. Res. Spec. Issue* 29, 115–130.
- Bowen, A.J., 1969. Rip currents. 1. Theoretical investigations. *J. Geophys. Res.* 74, 5467–5478.
- Castelle, B., Turner, I.L., Ruessink, B.G., 2007. Impact of storms on beach erosion: Broadbeach (Gold Coast, Australia). *J. Coast. Res.* SI 50, 534–539.
- Castelle, B., Turner, I.L., Bertin, X., Tomlinson, R., 2009. Beach nourishment at Coolangatta Bay over the period 1987–2005: impacts and lessons. *Coast. Eng.* 56, 940–950.
- Castelle, B., Ruessink, B.G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N., Price, T.D., 2010. Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 2: impact on alongshore variability of inner-bar rip channels. *Earth Surf. Process. Landf.* <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1949>.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Senechal, N., Ferreira, S., 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe storms on a double-barred sandy coast: beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135–148.
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golf du Lion (Languedoc-Roussillon). University of Perpignan, Perpignan, France (Ph.D. thesis, 209 pp).
- Certain, R., Barusseau, J.P., 2005. Conceptual modeling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 176 (4), 343–354.
- Charlier, R.H., Chaineux, M.C.P., Morcos, S., 2005. Panorama of the history of coastal protection. *J. Coast. Res.* 21, 79–111.
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *J. Coast. Res.* 53–84.
- Dubarbier, B., Castelle, B., Marieu, V., Ruessink, B.G., 2015. Process-based modeling of cross-shore sandbar behavior. *Coast. Eng.* 95, 35–50.
- Evans, P., Ranasinghe, R., 2001. Artificial surfing reefs: a new paradigm in coastal protection. In: *Proceedings of Coasts and Ports '01*, Gold Coast. IEAust, Australia, pp. 128–133.
- Fernández-Mora, A., Calvete, D., Falqués, A., de Swart, H.E., 2015. Onshore sandbar migration in the surf zone: new insights into the wave-induced sediment transport mechanisms. *Geophys. Res. Lett.* 42. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL063004>.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R., 2011. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology* 143–144 (0), 69–80.
- Gómez Lahoz, M., Carretero Albiach, J.C., 2005. Wave forecasting at the Spanish coasts. *J. Atmos. Oceanic Sci.* 10 (4), 389–405.
- Grunnet, N.M., Ruessink, B.G., 2005. Morphodynamic response of nearshore bars to a shoreface nourishment. *Coast. Eng.* 52, 119–137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.09.006>.
- Hamm, L., Capobianco, M., Dette, H.H., Lechuga, A., Spanhoff, R., Stive, M.H.F., 2002. A summary of European experience with shore nourishment. *Coast. Eng.* 47, 237–264.
- Holland, K.T., Holmann, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J., Plant, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE J. Ocean. Eng.* 22,

C. Bouvier et al.

*Geomorphology* 295 (2017) 297–305

- 81–92.
- Holman, R.A., Stanley, J., 2007. The history and technical capability of Argus. *Coast. Eng.* 54, 477–491.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *J. Geophys. Res.* 94, 995–1011.
- Longuet-Higgins, M., 1970. Longshore current generated by obliquely incident sea waves. *J. Geophys. Res.* 75, 6778–6801.
- McGranahan, G., Balk, D.L., Anderson, B., 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environ. Urban.* 19, 17–37.
- Ojeda, E., Ruessink, B.G., Guillen, J., 2008. Morphodynamic response of a two-barred beach to a shoreface nourishment. *Coast. Eng.* 55, 1185–1196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.05.006>.
- Pape, L., 2008. BLIM Toolbox Manual. Report R08-02 IMAR Utrecht. (Nov. 2008, 41 pp).
- Ranasinghe, R., Turner, I.L., 2006. Shoreline response to submerged structures: a review. *Coast. Eng.* 53, 65–79.
- Ranasinghe, R., Turner, I.L., Symonds, G., 2006. Shoreline response to multi-functional artificial surfing reefs: a numerical and physical modelling study. *Coast. Eng.* 53 (7), 589–611.
- Ranasinghe, R., Larson, M., Savioli, J., 2010. Shoreline response to a single shore-parallel submerged breakwater. *Coast. Eng.* 57 (11), 1006–1017.
- Ribas, F., Falqués, A., de Swart, H.E., Dodd, N., Garnier, R., Calvete, D., 2015. Understanding coastal morphodynamic patterns from depth-averaged sediment concentration. *Rev. Geophys.* 53, 362–410. <http://dx.doi.org/10.1002/2014RG000457>.
- Ruessink, B.G., Kuriyama, Y., Reniers, A.J.H.M., Roelvink, J.A., Walstra, J.A., 2007. Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescales of weeks. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 112 (F03010), 1–15. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC000730>.
- Ruessink, B.G., Pape, L., Turner, I.L., 2009. Daily to interannual cross-shore sand bar migration: observations from a multiple sand bar system. *Cont. Shelf Res.* 29, 1663–1677.
- Shand, R.D., 2003. Relationships between episodes of bar switching, cross-shore bar migration and outer bar degeneration at Wanganui, New Zealand. *J. Coast. Res.* 157–170.
- Shand, R.D., Bailey, D.G., Shephard, M.J., 2001. Longshore realignment of shore-parallel sand-bars at Wanganui, New Zealand. *Mar. Geol.* 179, 147–161.
- Stive, M.J., de Schipper, M.A., Luijendijk, A.P., Aarninkhof, S.G., van Gelder-Maas, C., van Thiel de Vries, J.S., ... Ranasinghe, R., 2013. A new alternative to saving our beaches from sea-level rise: the sand engine. *J. Coast. Res.* 29 (5), 1001–1008.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.* 53 (7), 573–588.
- Thornton, E.B., Sallenger, A.H., MacMahan, J.H., 2007. Rip currents, cusped shorelines and eroding dunes. *Mar. Geol.* 240 (1–4), 151–167.
- van de Lageweg, W.I., Bryan, K.R., Coco, G., Ruessink, B.G., 2013. Observations of shoreline-sandbar coupling on an embayed beach. *Mar. Geol.* 344, 101–114.
- van Enckevort, I.M.J., Ruessink, B.G., 2001. Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *J. Geophys. Res.* 106 (C8), 16969–16979. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JC000167>.
- Wright, L., Short, A., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Mar. Geol.* 56 (1–4), 93–118. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2).



#### 6.4.4 Conclusion de l'article

Les résultats montrent que la présence de l'atténuateur de houle a eu de profondes répercussions sur le système littoral, à la fois au niveau du secteur protégé par la structure mais aussi sur un secteur éloigné de plusieurs centaines de mètres de l'ouvrage. Suite à l'installation de l'ouvrage, la rotation et la linéarisation progressives du système de barre ont été observées. Cela a entraîné la rupture de la barre dans le secteur adjacent à l'ouvrage pendant un épisode de *NOM* provoquée par une violente tempête en décembre 2013. La formation atypique d'un *tombolo* n'a pas été constatée, au contraire, un nouveau scénario est observé dans lequel l'élargissement de la plage dans le secteur protégé par l'ouvrage résulte de la linéarisation de la barre d'avant-côte. Plus généralement, cette étude montre un rôle fondamental et pourtant jusque-là éclipsé des barres sableuses dans la réponse du trait de côte suite à la mise en place d'un atténuateur de houle.

### 6.5 Vers une nouvelle forme de suivi : l'inversion bathymétrique

#### 6.5.1 Introduction

La section précédente montre que l'utilisation des méthodes de suivi vidéo sont des outils puissants pour caractériser à haute fréquence les évolutions morphologiques du trait de côte et des barres sableuses. Toutefois, ces techniques présentent le désavantage de réduire à deux dimensions horizontales ( $X$ ,  $Y$ ) un système où les variations verticales ( $Z$ ) sont très importantes. Il est par exemple impossible avec les méthodes classiques de définir précisément le volume de la barre sableuse et ainsi de pousser l'analyse vidéo classique en terme de transport sédimentaire.

Depuis quelques années, les méthodes d'inversion bathymétrique par imagerie vidéo permettent d'obtenir une estimation relativement précise ( $RMSE \sim 0.50$  m) de la bathymétrie pour des conditions de vagues variées et sur des échelles spatiales importantes. L'obtention d'une bathymétrie à une fréquence suffisamment élevée pour couvrir la dynamique événementielle a des effets directs importants pour la paramétrisation des modèles numériques et plus particulièrement des modèles morphodynamiques.

L'application en Méditerranée où les vagues sont de courtes longueurs d'onde (parfois proche de la taille d'un pixel) reste un véritable challenge. Cette section présente la 1<sup>ère</sup> application de l'algorithme *cBathy* (Holman et al., 2013) en Méditerranée et propose une validation des résultats obtenus à partir d'une campagne bathymétrique

réalisée quelques jours avant l'acquisition. La méthode d'inversion est ensuite utilisée pour caractériser les évolutions morphologiques de l'avant-côte au cours d'une tempête le 1<sup>er</sup> mars 2018 pour laquelle les vagues ont atteint plus de 4 m.

### 6.5.2 Sensibilité de la méthode

Pour chacune des inversions bathymétriques effectuées, une évaluation de la qualité (*Qual*) est mesurée pour chaque acquisition en comptant le nombre de points ( $N_{err}$ ) dont l'erreur estimée par l'algorithme *cBathy* (phase 2, section 3.2.3) est supérieure à un critère de fiabilité, ici fixé à 0,5 m.

$$Qual = 1 - \frac{N_{pixel}}{N_{err}} \quad (6.3)$$

La qualité des inversions bathymétriques est évaluée en pourcentage par rapport au nombre de points total de la grille ( $N_{pixel}$ ) et elle est illustrée en fonction de la hauteur significative des vagues au large ( $H_s$ ) et de la vitesse du vent ( $V_w$ ) enregistrée à la station météo de Sète au moment de l'acquisition (Fig. 6.8). La méthode d'inversion bathymétrique *cBathy* est très sensible aux conditions de vagues. Lorsque les vagues dépassent 2 m de hauteur significative, la prévision réalisée reste au-dessous du seuil de fiabilité pour seulement 50 % de la surface échantillonnée. Cette sensibilité aux conditions de vagues est liée au fait que le plan d'eau devient saturé (déferlement omniprésent sur

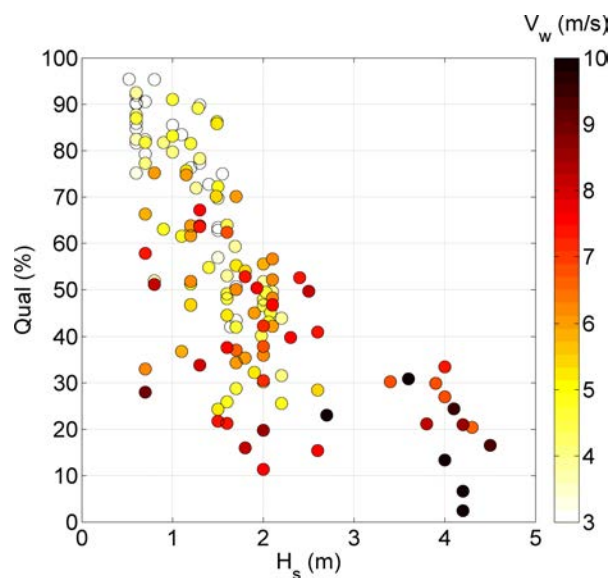


Fig. 6.8 Qualité de l'inversion bathymétrique (*Qual*) en fonction de la hauteur significative mesurée au large ( $H_s$ ) et de la vitesse du vent enregistrée à la station météo ( $V_w$ ).

l'avant-côte) lorsque les vagues deviennent trop importantes. Dans ces conditions, identifier la vitesse de propagation de la houle est trop difficile, particulièrement en zone peu profonde. De la même façon, la vitesse du vent influence largement la qualité de l'inversion. Un mouvement haute fréquence ( $\sim 1$  Hz) très variable a été identifié sur les enregistrements vidéos lorsque le vent est supérieur à 6 m/s. Ce mouvement des caméras est relié aux vibrations du mât sur lequel elles sont installées et se manifeste sous forme de bruit perturbant de manière trop importante le signal de propagation de la houle.

### 6.5.3 Validation de l'outil d'inversion bathymétrique

En raison de la sensibilité de la méthode aux conditions hydro-climatiques (Fig. 6.8), un filtre de Kalman est appliqué sur chacune des estimations de la profondeur réalisée afin d'obtenir une donnée bathymétrique stable (section 3.2.3). La variabilité du filtre de Kalman est illustrée Fig. 6.9b par la fonction  $Q(X, H_s)$  en fonction du numéro de simulation  $N_{run}$  (Eq. 3.1). Pour indication, la hauteur significative des vagues mesurée au moment de l'acquisition est illustrée (Fig. 6.9a). Afin de suivre l'évolution de la correction appliquée sur la période de suivi, l'erreur quadratique moyenne ( $RMSE$ ) ainsi que le biais ( $Bias$ ) ont été calculés entre la bathymétrie obtenue par vidéo ( $\hat{h}$ ) et celle mesurée in situ ( $h_{insitu}$ ) lors de la campagne de mesures du 13 février 2018, interpolée sur une grille de résolution et de taille identique à celle utilisée par l'algorithme d'inversion.

La variabilité du profil de plage est maximale au niveau de la barre d'avant-côte centrée en  $X = 200$  m (Fig. 6.9b). Le maximum de cette variabilité est atteint dans une zone située à proximité de la barre interne lors du montant de la tempête du 1er mars lors de laquelle les vagues atteignent 4 m de hauteur significative ( $N_{run} = 77$ , Fig. 6.9a). Contrairement à la partie proche du rivage, la partie offshore ( $X > 400$  m) subit peu de modification.

Après une première phase d'initialisation ( $N_{run}$  entre 1 et 15), l'erreur ( $RMSE$ ) décroît progressivement jusqu'à atteindre un minimum (0,39 m) pour des dates voisines au levé bathymétrique ( $N_{run}$  entre 57 et 65, Fig. 6.9c). Au contraire, le biais reste relativement élevé sur cette même période. À la suite d'une série d'acquisitions ( $N_{run}$  entre 73 et 85) réalisée en période de tempête ( $H_s > 3$  m), l'erreur quadratique moyenne et le biais montrent chacun une nette augmentation probablement en raison de modifications morphologiques naturelles reliées à un forçage de vagues très énergétique. Les estimations bathymétriques  $cBathy$  ne sont alors plus comparables étant donné que la morphologie semble avoir évolué depuis la date de la mesure bathymétrique. Une comparaison entre la mesure et l'outil d'inversion bathymétrique est possible lorsque les dates

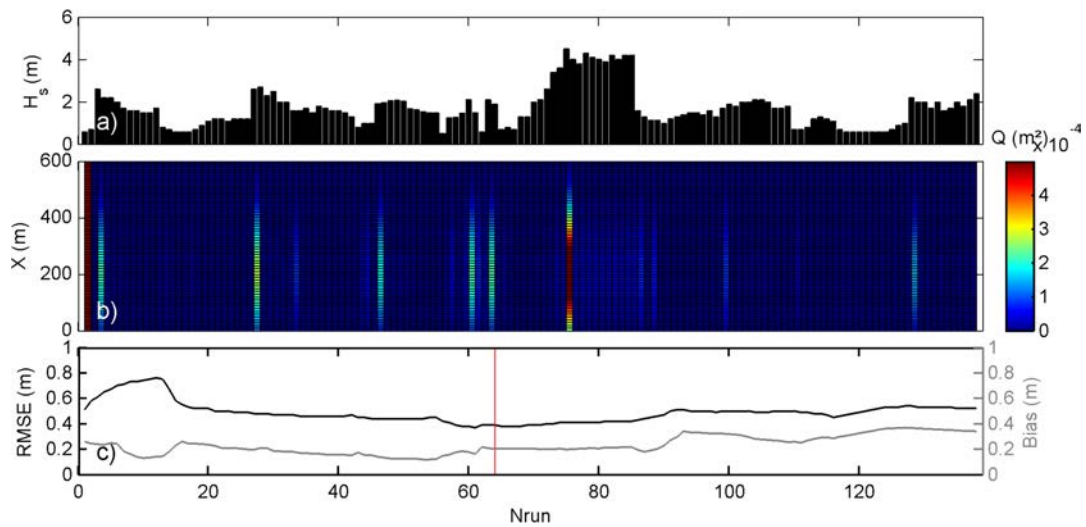


Fig. 6.9 a) Hauteur significative des vagues ( $H_s$ ) mesurée au large au moment des acquisitions ( $N_{run}$ ). b) Évolution de la correction ( $Q$ ) appliquée lors de la phase 3 de l'algorithme *cBathy*. c) Évolution de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et du biais (Bias) calculé entre la bathymétrie obtenue par vidéo et celle mesurée in situ (trait vertical rouge).

d'acquisitions vidéo sont suffisamment rapprochées de celle de la campagne de mesures. Ici, l'acquisition la plus proche (5 février 2018 à 16 h) est choisie pour être comparée avec le levé bathymétrique du 13 février 2018.

Entre l'estimation *cBathy* et la mesure, 8 jours se sont écoulés pour lesquels les conditions de vagues sont restées très calmes ( $H_s < 1$  m après le 6 février). Nous considérons donc que la morphologie de la plage n'a pas été modifiée sur cet intervalle de temps. L'outil d'inversion bathymétrique parvient à estimer la morphologie de la plage avec une bonne précision ( $RMSE = 0,39$  m, Fig. 6.9c,  $N_{run} = 64$ ). La bathymétrie mesurée lors de la campagne et celle estimée par la méthode d'inversion *cBathy* sont illustrées Fig. 6.10a et b respectivement. Le différentiel des deux méthodes d'acquisition ( $dz$ ) est exprimée Fig. 6.10c sur l'ensemble du domaine. Les erreurs maximales sont souvent associées à des changements brutaux de morphologie (i.e. barre sableuse, fosse), même si l'aspect morphologique globale de la zone est bien respectée ( $r^2 = 0.9$ ). De plus, principalement reliée à la résolution des caméras, une bande d'erreur importante se distingue aux extrémités de la grille ( $Y > 300$  m).

Sur chacun des profils (T1, T2 et T3, Fig. 6.10a et b), une comparaison entre la profondeur mesurée (trait plein) et estimée par vidéo (trait pointillé) est illustrée. Les différentes étapes de l'application du filtre de Kalman pour parvenir à une morphologie finale stable sont présentées temporellement du gris clair (phase initiale) à gris foncé

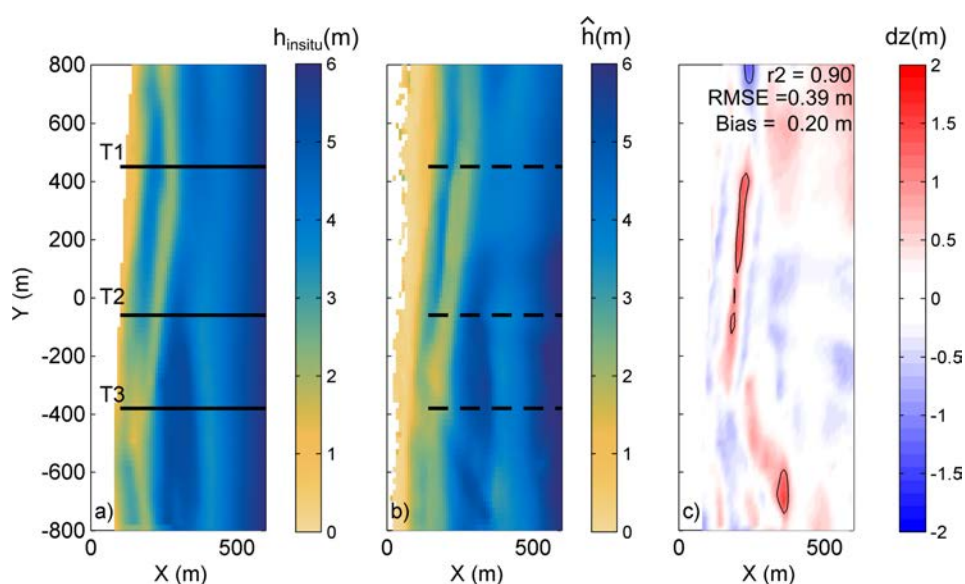


Fig. 6.10 a) Levé bathymétrique réalisé par sondeur monofaisceau le 13 février 2018. b) Inversion bathymétrique réalisée le 5 février 2018. c) Erreur ( $dz$ ) entre la mesure et l'estimation ( $h_{insitu} - \hat{h}$ ).

(phase finale). La méthode d'inversion bathymétrique reproduit de manière fidèle la morphologie des différents profils de plage ( $r^2 > 0,9$ ). L'erreur quadratique moyenne ( $RMSE$ ) reste inférieure à 0,40 m pour chacun des profils même si certaines singularités morphologiques restent approximatives.

Le profil T1 présente des fosses relativement profondes localisées avant et après la barre d'avant-côte. Ces sections restent sous-estimées par *cBathy* de l'ordre de 0,5 m. De la même manière, au large du profil, la profondeur estimée est moins importante que celle mesurée lors de la campagne bathymétrique. En revanche, même si le volume total de la barre d'avant-côte est quant à lui surestimé par *cBathy*, la position ainsi que la profondeur de la crête du banc de sable sont très bien reproduites. Dans la zone proche du rivage, la pente de l'avant-côte est également estimée avec une bonne précision. Le profil T2 propose une morphologie de barre plus délicate à estimer car légèrement plus étroite. Le profil *cBathy* ne parvient pas à reproduire cette morphologie particulière certainement en raison de la résolution des pixels enregistrés. Les fosses présentes avant et après la barre d'avant-côte sont là encore légèrement sous-estimées. En revanche, les pentes de l'avant-côte ainsi que celles des barres internes et externes sont particulièrement bien reproduites. Le profil T3 propose quant à lui une morphologie de barre plus large et rattachée à la côte. Cette morphologie est bien reproduite par l'outil vidéo ainsi que celle de la barre externe située à quelques centaines de mètres du rivage.

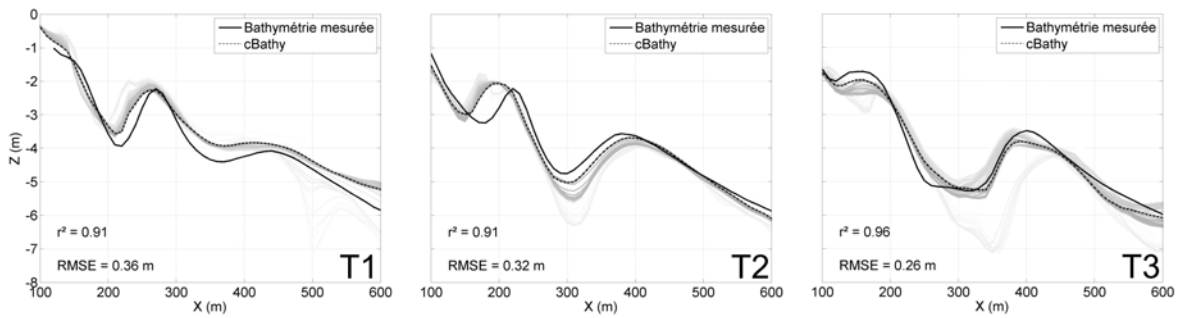


Fig. 6.11 Comparaison des profondeurs mesurées (trait plein) et estimées par vidéo (trait pointillé) le long des profils bathymétriques T1, T2 et T3).

#### 6.5.4 Perspectives du suivi bathymétrique haute fréquence

Une des difficultés majeures rencontrée pour l'application de la méthode d'inversion sur le site de Sète est liée aux conditions hydro-climatiques. Des vagues souvent petites, de courtes longueurs d'onde accompagnées par des vents forts rendent difficile la lecture du champ de vagues par l'algorithme. En comparaison avec d'autres sites d'études, la donnée exploitable par l'algorithme d'inversion est relativement rare. Les séries temporelles obtenues comportent donc des lacunes sur lesquelles le filtre de Kalman n'a finalement qu'une efficacité réduite. Il apparaît alors nécessaire d'évaluer la capacité de la méthode d'inversion sur des conditions de vagues estivales ( $H_s < 0.5$  m) lors de travaux futurs.

L'outil a été validé sur le site de Sète pour la date du 5 février 2018 et montre pour chaque profil analysé une erreur quadratique moyenne inférieure à 0,4 m. Toutefois, la méthode d'inversion montre une sensibilité importante à la hauteur des vagues et à la vitesse du vent. La qualité de l'inversion diminue lorsque la hauteur des vagues augmente, principalement à cause du déferlement des vagues perturbant la lecture de leur propagation. Par ailleurs, les vents supérieurs à 6 m/s entraînent la vibration du mât sur lequel reposent les caméras, rendant alors impossible l'inversion bathymétrique. Si le suivi par inversion bathymétrique pendant les tempêtes, lorsque les vagues sont supérieures à 2 m, paraît alors compliqué à assumer, la couverture de la dynamique événementielle reste envisageable en utilisant les estimations réalisées au montant et au tombant de l'évènement. La capacité de la méthode à suivre les évolutions morphologiques événementielles liées aux épisodes de tempête est présentée ci-dessous.

Une analyse à haute fréquence des évolutions morphologiques a été réalisée dans le secteur sud-ouest de la plage du Lido de Sète. La période de suivi s'étend du 4 février au 10 mars 2018 et comprend un jeu de données de 74 bathymétries obtenues par

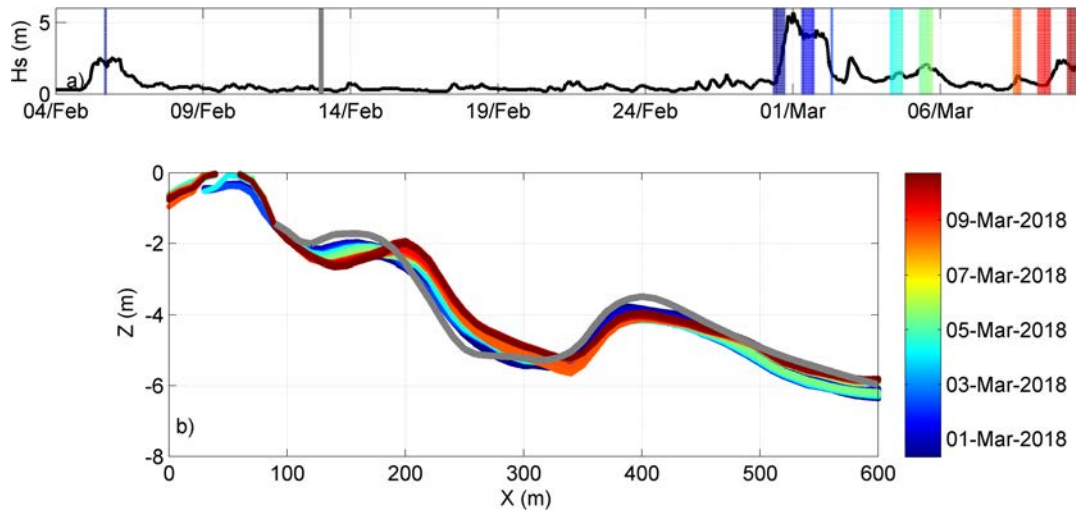


Fig. 6.12 a) Évolution temporelle de la hauteur significative des vagues mesurées au large. Les traits colorés représentent les dates des inversions bathymétriques. b) Évolution temporelle (couleur) du profil T3. Le trait gris représente la mesure réalisée par écho-sondeur.

l'algorithme d'inversion (Fig. 6.12a, barre de couleur du bleu au rouge). Les résultats obtenus sont d'abord analysés le long du profil T3 (Fig. 6.12b) et comparés avec la bathymétrie mesurée in situ le 13 février (barre grise, Fig. 6.12a et b). Avant la tempête du 1<sup>er</sup> mars, le profil obtenu par inversion bathymétrique (traits bleus) est très proche de celui mesuré par échosondeur (trait gris). La barre interne est alors caractérisée par une forme relativement plate et sa crête se situe autour de  $X = 150$  m. La tempête provoque un raidissement de la barre qui se traduit par une érosion importante de sa crête qui migre d'une cinquantaine de mètres vers le large. Au contraire, la barre externe, située autour de  $X = 400$  m, est restée très stable au cours du suivi.

Contrairement aux méthodes classiques de suivi vidéo (extraction des barres à partir des images *timex*), les méthodes d'inversion bathymétrique permettent un suivi morphologique dans les 3 dimensions spatiales ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ; Fig. 6.13). Afin de pouvoir comparer l'efficacité des deux méthodes, la position de la barre d'avant-côte a été extraite à partir des images *timex* avant et après la tempête (Fig. 6.13a,c,e). Les résultats de l'inversion bathymétrique sont illustrés pour les mêmes dates (Fig. 6.13b et d) et permettent une estimation du transport sédimentaire induit par les vagues et les courants pendant le coup de mer (Fig. 6.13f). Alors que la position des barres, extraite à partir des images *timex*, reste identique avant et après la tempête, l'inversion bathymétrique met en évidence la linéarisation de la barre et sa migration vers le large. La sinuosité initialement présente autour de  $Y = 400$  m est complètement lissée dans la direction *longshore* et le motif

érosion/accrétion situé au niveau de la barre traduit un transport sédimentaire vers le large. Cette migration n'est pas homogène longitudinalement, laissant alors supposer que la composante longitudinale du transport sédimentaire a été importante pendant la tempête.

Alors que la méthode d'inversion bathymétrique montre une certaine tolérance aux conditions de vagues grâce notamment à l'utilisation du filtre de Kalman, l'extraction de la position des barres à partir des images *timex* est souvent biaisée par des conditions de vagues très différentes au moment de l'acquisition (Fig. 6.13a et c). Lorsque les vagues sont plus hautes, le motif de dissipation peut alors se retrouver décalé de plusieurs mètres vers large d'où l'intérêt de travailler avec des conditions de vagues similaires pour la durée d'un suivi (section 6.4). De plus, ce motif de dissipation devient souvent plus épais pendant les tempêtes lorsque les vagues sont importantes, empêchant alors une extraction précise de la position de la barre (Fig. 6.13a). Ainsi, les morphologies tridimensionnelles ne sont parfois plus visibles et la barre apparaît linéaire. Quand les conditions de vagues sont plus modérées (Fig. 6.13c), le motif de dissipation est plus étroit et permet souvent une identification plus précise de la position de la crête de barre.

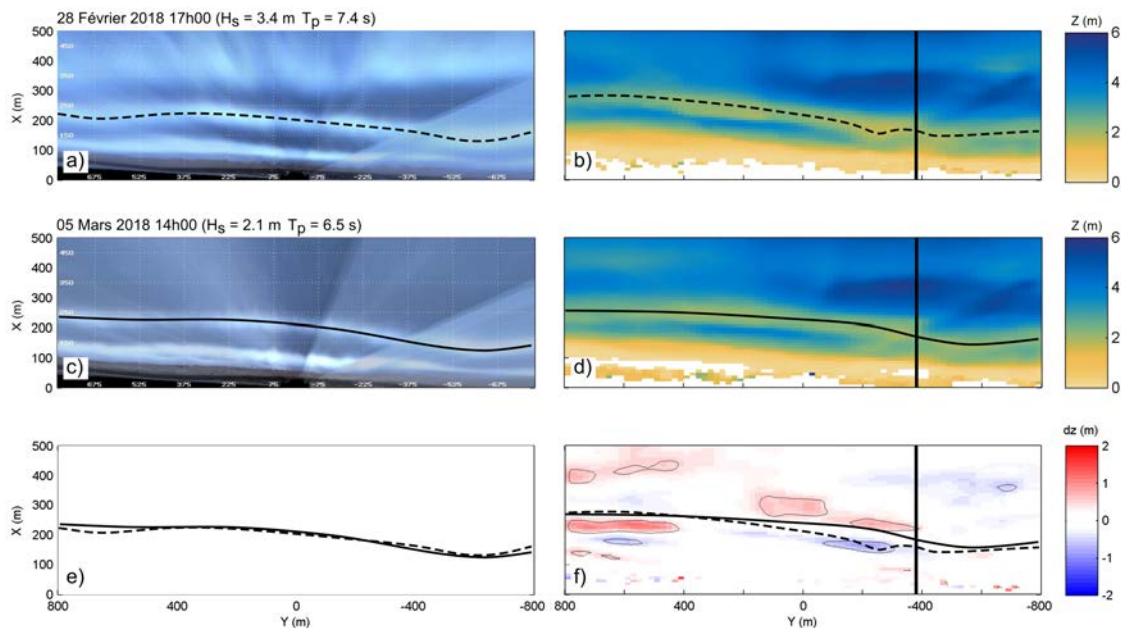


Fig. 6.13 Vue en plan des images *timex* (à gauche) et de la bathymétrie obtenue par inversion (à droite) avant (a-b) et après (c-d) l'épisode de tempête. Les traits pointillés et continus indiquent la position de la barre interne avant et après l'évènement. Les évolutions morphologiques sont caractérisées pour chacune des méthodes utilisées (e-f). Le trait vertical représente la position du profil T3 dont l'évolution temporelle est illustré Fig. 6.12.



En revanche, comme les vagues ne sont plus suffisamment hautes pour déferler sur la barre externe, celle-ci n'est alors plus identifiable (Fig. 6.13c). Ces limitations induisent alors des contraintes importantes dans l'interprétation des évolutions observées.

La méthode d'inversion bathymétrique permet une analyse complète des évolutions morphologiques dans les 3 dimension spatiales. Ici, pendant la tempête du 1<sup>er</sup> mars, la dynamique de la totalité de l'avant-côte a donc pu être considérée (e.g. migration de la barre vers le large, linéarisation, creusement de la fosse à proximité du trait de côte), mettant en évidence les différentes perspectives que suggère l'utilisation des méthodes d'inversion bathymétrique (e.g. suivi complet haute fréquence, données utiles à la modélisation). Si l'algorithme d'inversion semble alors capable de diagnostiquer certaines évolutions sédimentaires qui ont lieu pendant les tempêtes, sa précision doit encore être évaluée lors de prochaines campagnes de mesures.

## 6.6 Conclusion du chapitre

Les observations montrent que l'atténuateur de houle a profondément impacté la morphologie et la dynamique des barres d'avant-côte et du trait de côte. Contrairement à ce qui aurait pu être attendu, la formation d'un *tombolo* n'a pas suivi l'installation de l'ouvrage. Un nouveau scénario est observé dans lequel l'élargissement de la plage résulte de son couplage avec la nouvelle forme de barre plus linéaire et orientée de manière parallèle à la structure. L'atténuateur de houle impacte également la dynamique de l'avant-côte dans le secteur adjacent situé à plusieurs centaines de mètres de l'ouvrage en affectant la variabilité spatiale du cycle *NOM* des barres sableuses.

Afin de reconstituer les évolutions morphologiques lors des tempêtes et potentiellement de pouvoir coupler dans le futur ces données avec un modèle numérique, une méthode d'inversion bathymétrique par imagerie vidéo a été appliquée sur la plage de Sète. Le travail réalisé permet de valider cet outil pour la toute première fois sur une plage Méditerranéenne et de tester son efficacité sur une série temporelle comprenant une tempête où les vagues atteignent une hauteur significative de plus de 4 m. L'acquisition d'une donnée robuste à haute fréquence permet de suivre la réponse de la morphologie de la plage face à cet épisode énergétique, suggérant la poursuite du cycle *NOM* dans le secteur adjacent à la structure, déclenchée par les épisodes de tempête.

Si ces cycles *NOM* ont déjà été observés à Sète (section 4.2.2), en raison d'une résolution temporelle moins fine, les études précédentes n'ont pu mettre en évidence de telles vitesses de migration vers le large (50 m en une journée). Dans le secteur protégé

par l'atténuateur de houle, les vitesses de migration obtenues pendant les tempêtes sont bien inférieures (environ d'un facteur 2), ce qui provoque la rupture de la barre dans un secteur situé à proximité de l'ouvrage. Si la barre a naturellement tendance à s'écarter de la côte par le secteur Sud-Ouest (secteur non perturbé par l'ouvrage) la rupture du système de barre est probablement reliée directement à l'atténuateur de houle qui, en dissipant l'énergie des vagues par un premier déferlement au large, favorise la stabilité de la barre interne dans le secteur protégé. Suite à la rupture de la barre, dans le secteur non perturbé par la structure, le sable semble être arraché à la plage pour former une nouvelle barre qui va progressivement migrer vers le large et se réaligner avec celle située au droit de l'ouvrage. Ce phénomène n'a encore jamais été observé sur le site de Sète soit à cause d'un manque de données soit parce que ce genre d'évolution n'avait jamais lieu sans la présence de l'atténuateur de houle.

Il est fort probable que la rupture de la barre soit directement provoquée par la présence de la structure, induite par la variabilité spatiale des processus *cross-shore*. Néanmoins, la réponse morphologique identifiée au droit de l'ouvrage (rotation, linéarisation) a également pu stimuler ce mécanisme. Le chapitre suivant s'attache à diagnostiquer ces évolutions par la modélisation numérique afin de mieux comprendre les processus physiques qui déterminent la réponse des barres sableuses suite à la mise en place d'un ouvrage atténuateur de houle.



# Chapitre 7

## Modélisation des processus hydro-sédimentaires et diagnostic des évolutions

### 7.1 Introduction

Les ouvrages de type atténuateur de houle ont souvent été conçus en tenant compte des processus liés au déferlement des vagues et à la diminution de l'énergie incidente pendant les épisodes de tempête. Pourtant, l'efficacité des ouvrages maritimes ne dépend pas seulement de considérations de très courtes échelles temporelles. La réponse morphodynamique et l'évolution du trait de côte à moyen terme (tempêtes, années) résultant de l'installation d'un ouvrage atténuateur de houle doivent être soigneusement examinées. Les différents retours d'expériences (section 2.3.3) et les observations présentées sur la plage de Sète (chapitre 6) révèlent que la formation d'un motif d'accrétion au niveau du trait de côte n'est pas systématique et n'est pas seulement dictée par la réduction de l'énergie des vagues, mais résulte d'un couplage complexe avec la morphologie de l'avant-côte. Afin de mieux imaginer la conception d'ouvrages côtiers efficaces, il est nécessaire de mieux comprendre l'interaction entre les caractéristiques de la structure, les vagues et les courants qui sont susceptibles de transporter le sédiment et de faire évoluer la morphologie de la plage. Ce chapitre propose de mettre en évidence l'impact des ouvrages de type atténuateur de houle ou de type récif artificiel, sur l'hydrodynamique dans la zone de *surf* et des effets induits sur la dynamique sédimentaire.

Dans une première partie, le modèle morphodynamique présenté section 3.3.2 est

appliqué sur la plage du Lido de Sète afin de diagnostiquer les mécanismes qui déterminent la réponse des barres saeuses suite à la mise en place de l’ouvrage atténuateur de houle. Le module hydrodynamique a été calibré avec les données recueillies au cours d’une campagne de mesures par l’intermédiaire de trois profileurs de courant déployés pour capturer la circulation bidimensionnelle au niveau de l’extrémité de l’atténuateur de houle (section 4.3). Ce travail a été publié dans la revue *Journal of Marine Science and Engineering* (Bouvier et al., 2019b).

Dans une seconde partie, une comparaison inter-sites a été réalisée dans le cadre d’un projet « Mobilité - Internationalisation des études doctorales » au sein de *University of New South Wales* au laboratoire *WRL (Water Research Laboratory, Sydney, Australie)*. Ce projet a bénéficié d’une aide de l’Etat gérée par l’Agence Nationale de la Recherche au titre du programme Investissements d’avenir et portant la référence ANR-10-IDEX-03-02. Parmi ses nombreux sites d’étude, ce laboratoire suit depuis plus de 20 ans la plage de Narrowneck (Surfers Paradise, Australie) où a été installé en décembre 2000 un récif artificiel de forme et de dimension très différentes à celui de Sète. Cette partie propose donc d’étendre les observations obtenues sur le site de Sète à un environnement plus énergétique, sur un ouvrage de forme différente. Suite à cette phase d’observation, notre modèle est utilisé afin de diagnostiquer les différences observées en terme de dynamique *cross-shore* du profil de plage pendant les tempêtes.

Dans une troisième partie, le modèle est appliqué sur une morphologie schématique mais représentative de la plage de Sète. A partir d’un forçage stationnaire, certaines caractéristiques de l’ouvrage (hauteur, position, longueur) sont testées afin de mieux caractériser la réponse non linéaire des barres sableuses et le développement d’instabilités morphodynamiques suite à l’installation d’un atténuateur de houle.

Enfin nous dressons une conclusion générale à ce chapitre qui rappelle les principaux résultats obtenus.

## **7.2 Modélisation de l’impact d’un ouvrage atténuateur de houle sur la dynamique des barres en zone de *surf***

### **7.2.1 Introduction**

Afin de diagnostiquer les évolutions morphologiques observées à Sète suite à la mise en place de l’ouvrage atténuateur de houle (chapitre 6), une stratégie de modélisation a été mise en place consistant à l’implémentation du modèle *2DBeach* (section 3.3.2) sur

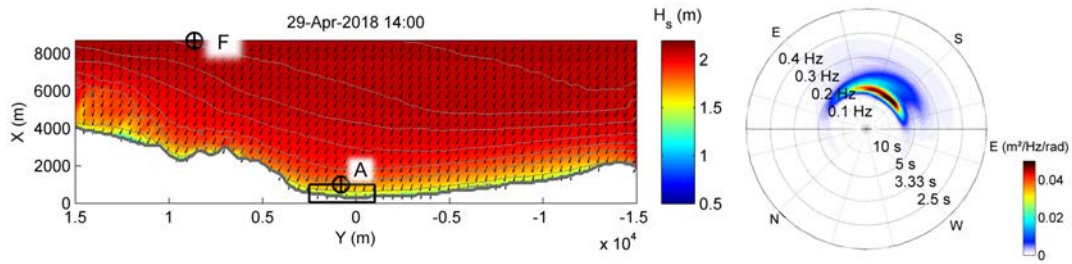


Fig. 7.1 (à gauche) Carte des hauteurs significatives des vagues simulées au large de Sète avec indiquées les positions du houlographe ( $F$ ) forçant le modèle, du point d'extraction ( $A$ ) et du point de mesure ( $S_2$ ). Le carré noir représente l'emprise de la grille haute résolution. (à droite) Spectre d'énergie forçant le modèle et mesuré au niveau du houlographe.

une grille petite échelle (3400 x 1000 m), emboîtée dans une grille plus grande emprise (30100 x 8800 m) forcée par le modèle de vagues *SWAN*. La bathymétrie numérique fournie par le *Service Hydrographique de la Marine*, définit la grille grande emprise sur une résolution de 100 x 100 m et permet de simuler la propagation des vagues depuis le houlographe mouillée 10 km au large de Sète au niveau de l'isobathe 30 m. Le spectre directionnel de la bouée *Candhis* (point  $F$ , Fig. 7.1) est notre condition limite au large dans *SWAN*, invariant dans la direction parallèle à la côte. Les bathymétries numériques de la plage de Sète, conçues à partir des relevés bathymétriques du domaine d'étude (section 4.3.2), définissent la grille petite emprise sur une résolution plus fine (10 x 10 m) et sont ensuite utilisées pour simuler les vagues, les courants induits et les évolutions morphologiques associées dans la zone de *surf*. Le point d'extraction (point  $A$ , Fig. 7.1) à partir duquel est forcé le modèle petite emprise se situe en dehors de la zone de déferlement et suffisamment proche de la plage pour pouvoir ensuite forcer le modèle morphodynamique avec des conditions de vagues réalistes.

### 7.2.2 Résumé

Dans cette étude, nous avons utilisé le modèle morphodynamique *2DBeach* (section 3.3.2) pour étudier l'impact de l'ouvrage atténuateur de houle sur l'hydrodynamique et l'évolution des barres sableuses sur la plage de Sète. Le module hydrodynamique a été calibré avec les données recueillies au cours d'une campagne de mesures s'appuyant sur trois profileurs de courant déployés pour capturer la circulation bidimensionnelle au niveau de l'extrémité de l'atténuateur de houle. Le modèle reproduit avec une bonne précision les courants mesurés par les trois profileurs, en particulier pour la composante *longshore* du courant ( $RMSE = 0,07$  m/s). Les résultats montrent que la variation

longitudinale du déferlement des vagues à l'extrémité de l'ouvrage entraîne la formation d'une circulation bidimensionnelle intense (0,4 m/s) pour des vagues même modérément énergétiques. Les simulations indiquent que le développement de chenaux de vidange (*rip channels*) au niveau de la barre interne au droit de l'ouvrage, est désormais plus difficile, puisque les vagues au déferlement ne sont plus suffisamment énergétiques pour générer des cellules de circulation capables, par rétroaction positive, de développer ces chenaux. La dynamique *cross-shore* des barres sableuses est également affectée par la réduction du courant de retour au-dessus de la barre pendant les tempêtes. Cet article souligne que la mise en place d'un ouvrage atténuateur de houle entraîne de grands changements dans l'hydrodynamique de la zone littorale, ce qui conduit à des évolutions morphologiques importantes à proximité du rivage.

### 7.2.3 Article (*Bouvier et al., 2019b*)

Article

# Modeling the Impact of the Implementation of a Submerged Structure on Surf Zone Sandbar Dynamics

Clément Bouvier <sup>1,2,\*</sup> , Bruno Castelle <sup>2</sup>  and Yann Balouin <sup>1</sup>

<sup>1</sup> BRGM, Occitanie-Pyrénées-Méditerranée (SGR/LRO), 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France; y.balouin@brgm.fr

<sup>2</sup> CNRS, UMR EPOC, University Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac, France; clement.bouvier@u-bordeaux.fr (C.B.); bruno.castelle@u-bordeaux.fr (B.C.)

\* Correspondence: c.bouvier@brgm.fr

Received: 4 April 2019; Accepted: 19 April 2019; Published: 25 April 2019



**Abstract:** Coastal defense strategies based on structures are increasingly unpopular as they are costly, leave lasting scars on the landscape, and sometimes have limited effectiveness or even adverse impacts. While a clear improvement concerning aesthetic considerations using soft submerged breakwater is undeniable, their design has often focused on wave transmission processes across the crest of the structure, overlooking short- to medium-term morphodynamic responses. In this study, we used a time- and depth-averaged morphodynamic model to investigate the impact of the implementation of a submerged breakwater on surf zone sandbar dynamics at the beach of Sète, SE France. The hydrodynamic module was calibrated with data collected during a field experiment using three current profilers deployed to capture rip-cell circulation at the edge of the structure. The model showed good agreement with measurements, particularly for the longshore component of the flow (RMSE = 0.07 m/s). Results showed that alongshore differential wave breaking at the edge of the submerged breakwater drove an intense (0.4 m/s) two-dimensional circulation for low- to moderate-energy waves. Simulations indicated that inner-bar rip channel development, which was observed prior to the submerged reef implementation, was inhibited in the lee of the structure as rip-cell circulation across the inner bar disappeared owing to persistently low-energy breaking waves. The cross-shore sandbar dynamics in the lee of the structure were also impacted due to the drastic decrease of the offshore-directed flow over the inner-bar during energetic events. This paper highlights that implementation of a submerged breakwater results in large changes in nearshore hydrodynamics that, in turn, can affect overall surf zone sandbar behavior.

**Keywords:** submerged breakwater; morphodynamic model; sandbar dynamics

## 1. Introduction

Coastal protection hard structures such as groynes, breakwaters, seawalls, and revetments have been implemented worldwide to limit coastal erosion and to provide flooding protection to the hinterland [1,2]. However, this traditional coastal defense strategy is increasingly unpopular, as it is costly, leaves lasting scars on the landscape, and sometimes has limited effectiveness or even adverse impacts [3,4]. Mimicking natural reefs, the idea to implement submerged breakwaters (SBWs) a few hundred meters from the shore appeared rapidly [5,6]. While clear aesthetic improvement using such structures compared with classical coastal management practices is not questionable, SBWs have been often designed only considering wave transmission processes across the crest of the structure [7]. The design of SBWs not only depends on certain short timescale considerations, such as wave energy [8],



wave breaking [9], wave set-up [10], or scour characteristics [11], the short- to medium-term (storms to decade) morphodynamic responses and shoreline evolution resulting from SBW deployment need to be carefully considered as well.

The recent amount of defecting SBW deployments driving increased shoreline erosion [12] confirms the importance of understanding the complex influence of the structure on the mode of shoreline response. Field observations reveal that formation of a salient or any shoreline accretion pattern is not dictated by wave energy dissipation considerations in the lee of the SBWs [13–15]. To help coastal engineers to design efficient SBWs, a better understanding of the interplay between the structure characteristics, wave transformation, and wave-driven currents is required.

Traditionally, the study of the effects of SBWs in terms of transmission, reflection, and wave overtopping has been done in flume experiments, in which only one horizontal direction is considered. However, a proper understanding of the effects of SBWs on nearshore waves and horizontal circulation is necessary for the calculation of sediment transport and morphological evolution [16,17]. These structures result in wave energy dissipation through depth-induced wave breaking. At the alongshore edges of the SBW, adjacent regions of breaking and non-breaking waves form a large differential in wave forcing and, in turn, a vertical vorticity forcing [18], which is key to rip-flow circulation formation [19]. This results in two-dimensional horizontal (2DH) flow and sediment transport patterns [17].

The published literature primarily reports the use of two types of numerical models to simulate shoreline response to SBWs, namely one-line models and 2DH (depth-averaged) coastal area models. Applicability of one-line models, which all predict the formation of salient or tombolo in the lee of the structure when breaking occurs, is questionable as the role of 2DH nearshore circulation is disregarded. Contrarily, 2DH models are capable of reproducing two-dimensional complex nearshore circulation making them more suitable to study shoreline response to SBWs. However, when sediment transport and morphological changes are switched on, the strongly nonlinear nature of these models can result in an inescapable build-up of errors and unreliable simulations on long timescales. For instance, simulating the morphological behavior of the shoreface at a highly protected beach (Punta Marina, Italy) was challenging [20], primarily because of the long time series addressed, the difficulty to correctly account for permeable reef structure, and inaccurate cross-shore sediment transport parametrization. Therefore, morphological changes are often switched off to address the influence of the SBW in terms of hydrodynamics only.

Using 2DH numerical models or 2D laboratory experiments, several relationships elucidated the influence of SBW characteristics on hydrodynamics and shoreline response. The first empirical relationship was obtained from observations on natural reefs [5] linking shoreline response (salient formation) and natural reef characteristics (length and width). The equation was then revised considering surf zone width, SBW position (distance from the shore) and wave incidence [17]. More recently, shoreline response appeared to be driven by additional SBW characteristics (depth from the crest to the surface, width, or position) and wave conditions (wave height and direction) using nearshore circulation patterns as an indication of the mode of shoreline response [21]. Nevertheless, results indicated that shoreline response to SBW implementation was governed by 2DH nearshore circulation patterns, consisting of longshore flows in the lee of the structures, and offshore flow outside. Shoreline accretion/erosion patterns depend on the cross-shore position of those circulations. Noteworthy, to our knowledge, most of the numerical experiments were undertaken on idealized [17,21] and real [22] cases consisting of alongshore uniform, non-barred beach morphology and overlooking potential feedback with nearshore sandbar(s).

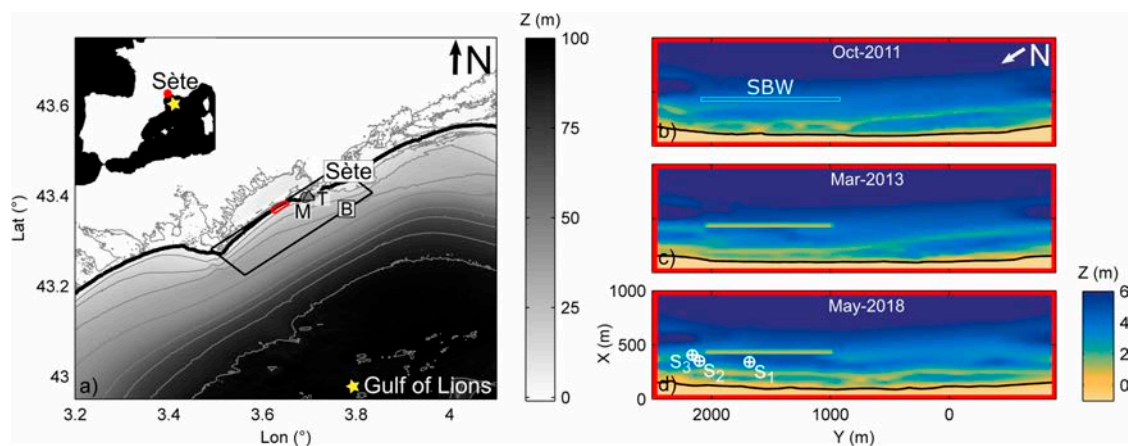
Nearshore sandbars potentially enforce alongshore morphological variability at the beach up to the shoreline and the coastal dune (e.g., [23–25]). Recent developments of video monitoring techniques can provide high-frequency, remotely sensed optical information from which morphological changes and hydrodynamic data can be derived. Shoreline–sandbar geometry as well as rip-channel positions have long been measured with reasonable accuracy using video stations (e.g., [26–31]). Based on such

techniques, recent observations at the Lido of Sète (SE France) evidenced the impact of an SBW 800 m in length and 12 m in width on the nearshore system, particularly on the response of the coupled shoreline–sandbar system [32]. The authors showed that the expected salient formation was not observed. Instead, shoreline coupled to the modified sandbar geometry, which resulted in a slight seaward migration of the shoreline in front of the structure. Overall, this study highlighted that the role of the sandbar was critical to shoreline response to the implementation of SBWs on barred beaches [32,33].

This paper aims to characterize for the first time the complex 2DH nearshore circulation induced by SBWs at the Lido of Sète by combining field observations and numerical modeling. After a comparison between measured and computed current velocity in the vicinity of the SBW extremity, we address the complex wave transformation across the SBW and the impact on inshore rip currents. We further run the model during two representative real storms to address sediment transport patterns and further diagnose the morphological changes observed through video monitoring. After a brief description of the field site (Section 2), the data and method used to characterize the influence of SBW on nearshore hydrodynamics at Sète are given in Section 3. Results (Section 4) are discussed in Section 5 before conclusions are drawn.

## 2. Study Area

The Lido of Sète is a narrow coastal sandy barrier facing the Mediterranean Sea located in the northern part of the Gulf of Lions (Figure 1a). The studied coast (red box in Figure 1a) is a semidiurnal microtidal environment, with a moderate-energy modal wave climate and episodic severe storms. The annual mean significant wave height is 0.52 m while the 98% quantile reaches 2.2 m, defining the episodic storm signature with events typically characterized by wave periods around 8 s [32]. Waves associated with storms do not exceed 3.5% of occurrences and arrive mainly from ESE (77% of occurrences), almost normal to the coastline, while storms from the S are less frequent (16% of occurrences) [34].



**Figure 1.** Large-scale (a) and nearshore-scale (b–d) bathymetries, which were further used for the computations. (a) Bathymetry of the Gulf of Lions (copyright Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM)) with the directional wave buoy (B), meteorological station (M), and tidal gauge (T) locations indicated. (b–d) High-resolution bathymetry of the measurement site in local coordinates with the submerged breakwater (SBW) and instrument locations indicated.

The Lido of Sète has experienced chronic marine erosion during the last decades, with a 50 m beach retreat in less than 50 years [35]. This is particularly problematic as the beach system is of major interest from the perspective of socio-economic activity with an attendance of up to 1 million beachgoers per year [36]. A large beach management program was developed at the Lido to fight against chronic

erosion [37] involving the installation of an SBW 800 m in length in early 2013 (extended to 1 km shortly after) on the subdued outer bar located 350 m from the shore (Figure 1b). The breakwater consists of two rows of sand containers 50 m in length and 6 m in width, extending 1 km and 12 m in the alongshore and cross-shore directions, respectively. It is 3 m high, with its crest in approximately 2 m water depth [32].

The impact of the SBW has been previously investigated using a series of topo-bathymetric data [38] and video monitoring [32]. Observations indicated that the structure had a profound impact on nearshore system morphological behavior. In the protected sector just shoreward of the reef, the initially crescentic and slightly oblique sandbar located close to the shore initiated a clockwise rotation and became progressively linear predominantly under high wave energy events (Figure 1b–d). One kilometer away, southwestward along the adjacent coast, the inner bar pursued its natural net offshore migration (NOM) cycle. Such contrasted cross-shore behaviors between the two sectors led to the split of the entire inner bar a few hundred meters away from the SBW extremity. The typical formation of a salient was not observed. Instead, shoreline coupled to the new alongshore uniform sandbar geometry, which resulted in a slight seaward migration of the shoreline in the lee of the SBW.

### 3. Data & Methods

#### 3.1. Field Measurements (April–May 2018 Field Campaign)

A field experiment was conducted at the Lido of Sète during almost one month from 27 April to 25 May 2018 to address the hydrodynamics in the vicinity of the SBW. The experiment consisted of two *Nortek* Aquadop profilers (S1 and S3 Figure 1d, sampled at 2 MHz) and one *RDI* (RD Instrument) acoustic Doppler profiler (S2 Figure 1d, 1200 KHz) moored in 5, 3, and 4.5 m depths, respectively. All instruments were set up from a boat at a location determined by preliminary numerical modeling experiments indicating potential locations to capture relevant wave-driven circulation patterns. While the southwest extremity of the SBW was not accessible during the measurement period because of coastal work on the SBW in this sector, the three acoustic Doppler profilers were deployed around the northeast side (Figure 1d). For all instruments, velocity measurement accuracy was about  $\pm 0.1$  m/s. Velocity data were averaged over 15 min in the entire water column and decomposed into 30 cm vertical cells.

A few days after instrument deployment (gray line in Figure 2), a bathymetric survey was performed consisting of approximately 100 m spaced echo sounding transects. Vertical and horizontal accuracy were about  $\pm 0.05$  m and 1 m, respectively, for each survey point. The survey area extended from the very nearshore area (almost at the shoreline) to 10 m water depth offshore and extended 3.5 km alongshore (Figure 1d).

A directional wave buoy moored approximately 10 km off the study site provided hourly incident swell conditions (B in Figure 1a). Water levels were measured every 30 min in the harbor of Sète (T in Figure 1a) and a meteorological station recorded hourly mean wind conditions a few kilometers away from the study site (M in Figure 1a).

#### 3.2. Model and Simulation Setup

##### 3.2.1. Numerical Morphodynamic Model

Here we used the morphodynamic model 2DBeach described in [39] that described nearshore hydrodynamics, coupling a spectral wave model with a short-wave-averaged and depth-integrated flow model. Hydrodynamics in turn drove a model addressing sediment transport and bottom changes that looped back in the hydrodynamics. 2DBeach is briefly described below.

- Wave module

The wave field was computed from the spectral wave model SWAN (41.10 version) [40], which solved the spectral wave-action balance. Radiation stress components, which drove

set-up/set-down and nearshore circulations, were computed on the same computational grid as that of the nearshore circulation, which was nested in a larger and coarser wave grid (Section 3.2.2).

- Circulation module

The circulation module was the same as in [39]. It was based on the depth- and phase-averaged nonlinear shallow water equations using an implicit method to obtain quasi-steady mean water depth and water volume flux [41]. The shallow water equations comprised the water mass conservation and momentum conservation equations, which, using the Einstein summation convention, read:

$$\frac{\partial Q_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{Q_i Q_j}{h} \right) + gh \frac{\partial \eta}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j} + \frac{\Gamma_i^b}{\rho} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_j}{\partial x_j} = 0, \quad (2)$$

where  $h$  is the mean water depth and  $Q_i = hU_i$  is the water volume fluxes with subscript  $i$  referring to the two horizontal coordinates ( $x$  and  $y$ ).  $U_i$  is the depth-averaged velocity according to Mei et al. [42]. Bed return flow can also be computed according to Phillips [43].  $\eta$  is the mean surface elevation,  $g$  is the gravitational acceleration,  $\rho$  the water density, and  $S_{ij}$  the radiation stress tensor [43]. The bed shear stress tensor  $\Gamma_i^b$  is described according to Phillips [43],

$$\Gamma_i^b = \rho C_f U_{rms} U_i, \quad (3)$$

where  $U_{rms}$  is the root-mean-square wave orbital velocity at the bottom and  $C_f$  is a bottom friction coefficient.  $T_{ij}$  is the lateral mixing term which describes the horizontal momentum exchange due to the combined action of turbulence and mean current, using the formulation proposed by Battjes [44]:

$$T_{ij} = \rho h \nu \left( \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right), \quad (4)$$

where  $\nu$  defines the eddy viscosity,

$$\nu = Mh \left( \frac{D}{\rho} \right)^{\frac{1}{3}} + \nu_0, \quad (5)$$

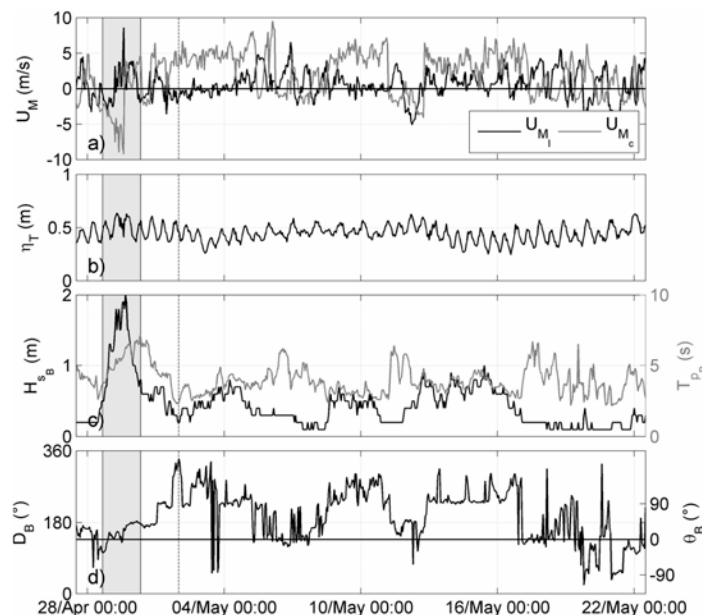
where  $D$  is the rate of energy loss through depth-induced wave breaking;  $M$  is a dimensionless coefficient and  $\nu_0$  is a constant eddy viscosity.

- Sediment transport module

The sediment transport module computed the total sediment transport  $Q_{tot}$  with an energetics-type sediment transport equation, based on [45] and [46], consisting of three modes [47] reading:

$$Q_{tot} = Q_w + Q_c - Q_d, \quad (6)$$

with transports related to wave velocity skewness  $Q_w$ , wave-induced mean current  $Q_c$ , and gravitational downslope effects  $Q_d$ . Each mode of transport contained both bed load and suspended load [47]. The bed level was updated through the sediment mass conservation equation that looped back into the wave model.



**Figure 2.** Time series of wind velocity (a); water levels (b); offshore significant wave height  $H_{sB}$  and peak period  $T_{pB}$  (c); and wave direction  $D_B$  and angle of wave incidence with respect to shore-normal  $\theta_B$  (d) during the field experiment. Wind velocity and direction are decomposed into longshore ( $U_{ML}$ , positive northeastward) and cross-shore wind velocity components ( $U_{MC}$ , positive onshore). Water levels ( $\eta_T$ ) are given with respect to lowest astronomical tide reference. The vertical gray line indicates the date of a bathymetric survey.

### 3.2.2. Model Setup

The implementation of the modeling system at Sète involved two nested Cartesian grids: one large coarse grid (30100 m  $\times$  8800 m; 100 m  $\times$  100 m meshes; black box in Figure 1a) for the offshore wave model (1) and a nested, finer grid (3400 m  $\times$  1000 m; 10 m  $\times$  10 m meshes; red box in Figure 1a) for the nearshore circulation (2) and sediment transport model (3).

(1) The wave field was computed from the wave buoy (B in Figure 1a) to a 10 m depth using an hourly spatially constant tidal range (T in Figure 1a) and spatially averaged wind forcing (M in Figure 1a). The bathymetry of the continental shelf was provided by the SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Wind effects were activated through a linear wind wave growth [48] and a linear dissipation by whitecapping [49]. Energy lost from bottom friction was computed using Madsen et al. [50] with a default constant bottom roughness length scale of  $Kn = 0.05$ .

(2) Nearshore waves and currents were computed on the fine grid, using lateral periodic conditions for the circulation module. Different representative nearshore bathymetries were used, all derived from bathymetric surveys, and depicting different steps of the morphological changes observed following SBW implementation (Section 3.3). To complete the survey in shallow water, the shoreline was extracted from video images (Section 3.3) using a shoreline detection method based on a boundary extraction procedure from the automatic segmented coastal area [51]. Given the abrupt water depth changes across the SBW, owing to the sandbag shape, the structure was implemented schematically according to grid resolution. Energy loss due to depth-induced breaking was computed with the dissipation model of [52] with a constant breaker parameter  $\gamma = 0.73$  [53]. To avoid non-physical wave refraction at the SBW extremities, limiters ( $l = 0.25$ ) were used for spectral wave propagation [54]. Hydrodynamic free parameters  $C_f$ ,  $\nu_0$ , and  $M$ , were tuned to give the best agreement of the simulations with the field measurements (Section 4.2). To objectively assess model skill, linear squared-correlation ( $R^2$ ), root mean square error (RMSE), and Brier skill score (BSS [55]) between the observed and simulated current velocities were computed (Table 1).

**Table 1.** Performance of the hydrodynamic model during the storm.

Station	BSS	RMSE	R <sup>2</sup>	std ( $V_{obs}$ )
$V_{Is1}$	0.52	0.06	0.26	0.07
$V_{Is2}$	0.83	0.08	0.63	0.13
$V_{Is3}$	0.45	0.08	0.33	0.11
$V_{Cs1}$	0.13	0.05	0	0.04
$V_{Cs2}$	0.33	0.07	0	0.07
$V_{Cs3}$	0.77	0.10	0.42	0.14

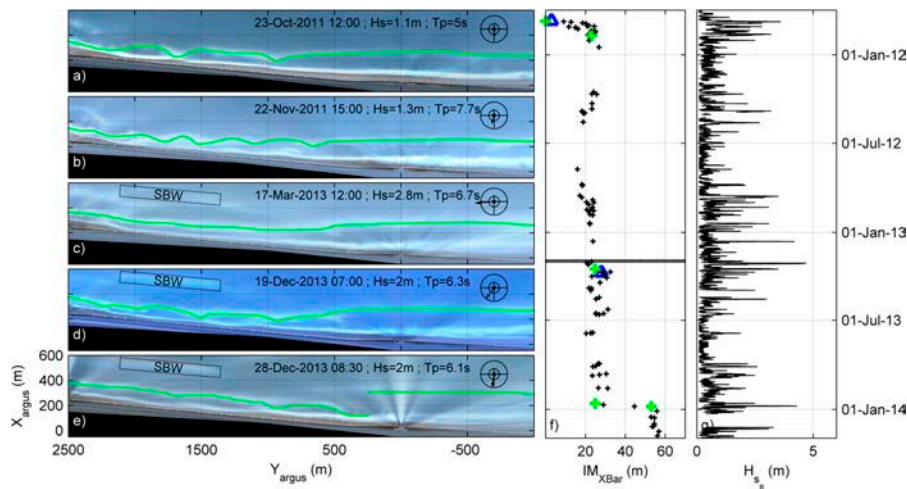
(3) The total sediment transport was computed with a spatially constant  $d50$  of 250  $\mu\text{m}$  in agreement with the beach grain size at the Lido of Sète. Coefficients  $C_w$ ,  $C_c$ , and  $C_d$  that scaled the contribution of each corresponding transport ( $Q_w$ ,  $Q_c$ , and  $Q_d$ , respectively) were adjusted following a sensitivity analysis. From default coefficients ( $C_w:C_c:C_d = 0.08:0.08:0.24$ ), we adopted  $C_w:C_c:C_d = 0.005:0.08:0.24$ .

### 3.3. Video Data and Historical Storm Events Scenario

An Argus video monitoring system [56] consisting of eight cameras had been collecting images of the beach of Sète since mid-April 2011 [32,57]. Ten minute averaged images were merged and transformed into real world coordinate plan view images [58] extending 650 m in the cross-shore and 3550 m in the alongshore directions (Figure 3a). Sandbar crest positions were extracted before and after every energetic event through the sampling of pixel luminosity intensity [26]. Figure 3 illustrates the morphological response of the inner bar to the SBW implementation with Figure 3a–e showing the time exposure plan view at different dates. In order to provide a measure of the inner bar's morphological change from a given initial situation, the inner bar morphological change index ( $IM_{XBar}$ , Figure 3f) was computed as:

$$IM_{XBar} = \sqrt{\sum_{y_{argus}=1}^N (X_{t_{yargus}} - X_{ref_{yargus}})^2 / N}, \quad (7)$$

with  $X_{t_{yargus}}$  the cross-shore sandbar position along the time and  $X_{ref_{yargus}}$  a reference, here the initial bar extracted.



**Figure 3.** (a–e) Plan view time-exposure images showing inner bar morphology (green curve) and SBW position. (f) Temporal evolution of the inner bar change index ( $IM_{XBar}$ ). Green crosses indicate the date and value obtained from the illustrated time exposure panels (a–e), while blue triangles correspond to the date and value computed from bathymetric surveys. Black dashed line corresponds to the date of SBW implementation. (g) Temporal evolution of significant wave height ( $H_{sB}$ ) measured at the offshore wave buoy location.

Within the entire time series shown in Figure 3, the October 2011 and December 2013 storm events stood out in terms of inner bar morphological changes (Figure 3f). The October 2011 event was characterized by energetic waves from ESE ( $\theta_B \sim -14^\circ$ ) with significant wave height and peak wave period reaching 3.7 m and 8.1 s, respectively. This event, when the SBW was not implemented yet, drove the development of inner bar rip channels and a slight onshore sandbar migration (Figure 3a,b). The December 2013 event was characterized by energetic waves from the S ( $\theta_B \sim 32^\circ$ ) with significant wave height and peak period reaching 4.3 m and 8 s, respectively. This event drove the inner bar splitting next to the SBW and inner bar straightening in its lee (Figure 3d,e). These two events were modeled (Section 4.4) with and without the SBW to address the impact of its implementation on nearshore hydrodynamics and morphological response using representative nearshore bathymetries surveyed before each storm (blue triangles in Figure 3f).

### 3.4. Residual and Vorticity Forcing

The influence of the SBW on wave-driven circulation was addressed with two approaches:

(1) The first approach was based on the combination of radiation stress gradients ( $\vec{F}_w = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j}$ ) and pressure gradients ( $\vec{F}_p = -gh \frac{\partial \eta}{\partial x_i}$ ). Previous works showed that the major driving mechanism for nearshore circulation was the vectorial sum of the two components ( $F_{ri}$ ), as it indicated how much net forcing was available to drive nearshore currents [39,41]:

$$F_{ri} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j}. \quad (8)$$

(2) The second approach was based on the differential broken wave energy dissipation derived from the depth-integrated and time-averaged momentum equations. Previous studies showed that the strength and rotational nature of nearshore circulations were essentially governed by the wave-induced vorticity forcing terms  $F_D$  [18,39]:

$$F_D = \left( \vec{\nabla} \wedge \left[ \frac{D^r}{\sigma_r \rho h} \vec{k} \right] \right) \cdot \vec{e}_z, \quad (9)$$

where  $D^r$  is the roller energy dissipation,  $\sigma_r$  the relative frequency, and  $k$  the wave number. The vorticity forcing terms, therefore, provide better insight on the origin of nearshore circulation without having to consider pressure gradients (no need to run a circulation model).

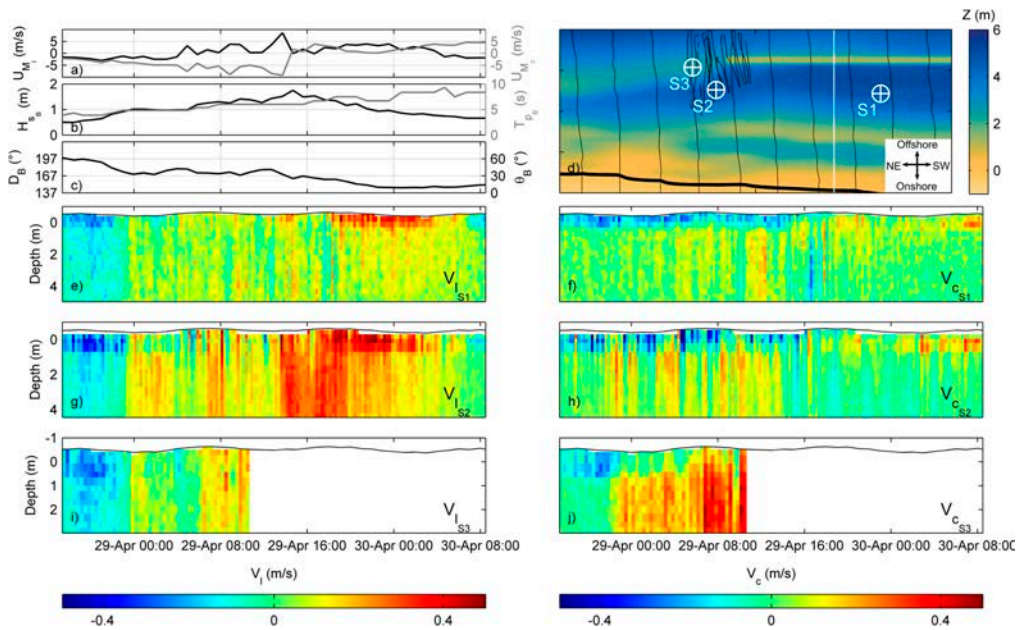
## 4. Results

### 4.1. Wave-Driven Circulation Measurements

During the field campaign, the bathymetry exhibited a reasonably alongshore uniform double bar system (Figure 1d) that barely evolved throughout the measurement period. The well-developed inner bar was located 150 m from the shore with its crest 1.5 m in depth. The subdued outer bar was aligned with the submerged breakwater approximately 300 m from the shore with its crest 3.5 m in depth. During the experiment, one energetic event with  $H_{SB}$  reaching 2 m was captured around 29 April (Figure 2c). During that period (shaded area in Figure 2), the beach of Sète was exposed to relatively energetic and obliquely incident waves coming from the south ( $\theta_B \sim 26^\circ$ ) with short peak wave periods ( $T_{pB} \sim 6$  s). The rest of the field campaign was characterized by strong offshore winds generating seaward propagating waves and low-incident wave energy. Therefore, hereafter only the hydrodynamics during the energetic event were described.

A detailed inspection of pitch deviation of S3 indicated that at approximately 10:00 on 29 April the sensor strongly deviated vertically. Therefore, subsequent S3 data were removed from the analysis. Figure 4 shows that, for all instruments, a strong change in longshore velocities occurred on 29 April. While prior to 29 April 00:00 weak negative longshore currents were measured, velocities dramatically

increased as a result of the increased wave height (Figure 4b), and concurrent changes in wave direction (Figure 4c). During the rest of the experiment, the longshore current remained positive with intensity ranging from 0 to 0.4 m/s depending on instrument location. It was important to note the reasonable vertical uniformity of flow velocities when the longshore current became significant ( $V_l > 0.3$  m/s), giving confidence in the application of a 2DH model to simulate longshore currents. Substantial positive cross-shore currents were measured, particularly at S3 with velocity reaching 0.4 m/s close to the peak of the event, with substantial variability within the water column.



**Figure 4.** Times series of wind velocity (a); offshore significant wave height  $H_{SB}$  and peak period  $T_{PB}$  (b); wave direction  $D_B$  and angle of wave incidence with respect to shore-normal  $\theta_B$  (c) along the energetic event; (d) bathymetry of the instrumented barred morphology around the SBW (black lines illustrate the bathymetric survey); and (e–j) vertical profile of longshore ( $V_l$ ) and cross-shore ( $V_c$ ) current velocities ( $V_{lS1}$  to  $V_{cS3}$ ).

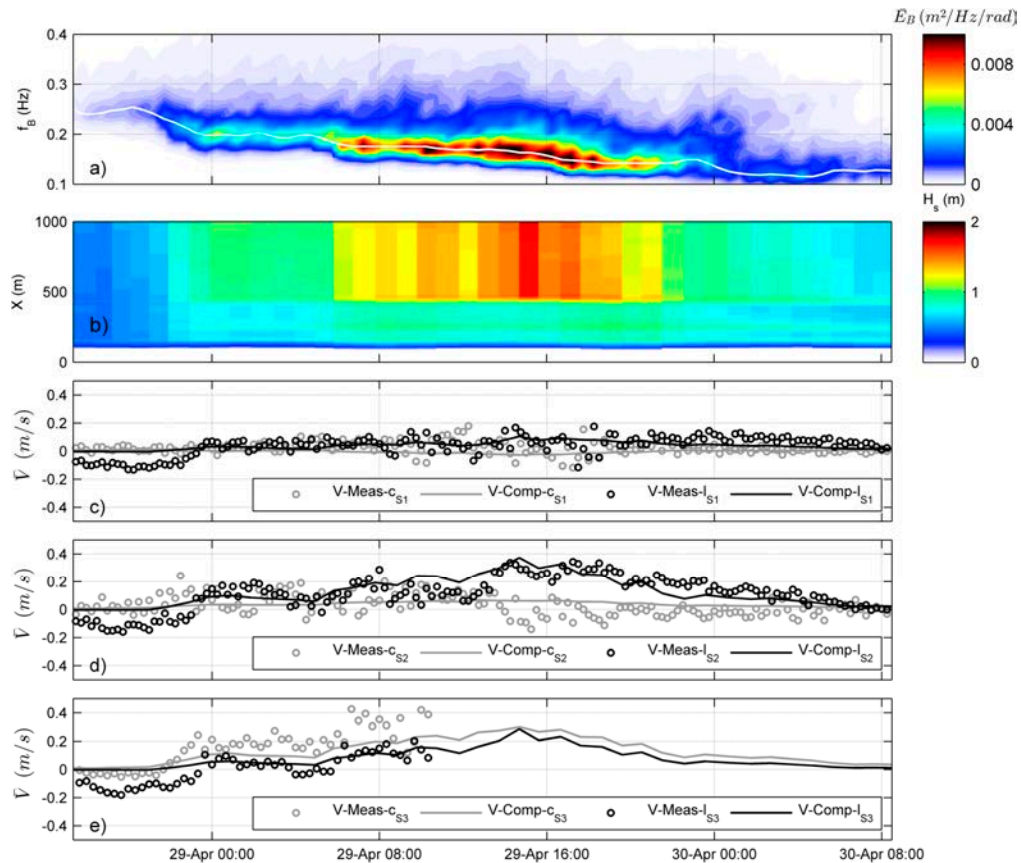
#### 4.2. Model Calibration/Validation

To test the ability of the model to accurately simulate wave-induced currents around the SBW, the measured flow was depth-integrated and averaged on a period larger than typical very low-frequency pulsations (moving average of 30 min). Model calibration was realized by tuning the bottom friction coefficient  $C_f$ , which controlled flow intensity, and the mixing terms  $\nu_0$  and  $M$ , which affected the shape and size of the horizontal circulation. The best agreement with field data was found for  $C_f = 0.012$ ,  $\nu_0 = 10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , and  $M = 5$  and was within the range of earlier studies [39,41].

Figure 5 shows the time evolution of the computed/measured flow intensity. During low-energy conditions ( $H_{SB} < 1$  m), the model indicated that waves did not break across the SBW (Figure 5b) with near-zero flow velocities (Figure 5c–e). When wave energy increased, waves broke across the reef resulting in systematically low-energy waves in the lee (Figure 5b). Despite an increase in wave energy offshore, measured and modeled flow velocities remained weak ( $< 0.1$  m/s) at S1. At S2, velocities were much more variable in time. The longshore current reached 0.4 m/s around the peak of the event (Figure 5d) and varied slightly in intensity depending on the offshore wave energy and direction. Variations in magnitude were well reproduced by the model (BSS = 0.83, RMSE = 0.08 and  $R^2 = 0.63$  in Table 1). In the cross-shore direction, flow velocities were also simulated with fair accuracy. Cross-shore, offshore-directed flows were stronger at S3, with a maximum close to 0.4 m/s. While the



model underestimated cross-shore velocities at this location, the weak longshore flow component was fairly simulated.



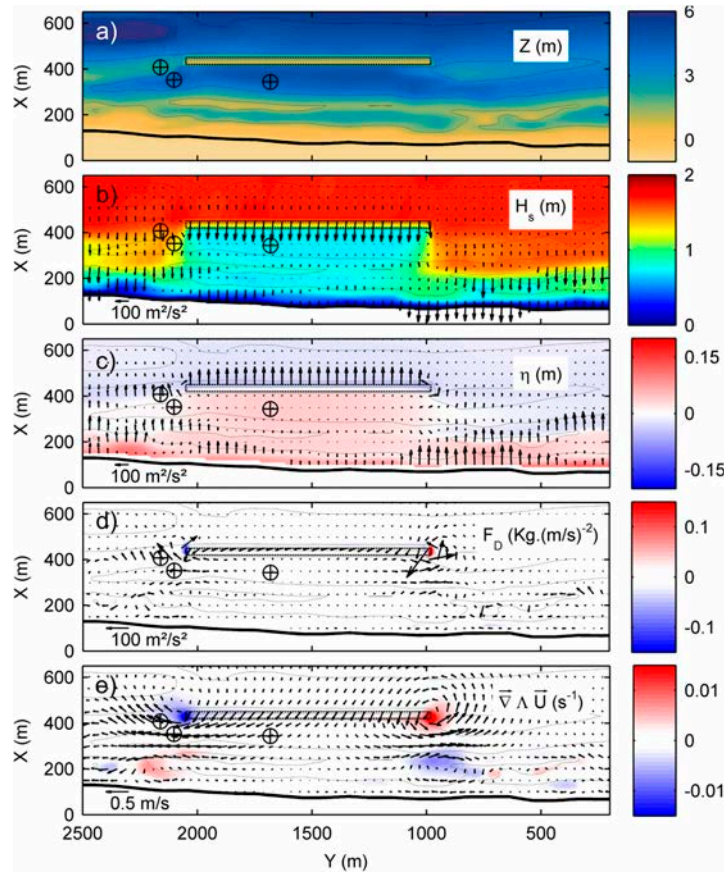
**Figure 5.** Comparison of measured (dots) and computed (line) flow quantities during storm. (a) Offshore wave energy measured by the buoy and (b) computed significant wave height through a cross-shore transect located in the SBW area (white transect Figure 4d). Panels (c–e) show in black (grey) the depth-averaged alongshore (cross-shore) velocity component (wave return flow activated in equations).

Results indicated that the model was more skillful in simulating longshore current when the wave heights increased. In contrast, non-surprisingly, the cross-shore currents, which were vertically non-uniform, were poorly reproduced. Observations and simulations clearly indicated the generation of a circulation at the extremity of the SBW when waves broke across the SBW. This is addressed in more detail in Section 4.3.

#### 4.3. Driving Mechanisms of Rip-Cell Circulation at the Extremities of the Submerged Breakwater (SBW)

Figure 6 shows the hydrodynamic patterns during the field experiment at the peak of the event for offshore waves with  $H_{SB} = 2$  m,  $T_{pB} = 6.3$  s, and  $\theta_B = 26^\circ$ . Intense depth-induced breaking across the SBW resulted in an important decrease in the significant wave height (Figure 6b) and large wave set-up (Figure 6c) in its lee. In the regions adjacent to the SBW, the onset of breaking (primarily across the inner bar), and resulting wave set-up, was observed much closer to the shore, resulting in highly variable pressure gradients  $\vec{F}_p$  (Figure 6c). The imbalance between radiation stress gradients  $\vec{F}_w$  and pressure gradients  $\vec{F}_p$ , namely residual forcing  $\vec{F}_r$  (Section 3.4), indicated the net forcing available to drive nearshore currents. Clearly, this imbalance was maximized at the edges of the SBW (Figure 6d), where the vorticity forcing term  $F_D$  (Section 3.4) owing to alongshore variation in breaking wave energy was also maximized (Figure 6d). This meant that the dominant source of vorticity within the entire

nearshore domain was located at the edges of the SBW. More subtle sources were away from the SBW (Figure 6d) as a result of alongshore variability in depth-induced breaking enforced by the alongshore variability in depth of the inner bar. This resulted in the mean circulation field shown in Figure 6e, with dominant circulation at the edges of the SBW.

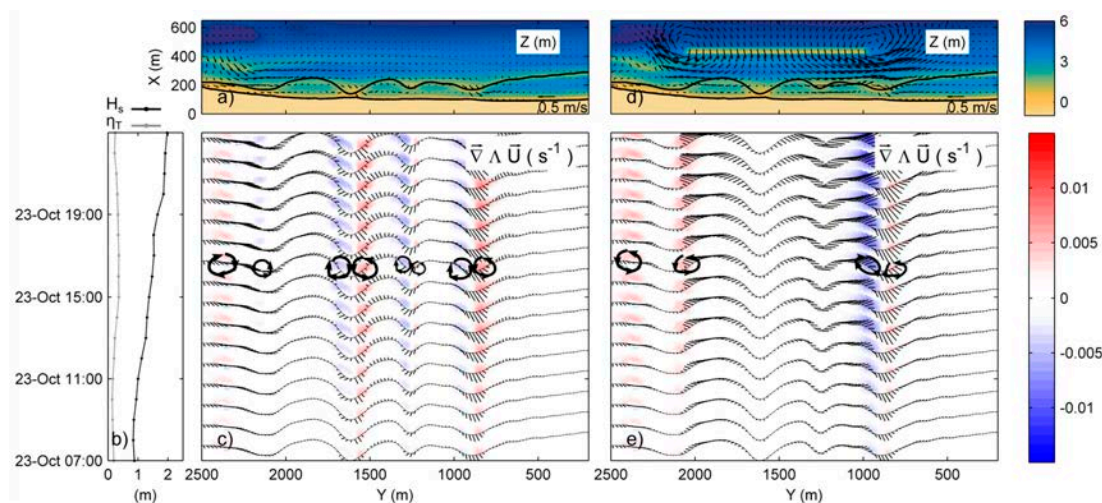


**Figure 6.** Hydrodynamics pattern at the peak of the event for offshore waves with  $H_{sB} = 2$  m,  $T_{pB} = 6.3$  s, and  $\theta_B = 26^\circ$ . (a) Nearshore bathymetry; (b) significant wave height field colored and resulting gradients in radiation stress  $\vec{F}_w$  (arrows); (c) pressure gradients  $\vec{F}_p$  (arrows) superimposed on the mean surface elevation field ( $\eta$ ) colored; (d) residual forcing  $\vec{F}_r$  (arrows) superimposed on the vorticity forcing term field related to differential broken wave energy dissipation  $F_D$ ; and (e) resulting wave-driven circulations  $\vec{U}$  (arrows) and vorticity ( $\vec{\nabla} \wedge \vec{U}$ ).

#### 4.4. Hydrodynamics During Representative Severe Storms

##### 4.4.1. The October 2011 Event

During the storm, the initial crescentic patterns slightly developed and migrated westward by a few hundred meters alongshore (Figure 3a,b). Figure 7 shows the wave-driven circulation and vorticity over the inner bar during the growth of the October 2011 storm event with  $H_s$ ,  $T_p$ , and  $\theta$  reaching 2 m, 7.5 s, and  $8^\circ$  at the nested offshore grid boundary. Simulations were performed without (left-hand panels) and with (right-hand panels) the SBW based on a bathymetry surveyed a few days before the storm to address the potential impact of the SBW under such event.

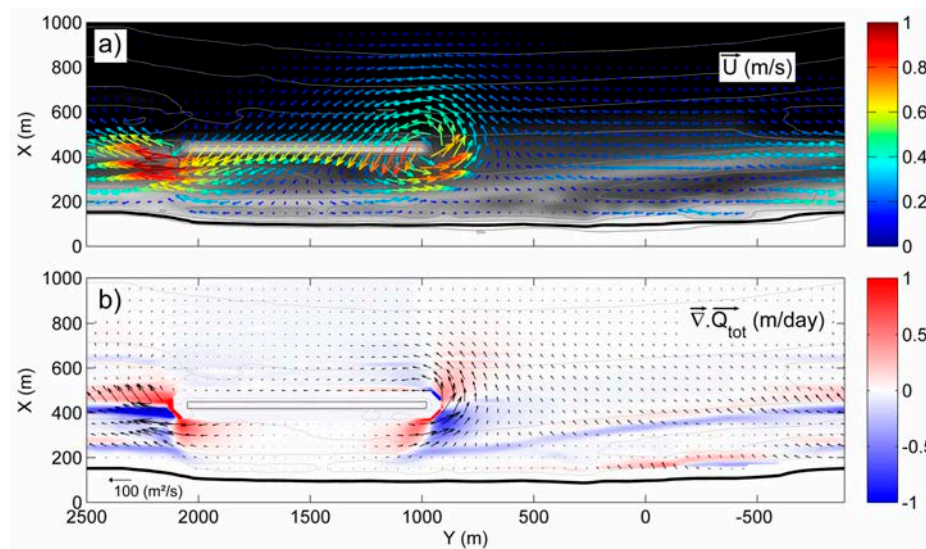


**Figure 7.** Wave-driven circulation during October 2011 storm without (left) and with SBW (right). (a,d) Bathymetry with the inner-bar crest location (black line) superimposed and resulting wave driven circulations  $\vec{U}$  (arrows) at the storm peak. (b) Time series of offshore wave height ( $H_s$ ) and water level ( $\eta_T$ ) at the nested grid boundary. (c,e) Time series of vorticity  $\vec{\nabla} \wedge \vec{U}$  across the inner bar superimposed on the current field velocity (arrows). Thick looped arrows indicate the dominant rotational characteristic of the flow.

Without the SBW, classic rip-flow patterns were observed across the rip-channeled inner bar owing to near-normal wave incidence. This resulted in positive and negative vorticity alternating alongshore (Figure 7c), close to the shore, with onshore and offshore flow across the shoals and deeper channels, respectively. Such a well-developed rip-cell system typically resulted in a positive feedback mechanism between flow (waves and current), sediment transport, and the evolving bathymetry that resulted in the further growth of the rip channels, as observed in (Figure 3a,b). In contrast, in line with the simulation shown in (Section 4.3), implementing the SBW resulted in a larger number of offshore and more intense rip-cell circulations observed at the edges of the SBW (Figure 7d) where the vorticity field was maximized (Figure 7e). In the lee of the SBW, depth-induced breaking across the inner bar was negligible, as waves mostly dissipated further offshore across the SBW. These low-energy waves could not drive rip-cell circulation over the reasonably well-developed inner-bar rip channels. Instead, the circulation over the inner bar was dominated by a longshore current, which, very likely, drove the progressive straightening of the inner-bar rip channels observed after SBW implementation.

#### 4.4.2. The December 2013 Event

The December 2013 storm event led to an important net offshore sandbar migration at a few hundred meters from the SBW, while the morphology remained stable in its lee, resulting in sandbar splitting (Figure 3d,e). Figure 8 shows the wave-driven circulation and the computed sediment transport at the peak of the December 2013 storm event with  $H_s = 3$  m,  $T_p = 9.3$  s, and  $\theta = 21^\circ$  at the nested offshore grid boundary. For this simulation, differences in cross-shore sandbar migration needed to be addressed carefully. Because cross-shore sandbar migration is primarily triggered by the imbalance between onshore sediment transport, driven by wave nonlinearities, and offshore sediment transport, driven by the undertow, sediment transport and morphological changes were switched on.



**Figure 8.** Hydrodynamics and sediment transport at the peak of the December 2013 storm event for offshore waves with  $H_s = 3$  m,  $T_p = 9.3$  s, and  $\theta = 21^\circ$  at the nested grid boundary. (a) Resulting wave-driven circulations  $\vec{U}$  (arrows) and (b) erosion/accretion patterns  $(\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}_{tot})$  driven by the total sediment transport with the arrows indicating the sediment fluxes.

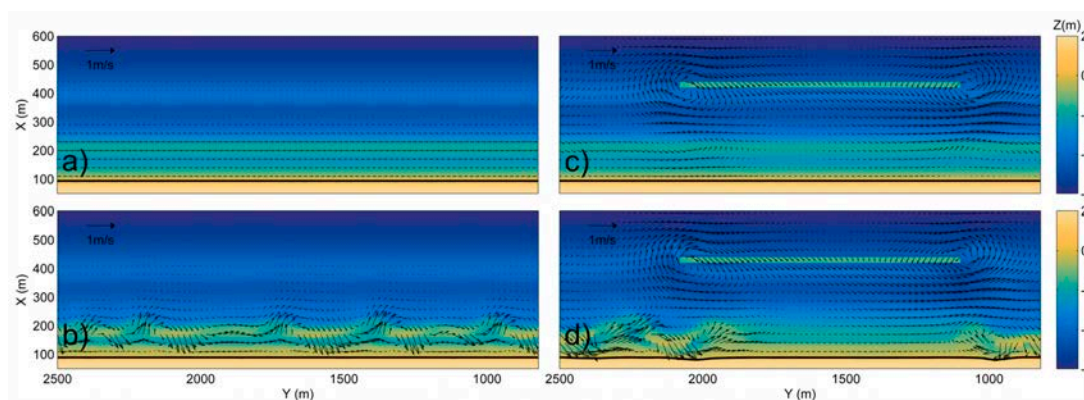
Although intense rip-cell circulations at the edges of the SBW were still observed (Figure 8a), sediment transport patterns and resulting morphological changes shed light onto the underlying driving mechanism of sandbar splitting (Figure 8b). In the lee of the SBW, low-energy waves resulted in almost no net sediment transport. In contrast, as a result of intense depth-induced breaking across the bar away from the SBW (e.g., at  $Y = -500$  m in Figure 8b), offshore transport driven by the undertow dominated compared to onshore transport driven by wave nonlinearities. This resulted in sediment transport gradients forming erosion and accretion patterns at the shoreward and seaward part of the sandbar, respectively, which was the signature of offshore migration. Therefore, the dramatic change in cross-shore sediment transport patterns was induced in the lee of the SBW, inhibiting offshore migration, while the sandbar away from the SBW continued its natural NOM behavior, which was primarily triggered by storm events.

## 5. Discussion and Conclusions

The results presented in Section 4 showed that the SBW deployed at the beach of Sète induced large changes in hydrodynamics and sediment transport patterns in the nearshore area. Our results show that implementing such a shallow alongshore uniform SBW, with abrupt alongshore depth variabilities at both extremities, dramatically changes wave-driven patterns and resulting sediment transport pathways. Clearly, two counter-rotating rip-cell circulations dominate the nearshore hydrodynamics, pending waves are breaking across the reef. These circulations are essentially enforced by a strong alongshore differential broken wave energy dissipation. This contrasted with other, smoother, SBWs where the control of nearshore hydrodynamics was more subtle [59].

Despite it being based on a depth-averaged approach, the model skillfully simulates the circulation at the edges of the SBW, allowing to subsequently investigate the underlying processes driving observed sandbar straightening in the lee of the SBW and sandbar splitting nearby. Results suggest that depth-induced breaking wave energy dissipation across the SBW systematically results in low-energy waves in the lee of the SBW, even for moderate- to high-energy waves. Such systematically low-energy waves across the inner bar in the lee of the SBW cannot drive rip current circulation, and therefore cannot further develop or even sustain existing rip channels. To further test this hypothesis leading to inner bar straightening in the lee of the SBW, Figure 9 shows a morphodynamic simulation

starting from an alongshore uniform double-barred system based on Sète beach characteristics. One simulation was performed without the SBW (left-hand panel in Figure 9), and the other with the SBW implemented as a non-erodible structure (right-hand panels in Figure 9) for time-invariant, slightly oblique, incident moderate-energy waves. In line with existing nonlinear stability analysis of wave-dominated beaches [47,60–62], inner bar rip channels formed within a few days as positive feedback between the hydrodynamics (waves and current), sediment transport, and the evolving bathymetry. In contrast, with the SBW rip channels only developed apart from the SBW, in line with our hypothesis. Despite using a depth-averaged approach, using a nonlinear morphodynamic model appears relevant to predict the potential development of straightening of rip channels following the implementation of an SBW.



**Figure 9.** Bathymetry with superimposed wave-induced currents at (a,c)  $t = 0$  h and (b,d)  $t = 50$  h for waves with  $H_s = 1.5$  m,  $T_p = 8$  s, and  $\theta = 15^\circ$  starting from an alongshore uniform morphology for a beach without (left-hand panels) and with SBW (right-hand panels).

Following the implementation of the SBW at the beach of Sète, the bar continued its natural NOM cycle in the undisturbed sector while offshore migration was inhibited in the lee of the structure, resulting in bar splitting [32]. Our simulations show that, once again because of persistently low-energy breaking waves in the lee of the SBW, the imbalance between offshore sediment transport driven by the undertow and onshore by wave nonlinearities is inhibited. Therefore, in addition to the dramatic control on rip-cell circulation and resulting rip channel dynamics, the implementation of an SBW can also have a profound impact on cross-shore sediment and resulting cross-shore sandbar behavior. To our knowledge, such behavior had never been simulated so far. We therefore anticipate that the recent development of morphodynamic models, including a detailed description of cross-shore sand transport processes [47], can be used to predict the impact of SBWs on cross-shore sandbar behavior.

The influence of SBW on sandbar morphodynamics is critical to shoreline evolution. At Sète, the initial shoreline–sandbar coupling was still observed after the implementation of the SBW, and given that sandbar rhythmicity progressively disappeared, the shoreline realigned to the inner bar, resulting in 15 m beach widening within a year [32]. Overall, our results illustrate the importance of considering nearshore sandbars when designing coastal structures. The impact of the design of an artificial reef is complex and case-sensitive. The present work suggests that nonlinear morphodynamic models accurately describing the dynamics of surf zone sandbars are now mature to predict SBW impact on sandbar(s) and, in turn, on shoreline response.

**Author Contributions:** All co-authors have contributed substantially to the research concept, field campaign and to the execution of the numerical experiment. Y.B. provided his expertise in operational storm event forecasting. Y.B. and C.B. setup and performed the field experiments and analyzed field measurements. B.C. provided his expertise on numerical modeling. C.B. and B.C. designed the numerical modeling experiments and analyzed model results.

**Funding:** This research was funded by financial support from BRGM, DREAL-Occitanie, and Sète AggloPôle Méditerranée through a PhD grant. This research received also external funding from Agence National de la Recherche (ANR) grant ANR-17-CE01-0014 (SONO project).

**Acknowledgments:** C.B. and B.C. gratefully acknowledge B. Dubarbier for his technical support on 2DBeach numerical model. L. Desbiendras, J. Tesson, R. Belon, M. Giusti, Y. Colombet, P-A Picand, F. Longueville, A. Latapy, S. Hureau, and M. Guebba are greatly acknowledged for their help in processing video data. We thank the two anonymous reviewers for providing constructive feedback that helped improving our manuscript.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

## References

- Charlier, R.H.; De Meyer, C.P. Coastal defense and beach renovation. *Ocean Shorel. Manag.* **1989**, *12*, 525–543. [\[CrossRef\]](#)
- Nordstrom, K.F. Living with shore protection structures: A review. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2014**, *150*, 11–23. [\[CrossRef\]](#)
- Charlier, R.H.; Chaineux, M.C.P.; Morcos, S. Panorama of the History of Coastal Protection. *J. Coast. Res.* **2005**, *21*, 79–111. [\[CrossRef\]](#)
- van Rijn, L.C. Coastal erosion and control. *Ocean Coast. Manag.* **2011**, *54*, 867–887. [\[CrossRef\]](#)
- Black, K.P.; Andrews, C.J. Sandy Shoreline Response to Offshore Obstacles Part 1: Salient and Tombolo Geometry and Shape. *J. Coast. Res.* **2001**, 82–93. [\[CrossRef\]](#)
- Evans, P.; Ranasinghe, R. Artificial Surfing Reefs: A New Paradigm in Coastal Protection? In Proceedings of the 15th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference, the 8th Australasian Port and Harbour Conference, Gold Coast, QLD, Australia, 25–28 September 2001; pp. 128–133.
- Wamsley, T.; Hanson, H.; Kraus, N. *Wave Transmission at Detached Breakwaters for Shoreline Response Modeling*; ERDC/CHL CHETN-II45; U.S. Army Engineer Research and Development Center: Vicksburg, MS, USA, 2002.
- Isebe, D.; Azerad, P.; Bouchette, F.; Ivorra, B.; Mohammadi, B. Shape optimization of geotextile tubes for sandy beach protection. *Int. J. Numer. Methods Eng.* **2008**, *74*, 1262–1277. [\[CrossRef\]](#)
- Van der Meer, J.W.; Briganti, R.; Zanuttigh, B.; Wang, B. Wave transmission and reflection at low-crested structures: Design formulae, oblique wave attack and spectral change. *Coast. Eng.* **2005**, *52*, 915–929. [\[CrossRef\]](#)
- Calabrese, M.; Vicinanza, D.; Buccino, M. 2D Wave setup behind submerged breakwaters. *Ocean Eng.* **2008**, *35*, 1015–1028. [\[CrossRef\]](#)
- Sumer, B.M.; Fredsøe, J.; Lamberti, A.; Zanuttigh, B.; Dixen, M.; Gislason, K.; Di Penta, A.F. Local scour at roundhead and along the trunk of low crested structures. *Coast. Eng.* **2005**, *52*, 995–1025. [\[CrossRef\]](#)
- Ranasinghe, R.; Turner, I.L. Shoreline response to submerged structures: A review. *Coast. Eng.* **2006**, *53*, 65–79. [\[CrossRef\]](#)
- Tomasicchio, U. Submerged Breakwaters for the Defence of the Shoreline at Ostia Field Experiences, Comparison. In Proceedings of the 25th Conference on Coastal Engineering, Orlando, FL, USA, 2–6 September 1996; American Society of Civil Engineers: New York, NY, USA, 1996; pp. 2404–2417.
- Lamberti, A.; Mancinelli, A. Italian Experience on Submerged Barriers as Beach Defence Structures. In Proceedings of the 25th Conference on Coastal Engineering, Orlando, FL, USA, 2–6 September 1996; American Society of Civil Engineers: New York, NY, USA, 1996; pp. 2352–2365.
- Dean, R.; Chen, R.; Browder, A. Full scale monitoring study of a submerged breakwater, Palm Beach, Florida, USA. *Coast. Eng.* **1997**, *29*, 291–315. [\[CrossRef\]](#)
- Johnson, H.K.; Karambas, T.V.; Avgeris, I.; Zanuttigh, B.; Gonzalez-Marco, D.; Caceres, I. Modelling of waves and currents around submerged breakwaters. *Coast. Eng.* **2005**, *52*, 949–969. [\[CrossRef\]](#)
- Ranasinghe, R.; Turner, I.L.; Symonds, G. Shoreline response to multi-functional artificial surfing reefs: A numerical and physical modelling study. *Coast. Eng.* **2006**, *53*, 589–611. [\[CrossRef\]](#)
- Bruneau, N.; Bonneton, P.; Castelle, B.; Pedreros, R. Modeling rip current circulations and vorticity in a high-energy mesotidal-macrotidal environment. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2011**, *116*, C07026. [\[CrossRef\]](#)
- Castelle, B.; Scott, T.; Brander, R.W.; McCarroll, R.J. Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Sci. Rev.* **2016**, *163*, 1–21. [\[CrossRef\]](#)
- Utizi, K.; Corbau, C.; Rodella, I.; Nannini, S.; Simeoni, U. A mixed solution for a highly protected coast (Punta Marina, Northern Adriatic Sea, Italy). *Mar. Geol.* **2016**, *381*, 114–127. [\[CrossRef\]](#)

21. Ranasinghe, R.; Larson, M.; Savioli, J. Shoreline response to a single shore-parallel submerged breakwater. *Coast. Eng.* **2010**, *57*, 1006–1017. [[CrossRef](#)]
22. Zanuttigh, B. Numerical modelling of the morphological response induced by low-crested structures in Lido di Dante, Italy. *Coast. Eng.* **2007**, *54*, 31–47. [[CrossRef](#)]
23. Thornton, E.B.; MacMahan, J.; Sallenger, A.H. Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Mar. Geol.* **2007**, *240*, 151–167. [[CrossRef](#)]
24. van de Lageweg, W.I.; Bryan, K.R.; Coco, G.; Ruessink, B.G. Observations of shoreline–sandbar coupling on an embayed beach. *Mar. Geol.* **2013**, *344*, 101–114. [[CrossRef](#)]
25. Castelle, B.; Mariou, V.; Bujan, S.; Splinter, K.D.; Robinet, A.; Sénéchal, N.; Ferreira, S. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* **2015**, *238*, 135–148. [[CrossRef](#)]
26. Lippmann, T.C.; Holman, R.A. Quantification of sand bar morphology: A video technique based on wave dissipation. *J. Geophys. Res.* **1989**, *94*, 995. [[CrossRef](#)]
27. Alexander, P.S.; Holman, R.A. Quantification of nearshore morphology based on video imaging. *Mar. Geol.* **2004**, *208*, 101–111. [[CrossRef](#)]
28. Holman, R.A.; Symonds, G.; Thornton, E.B.; Ranasinghe, R. Rip spacing and persistence on an embayed beach. *J. Geophys. Res.* **2006**, *111*, C01006. [[CrossRef](#)]
29. Ruessink, B.G.; Pape, L.; Turner, I.L. Daily to interannual cross-shore sandbar migration: Observations from a multiple sandbar system. *Cont. Shelf Res.* **2009**, *29*, 1663–1677. [[CrossRef](#)]
30. Almar, R.; Castelle, B.; Ruessink, B.G.; Sénéchal, N.; Bonneton, P.; Mariou, V. Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range. *Cont. Shelf Res.* **2010**, *30*, 781–792. [[CrossRef](#)]
31. Gallop, S.L.; Bryan, K.R.; Coco, G.; Stephens, S.A. Storm-driven changes in rip channel patterns on an embayed beach. *Geomorphology* **2011**, *127*, 179–188. [[CrossRef](#)]
32. Bouvier, C.; Balouin, Y.; Castelle, B. Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach. *Geomorphology* **2017**, *295*, 297–305. [[CrossRef](#)]
33. Balouin, Y.; Tesson, J.; Gervais, M. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events—Field observations at Sète beach, France. *J. Coast. Res.* **2013**, *65* (Suppl. 1), 440–446. [[CrossRef](#)]
34. Gervais, M.; Balouin, Y.; Belon, R. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology* **2012**, *143*, 69–80. [[CrossRef](#)]
35. Certain, R.; Barusseau, J.P. Conceptual modelling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* **2005**, *176*, 343–354. [[CrossRef](#)]
36. Balouin, Y.; Rey-Valette, H.; Picand, P.A. Automatic assessment and analysis of beach attendance using video images at the Lido of Sète beach, France. *Ocean Coast. Manag.* **2014**, *102*, 114–122. [[CrossRef](#)]
37. BCEOM. *Etude générale pour la protection et l'aménagement durable du lido de Sète à Marseillan, Synthèse générale*; Artelia: Marseille, France, 2001.
38. Bouvier, C.; Balouin, Y.; Castelle, B. Nearshore bars and shoreline dynamics associated with the implementation of a submerged breakwater: Topo-bathymetric analysis and video assessment at the Lido of Sète beach. In Proceedings of the Coastal Dynamics, Helsingør Denmark, 12–16 June 2017; pp. 534–543.
39. Castelle, B.; Mariou, V.; Coco, G.; Bonneton, P.; Bruneau, N.; Ruessink, B.G. On the impact of an offshore bathymetric anomaly on surf zone rip channels. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2012**, *117*, f1. [[CrossRef](#)]
40. Booij, N.; Ris, R.C.; Holthuijsen, L.H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res. Ocean.* **1999**, *104*, 7649–7666. [[CrossRef](#)]
41. Castelle, B.; Bonneton, P.; Sénéchal, N.; Dupuis, H.; Butel, R.; Michel, D. Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France. *Cont. Shelf Res.* **2006**, *26*, 113–131. [[CrossRef](#)]
42. Mei, C.; Stiassnie, M.; Yue, D. *Theory and Applications of Ocean Surface Waves: Part 1: Linear Aspects Part 2: Nonlinear Aspects*; World Scientific: Singapore, 1989; Volume 23, p. 506.
43. Phillips, O.M. *The Dynamics of the Upper Ocean*, 2nd ed.; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1977.
44. Battjes, J. Modeling of turbulence in the surf zone. In Proceedings of the Symposium on Modeling Techniques, ASCE, San Francisco, CA, USA, 3–5 September 1975; pp. 1050–1061.

45. Hsu, T.-J.; Elgar, S.; Guza, R.T. Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration. *Coast. Eng.* **2006**, *53*, 817–824. [[CrossRef](#)]
46. Dubarbier, B.; Castelle, B.; Marieu, V.; Ruessink, G. Process-based modeling of cross-shore sandbar behavior. *Coast. Eng.* **2015**, *95*, 35–50. [[CrossRef](#)]
47. Dubarbier, B.; Castelle, B.; Ruessink, G.; Marieu, V. Mechanisms controlling the complete accretionary beach state sequence. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, *44*, 5645–5654. [[CrossRef](#)]
48. Cavaleri, L.; Rizzoli, P.M. Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications. *J. Geophys. Res.* **1981**, *86*, 10961. [[CrossRef](#)]
49. Komen, G.J.; Hasselmann, K.; Hasselmann, K.; Komen, G.J.; Hasselmann, K.; Hasselmann, K. On the Existence of a Fully Developed Wind-Sea Spectrum. *J. Phys. Oceanogr.* **1984**, *14*, 1271–1285. [[CrossRef](#)]
50. Madsen, O.S.; Poon, Y.-K.; Graber, H.C. Spectral Wave Attenuation by Bottom Friction: Theory. In Proceedings of the 21st Conference on Coastal Engineering, Costa del Sol-Malaga, Spain, 20–25 June 1988; American Society of Civil Engineers: New York, NY, USA, 1989; pp. 492–504.
51. Valentini, N.; Saponieri, A.; Damiani, L. A new video monitoring system in support of Coastal Zone Management at Apulia Region, Italy. *Ocean Coast. Manag.* **2017**, *142*, 122–135. [[CrossRef](#)]
52. Battjes, J.A.; Janssen, J.P.F.M. Energy Loss and Set-Up Due to Breaking of Random Waves. In Proceedings of the 16th Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany, 27 August–3 September 1978; American Society of Civil Engineers: New York, NY, USA, 1978; pp. 569–587.
53. Battjes, J.A.; Stive, M.J.F. Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *J. Geophys. Res.* **1985**, *90*, 9159. [[CrossRef](#)]
54. Dietrich, J.C.; Zijlema, M.; Allier, P.-E.; Holthuijsen, L.H.; Booij, N.; Meixner, J.D.; Proft, J.K.; Dawson, C.N.; Bender, C.J.; Naimaster, A.; et al. Limiters for spectral propagation velocities in SWAN. *Ocean Model.* **2013**, *70*, 85–102. [[CrossRef](#)]
55. Davidson, M.A.; Splinter, K.D.; Turner, I.L. A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coast. Eng.* **2013**, *73*, 191–202. [[CrossRef](#)]
56. Holman, R.A.; Stanley, J. The history and technical capabilities of Argus. *Coast. Eng.* **2007**, *54*, 477–491. [[CrossRef](#)]
57. Bouvier, C.; Balouin, Y.; Castelle, B.; Holman, R. Modelling camera viewing angle deviation to improve nearshore video monitoring. *Coast. Eng.* **2019**, *174*, 99–106. [[CrossRef](#)]
58. Holland, K.T.; Holman, R.A.; Lippmann, T.C.; Stanley, J.; Plant, N. Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. *IEEE J. Ocean. Eng.* **1997**, *22*, 81–92. [[CrossRef](#)]
59. Duarte Nemes, D.; Fabián Criado-Sudau, F.; Nicolás Gallo, M.; Duarte Nemes, D.; Fabián Criado-Sudau, F.; Nicolás Gallo, M. Beach Morphodynamic Response to a Submerged Reef. *Water* **2019**, *11*, 340. [[CrossRef](#)]
60. Calvete, D.; Dodd, N.; Falqués, A.; van Leeuwen, S.M. Morphological development of rip channel systems: Normal and near-normal wave incidence. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2005**, *110*, C10. [[CrossRef](#)]
61. Garnier, R.; Falqués, A.; Calvete, D.; Thiébot, J.; Ribas, F. A mechanism for sandbar straightening by oblique wave incidence. *Geophys. Res. Lett.* **2013**, *40*, 2726–2730. [[CrossRef](#)]
62. Castelle, B.; Ruessink, B.G. Modeling formation and subsequent nonlinear evolution of rip channels: Time-varying versus time-invariant wave forcing. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2011**, *116*, f4. [[CrossRef](#)]





#### 7.2.4 Conclusion de l'article

Dans cette section, le modèle morphodynamique a été utilisé afin de diagnostiquer les évolutions observées sur les barres sableuses de la plage de Sète après la mise en place de l'ouvrage atténuateur de houle. Malgré une approche de modélisation basée sur l'intégration des courants (temporelle et sur la colonne d'eau), le modèle parvient à reproduire la forme, la taille et l'intensité des circulations bidimensionnelles mesurées in situ par les trois courantomètres. Après avoir caractérisé l'origine de ces circulations, nos simulations indiquent que l'ouvrage inhibe la migration des barres vers le large pendant les épisodes de tempête ainsi que le développement de morphologies de type *rip channel*. Si l'atténuateur de houle provoque une légère intensification des courants *longshore* localisée au droit de l'ouvrage, le mécanisme déterminant semble rester la dissipation des vagues. Après avoir déferlé au-dessus de l'atténuateur de houle, les vagues qui se propagent vers la côte n'ont plus suffisamment d'énergie pour forcer la migration des barres vers le large pendant les tempêtes ou le développement de morphologies tridimensionnelles au cours d'épisodes plus modérés. Ces deux mécanismes sont analysés ci-après plus en détail avec une comparaison inter-sites (section 7.3.1) et une analyse sur des cas plus schématiques en faisant varier la taille et la position des ouvrages (section 7.3.1).

De façon plus globale, cet article souligne que la mise en place d'un récif artificiel immergé peut avoir un impact profond sur l'hydrodynamique et le comportement morphologique de l'ensemble du système littoral. Nous suggérons également que la dynamique des barres sableuses doit être soigneusement prise en compte lors de la conception des ouvrages maritimes et que les modèles morphodynamiques basés sur les processus sont maintenant assez matures pour aider à la conception et au positionnement de telles structures.

### 7.3 Comparaison inter-sites : La plage de Narrowneck, Australie

#### 7.3.1 Introduction

Sur la plage de Sète, nous avons pu voir que la mise en place d'un ouvrage atténuateur de houle a eu des effets importants sur la dynamique des barres d'avant-côte qui se sont par la suite répercutés sur la géométrie et la dynamique du trait de côte. Si le gain de plage observé à Sète semble principalement résulter de la linéarisation du trait de côte, induit par son couplage avec une géométrie de barre plus linéaire, le blocage

du cycle *NOM* dans le secteur protégé par l'ouvrage a pu également jouer un rôle sur la stabilité de la plage observée après la mise en place de la structure (section 6.4.3). En effet, pour des systèmes double barres, la dynamique *cross-shore* de la barre externe influence celle de la barre interne dont les variations sont quant à elles souvent couplées aux oscillations transversales du trait de côte (e.g. *Shand et al.*, 2006; *Castelle et al.*, 2010a,b).

Au cours d'un épisode *NOM*, lorsque la barre externe se retrouve à une profondeur d'eau limite et soumise à des conditions de vagues énergétiques, celle-ci commence alors une phase de dégénérescence qui conduit la barre interne voisine à migrer vers le large pour remplacer la barre externe en même temps qu'une nouvelle barre se forme proche de la ligne d'eau. La formation de la nouvelle barre est inévitablement accompagnée par le déplacement d'un volume de sédiment considérable depuis le haut de plage vers l'avant-côte, ce qui provoque la plupart du temps l'érosion du trait de côte. Si ces cycles *NOM* ont habituellement des périodes de retour de l'ordre de 1 à 15 ans (*Walstra et al.*, 2012), certaines plages présentent des cycles plus rapides, excités par les tempêtes (*Ruessink et al.*, 2009).

Cette section propose d'étudier l'influence des ouvrages immergés sur une telle dynamique avec une comparaison inter-sites entre la plage du Lido de Sète et l'une des plages de la *Gold Coast* (Australie) où a déjà été observé ce genre de comportement et sur laquelle un ouvrage immergé a été installé dans les années 2000.

### 7.3.2 La plage de Narrowneck

La plage de Narrowneck est située à l'extrémité nord de la *Gold Coast*, dans le sud-est du *Queensland*, en Australie. C'est une plage de 3 km de long dominée par l'action des vagues, présentant une pente sur l'avant-côte (2 %) plus importante que celle mesurée à Sète (0.9 %). C'est un environnement plus énergétique où la moyenne annuelle de la hauteur significative des vagues atteint 0,8 m avec une période pic de 10 s. Le régime de marée est de type semi-diurne avec une amplitude maximale de 2 m. Narrowneck est caractérisé par un système double barres avec, les barres internes et externes situées en moyenne à 50 et 150 m de la côte respectivement. Le système de barre est très dynamique et peut présenter des sinuosités très marquées selon les conditions de vagues (*Price and Ruessink*, 2013). Au cours des tempêtes, ou pendant les épisodes modérément énergétiques très obliques (*Price and Ruessink*, 2013), les barres tendent à se linéariser et présentent une dynamique *cross-shore* prononcée avec des épisodes *NOM* évènementiels (*Ruessink et al.*, 2009).

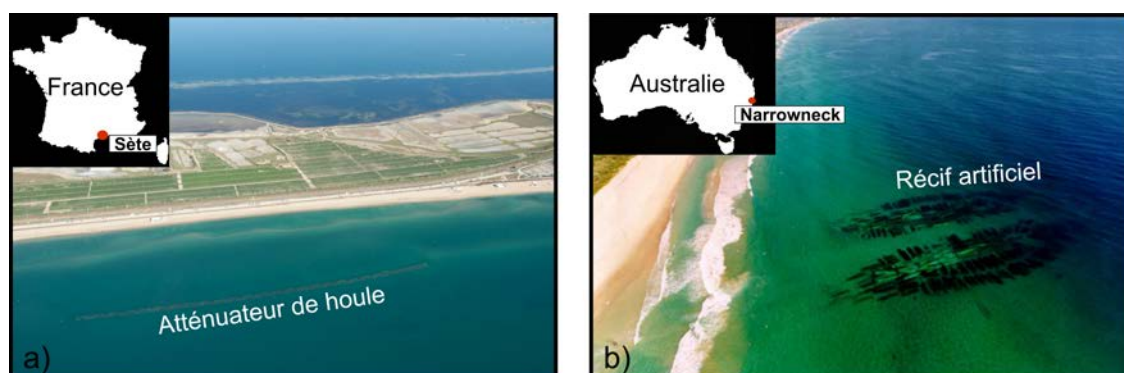


Fig. 7.2 Vue aérienne des ouvrages immergées déployées au large des côtes a) du Lido de Sète (Sud-Est de la France) et b) de Narrowneck (Nord de la Gold Coast).

Un récif artificiel a été installé au début des années 2000 à quelques centaines de mètres de la côte afin de stabiliser les plages du nord de la *Gold Coast*. Comme le récif se trouve dans une zone touristique où les activités liées au surf sont très importantes, l'ouvrage a également été conçu pour améliorer les conditions de vagues pour la pratique du surf (*Ranasinghe and Turner, 2006*). La structure décrit grossièrement une forme de "V" avec la pointe dirigée vers le large (Fig. 7.2b). L'ouvrage s'étend longitudinalement sur une distance variant entre 400 m et 200 m selon si l'on se trouve à la base ou au sommet du "V", et transversalement sur une distance de 150 m. La pointe de la structure est située à environ 400 m au large de la plage à une profondeur de 10 m tandis que l'extrémité proche de la côte se situe à une profondeur de 2 m (référence zéro hydrographique).

### 7.3.3 Matériel et méthode

#### a) Observations

##### Conditions de vagues :

Au Lido de Sète, les caractéristiques des vagues sont mesurées toutes les 30 minutes à l'aide d'une bouée houlographe située au large, mouillée par 30 m de profondeur (section 4.3.1). Les niveaux d'eau ont été mesurés dans le port de Sète à quelques kilomètres du site d'étude (section 4.3.1). À Narrowneck, les caractéristiques des vagues sont mesurées toutes les heures par un houlographe positionné proche de la zone d'étude à une profondeur de 18 m. Les niveaux d'eau sont disponibles à une fréquence horaire dans une zone abritée des vagues, située à 5 km au Nord du site. Les données relatives aux vagues et aux niveaux d'eau sont détaillées dans *Ruessink et al. (2009)*.

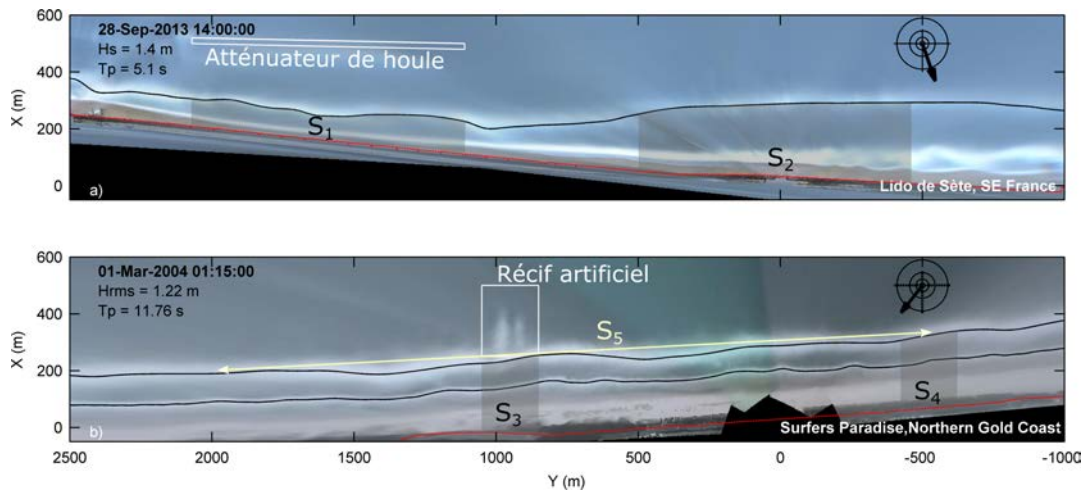


Fig. 7.3 Image *timex* des deux sites d'étude (a) Lido de Sète et (b) Narrowneck avec indiqué par un rectangle blanc la position des ouvrages. Les zones ombrées illustrent les secteurs où la position moyenne des barres sableuses a été calculée.

### Imagerie vidéo :

Un système de suivi vidéo de type *ARGUS* (section 3.2) collecte des images pour les deux sites depuis plus de 5 ans. Alors que sur le site de Sète, l'enregistrement des données a commencé trois ans avant le déploiement de l'ouvrage, à Narrowneck, la station vidéo dispose de 5 caméras qui enregistrent des données "seulement" depuis le début de l'installation du récif artificiel. Les caractéristiques morphologiques (barres, trait de côte) ont été extraites à l'aide des outils présentés en section 3.2.

A Sète, la position de la crête de la barre interne est estimée avant et après chaque événement énergétique entre avril 2011 et avril 2016. La position de la barre externe ne peut être suivie aussi fréquemment car la profondeur de sa crête ne permet pas souvent le déferlement des vagues et une éventuelle identification vidéo. Par conséquent, les observations présentées sur les barres sableuses ne feront que décrire l'évolution de la barre interne. Le trait de côte a été extrait environ tous les 15 jours depuis le mois d'avril 2011 pendant 5 années consécutives. Sur le site de Sète, les erreurs de mesure sur la position des barres sableuses et du trait de côte sont estimées à 12 et 5 m respectivement sur l'ensemble de la période de suivi (section 4.3.2). Pour la station vidéo de Narrowneck, pendant plus de 9 ans, des images *timex* sont enregistrées à marée basse, à partir desquelles les positions des barres internes et externes ont été extraites chaque jour avec une précision du même ordre que sur le site de Sète (*Ruessink et al.*, 2009). Les traits de côte sont extraits environ tous les 7 jours à marée basse (*Ruessink et al.*, 2009).

Les positions moyennes des barres sableuses et du trait de côte ont été calculées dans des secteurs géographiques différents pour chacun des sites ; au droit de l'ouvrage et à plusieurs centaines de mètres de celui-ci sur une tranche de côte non perturbée (Fig. 7.3). À Sète, la longueur des secteurs est définie sur 1 km et dépasse largement la longueur d'onde des sinuosités observées, que ce soit au niveau de la barre interne ou du trait de côte, ce qui permet de filtrer leur influence lors du calcul de la position *cross-shore* moyenne. À Narrowneck, la longueur des secteurs est définie sur 200 m et reste potentiellement inférieure à celle de la longueur d'onde des barres en croissant. Le calcul a donc également été réalisé sur une section de 2,5 km de long (S5, Fig. 7.3b), afin de contrôler le biais induit par les morphologies non linéaires. Pour chacun des sites étudiés, les positions des barres sableuses et du trait de côte ont été estimées par rapport à une ligne fixe positionnée approximativement sur le pied de dune (ligne pointillée rouge, Fig. 7.3). Les résultats sont comparés entre chaque secteur afin de caractériser le rôle des ouvrages sur la dynamique *cross-shore* des barres sableuses et du trait de côte dans leur environnement respectif. Afin d'isoler la variabilité annuelle de la position du trait de côte et d'en retirer les variations saisonnières, un filtre de Hamming de demi-largeur 365 jours est appliqué.

#### b) Stratégie de modélisation

Ces dernières années, une des principales limitations des modèles morphodynamiques 2DH est la représentation du transport sédimentaire *cross-shore* pour lequel on considère souvent un équilibre des flux sédimentaires *cross-shore* induits par les asymétries des vagues, le courant de retour et les effets gravitaires de pente (*Castelle and Ruessink, 2011*). Cependant, nous mettons en évidence dans cette section l'importance des processus *cross-shore* dans la dynamique à court et moyen terme du profil de plage, en particulier le déséquilibre en faveur du courant de retour qui constitue le moteur de la migration rapide vers le large des barres sableuses durant les périodes de tempête. Dans ce sens, le modèle *2Dbeach*, qui inclut le rôle des non-linéarités des vagues et du courant de retour permet d'explorer la dynamique *cross-shore* des barres suite à la mise en place d'un ouvrage immergé. L'efficacité du modèle à simuler des séquences de tempête et notamment la migration des barres vers le large sera discutée.

#### Définition des scénarios :

Pour chaque site d'étude, une grille régulière est considérée sur une résolution horizontale de 10 et 20 m dans les directions *cross-shore* et *longshore*, respectivement. Alors que la limite du modèle est située près du houlographe à Narrowneck, la réfraction du

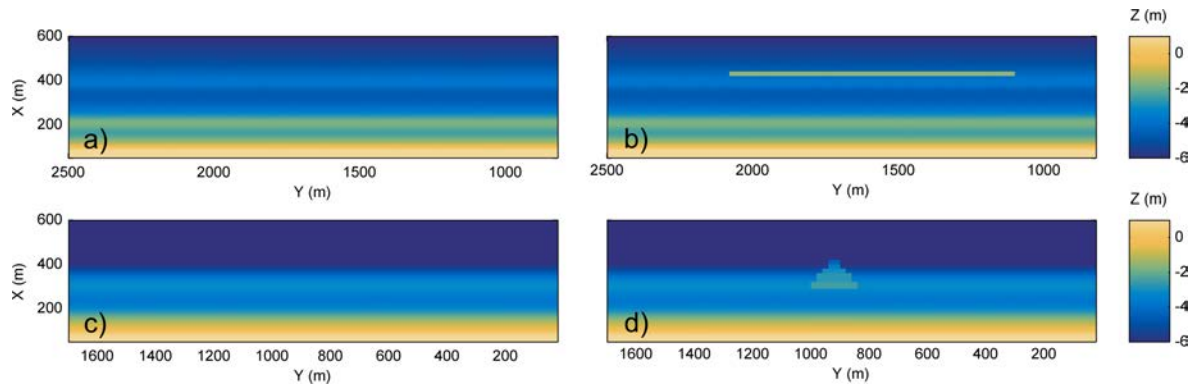


Fig. 7.4 Grilles numériques de la plage de Sète (a, b) et de Narrowneck (c, d) réalisées à partir de profils de plage mesurés quelques semaines ou quelques mois avant la tempête simulée. Les ouvrages immergés sont implémentés sur les grilles de façon schématique en respectant du mieux possible leurs formes et positions respectives.

champ de vagues depuis le houlographe de Sète jusqu'à la plage est auparavant réalisée sur une grille plus grande emprise avec le modèle *SWAN* (section 7.2.1). Les simulations sont effectuées pendant des épisodes de tempête caractéristiques qui entraînent la migration des barres sableuses vers le large. Pour chaque site d'étude, la morphologie initiale de la plage correspond à un système double barres uniforme sur le *longshore* avec un profil de plage basé sur un levé bathymétrique réalisé quelques semaines ou quelques mois avant la tempête (Fig. 7.4a et c). Les ouvrages ont été implémentés ou non sur la grille numérique en fonction de la simulation présentée. Même si leur implémentation est relativement schématique, les caractéristiques principales de chacun des ouvrages ont été respectées (Fig. 7.4b et d).

### Calibration du modèle :

La taille du sédiment ( $D_{50}$ ) est défini comme spatialement constant et choisie selon les caractéristiques des plages de la *Gold Coast* ( $250 \mu\text{m}$ ) et de la plage de Sète ( $200 \mu\text{m}$ ). Les coefficients  $C_w$ ,  $C_c$ ,  $C_f$  et  $K_a$  qui mesurent la contribution de chaque mode de transport correspondant à  $Q_w$ ,  $Q_c$ ,  $Q_{Cf}$  et  $Q_{Ka}$  respectivement (section 3.3.2) ont été ajustés par une analyse de sensibilité réalisée pour chacun des deux sites. À partir des coefficients fixés par défaut ( $C_w : C_c : C_f : K_a = 0,08 : 0,08 : 0,24 : 0$ ) choisis par *Dubarbier et al.* (2017) pour reproduire une séquence *downstate* complète (section 3.3.3), nous avons choisi d'adopter un coefficient  $C_w$  très faible par rapport à  $C_c$  pour chacun des deux sites, afin de donner plus d'importance au mode de transport lié au courant moyen et plus particulièrement au courant de retour, qui contrôle les migrations des barres vers le large (Table 7.1). En comparant avec les valeurs par défaut, un coeffi-

cient  $Cf$  relativement faible est nécessaire pour limiter le développement d'instabilités à proximité des ouvrages considérés alors comme des mailles non érodables.

Table 7.1 – Paramétrage des coefficients pour le modèle morphodynamique.

Site	Cc	Cw	Cf	Ka
Default	0.08	0.08	0.24	0.0
Lido de Sète	0.08	0.005	0.16	0.0
Narrowneck	0.04	0.005	0.16	0.0

### 7.3.4 Résultats

#### a) Observation de la dynamique *cross-shore* des barres sableuses

La Fig. 7.5 donne un aperçu de la dynamique *cross-shore* des barres sur le Lido de Sète. Comme décrit précédemment au chapitre 6, nos résultats montrent un changement de comportement important suite à l'installation de l'ouvrage (ligne verticale, Fig. 7.5b, c et d). Initialement, la barre sableuse présente des évolutions similaires dans le secteur protégé et adjacent (Fig. 7.5c) alors qu'elles se trouvent positionnées à des distances différentes de la côte (100 m contre 240 m, respectivement). Après la mise en place de l'ouvrage, la migration totale de la barre vers le large a été bien supérieure dans le secteur adjacent (75 m) par rapport à celle enregistrée dans le secteur protégé (25 m). La tempête de décembre 2013 entraîna alors la rupture de la barre. Cette nouvelle configuration de l'avant-côte a forcé le développement puis la migration vers le large d'une nouvelle barre dans le secteur adjacent qui s'est progressivement alignée à la barre du secteur protégé par l'atténuateur (Fig. 7.5b et c).

La même analyse a été réalisée à Narrowneck et est illustrée (Fig. 7.6). Comme précédemment décrit par *Ruessink et al.* (2009), la barre externe réagit aux épisodes de tempêtes en migrant vers le large avec un taux qui dépend souvent des conditions de vagues. La barre interne semble suivre les évolutions de la barre externe et présente donc une dynamique assez similaire générée essentiellement par les tempêtes. La tempête qui a eu lieu en Mai 2000 (E1, Fig. 7.6a), où les vagues dépassent 2 m de hauteur significative, fournit un bon exemple pour illustrer cette dynamique dont les différentes étapes sont décrites par la Fig. 7.7. Pendant la tempête, la barre externe migre brutalement d'une cinquantaine de mètres vers le large (Fig. 7.6b et Fig. 7.7a-b). Cet épisode est suivi par la migration de la barre interne qui vient progressivement (en quelques semaines) remplacer l'ancienne barre externe, qui a entre-temps dégénéré (Fig. 7.6b et Fig. 7.7b-f). Pendant cette phase de migration, la plage est vulnérable car elle reste privée pendant un certain temps du système double barres initial. Le bas de plage est alors souvent érodé

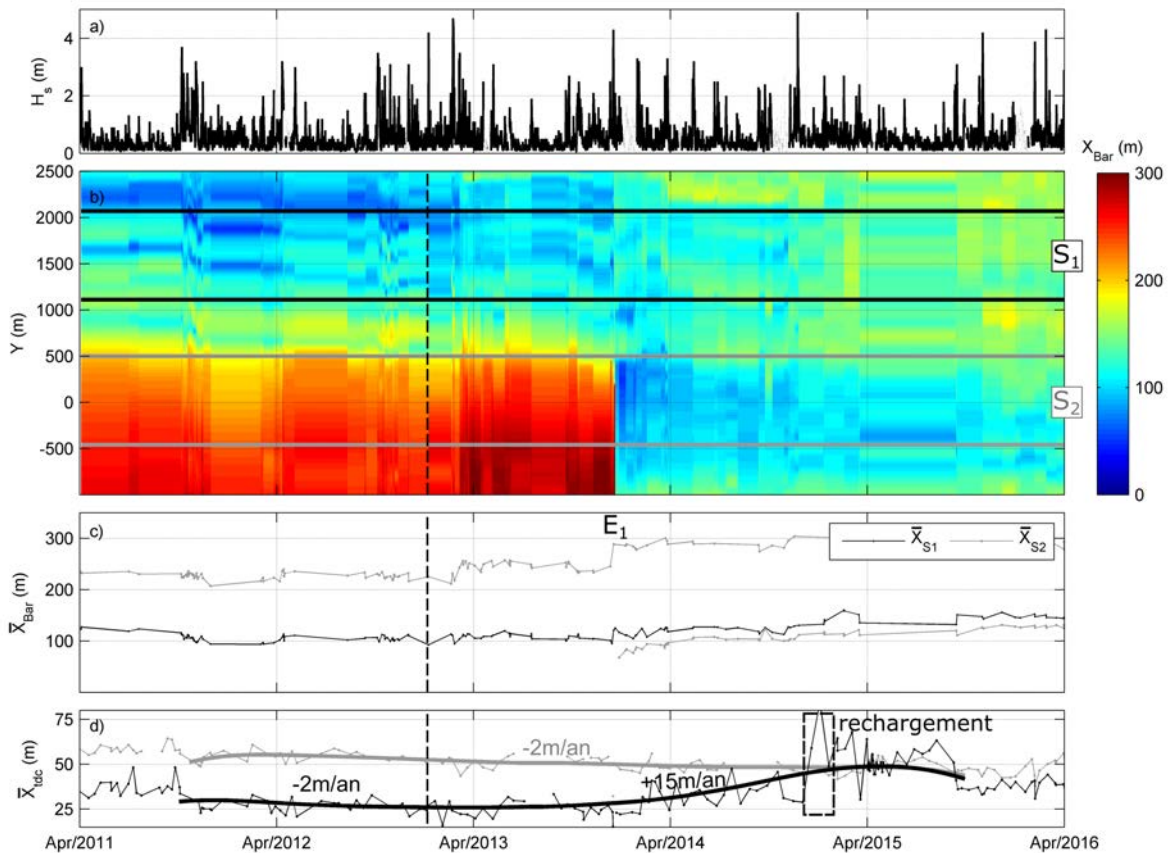


Fig. 7.5 Dynamique cross-shore des barres sableuses et du trait de côte sur le Lido de Sète. (a) Hauteur significative des vagues  $H_s$  mesurée au large, (b) position cross-shore de la barre interne  $X_{bar}$  en fonction de sa position longitudinale  $Y$ , (c) position cross-shore moyenne de la barre interne ( $\bar{X}_{bar}$ ) calculé sur un secteur localisé au droit de l'ouvrage ( $\bar{X}_{s1}$  en noir) et à plus de 1 km sur la côte adjacente ( $\bar{X}_{s2}$  en gris) avec en pointillé la date illustrant la mise en place de l'ouvrage. (d) Évolution de la largeur de plage moyenne calculé dans les deux secteurs avec en traits épais la composante interannuelle du signal.

pendant cette période mais permet le développement d'une nouvelle barre proche de la côte qui vient se substituer à la barre interne quelques semaines plus tard (Fig. 7.6b et Fig. 7.7f). Au cours de la période de suivi, Ruessink et al. (2009) décrit plusieurs autres épisodes présentant une telle dynamique ( $E2$  et  $E3$ , Fig. 7.6c). Même si la fréquence d'acquisition est nettement plus élevée à Narrowneck qu'à Sète, il est frappant de voir à quel point les temps de réponse morphologique sont différents entre les deux plages.

Si une telle dynamique a déjà été décrite à Narrowneck dans le secteur adjacent au récif artificiel (e.g. Castelle et al., 2007; Ruessink et al., 2009), l'influence de l'ouvrage sur le cycle *NOM* n'avait encore pour le moment jamais été étudié. Contrairement à ce que



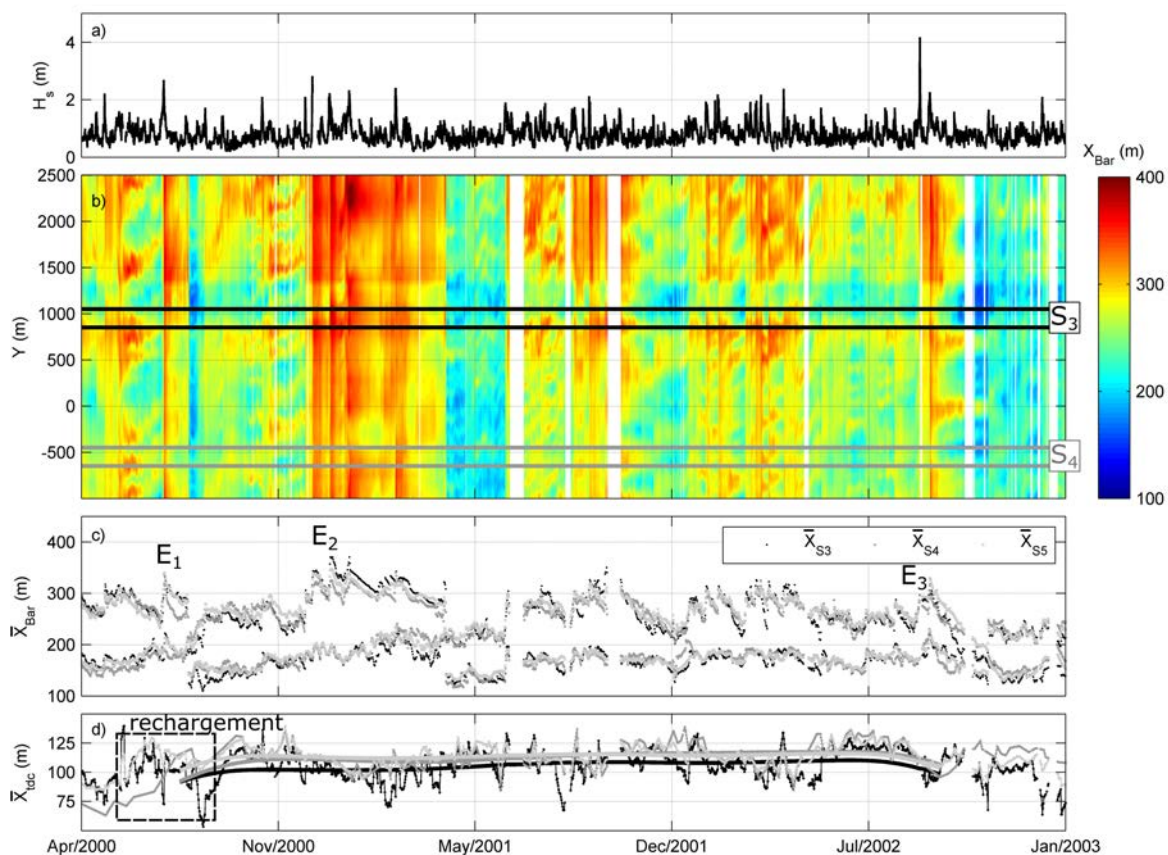


Fig. 7.6 Dynamique cross-shore des barres sableuses et du trait de côte à Narrow-neck. (a) Hauteur significative des vagues  $H_s$  mesurée au large, (b) position cross-shore de la barre externe  $X_{bar}$  en fonction de sa position longitudinale  $Y$ , c) position cross-shore moyenne du système double barres ( $\bar{X}_{bar}$ ) calculé sur différents secteur : au droit de l'ouvrage ( $\bar{X}_{s1}$  en noir), à plus de 1 km sur la côte adjacente ( $\bar{X}_{s2}$  en gris) et sur toute la zone d'étude  $\bar{X}_{s3}$  en gris clair. c) Évolution de la largeur de plage moyenne calculé dans les deux secteurs avec en traits épais la composante interannuelle du signal.

l'on observe sur la plage de Sète, la dynamique des barres ne semble pas être affectée par la présence du récif artificiel et présente une réponse très homogène longitudinalement (Fig. 7.6b et c). Pourtant, une inspection détaillée des images disponibles montre que les vagues déferlent systématiquement sur le récif pendant les tempêtes ou même au cours d'événements plus modérés (Fig. 7.7), réduisant ainsi l'énergie des vagues à proximité des barres ce qui aurait pu favoriser leur stabilité. S'il est parfois difficile de distinguer la position de la barre externe de la zone de déferlement des vagues dans la zone du récif en fin de cycle *NOM*, la barre interne quant à elle reste clairement identifiable et est capable de migrer vers le large sur plusieurs dizaines de mètre malgré la présence du récif (Fig. 7.7). Si la migration de la barre externe au-delà du récif artificiel n'est

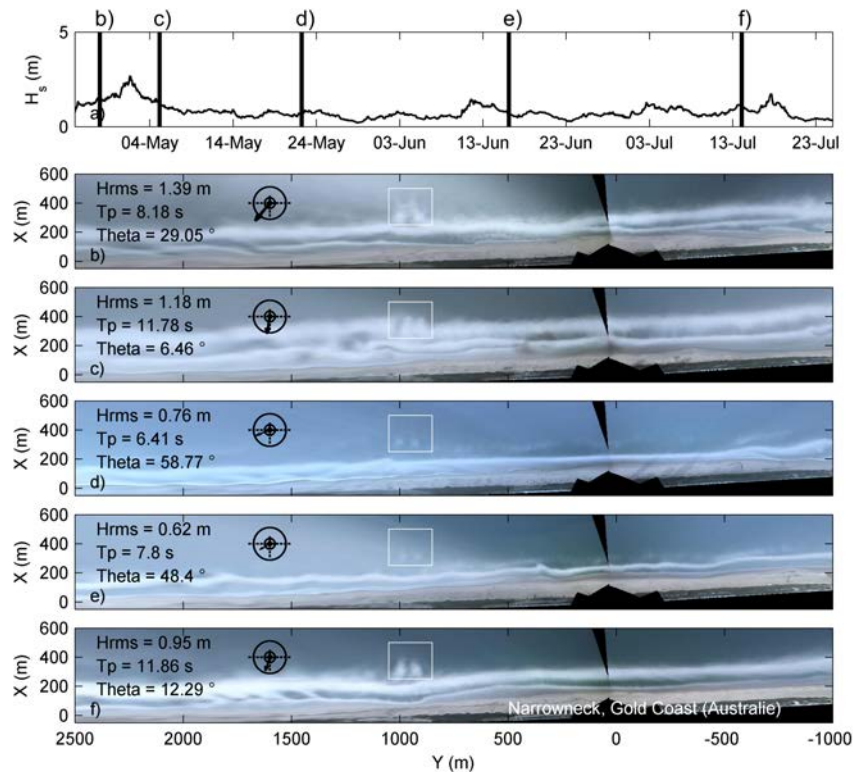


Fig. 7.7 Séquence de *NOM* observée à Narrowneck pendant la tempête de Mai 2000 (E1, Fig. 7.9c). a) Hauteur significative des vagues mesurée par le houlographe et (b-f) séries d'images *timex* permettant de suivre le pattern dissipation relié à la présence des barres sableuses.

pas envisageable, sa dégénérescence, qui marque généralement la fin d'un cycle *NOM* reste possible. Une analyse plus poussée par modélisation numérique est nécessaire pour mieux évaluer l'impact réel des ouvrages mis en place sur les processus *cross-shore* de la plage de Sète et de Narrowneck.

### b) Influence sur la dynamique du trait de côte

Sur la plage de Sète, la réponse du trait de côte est complexe en raison de son couplage quasi-systématique avec les barres sableuses. Au chapitre 6, nous avons pu voir que la barre, dans le secteur de l'atténuateur de houle, répond à l'installation de la structure en se linéarisant et en s'orientant parallèlement à celui-ci. Cette dynamique se traduit au niveau du trait de côte par la disparition des sinuosités initialement présentes et par une avancée d'une quinzaine de mètres en un an, couplée avec la nouvelle morphologie de barre plus linéaire (Fig. 7.5d). Dans le secteur adjacent situé à plusieurs kilomètres de l'ouvrage, contrairement au secteur protégé, le cycle naturel *NOM* de la barre sableuse est toujours actif ce qui provoque la formation progressive d'une nouvelle

barre sableuse à la côte, induisant des taux d'érosion importants sur le trait de côte entre 2011 et 2013 ( $\sim 2$  m/an, Fig. 7.5d). Entre 2015 et la fin du suivi, la dynamique du trait de côte dans le secteur adjacent retrouve une certaine stabilité lorsque la nouvelle barre est bien développée.

Sur la plage de Narrowneck, comme sur la plage de Sète, la formation de *tombolo* n'a pas eu lieu. En revanche, nos résultats montrent que contrairement à ce qui a pu être observé à Sète, la dynamique du trait de côte reste homogène le long de la plage malgré la présence du récif artificiel. Si le trait de côte reste relativement stable à l'échelle inter-annuelle (traits épais, Fig. 7.6d), sa variabilité saisonnière est très marquée et largement influencée par le forçage de vagues et par la dynamique des barres sableuses.

Si le modèle *2DBeach*, de par son approche à phase moyennée, n'a pas été conçu pour simuler les évolutions du haut de plage et du trait de côte, la modélisation de la dynamique des barres est un point clef qui permet de diagnostiquer les évolutions plus globales de la plage, particulièrement à Sète et à Narrowneck où le couplage entre les barres d'avant-côte et le trait de côte est très marqué.

### c) Modélisation des processus

Les Fig. 7.8 et 7.9 illustrent la transformation du champ de vagues, les courants induits et le transport sédimentaires simulés pendant les tempêtes *E1* (Fig. 7.5c) au Lido de Sète et *E1* (Fig. 7.6c) à Narrowneck. Pour les deux sites étudiés, nous présentons un instantané de la simulation pendant le montant de la tempête avec et sans la mise en place des ouvrages immergés.

Dans le cas de Sète, la structure provoque le déferlement des vagues au niveau de la crête de l'ouvrage et introduit alors une force de poussée illustrée par les gradients de tension de radiation (Fig. 7.8d). Une grande partie de ce flux de masse va être transmis sous la forme de variation du niveau d'eau moyen ( $\eta$ , Fig. 7.8f). Les gradients de surface libre forment des gradients de pression qui contrebalancent, au niveau de l'atténuateur de houle, une grande partie des gradients d'excès de quantité de mouvement associé aux vagues. Le résidu des forces relié aux gradients de pression et aux gradients des tensions de radiation génère, une circulation bidimensionnelle intense aux deux extrémités de la structure (Fig. 7.8b). L'intensité de ces circulations varie en fonction de l'énergie des vagues et de leur direction, provoquant un important transport sédimentaire dirigé vers le large (Fig. 7.8h). Au droit de l'ouvrage, au niveau de la barre interne, du fait que les vagues sont complètement dissipées, les courants de retour sont très faibles et le

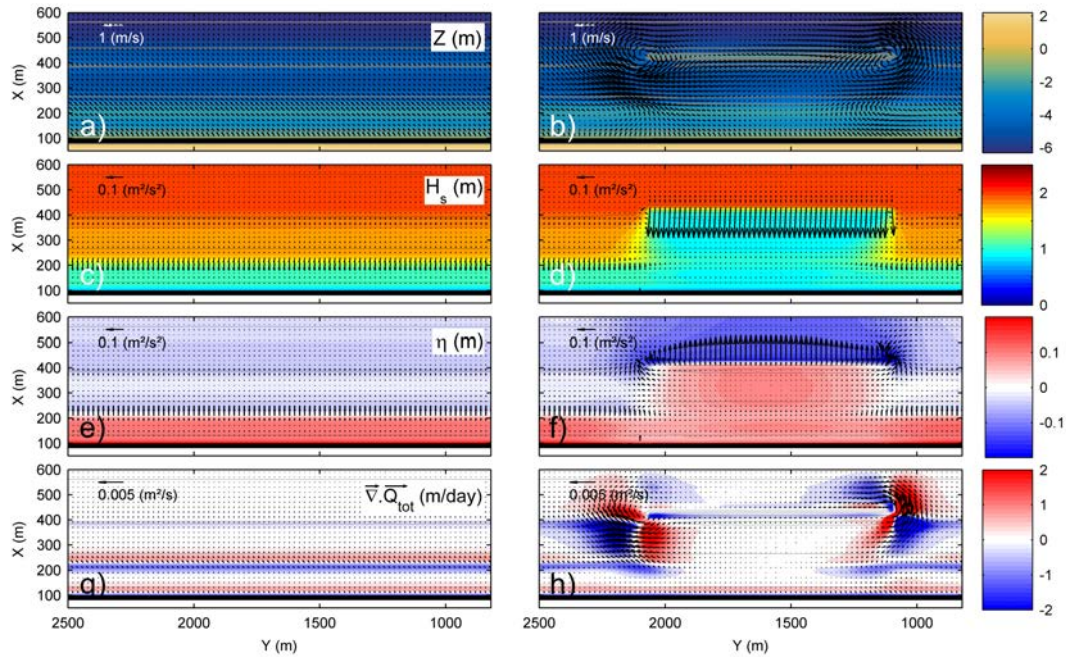


Fig. 7.8 Hydrodynamique et transport sédimentaire à Sète pendant le montant d'une tempête (voir E1, Fig. 7.5b) avec  $H_s = 2.0$  m,  $T_p = 7.0$  s et  $\theta = 164^\circ$ . La colonne de gauche (droite) correspond à un cas sans (avec) la présence de l'atténuateur de houle. (a,b) Bathymétrie et courant induit par les vagues (undertow activé). (c,d) Gradient des tensions de radiation (vecteurs) superposés à la hauteur significative des vagues (couleur). (e,f) Gradient de pression (vecteurs) superposés au champ de setup (couleur). (g, h) Transport sédimentaire associé.

transport des sédiments est quasiment nul au niveau de la crête de barre (Fig. 7.8h). Au contraire, sans la présence de l'ouvrage atténuateur de houle, le déferlement des vagues est principalement situé au-dessus de la crête de la barre interne (Fig. 7.8c), ce qui force un courant de retour important (Fig. 7.8a) et un transport sédimentaire homogène dirigé vers le large (Fig. 7.8g).

À Narrowneck (Fig. 7.9), de la même façon que sur la plage de Sète, la mise en place du récif artificiel introduit le déferlement prononcé des vagues au niveau de l'ouvrage (Fig. 7.9d). En revanche, contrairement aux résultats obtenus sur la plage de Sète, au niveau de la barre interne ( $X = 150$  m), le transport sédimentaire n'est pas clairement dépendant de la présence du récif artificiel (Fig. 7.9g et h). Alors que la structure induit clairement une réduction significative de l'énergie des vagues (Fig. 7.9d), les courants de retour restent intense au droit de l'ouvrage (Fig. 7.9b) et génèrent un motif érosion/accrétion localisé au niveau de la barre interne suggérant sa migration vers le large.

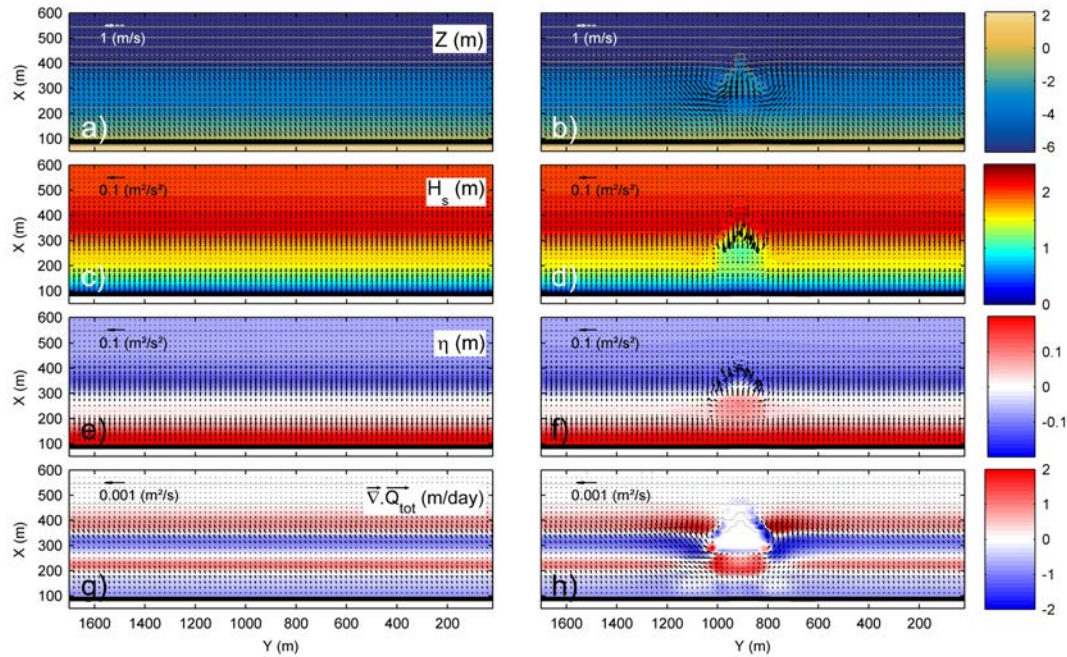


Fig. 7.9 Hydrodynamique et transport sédimentaire à Narrowneck pendant le montant d'une tempête (voir E1, Fig. 7.6b) avec  $H_s = 2.0$  m,  $T_p = 11.0$  s et  $\theta = 173^\circ$ . La colonne de gauche (droite) correspond à un cas sans (avec) la présence de l'atténuateur de houle. (a,b) Bathymétrie et courant induit par les vagues (undertow activé). (c,d) Gradient des tensions de radiation (vecteurs) superposés à la hauteur significative des vagues (couleur). (e,f) Gradient de pression (vecteurs) superposés au champ de setup (couleur). (g,h) Transport sédimentaire associé.

#### d) Évolution morphodynamique

Les Fig. 7.10 et 7.11 montrent respectivement les résultats du modèle pour Sète (au droit de l'ouvrage atténuateur de houle) et Narrowneck (dans un secteur non perturbé par le récif artificiel) au cours d'un épisode de tempête qui entraîna sur chacun des sites la migration des barres vers le large (voir E1, Fig. 7.5b et E1, Fig. 7.6b). Nous avons choisi de présenter ces simulations afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire à la fois, la stabilité de la barre interne à Sète derrière l'ouvrage, et la migration nette vers le large sur un secteur non perturbé par le récif artificiel à Narrowneck.

À Sète, lorsque la hauteur des vagues est suffisamment importantes ( $H_s > 1$  m, Fig. 7.10b), les vagues déferlent sur l'ouvrage en induisant un courant plutôt dirigé vers la côte (20 cm/s, Fig. 7.10c). Dans la zone de la barre interne ( $X = 200$  m), les vagues ne déferlent pas sur la barre et ne génèrent aucun courant significatif. Selon nos observations (ligne noire), la crête de la barre sableuse est restée stable ce qui est bien reproduit par le modèle (Fig. 7.10d).

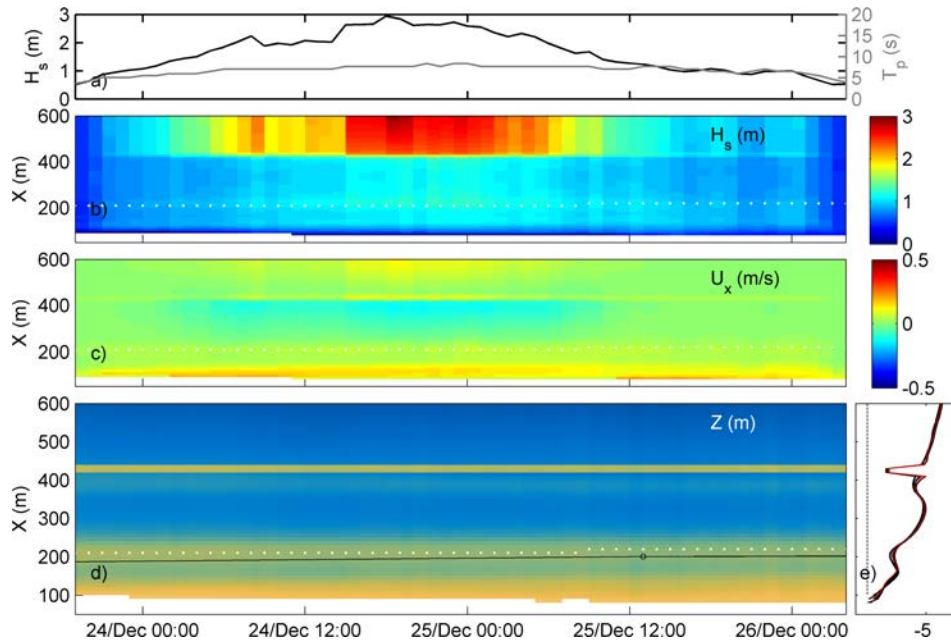


Fig. 7.10 Simulation de l'évolution du profil de la plage au Lido de Sète dans le secteur de l'atténuateur de houle lors d'une tempête (voir E1, Fig. 7.5b). a) Séries temporelles du forçage de vagues ( $H_s$  et  $T_p$ ). Diagramme spatiotemporel b) des hauteurs significatives des vagues, c) de la composante cross-shore du courant et d) de l'évolution du fond. La ligne blanche (points noirs) indique la position simulée (mesurée) de la crête de la barre interne. e) Évolution du profil de plage avec les profils initiaux et finaux marqués en noir et rouge, respectivement.

À Narrowneck, la barre externe était initialement positionnée à quelques centaines de mètre du rivage ( $X = 320$  m), avec une crête située à environ 4 m de profondeur (Fig. 7.11e). Pendant la tempête, des vagues énergiques ( $H_s > 2$  m) déferlent à marée basse sur la barre externe ( $X = 350$  m, Fig. 7.11b). A marée haute, le déferlement des vagues est localisée dans une zone plus proche de la côte, au niveau de la barre interne ( $X = 200$  m, Fig. 7.11b). La dissipation de l'énergie des vagues induit un courant relativement intense ( $> 0.2$  m/s) dirigé vers le large (Fig. 7.11c) oscillant dans l'espace selon le niveau de marée. La migration de la barre externe vers le large est alors systématiquement plus rapide à marée basse.

En accord avec nos observations (point noirs), le modèle parvint à reproduire la migration de la barre externe. Nos résultats montrent que le transport sédimentaire, conduisant à l'érosion et à la migration vers le large de la crête de la barre, est initiée lorsque les vagues dépassent une hauteur significative de 1.5 m. A la suite de la tempête, la morphologie de la barre externe reste stable pour des vagues moins hautes. Plus proche de la côte, au niveau de la barre interne, le modèle et les observations montrent

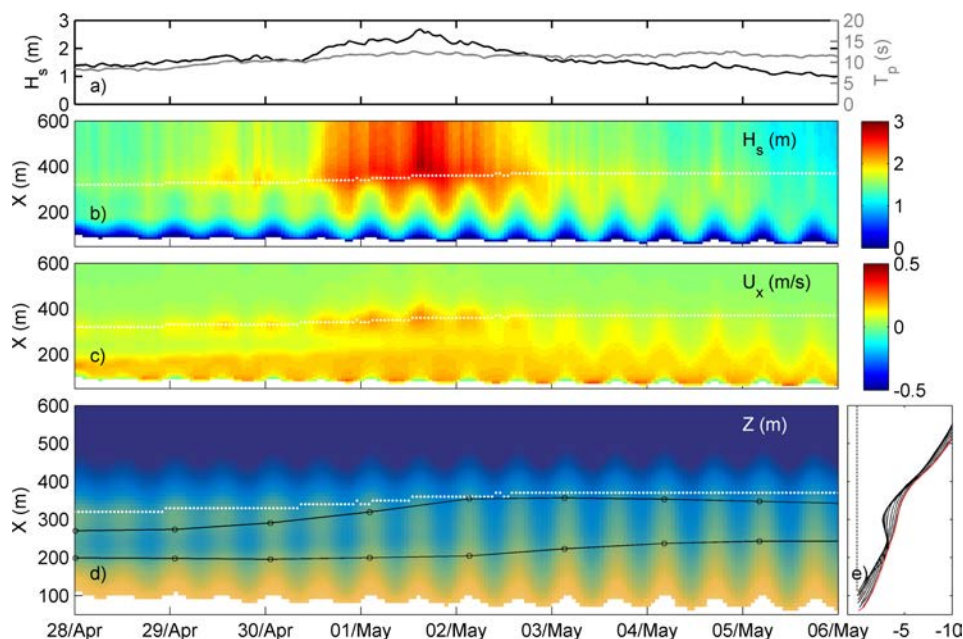


Fig. 7.11 Simulation de l'évolution du profil de la plage à Narrowneck dans le secteur adjacent au récif artificiel lors d'une tempête (voir E1, Fig. 7.6b). a) Séries temporelles du forçage de vagues ( $H_s$  et  $T_p$ ). Diagramme spatiotemporel b) des hauteurs significatives des vagues, c) de la composante *cross-shore* du courant et d) de l'évolution du fond. La ligne blanche (points noirs) indique la position simulée (mesurée) de la crête de la barre interne. e) Évolution du profil de plage avec les profils initiaux et finaux marqués en noir et rouge, respectivement.

que l'initiation du transport sédimentaire dirigé vers le large semble déphasée de plusieurs heures à celui de la dynamique de la barre externe. Si la simulation parvient à reproduire la dynamique globale des barres sableuses, la migration offshore de la barre externe reste largement sous-estimée par rapport à nos observations (50 %) et induit systématiquement un lissage du profil de plage qui sera discuté section 7.3.5.

La Fig. 7.12 présente les résultats des simulations obtenus à Sète et à Narrowneck le long d'un profil transversal au droit de l'ouvrage pour des configurations avec (courbes bleues) et sans (courbes rouges) la mise en place des structures immergées. Alors, qu'à Sète, la dynamique *cross-shore* des barres sableuses est clairement inhibée par la mise en place de l'ouvrage atténuateur de houle, à Narrowneck, la dynamique des barres est restée identique malgré la mise en place du récif artificiel. A Sète, sans la présence de l'ouvrage, la crête de la barre interne est largement érodée ( $\sim 1$  m) et migre vers le large ( $\sim 50$  m) sur une durée de 2.4 jours (Fig. 7.12a, courbe rouge). L'implémentation de l'ouvrage immergé induit de façon clair la stabilité de la barre interne qui reste à sa position en conservant le même volume (Fig. 7.12a, courbe bleue). A Narrowneck,

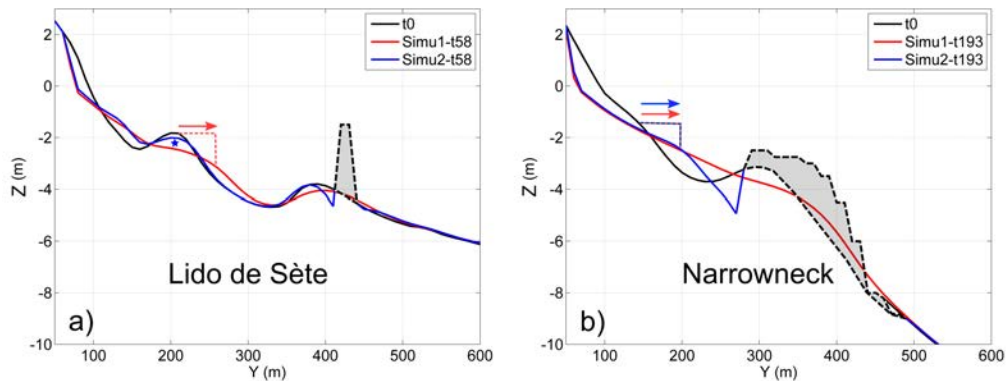


Fig. 7.12 Simulation de l'influence des ouvrages immergés sur la dynamique *cross-shore* du profil de plage à Sète (a) et Narrowneck (b) pendant des tempêtes entraînant la migration des barres vers le large (épisode E1, Fig. 7.5b et Fig. 7.6b). Le profil initial est indiqué en noir avec l'ouvrage implémenté en pointillé. Le profil rouge (bleu) illustre les profil de plage obtenus sans ou avec la présence de l'ouvrage.

au contraire, mise à part une érosion importante localisée à quelques mètres du pied de l'ouvrage, et correspondant à un affouillement provoqué par le déferlement incessant des vagues, l'implémentation du récif artificiel n'induit aucune modification sur la dynamique de l'avant-côte (Fig. 7.12b, courbe bleue).

### 7.3.5 Discussion

Les observations et les simulations présentées à Sète et à Narrowneck montrent que l'implémentation d'un ouvrage immergé ne modifie pas nécessairement la dynamique *cross-shore* des barres sableuses et plus particulièrement les cycles *NOM* qui influencent largement la réponse du trait de côte depuis l'échelle de la tempête aux cycles pluriannuelles. A Sète, le blocage ou l'altération de cette dynamique par un ouvrage immergé induit alors inévitablement la réduction des oscillations saisonnières et interannuelles de la plage émergée. A Narrowneck, comme la dynamique des barres n'est pas modifiée par le récif artificiel mis en place, le trait de côte reste couplé avec le système de barre qui poursuit son cycle *NOM* naturel. D'autres simulations ont alors été réalisées afin de déterminer les facteurs pouvant conduire à de telles divergences, notamment en interchangeant les structures sur chacun des sites étudiés tout en conservant les forçages de vagues et les morphologies caractéristiques de chacun d'entre eux (Fig. 7.13).

La mise en place schématique du récif artificiel de Narrowneck sur la grille numérique de Sète (Fig. 7.13a), n'a pas eu réellement d'effet sur la morphologie de la plage. La dynamique *cross-shore* du profil de plage reste similaire à une situation sans ouvrage. Au contraire, la mise en place de l'ouvrage atténuateur de houle de Sète sur la grille



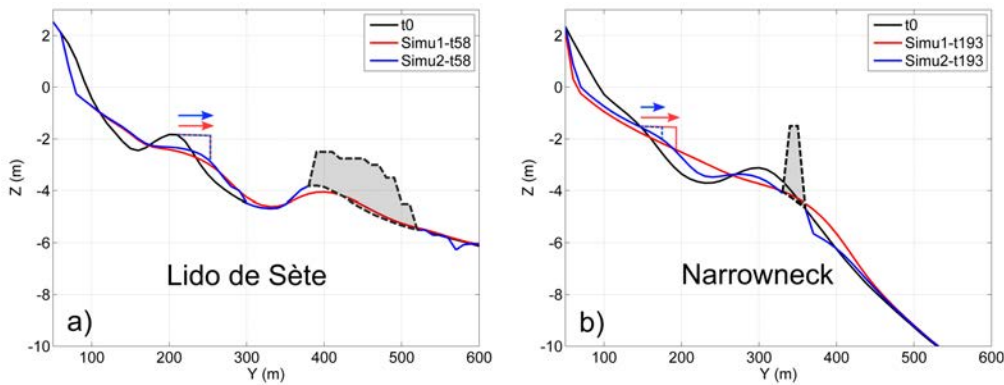


Fig. 7.13 Simulation de l'influence des ouvrages immergés (inter-changés sur chacun des deux sites) sur la dynamique *cross-shore* du profil de plage à Sète (a) et Narrowneck (b) pendant des tempêtes entraînant la migration des barres vers le large (épisode E1, Fig. 7.5b et Fig. 7.6b). Le profil initial est indiqué en noir avec l'ouvrage implémenté en pointillé. Le profil rouge (bleue) illustre les profil de plage obtenus sans ou avec la présence de l'ouvrage.

numérique de *Narrowneck* a légèrement pu ralentir la dynamique *cross-shore* du profil de plage ainsi que l'érosion de la barre interne. Nos résultats suggèrent que la profondeur de l'ouvrage de Sète, légèrement plus proche de la surface, est un facteur déterminant qui doit être pris en compte lors de l'installation d'ouvrages de type atténuateur de houle.

Cependant, si l'ouvrage installé sur la plage de Sète contribue de façon clair à la stabilité de la dynamique *cross-shore* de la barre interne (Fig. 7.12a), son implémentation schématique sur la grille de Narrowneck, à une position pourtant équivalente (au niveau de la barre externe), n'a pas eu un effet si convainquant (Fig. 7.13b). Alors que pendant des années, la recherche du positionnement ou du *design* optimal de la structure à mettre en place n'a été réalisée que sur des considérations de très courtes échelles temporelles (souvent à l'échelle d'une vague), le résultat que nous montrons permet d'introduire les effets d'autres facteurs plus complexes. Si la hauteur significative des vagues est quasiment identique pour les deux tempêtes simulées à Sète ou à Narrowneck, la période des vagues et la durée d'exposition à une houle énergétique est plus importante à Narrowneck. Aussi, l'amplitude de la marée sur le site de Narrowneck (jusqu'à 2 m) permet à certaines vagues pourtant assez hautes de franchir l'ouvrage sans véritablement déferler. A marée haute, ces vagues peuvent alors se propager vers des zones moins profondes jusqu'à la barre interne où elles déferlent en induisant un transport sédimentaire dirigé vers le large. Enfin, la morphologie initiale du profil de plage, c'est à dire, au moment où la structure est installée, doit également être prise en compte. Si, comme à Narrowneck, la plage se trouve en fin de cycle *NOM*, alors l'ouvrage pourtant efficace sur une barre

interne bien développée et volumineuse, pourrait en montrer bien moins sur une barre en fin de vie qui migre malgré sa présence.

Bien que le modèle *2DBeach* parvienne à simuler la migration des barres sableuses vers le large pendant les tempêtes, le coefficient de friction associé au mode de transport sédimentaire lié au courant moyen (Table 7.1) nécessite d'être largement rehaussé par rapport à celui fixé dans une séquence *downstate* (section 3.3.3). En surestimant la contribution du mode de transport associé au courant, le profil de plage a tendance à se lisser après plusieurs jours de simulation. Malgré une meilleure représentation des flux sédimentaires *cross-shore* dans le modèle *2DBeach* par rapport aux autres modèles 2DH traditionnellement utilisés, cette section montre que le modèle rencontre toujours des difficultés à simuler les phases *upstate* pendant les tempêtes. Néanmoins, les simulations présentées ici ont été réalisées avec, et sans la présence de l'ouvrage, pour des configurations calibrées à l'identique. Ainsi, la limitation évoquée ne remet pas réellement en cause les résultats principaux et le diagnostic final réalisé.

## 7.4 Tridimensionnalisation des barres sableuses

### 7.4.1 Introduction

Si le modèle présente encore des difficultés pour simuler les séquences érosives du profil de plage pendant les tempêtes, l'introduction récente des processus *cross-shore* en particulier de ceux reliés à l'action de l'asymétrie des vagues et du courant de retour, a permis de simuler une séquence d'accrétion complète à partir d'une morphologie post-tempête (*Dubarbier et al.*, 2017). Cette séquence est caractérisée par le développement rapide d'instabilités morphodynamiques faisant alors apparaître une barre entrecoupée de chenaux de vidange (section 3.3.3). Les simulations présentées en section 7.2.3 montrent que la présence d'un ouvrage de type atténuateur de houle empêche le développement de ces instabilités et la formation de systèmes barre/chenaux au droit de l'ouvrage. Cette dynamique a été observée à Sète (section 6.4), et se traduit au niveau du trait de côte par la disparition des sinuosités initialement présentes couplées avec la nouvelle morphologie de barre plus linéaire. Cette section propose alors d'évaluer l'influence de certaines caractéristiques d'un ouvrage atténuateur de houle sur le développement de ces morphologies tridimensionnelles observées sur les barres sableuses.

### 7.4.2 Configuration et stratégie de modélisation

La stratégie de modélisation implémentée sur cette section reproduit celle présentée en discussion de l'article inséré section 7.2 (*Bouvier et al.*, 2019b). Le profil initial s'apparente à un profil moyen similaire à celui de la plage de Sète uniforme le long de la côte, sur lequel est superposé (ou non) un ouvrage atténuateur de houle en faisant varier sa position  $X_B$  ou ses caractéristiques comme sa longueur  $L_B$  et la profondeur de sa crête  $C_B$ . Le modèle *SWAN* est configuré de façon à générer un forçage stationnaire de vagues obliques ( $\theta = 15^\circ$ ) caractérisé par des hauteurs significatives  $H_s = 1.5$  m et une période pic  $T_p = 9$  s. L'étalement directionnel  $\Delta\theta$  du spectre au large est défini à  $20^\circ$ . Le niveau d'eau associé aux variations de la marée reste constant. Le modèle hydrodynamique est calibré selon *Bouvier et al.* (2019b) et les coefficients relatifs aux formules de transport ont été paramétrés selon *Dubarbier et al.* (2017). Le pas de temps morphodynamique est fixé à 1 h, la grille de calcul est définie sur un maillage régulier  $dX = 10$  m et  $dY = 20$  m, qui s'étend sur 1.7 km le long de la côte et 560 m au large (Fig. 7.14a). Le diamètre moyen des sédiments est uniforme, défini par un  $D_{50} = 200$   $\mu m$ .

### 7.4.3 Influence du positionnement et des caractéristiques de l'ouvrage

Pour chacune des simulations réalisées, la morphologie initiale de la plage à  $t = 0$  h est illustrée à gauche, tandis que celle obtenue après 50 h de simulation est présentée à droite (Fig. 7.14 et 7.15). A l'état naturel, sans la présence d'un ouvrage atténuateur de houle, nous observons la formation de chenaux transverses de faible profondeur qui coupent la zone de la fosse et qui constituent des axes préférentiels pour l'écoulement des masses d'eau vers le large (Fig. 7.14b). Les courants moyens entrant dans ces chenaux vont s'accélérer et accentuer les flux de sédiments vers le large ce qui va éroder davantage les chenaux. Cette rétroaction positive va continuer jusqu'à ce qu'un équilibre soit trouvé, autour de  $t = 200$  h (non présenté ici). Alors que le développement des instabilités converge vers un équilibre assez rapidement, les chenaux continuent de migrer longitudinalement en raison de l'angle d'incidence des vagues assez élevé.

Les simulations présentées (Fig. 7.14) montrent que quelle que soit la position de l'ouvrage atténuateur de houle, le développement des morphologies tridimensionnelles au droit de l'ouvrage est inexistant (Fig. 7.14d,f,g,j). Au contraire la barre reste complètement uniforme longitudinalement et a tendance à migrer assez rapidement vers la plage. Le développement de ces instabilités morphodynamiques restent par contre très marqué aux deux extrémités de l'atténuateur de houle et apparaît très rapidement

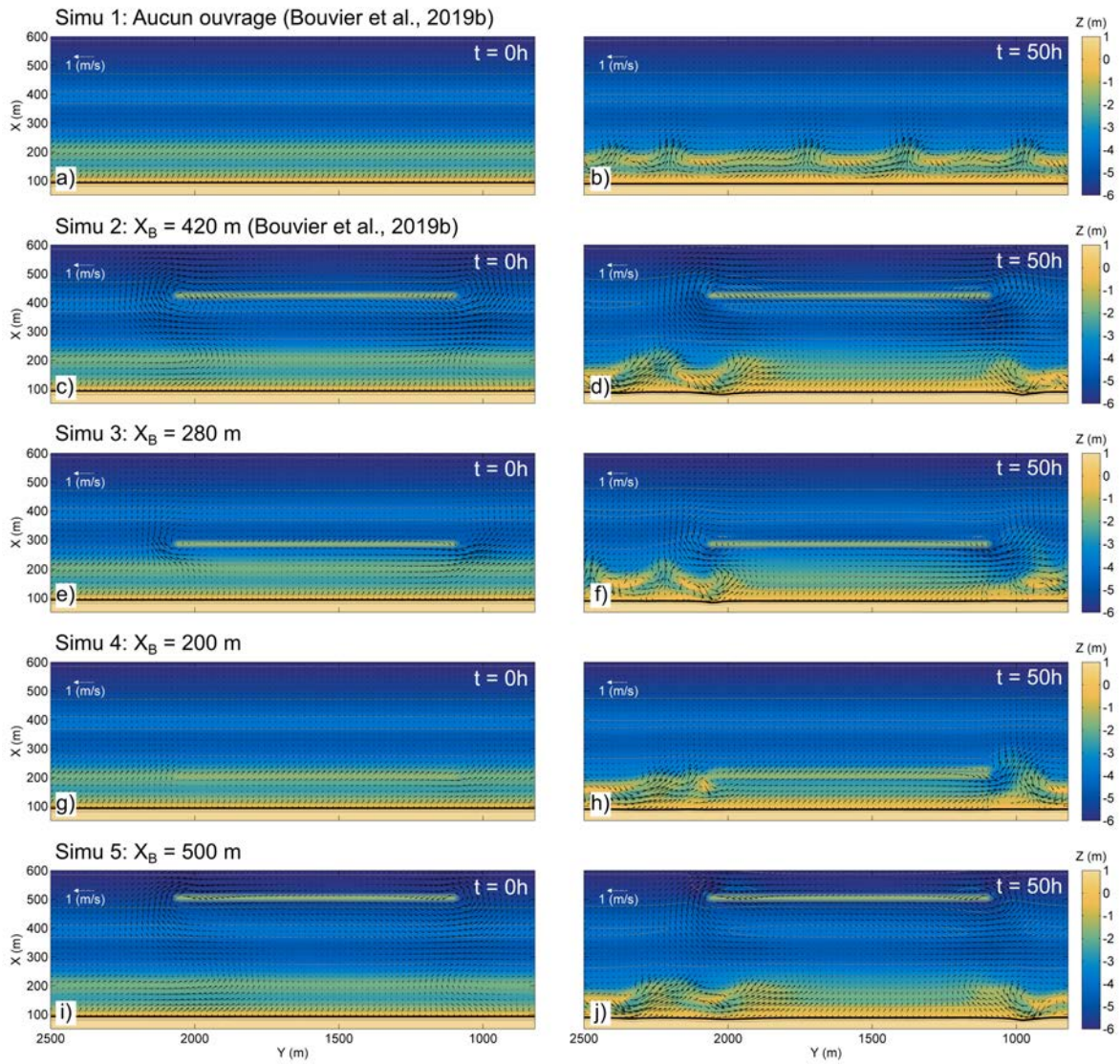
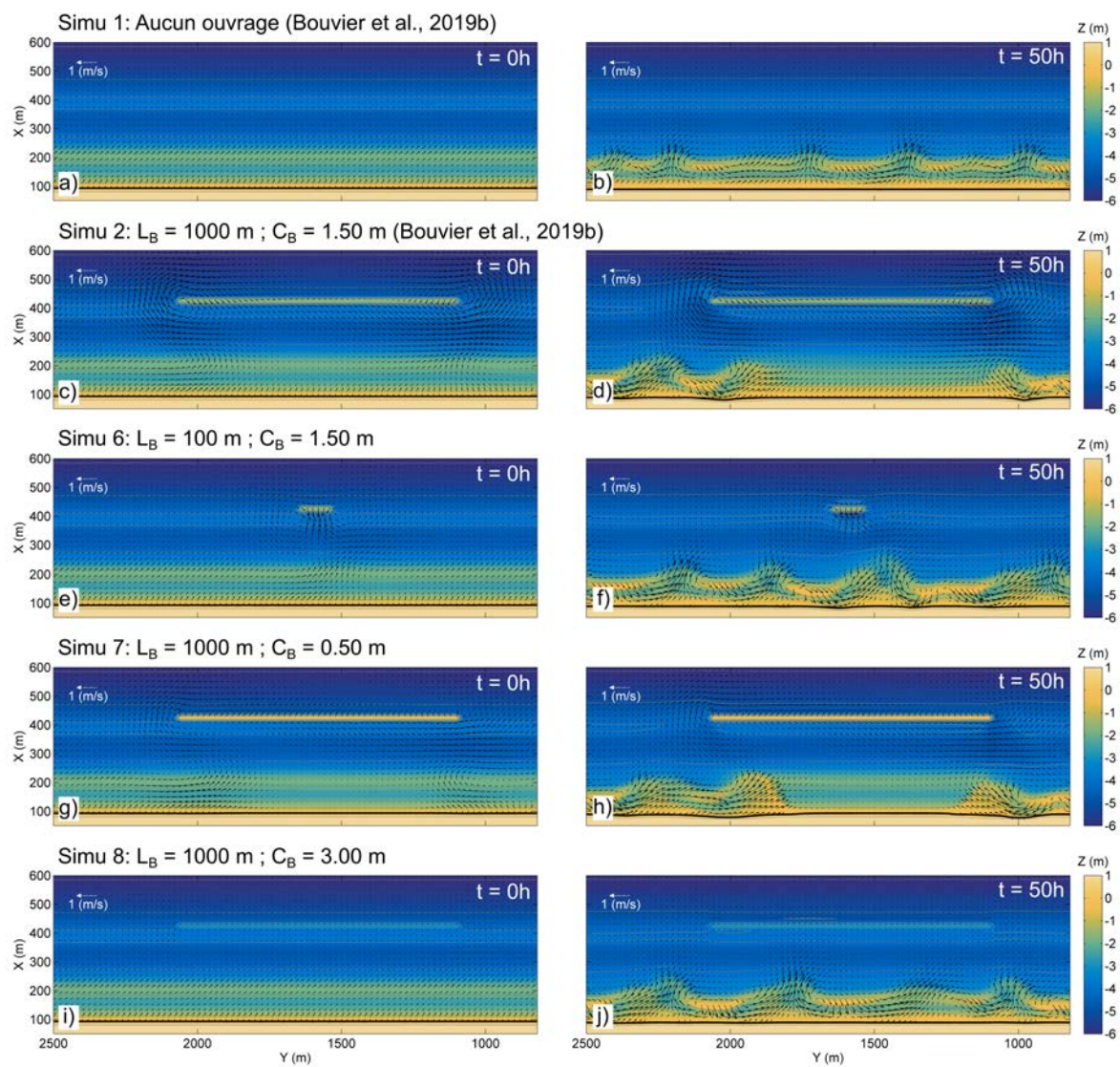


Fig. 7.14 Influence du positionnement d'un atténuateur de houle sur la tridimensionnalisation des barres sableuses. Morphologie de la plage avec superposées les circulations induites par les vagues pour un forçage stationnaire avec  $H_s = 1.5$  m,  $T_p = 8$  s et  $\theta = 15^\circ$  à  $t = 0$  h (à gauche) et  $t = 50$  h (à droite).



dès 20 h de simulation (non présenté ici), c'est à dire deux fois plus tôt que pour une configuration "dite naturelle" non perturbée. Selon la position de l'ouvrage, les cellules de circulations générées par le différentiel de dissipation de l'énergie des vagues peuvent évoluer vers des géométries assez circulaires lorsque l'ouvrage est situé proche de la barre (Fig. 7.14f) ou plus plates lorsqu'il se trouve à une position éloignée (Fig. 7.14j). Selon la structure de ces cellules, le développement des instabilités sur les bords de l'ouvrage peut alors évoluer vers des formes plus ou moins allongées (Fig. 7.14f,j). Lorsque l'ouvrage est situé au-dessus de la barre interne le différentiel de dissipation est alors moins marqué et conduit à la formation d'une morphologie plus linéaire, même au niveau des deux extrémités (Fig. 7.14h).

La même analyse est présentée pour des ouvrages dont la position transversale reste cette fois-ci fixée mais pour lesquels les caractéristiques diffèrent (largeur  $L_B$ , profondeur  $C_B$ ). Alors que pour un ouvrage relativement large ( $L_B = 1$  km, Fig. 7.15d), le développement des instabilités morphodynamiques est paralysé, un ouvrage plus étroit ( $L_B = 100$  m, Fig. 7.15f) va au contraire induire un différentiel de dissipation locale qui va forcer la croissance des non linéarités au niveau de la barre. Plus particulièrement, à partir de  $t = 11$  h, un chenal de vidange apparaît très rapidement autour de  $Y = 1500$  m, induit directement par la présence de l'ouvrage qui provoque un différentiel de dissipation sur la barre, légèrement dévié vers la droite dû à l'angle de propagation des vagues. Si la longueur de l'ouvrage apparaît alors comme une caractéristique essentielle capable de contrôler la croissance des non-linéarités morphodynamiques, la hauteur de sa crête a également un rôle déterminant. Pour un ouvrage dont la crête est très proche de la surface ( $C_B = 0.50$  m, Fig. 7.15h), la barre reste linéaire en raison de la réduction importante de l'énergie des vagues au large, provoquée par le déferlement au-dessus de l'ouvrage. Au contraire, l'implémentation d'un ouvrage plus profond ( $C_B = 3.00$  m, Fig. 7.15j) ne parvint pas à réduire suffisamment l'énergie des vagues pour empêcher le développement des instabilités morphodynamiques.

#### 7.4.4 Discussion

Ces résultats montrent tout d'abord la capacité du modèle à reproduire de façon réaliste l'évolution des instabilités morphodynamiques. Si le temps de réponse morphodynamique n'a pas été volontairement respecté pour des questions de temps de calcul, il faut noter le réalisme des morphologies sableuses simulées (Fig. 7.15d) qui présentent des similitudes avec celles que l'on a pu observer à Sète en présence de l'ouvrage atténuateur de houle (Fig. 7.16d). Les simulations révèlent que les caractéristiques de l'ouvrage

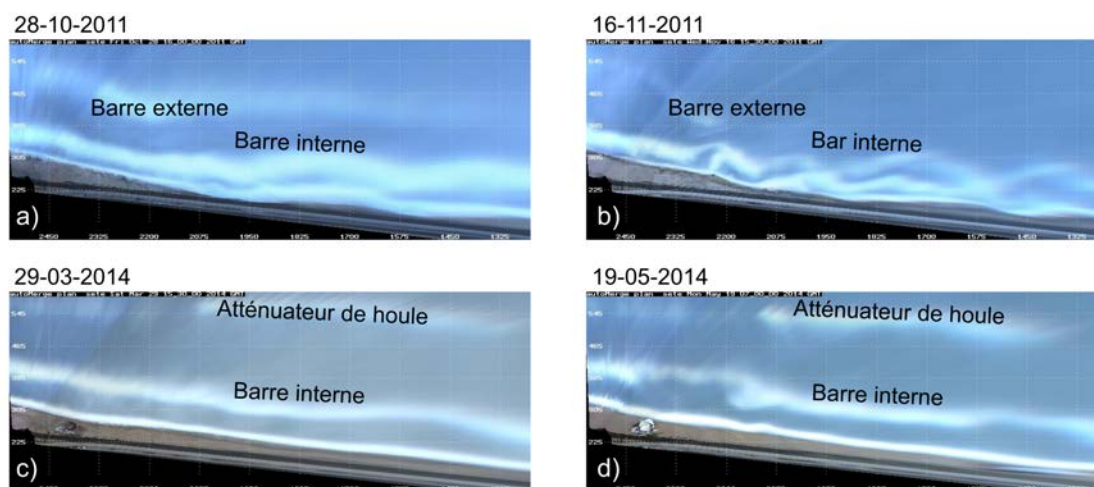


Fig. 7.16 Images *timex* à Sète montrant l'influence de l'ouvrage atténuateur de houle sur le développement des instabilités morphodynamiques. Morphologie de la plage post-tempête (à gauche) et un mois plus tard (à droite) avant (en haut) et après (en bas) la mise en place de l'ouvrage atténuateur de houle.

comme sa longueur ou la profondeur de sa crête sont déterminants et semblent contrôler le développement des instabilités morphodynamiques. Comme le développement de ces morphologies tridimensionnelles intervient s'il y a de l'énergie au point de déferlement à proximité de la barre, l'installation d'un atténuateur de houle permet de contrôler l'étendue et l'intensité de cette zone en fonction de la profondeur et la largeur de l'ouvrage. Si le positionnement de l'ouvrage ne semble pas directement impacter le mécanisme de génération de ces instabilités au droit de l'ouvrage, il reste un enjeu essentiel pour les zones adjacentes par la structuration des cellules de circulation bidimensionnelles générées par le différentiel de dissipation induit par l'atténuateur de houle.

Nos résultats montrent que la linéarisation progressive des barres sableuses suite à la mise en place d'un ouvrage atténuateur de houle résulte principalement de la réduction significative de l'énergie disponible au niveau de la barre induit par un premier déferlement des vagues au large. Nos résultats suggèrent alors que le forçage hydrodynamique joue également un rôle déterminant dans la formation des barres sableuses tridimensionnelles en lien avec un ouvrage atténuateur de houle. Des petites vagues, ne déferlant pas au-dessus de l'ouvrage peuvent se propager vers la barre d'avant-côte et potentiellement entraîner le développement d'instabilités morphodynamiques. Au contraire, des vagues plus hautes déferlent systématiquement sur l'ouvrage et ne peuvent alors atteindre la barre avec suffisamment d'énergie pour forcer le développement de chenaux transverses. De la même façon, les variations du niveau d'eau induit par la marée peuvent également

favoriser la dissipation des vagues au-dessus de l'ouvrage à marée basse et au contraire favoriser leur propagation sans perte d'énergie jusqu'à la barre d'avant-côte à marée haute.

## 7.5 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, le modèle *2DBeach* a été implémenté à Sète et Narrowneck ou sur des cas plus schématiques afin de diagnostiquer les processus contrôlant les évolutions morphologiques observées et discutées au chapitre 6.

A Sète, le modèle reproduit avec une bonne précision l'hydrodynamique induite par le déferlement des vagues au-dessus de l'ouvrage, mesurée pendant la campagne de mesures pendant un épisode de vagues modérées. Les circulations bidimensionnelles situées aux extrémités de l'ouvrage atteignent des vitesses supérieures à 0.4 m/s au moment du pic de l'évènement enregistré. Ces circulations s'intensifient pendant les tempêtes (jusqu'à 1 m/s au cœur de la cellule) et peuvent évoluer vers des géométries plus ou moins aplaties selon l'angle d'incidence des vagues. Les simulations permettent de montrer que l'ouvrage réduit considérablement la hauteur des vagues qui se propagent vers la côte en les faisant déferler. Ces vagues n'ont alors plus suffisamment d'énergie pour forcer ni la migration des barres vers le large pendant les tempêtes, ni le développement de morphologies tridimensionnelles au cours d'épisodes plus modérés. Les résultats obtenus permettent alors de diagnostiquer les observations présentées au chapitre 6 qui montraient un blocage du cycle *NOM* et la disparition progressive des non-linéarités de la barre interne dans le secteur protégé par l'ouvrage.

Si la réponse morphologique observée à Sète suite à la mise en place de l'atténuateur de houle est très marquée, les observations réalisées à Narrowneck révèlent au contraire que le récif artificiel installé n'affecte pas la dynamique *cross-shore* des barres sableuses pendant les tempêtes ni le développement des chenaux de vidange pendant des épisodes plus modérés. La dynamique du trait de côte reste couplée avec les migrations transversales des barres malgré la présence du récif artificiel. Les résultats obtenus montrent donc que la mise en place d'une structure immergée n'affecte pas systématiquement la dynamique naturelle des barres sableuses. Les simulations réalisées permettent d'introduire les effets d'autres facteurs plus complexes que ceux simplement liés à la profondeur de l'ouvrage ou à sa géométrie comme l'amplitude de la marée, la période des vagues ou la morphologie initiale du profil de plage à l'instant où la structure est installée.

Si ces aspects en plus de ceux reliés aux caractéristiques de l'ouvrage semblent



avoir un rôle majeur sur la dynamique *cross-shore* des barres, des simulations complémentaires ont été réalisées sur des cas plus schématiques afin de mettre en évidence l'influence d'un atténuateur de houle sur le développement de morphologie barre/chenal. Les résultats obtenus indiquent que le développement de ces morphologies tridimensionnelles est rendu impossible par un ouvrage dont la crête permet une forte diminution de la hauteur des vagues avec toutefois une grande sensibilité à la longueur de la structure mise en place. Celle-ci détermine la distance le long de laquelle la barre reste uniforme, sans développement de chenaux transverses.

Ces résultats donnent des enseignements intéressants sur l'applicabilité des ouvrages atténuateur de houle. Afin d'éviter une érosion du trait de côte reliée aux cellules de circulation bidimensionnelles, nos simulations suggèrent que l'ouvrage doit être implémenté à une distance suffisamment éloignée de la plage. De plus, les caractéristiques de l'ouvrage doivent aussi permettre le déferlement prononcé des vagues et ce en tenant compte des variations du niveau de marée. Ces résultats suggèrent alors des limitations importantes à l'applicabilité des ouvrages atténuateur de houle (e.g. plages peu pentues, faible marnage). Cependant, la mise en œuvre d'un critère d'efficacité reste très délicate au vue de la complexité des rétroactions morphodynamiques présentée tout au long de ce travail de thèse.

# Chapitre 8

## Conclusion et perspectives

### 8.1 Conclusion générale

#### Les enjeux d'une meilleure compréhension de la dynamique littorale

L'implémentation de structures côtières pour la protection du littoral a souvent été conduite par le passé avec l'objectif de fixer définitivement le trait de côte. Le constat actuel révèle alors que ces structures ont une action limitée à moyen terme car elles agissent directement sur le transport sédimentaire en bloquant les transferts et en empêchant la dynamique naturelle de la plage. Ce mode de gestion des littoraux a d'ailleurs parfois mené vers des situations où la construction d'une série d'ouvrages en dur devient nécessaire puisque l'effet d'un blocage net du transport sédimentaire se propage sur plusieurs kilomètres vers les secteurs voisins (Fig. 8.1). Plus récemment, le génie côtier tend à s'appuyer sur des nouvelles techniques de protection du littoral avec une démarche qui n'est plus la fixation définitive du trait de côte mais plutôt une gestion continue en intégrant sa dynamique naturelle.

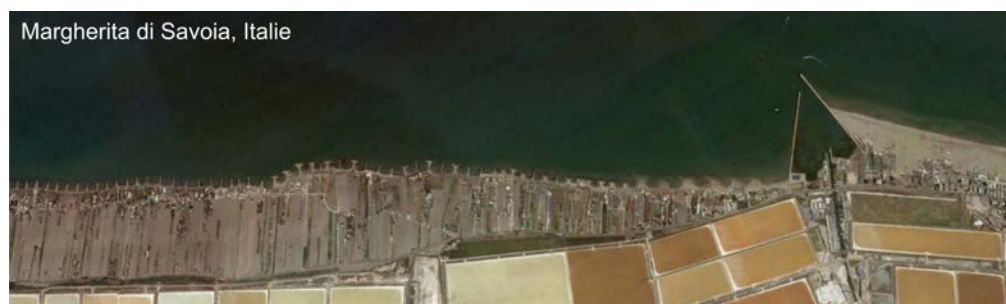


Fig. 8.1 Image satellite montrant les ouvrages de protection installés à Margherita di Savoia en Italie. Image obtenue via Google Image.

## Vers des modes de gestion intégrant les processus hydro-sédimentaires de l'événementiel au pluriannuel

Imitant les récifs naturels, les ouvrages atténuateurs de houle ont souvent été déployés en se focalisant sur la nécessité de réduire l'énergie des vagues localement, ne tenant compte que du déferlement induit par la structure et en négligeant l'ensemble des processus morphodynamiques contrôlant les évolutions du trait de côte. Dès lors, les ouvrages atténuateurs ont montré pour le moment une efficacité relativement limitée sur un ensemble de plages, provoquant même une érosion du trait de côte dans 70 % des cas. Ces retours d'expériences montrent que les processus résultant de l'installation d'un atténuateur de houle restent encore mal compris et qu'il est nécessaire d'intégrer des échelles spatiales et temporelles plus importantes que celles jusqu'à présent considérées.

### La prise en compte de la dynamique des barres sableuses

La dynamique événementielle à pluriannuelle des barres sableuses apparaît alors comme un enjeu scientifique majeur pour mieux appréhender la réponse morphologique de la plage suite à la mise en place d'un atténuateur de houle. Nos observations montrent que l'ouvrage installé à Sète (France) impacte profondément la morphologie et la dynamique de ces barres sableuses. Suite à l'installation de l'ouvrage, on observe la linéarisation progressive du système de barre et un blocage de sa dynamique *cross-shore* et plus particulièrement de son cycle naturel de migration vers le large. Au niveau du trait de côte, contrairement à ce qui aurait pu être attendu, la formation d'un *tombolo* n'a pas suivi l'installation de l'ouvrage. Un nouveau scénario est observé dans lequel l'élargissement de la plage de plus de 15 m résulte principalement de son couplage avec une nouvelle forme de barre plus linéaire.

Afin d'étendre nos observations à un environnement plus énergétique et sur un ouvrage de forme différente, un second site atelier (Narrowneck, Australie) a été considéré pour l'analyse. Nos résultats révèlent que contrairement à ce qui a pu être observé à Sète, la dynamique du trait de côte reste homogène le long de la plage malgré la présence du récif artificiel. La variabilité saisonnière de la position du trait de côte est très marquée au droit de l'ouvrage, largement influencée par la dynamique *cross-shore* des barres sableuses.

### Diagnostic des évolutions morphodynamiques

Afin de diagnostiquer les processus amenant à ces évolutions morphologiques, le modèle *2DBeach* a été implémenté sur la plage de Sète et celle de Narrowneck. Le modèle se

montre capable de reproduire avec une bonne précision les circulations bidimensionnelles induites par le différentiel de déferlement des vagues localisé au niveau des extrémités de l'ouvrage immergé. Ces circulations deviennent très intenses pendant les tempêtes (jusqu'à 1 m/s au cœur de la cellule) et peuvent progressivement se transformer en courant de dérive ondulant, sous l'effet de l'augmentation de l'angle d'incidence des vagues.

Les résultats obtenus montrent l'importance du positionnement transversal de ces circulations qui peuvent contrôler le mode de réponse du trait de côte, particulièrement en l'absence de barre sableuse entre la structure et la partie émergée de la plage. En présence de barre(s) sableuse(s), les simulations montrent que l'ouvrage implémenté à Sète réduit considérablement la hauteur des vagues qui n'ont alors plus suffisamment d'énergie pour forcer la migration des barres vers le large pendant les tempêtes, ou le développement de morphologies tridimensionnelles au cours d'épisodes plus modérés. Même si a priori les caractéristiques de l'ouvrage restent déterminantes (profondeur, longueur, positionnement), les simulations réalisées à Narrowneck permettent d'introduire les effets d'autres facteurs plus complexes tels que le forçage de marée et la morphologie du profil de plage.

Des simulations complémentaires ont été réalisées sur des cas plus schématiques afin de mettre en évidence l'effet d'un tel ouvrage sur le développement de morphologies tridimensionnelles couramment observées sur les barres sableuses naturelles. Les résultats obtenus indiquent que le développement de ces instabilités morphodynamiques est rendu impossible au droit de l'ouvrage lorsque la profondeur et la longueur de sa crête permet l'atténuation prononcée de la hauteur des vagues sur une portion suffisamment étendue. Les résultats obtenus suggèrent également que le forçage hydrodynamique (marée, hauteur de vague) introduit une grande variabilité sur la croissance ou les caractéristiques de ces instabilités.

### **Limitations**

Les travaux réalisés pendant ma thèse sont les premiers combinant des suivis morphologiques in situ et vidéo, une campagne de mesures et la modélisation morphodynamique pour appréhender l'effet de la mise en place d'un atténuateur de houle sur la dynamique du trait de côte, et plus largement le comportement du système littoral.

Toutefois, la stratégie adoptée dans le cadre de ce travail de thèse comporte un certain nombre de limitations. Si les techniques d'acquisitions vidéo permettent désormais un suivi haute fréquence de la morphologie des plages, les erreurs associées à la résolution et à la qualité des images (notamment pendant les tempêtes) ou au mouvement

des caméras restent importantes et bloquent pour le moment l'utilisation opérationnelle automatisée des techniques d'inversions bathymétriques. Toutefois, nos travaux ont également montré certaines perspectives d'amélioration de la qualité des suivis, notamment concernant les erreurs induites par la déformation thermique des structures où sont installées les caméras vidéo.

Le modèle hydrodynamique montre de très bons résultats sur la composante *long-shore* du courant mais reste encore approximatif sur la composante *cross-shore* souvent caractérisée par des variations plus importantes sur la colonne d'eau. Le module de transport sédimentaire a été évalué sur des séquences *downstate* au cours d'épisodes de vagues modérées mais aussi au cours d'épisodes de tempête plus énergétiques. Si le modèle présente encore des difficultés importantes pour simuler les séquences érosives du profil de plage pendant les tempêtes, les résultats obtenus montrent la capacité du modèle à reproduire de façon réaliste l'évolution des instabilités morphodynamiques.

### **Recommandations pour l'installation d'un ouvrage atténuateur de houle**

Nos résultats ont pu mettre en évidence un certain nombre de processus reliés directement à la présence d'un atténuateur de houle sur l'avant côte. La profondeur et la position transversale à laquelle se situe la crête de l'ouvrage apparaissent comme des critères déterminants. Nos résultats suggèrent alors que la pertinence de la mise en place d'un atténuateur de houle se limite à des plages qui présentent des caractéristiques hydro-sédimentaires pouvant satisfaire certains aspects. L'ouvrage doit être nécessairement mis en place à une distance relativement éloignée de la plage, afin d'éviter l'érosion du trait de côte, reliée aux cellules de circulation bidimensionnelles induites par le déferlement des vagues au-dessus de la structure. Les caractéristiques de l'ouvrage doivent aussi permettre de conserver une hauteur d'eau entre sa crête et la surface libre suffisamment limitée, et ce en tenant compte des variations du niveau de marée. Ces résultats montrent alors que l'applicabilité des ouvrages atténuateur de houle à des plages de fortes pentes ou bien soumises à un marnage important est limitée. Toutefois, la mise en place d'un critère d'efficacité général reste très délicate au vue de la complexité de la dynamique littorale et de la diversité des plages rencontrées dans le monde.

Dès lors, les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont permis d'aborder cette complexité et suggèrent que la dynamique des barres sableuses (événementielle à pluriannuelle) doit être soigneusement prise en compte par un examen approfondi et précédant la conception et la mise en œuvre d'un atténuateur de houle. Les techniques récentes associées à l'imagerie vidéo permettent de suivre cette dynamique à l'échelle

évènementielle, sur des durées suffisamment longues et apparaissent alors comme un outil essentiel au suivi et à la meilleure gestion de la dynamique littorale.

Si les observations sont essentielles et restent un point clef à tout début d'investigation, l'amélioration de la compréhension des processus hydro-sédimentaires contrôlant l'évolution des littoraux sableux doit également associer la modélisation numérique, notamment afin de permettre l'identification des processus moteurs ou l'anticipation des mouvements sédimentaires. Si la compréhension et la modélisation de la dynamique des vagues, des courants et tout particulièrement de l'évolution de la morphologie des littoraux sableux représentent encore un véritable défi scientifique, les modèles morphodynamiques comme *2DBeach*, basés sur les processus, apparaissent maintenant assez matures pour aider à la gestion durable des côtes sableuses.

## 8.2 Perspectives de recherche

L'approche de modélisation des processus gagne à être poursuivie dans un intérêt commun qui est d'améliorer la compréhension et la description des mécanismes physiques intervenant dans la dynamique des plages sableuses. Si le champ d'investigation reste large, l'émergence de données bathymétriques issues des méthodes d'inversion par imagerie vidéo offrent de grandes perspectives, notamment pour la calibration, validation ou développement des modèles morphodynamiques. L'efficacité d'un couplage de la méthode d'inversion bathymétrique avec le modèle morphodynamique *2DBeach* doit être évaluée, permettant plus tard l'intégration de l'inversion bathymétrique par assimilation de données aux études d'évolutions tridimensionnelles des plages sableuses.

Si les approches basées sur la modélisation des processus sont pertinentes pour simuler les évolutions des plages sableuses sur le court et moyen-terme, les approximations faites pour décrire certains processus physiques complexes peuvent introduire des erreurs qui se propagent et s'amplifient sur des simulations plus grandes échelles (années, décennies). La combinaison de ces modèles avec des approches plus simplistes dites *one-line* permettraient alors d'associer la résolution des processus sur l'avant côte aux évolutions long terme du trait de côte.

Si la comparaison inter-sites réalisée dans le cadre de cette thèse a montré des résultats importants, il est essentiel de poursuivre l'investigation sur d'autres sites d'études où a été implémenté un atténuateur de houle. Les données collectées et le diagnostic des évolutions observées par modélisation des processus pourraient alors permettre d'améliorer et d'affiner les modèles empiriques existants qui cherchent à relier le mode

de réponse du trait de côte aux différentes caractéristiques de l'ouvrage. Ces modèles n'intègrent pas encore la dynamique des barres sableuses. Sur le long terme, riche de ces connaissances, cela permettra d'éviter les erreurs passées consistant à une mise en œuvre parfois inadéquate des atténuateurs de houle.

# Bibliographie

- Aagaard, T. (1988), Nearshore bar morphology on the low-energy coast of northern Zealand, Denmark, *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 70(1-2), 59–67.
- Aarninkhof, S. G., I. L. Turner, T. D. Dronkers, M. Caljouw, and L. Nipius (2003), A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry, *Coastal Engineering*, doi: 10.1016/S0378-3839(03)00064-4.
- Airy, G. B. (1841), Tides and waves, *Trigonometry, On the Figure of the Earth*, p. 396 pp.
- Akouango, E. (1997), Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le golfe du lion : contribution à l'étude de la zone côtière dans l'actuel et le quaternaire récent, Ph.D. thesis, Perpignan.
- Aleman, N. (2013), Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires : le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie lidar, Ph.D. thesis, Université de Perpignan.
- Aleman, N., N. Robin, R. Certain, J.-P. Barusseau, and M. Gervais (2013), Net offshore bar migration variability at a regional scale : Inter-site comparison (Languedoc-Roussillon, France), *Journal of Coastal Research*, doi: 10.2112/SI65-290.1.
- Aleman, N., R. Certain, N. Robin, and J. P. Barusseau (2017), Morphodynamics of slightly oblique nearshore bars and their relationship with the cycle of net offshore migration, *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2017.08.014.
- Alexander, P. S., and R. A. Holman (2004), Quantification of nearshore morphology based on video imaging, *Marine Geology*, 208(1), 101–111, doi: 10.1016/J.MARGE0.2004.04.017.
- Almar, R. (2009), Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo, Ph.D. thesis, Bordeaux.
- Almar, R., P. Bonneton, N. Senechal, and D. Roelvink (2009), Wave celerity from video imaging : a new method, in *Coastal Engineering 2008 : (In 5 Volumes)*, pp. 661–673, World Scientific.
- Almar, R., B. Castelle, B. Ruessink, N. Sénéchal, P. Bonneton, and V. Marieu (2010), Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso–macro tidal range, *Continental Shelf Research*, 30(7), 781–792, doi: 10.1016/J.CSR.2010.02.001.



- Ardhuin, F. (2012), Les vagues : un compartiment important du système terre, *Cours ENSTA ParisTech*.
- Ardhuin, F., T. H. Herbers, and W. O'Reilly (2001), A hybrid eulerian–lagrangian model for spectral wave evolution with application to bottom friction on the continental shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 31(6), 1498–1516.
- Arinaga, R. A., and K. F. Cheung (2012), Atlas of global wave energy from 10 years of reanalysis and hindcast data, *Renewable Energy*, 39(1), 49–64, doi: 10.1016/J.RENENE.2011.06.039.
- Backstrom, J., D. Jackson, and J. Cooper (2009), Shoreface morphodynamics of a high-energy, steep and geologically constrained shoreline segment in Northern Ireland, *Marine Geology*, 257(1-4), 94–106, doi: 10.1016/J.MARGEO.2008.11.002.
- Balouin, Y., J. Tesson, and M. Gervais (2013), Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sete beach, France, *Journal of Coastal Research*, 65, 440–445, doi: 10.2112/SI65-075.1.
- Balouin, Y., H. Rey-Valette, and P. A. Picand (2014), Automatic assessment and analysis of beach attendance using video images at the Lido of Sète beach, France, *Ocean and Coastal Management*, doi: 10.1016/j.ocecoaman.2014.09.006.
- Balouin, Y., Y. Colombet, and F. Longueville (2016), Suivi par vidéo numérique de l'expérimentation de techniques de protection du littoral du lido de sète à marseillan – volume 2 : Suivi du dispositif de drainage de plage, *BRGM/RP-65607-FR*, 2, 22.
- Balouin, Y., R. Belon, C. Bouvier, E. Palvadeau, A. Stépanian, and J. Mugica (2018a), Suivi vidéo de la dynamique hydro-sédimentaire côtière : exemples d'applications sur le littoral méditerranéen, in *MERIGEO-De la côte à l'océan : l'information géographique en mouvement*.
- Balouin, Y., R. Belon, C. Bouvier, E. Palvadeau, A. Stepanian, and J. Mugica (2018b), Suivi vidéo de la dynamique hydro-sédimentaire côtière : exemples d'applications sur le littoral méditerranéen, in *Génie civil génie côtier*.
- Barousseau, J., and B. Saint-Guily (1981), Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du golfe du lion, *Oceanologica acta*, 4(3), 297–304.
- Barousseau, J. P., M. Radulescu, C. Descamps, E. Akouango, and A. Gerbe (1994), Morpho-sedimentary multiyear changes on a barred coast (gulf of lions, mediterranean sea, france), *Marine Geology*, 122(1-2), 47–62.
- Battjes, J. (1975), Modeling of turbulence in the surf zone, in *Symposium on Modeling Techniques*, ASCE, pp. 1050–1061.
- BCEOM (2001), Protection et aménagement durable du lido de sète à marseillan, *Tech. rep.*, BCEOM France.
- Benoit, M. (2003), Logiciel tomawac de modélisation des états de mer en éléments finis. notice de la version 5.2, *Rapport HP-75/02/065/A*, EDF-LNHE.

- Benoit, M., F. Marcos, and F. Becq (1996), Development of a third generation shallow-water wave model with unstructured spatial meshing, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(25).
- Bergsma, E. W., and R. Almar (2018), Video-based depth inversion techniques, a method comparison with synthetic cases, *Coastal Engineering*, 138, 199–209.
- Bergsma, E. W. J., D. C. Conley, M. A. Davidson, T. J. O’Hare, and R. A. Holman (2014), An Assessment Of Video-Based Bathymetry Estimation In A Macro-Tidal Environment, *Coastal Engineering, Proc. 34th Conference on Coastal Engineering*, pp. 1–10.
- Bertin, X., A. De Bakker, A. Van Dongeren, G. Coco, G. Andre, F. Ardhuin, P. Bonneton, F. Bouchette, B. Castelle, W. C. Crawford, et al. (2018), Infragravity waves : From driving mechanisms to impacts, *Earth-Science Reviews*, 177, 774–799.
- Besio, G., L. Mentaschi, and A. Mazzino (2016), Wave energy resource assessment in the Mediterranean Sea on the basis of a 35-year hindcast, *Energy*, doi: 10.1016/j.energy.2015.10.044.
- Birrien, F., B. Castelle, V. Mariou, and B. Dubarbier (2013), On a data-model assimilation method to inverse wave-dominated beach bathymetry using heterogeneous video-derived observations, *Ocean Engineering*, doi: 10.1016/j.oceaneng.2013.08.002.
- Black, K. P., and C. J. Andrews (2001), Sandy Shoreline Response to Offshore Obstacles Part 1 : Salient and Tombolo Geometry and Shape, doi: 10.2307/25736207.
- Bonneton, P., N. Bruneau, B. Castelle, and F. Marche (2010), Large-scale vorticity generation due to dissipating waves in the surf zone, *Discrete Contin. Dyn. Syst., Ser. B*, 13(4), 729–738.
- Booij, N., R. C. Ris, and L. H. Holthuijsen (1999), A third-generation wave model for coastal regions : 1. Model description and validation, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C4), 7649–7666, doi: 10.1029/98JC02622.
- Bouvier, C., Y. Balouin, and B. Castelle (2017a), Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach, *Geomorphology*, 295, 297–305, doi: 10.1016/j.geomorph.2017.07.017.
- Bouvier, C., Y. Balouin, and B. Castelle (2017b), Nearshore bars and shoreline dynamics associated with the implementation of a submerged breakwater : topo-bathymetric analysis and video assessment at the Lido of Sète beach, in *Coastal Dynamics*, pp. pp. 534–543.
- Bouvier, C., Y. Balouin, B. Castelle, and R. Holman (2019a), Modelling camera viewing angle deviation to improve nearshore video monitoring, *Coastal Engineering*, 147, 99–106.
- Bouvier, C., B. Castelle, and Y. Balouin (2019b), Modeling the impact of the implementation of a submerged structure on surf zone sandbar dynamics, *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(4), doi: 10.3390/jmse7040117.
- Bowen, A. J., and D. L. Inman (1971), Edge waves and crescentic bars, *Journal of Geophysical Research*, 76(36), 8662–8671.
- Bowen, A. J., D. Inman, and V. Simmons (1968), Wave ‘set-down’and set-up, *Journal of Geophysical Research*, 73(8), 2569–2577.

- BRLi (2008), Etude par modélisation physique de la réponse sédimentaire de la barre externe vis-à-vis d'un ouvrage atténuateur de houle, *Tech. rep.*, BRL ingénierie.
- BRLi (2009), Protection et Aménagement durable du Lido de Sète à Marseillan Etude de projet des ouvrages de protection de la plage. Rapport 4318-PRO-B-OuvrageMaritime, *Tech. rep.*, BRL ingénierie.
- Brodie, K. L., M. L. Palmsten, T. J. Hesser, P. J. Dickhudt, B. Raubenheimer, H. Ladner, and S. Elgar (2018), Evaluation of video-based linear depth inversion performance and applications using altimeters and hydrographic surveys in a wide range of environmental conditions, *Coastal Engineering*, 136(December 2017), 147–160, doi: 10.1016/j.coastaleng.2018.01.003.
- Bruneau, N., X. Bertin, B. Castelle, and P. Bonneton (2014), Tide-induced flow signature in rip currents on a meso-macrotidal beach, *Ocean Modelling*, doi: 10.1016/j.ocemod.2013.12.002.
- Bujan, N. (2009), Application d'un modèle de circulation quasi-tridimensionnel littoral à la dynamique des plages du languedoc-roussillon, Ph.D. thesis, Université Montpellier-Sciences et Techniques du Languedoc.
- Calabrese, M., D. Vicinanza, and M. Buccino (2008), 2D Wave setup behind submerged breakwaters, *Ocean Engineering*, 35(10), 1015–1028, doi: 10.1016/J.OCEANENG.2008.03.005.
- Calvete, D., N. Dodd, A. Falqués, and S. Van Leeuwen (2005), Morphological development of rip channel systems : Normal and near-normal wave incidence, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 110(C10).
- Carter, R. W. G., and J. H. Balsillie (1983), A note on the amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars, *Earth Surface Processes and Landforms*, 8(3), 213–222, doi: 10.1002/esp.3290080304.
- Casagec (2016), Transfert hydraulique de sédiments marins pour le rechargement annuel des plages sud de capbreton. rapport ci-16449-c-rev02, *Tech. rep.*, Casagec ingénierie.
- Castelle, B. (2004), Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine, Ph.D. thesis, Bordeaux.
- Castelle, B., and B. G. Ruessink (2011), Modeling formation and subsequent nonlinear evolution of rip channels : Time-varying versus time-invariant wave forcing, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, doi: 10.1029/2011JF001997.
- Castelle, B., P. Bonneton, N. Sénéchal, H. Dupuis, R. Butel, and D. Michel (2006), Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France, *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/j.csr.2005.08.027.
- Castelle, B., I. Turner, B. Ruessink, and R. Tomlinson (2007), Impact of storms on beach erosion : Broadbeach (Gold Coast, Australia), *Journal of Coastal Research*, 50(SI), 534–539.
- Castelle, B., I. L. Turner, X. Bertin, and R. Tomlinson (2009), Beach nourishments at colangatta bay over the period 1987–2005 : impacts and lessons, *Coastal Engineering*, 56(9), 940–950.

- Castelle, B., B. G. Ruessink, P. Bonneton, V. Marieu, N. Bruneau, and T. D. Price (2010a), Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 2 : Impact on alongshore variability of inner-bar rip channels, *Earth Surface Processes and Landforms*, doi: 10.1002/esp.1949.
- Castelle, B., B. G. Ruessink, P. Bonneton, V. Marieu, N. Bruneau, and T. D. Price (2010b), Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1 : Patterns and physical explanation, *Earth Surface Processes and Landforms*, doi: 10.1002/esp.1929.
- Castelle, B., V. Marieu, G. Coco, P. Bonneton, N. Bruneau, and B. G. Ruessink (2012), On the impact of an offshore bathymetric anomaly on surf zone rip channels, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, doi: 10.1029/2011JF002141.
- Castelle, B., V. Marieu, S. Bujan, K. D. Splinter, A. Robinet, N. Sénéchal, and S. Ferreira (2015), Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast : Beach and dune erosion and megacusp embayments, *Geomorphology*, 238, 135–148, doi: 10.1016/J.GEOMORPH.2015.03.006.
- Castelle, B., T. Scott, R. W. Brander, and R. J. McCarroll (2016), Rip current types, circulation and hazard, doi: 10.1016/j.earscirev.2016.09.008.
- Catálan, P. A., and M. C. Haller (2008), Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to non-linear depth inversions, *Coastal Engineering*, 55(1), 93–111.
- Certain, R. (2002), Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du lion (languedoc-roussillon), Ph.D. thesis, Perpignan.
- Certain, R., and J. P. Barusseau (2005), Conceptual modelling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, doi: 10.2113/176.4.343.
- Certain, R., S. Meulé, V. Rey, and C. Pinazo (2005), Wave transformation on a microtidal barred beach (sète, france), *Journal of Marine Systems*, 58(1-2), 19–34.
- Charlier, R. H., and C. P. De Meyer (1989), Coastal defense and beach renovation, *Ocean and Shoreline Management*, 12(5-6), 525–543, doi: 10.1016/0951-8312(89)90029-5.
- Charlier, R. H., M. C. P. Chaineux, and S. Morcos (2005), Panorama of the history of coastal protection, *Journal of Coastal Research*, pp. 79–111, doi: 10.2112/03561.1.
- Chickadel, C., R. A. Holman, and M. H. Freilich (2003), An optical technique for the measurement of longshore currents, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C11).
- Coco, G., and A. B. Murray (2007), Patterns in the sand : From forcing templates to self-organization, *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.04.023.
- Coco, G., G. Payne, K. R. Bryan, D. Rickard, D. Ramsay, and T. Dolphin (2005), The use of imaging systems to monitor shoreline dynamics, in *1st International Conference on Coastal Zone management and Engineering in the Middle East*.
- Damgaard, J., N. Dodd, L. Hall, and T. Chesher (2002), Morphodynamic modelling of rip channel growth, *Coastal Engineering*, 45(3-4), 199–221.

- De Bakker, A., M. Tissier, and B. Ruessink (2014), Shoreline dissipation of infragravity waves, *Continental Shelf Research*, 72, 73–82.
- De la Torre, Y., R. Belon, Y. Balouin, and A. Stepanian (2014), Inventaire et analyse des solutions douces de gestion de l'érosion cotière et applicabilité au littoral corse, *BRGM/RP-63034-FR*, p. 59.
- de Schipper, M. A., S. de Vries, G. Ruessink, R. C. de Zeeuw, J. Rutten, C. van Gelder-Maas, and M. J. Stive (2016), Initial spreading of a mega feeder nourishment : Observations of the Sand Engine pilot project, *Coastal Engineering*, 111, 23–38, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2015.10.011.
- Dean, R., and R. Dalrymple (2001), *Coastal Processes with Engineering Applications*, Cambridge University Press, doi: 10.1017/CBO9780511754500.
- Dean, R., R. Chen, and A. Browder (1997), Full scale monitoring study of a submerged breakwater, Palm Beach, Florida, USA, *Coastal Engineering*, 29, 291–315.
- Dean, R. G. (1987), Coastal sediment processes, toward engineering solutions, in *Coastal Sediments '87, Specialty Conference on Advances in Understanding of Coastal Sediment Processes, ASCE, New Orleans, LA, 1987*, vol. 1, pp. 1–24.
- Dean, R. G., A. Browder, M. S. Goodrich, and D. G. Donaldson (1994), Model tests of the proposed p.e.p. reef installation at vero beach, florida, in *Coastal and Oceanographic Engineering Department. University of Florida, Gainesville, FL*, p. 28.
- Deigaard, R., et al. (1992), *Mechanics of coastal sediment transport*, vol. 3, World scientific publishing company.
- Dolan, R., B. Hayden, and J. Heywood (1978), A new photogrammetric method for determining shoreline erosion, *Coastal Engineering*, 2, 21–39, doi: 10.1016/0378-3839(78)90003-0.
- Donelan, M., M. Skafel, H. Graber, P. Liu, D. Schwab, and S. Venkatesh (1992), On the growth rate of wind-generated waves, *Atmosphere-Ocean*, 30(3), 457–478.
- Duarte Nemes, D., F. Fabián Criado-Sudau, and M. Nicolás Gallo (2019), Beach morphodynamic response to a submerged reef, *Water*, 11(2), 340.
- Dubarbier, B. (2014), Modélisation numérique de l'évolution des profils de plages sableuses dominées par l'action de la houle, Ph.D. thesis, Bordeaux.
- Dubarbier, B., B. Castelle, V. Marieu, and G. Ruessink (2015), Process-based modeling of cross-shore sandbar behavior, *Coastal Engineering*, 95, 35–50, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2014.09.004.
- Dubarbier, B., B. Castelle, G. Ruessink, and V. Marieu (2017), Mechanisms controlling the complete accretionary beach state sequence, *Geophysical Research Letters*, 44(11), 5645–5654.
- Elgar, S., and R. Guza (1985), Shoaling gravity waves : Comparisons between field observations, linear theory, and a nonlinear model, *Journal of fluid mechanics*, 158, 47–70.

- Enckevort, I. M. J. v., and B. Ruessink (2001), Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C8), 16,969–16,979.
- Evans, P., and R. Ranasinghe (2001), Artificial Surfing Reefs : A New Paradigm in Coastal Protection?, *Proc. Coasts and Ports '01, Gold Coast, Australia.*, pp. 128–133.
- Fachin, S., and F. E. Sancho (2005), Morphodynamic instabilities in the surf zone, in *Coastal Engineering 2004 : (In 4 Volumes)*, pp. 2875–2887, World Scientific.
- Faria, A., E. Thornton, T. Lippmann, and T. Stanton (2000), Undertow over a barred beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7), 16,999–17,010.
- Ferrer, P., V. Rey, R. Certain, F. Adloff, and S. Meulé (2006), Les ondes infragravitaires et leur rôle éventuel dans la formation de croissants de plage : cas de la plage de sète, *IXèmes Journées, Brest*, pp. 187–194.
- Fiedler, J. W., K. L. Brodie, J. E. McNinch, and R. T. Guza (2015), Observations of runup and energy flux on a low-slope beach with high-energy, long-period ocean swell, *Geophysical Research Letters*, 42(22), 9933–9941.
- Funakoshi, H., T. Shiozawa, T. Tadokoro, and S. Tsuda (1994), Drifting characteristics of littoral sand around submerged breakwater, in *International Conference on Hydro-technical Engineering for Port and Harbor Construction, Yokosuka, Japan*, pp. 1157–1178.
- Gagnaire-Renou, E. (2009), Amélioration de la modélisation spectrale des états de mer par un calcul quasi-exact des interactions non-linéaires vague-vague, Ph.D. thesis, Université du Sud Toulon Var.
- Garnier, R., A. Falqués, D. Calvete, J. Thiebot, and F. Ribas (2013), A mechanism for sandbar straightening by oblique wave incidence, *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2726–2730.
- Gervais, M. (2012), Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen, Ph.D. thesis, Perpignan.
- Gervais, M., Y. Balouin, and R. Belon (2012), Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France, *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2011.07.035.
- GIEC (2014), Contribution des groupes de travail I, II et III au cinquième, rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer], *Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse*, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du Climat, Genève, Suisse.
- Goda, Y., and T. Suzuki (1976), Estimation of incident and reflected waves in random wave experiments, *Coastal engineering proceedings*, 1(15).
- Gomez Lahoz, M., and J. C. C. Albiach (2005), Wave forecasting at the Spanish coasts, *Journal of Atmospheric and Ocean Science*, doi: 10.1080/17417530601127522.
- Grasso, F., B. Castelle, and B. Ruessink (2012), Turbulence dissipation under breaking waves and bores in a natural surf zone, *Continental Shelf Research*, 43, 133–141.

- Grunnet, N. M., and B. Ruessink (2005), Morphodynamic response of nearshore bars to a shoreface nourishment, *Coastal Engineering*, 52(2), 119–137.
- Hanson, H. (1989), Genesis : a generalized shoreline change numerical model, *Journal of Coastal research*, pp. 1–27.
- Hanson, H., A. Brampton, M. Capobianco, H. Dette, L. Hamm, C. Laustrup, A. Lechuga, and R. Spanhoff (2002), Beach nourishment projects, practices, and objectives—a European overview, *Coastal Engineering*, 47(2), 81–111, doi: 10.1016/S0378-3839(02)00122-9.
- Hanson, S., R. Nicholls, N. Ranger, S. Hallegatte, J. Corfee-Morlot, C. Herweijer, and J. Chateau (2011), A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes, *Climatic Change*, 104(1), 89–111, doi: 10.1007/s10584-010-9977-4.
- Harley, M. D., M. A. Kinsela, E. Sánchez-García, and K. Vos (2019), Shoreline change mapping using crowd-sourced smartphone images, *Coastal Engineering*.
- Henderson, S. M., J. S. Allen, and P. Newberger (2004), Nearshore sandbar migration predicted by an eddy-diffusive boundary layer model, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C6).
- Hoefel, F., and S. Elgar (2003), Wave-induced sediment transport and sandbar migration, *Science*, 299(5614), 1885–1887.
- Holland, K. T., R. a. Holman, T. C. Lippmann, J. Stanley, and N. Plant (1997), Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies - Oceanic Engineering, IEEE Journal of, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1), 81–92.
- Holman, R., and A. Bowen (1982), Bars, bumps, and holes : models for the generation of complex beach topography, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 87(C1), 457–468.
- Holman, R., and A. Bowen (1984), Longshore structure of infragravity wave motions, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 89(C4), 6446–6452.
- Holman, R., and A. Sallenger (1985), Setup and swash on a natural beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 90(C1), 945–953.
- Holman, R., N. Plant, and T. Holland (2013), CBathy : A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, doi: 10.1002/jgrc.20199.
- Holman, R. A., and J. Stanley (2007), The history and technical capabilities of Argus, *Coastal Engineering*, doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.01.003.
- Holman, R. A., K. T. Holland, D. M. Lalejini, and S. D. Spansel (2011), Surf zone characterization from unmanned aerial vehicle imagery, *Ocean dynamics*, 61(11), 1927–1935.
- Hsu, T.-J., S. Elgar, and R. Guza (2006), Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration, *Coastal Engineering*, 53(10), 817–824, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2006.04.003.
- Huisman, B., M. De Schipper, and B. Ruessink (2016), Sediment sorting at the sand motor at storm and annual time scales, *Marine Geology*, 381, 209–226.

- Iribarren, R., and C. Nogales (1954), Other verifications of the formula for calculating breakwater embankments, *Permanent International Association of Navigation Congresses*, 39, 119–139.
- Isèbe, D. (2007), Modélisation, simulation numérique et optimisation en génie côtier, Ph.D. thesis, Montpellier 2.
- Isebe, D., P. Azerad, F. Bouchette, B. Ivorra, and B. Mohammadi (2008a), Shape optimization of geotextile tubes for sandy beach protection, *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, doi: 10.1002/nme.2209.
- Isebe, D., F. Bouchette, B. Mohammadi, P. Azerad, A. Lambert, N. Bujan, F. Grasso, and H. Michallet (2008b), Une nouvelle approche pour la protection des plages : applications à la plage du lido de sète, *Revue Paralia*, pp. 263–272.
- Jackson, L., B. Corbett, R. Tomlinson, J. McGrath, and G. Stuart (2007), Narrowneck Reef : Review of Seven Years of Monitoring, *Shore and Beach*, 75(4).
- Johnson, H. K., T. V. Karambas, I. Avgeris, B. Zanuttigh, D. Gonzalez-Marco, and I. Caceres (2005), Modelling of waves and currents around submerged breakwaters, *Coastal Engineering*, 52(10-11), 949–969, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2005.09.011.
- Kalman, R. E. (1960), A new approach to linear filtering and prediction problems, *Journal of basic Engineering*, 82(1), 35–45.
- Kirby, J. T., and R. A. Dalrymple (1994), *Combined Refraction/Diffraction Model REF/DIF 1, Version 2.5 : Documentation and User's Manual*, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil Engineering . . . .
- Kirby, J. T., G. Wei, Q. Chen, A. B. Kennedy, and R. A. Dalrymple (1998), Funwave 1.0 : fully nonlinear boussinesq wave model-documentation and user's manual, *research report NO. CACR-98-06*.
- Komar, P. D. (1998), second edition, in *Beach processes and sedimentation*, p. 544, Prentice Hall.
- Komar, P. D. (2018), Coastal erosion in response to the construction of jetties and breakwaters, in *Handbook of coastal processes and erosion*, pp. 191–204, CRC Press.
- Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, and P. Janssen (1996), Dynamics and modelling of ocean waves, *Dynamics and Modelling of Ocean Waves, by GJ Komen and L. Cavaleri and M. Donelan and K. Hasselmann and S. Hasselmann and PAEM Janssen*, pp. 554. ISBN 0521577810. Cambridge, UK : Cambridge University Press, August 1996., p. 554.
- Kroon, A., M. Davidson, S. Aarninkhof, R. Archetti, C. Armaroli, M. Gonzalez, S. Medri, A. Osorio, T. Aagaard, R. Holman, and R. Spanhoff (2007), Application of remote sensing video systems to coastline management problems, *Coastal Engineering*, 54(6-7), 493–505, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2007.01.004.
- Kulling, B., F. Sabatier, and E. Anthony (2016), Modélisation du potentiel de transport sédimentaire longitudinal des plages du Languedoc-Roussillon, *Paralia*, doi: 10.5150/jngcgc.2016.026.



- le Hir, P. (2008), Aide mémoire de dynamique sédimentaire. 7ème édition., *DYNECO / PHY-SED*. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/6273>.
- Lesser, G. R., J. v. Roelvink, J. Van Kester, and G. Stelling (2004), Development and validation of a three-dimensional morphological model, *Coastal engineering*, 51(8-9), 883–915.
- Lippmann, T., and R. Holman (1990), The spatial and temporal variability of sand bar morphology, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C7), 11,575–11,590.
- Lippmann, T., and R. Holman (1991), Phase Speed and Angle of Breaking Waves Measured with Video Techniques, in *Coastal Sediments (1991)*, pp. 542–556.
- Lippmann, T. C., and R. A. Holman (1989), Quantification of sand bar morphology : A video technique based on wave dissipation, *Journal of Geophysical Research*, 94(C1), 995, doi: 10.1029/JC094iC01p00995.
- Lippmann, T. C., and G. M. Smith (2009), Shallow Surveying in Hazardous Waters, in *US Hydrographic Conference 2009*, pp. 1–12.
- Liu, P. L., and R. Dalrymple (1978), Bottom frictional stresses and longshore currents due to waves with large angles of incidence, *Journal of Marine Research*, 36(2), 357–375.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970), Longshore currents generated by obliquely incident sea waves : 1, *Journal of geophysical research*, 75(33), 6778–6789.
- Losada, I. J., J. L. Lara, E. D. Christensen, and N. Garcia (2005), Modelling of velocity and turbulence fields around and within low-crested rubble-mound breakwaters, *Coastal Engineering*, 52(10-11), 887–913, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2005.09.008.
- Loureiro, C., Ó. Ferreira, and J. A. G. Cooper (2012), Extreme erosion on high-energy embayed beaches : influence of megarips and storm grouping, *Geomorphology*, 139, 155–171.
- Luijendijk, A., G. Hagenaars, R. Ranasinghe, F. Baart, G. Donchyts, and S. Aarninkhof (2018), The State of the World’s Beaches, *Scientific Reports*, 8(1), 6641, doi: 10.1038/s41598-018-24630-6.
- Magoon, O. T., S. J. Williams, L. K. Lent, J. A. Richmond, D. D. Treadwell, S. L. Douglass, B. L. Edge, L. C. Ewing, and A. P. Pratt (2005), Economic impacts of anthropogenic activities on coastlines of the united states, in *Coastal Engineering 2004 : (In 4 Volumes)*, pp. 3022–3035, World Scientific.
- Maiti, S., and A. K. Bhattacharya (2009), Shoreline change analysis and its application to prediction : A remote sensing and statistics based approach, *Marine Geology*, 257(1-4), 11–23, doi: 10.1016/J.MARGEO.2008.10.006.
- Mansard, E. P., and E. Funke (1980), The measurement of incident and reflected spectra using a least squares method, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(17).
- Marciano, R., Z. B. Wang, A. Hibma, H. J. de Vriend, and A. Defina (2005), Modeling of channel patterns in short tidal basins, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 110(F1).

- Marieu, V., P. Bonneton, D. Foster, and F. Ardhuin (2008), Modeling of vortex ripple morphodynamics, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C9).
- Masselink, G., and K. P. Black (1995), Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches, *Coastal Engineering*, 25(3-4), 165–190.
- Mcgranahan, G., D. Balk, and B. Anderson (2007), The rising tide : assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones, *IIED*, 19(1), 17–37, doi: 10.1177/0956247807076960.
- Mei, C., M. Stiassnie, and D. Yue (1989), *Theory and Applications of Ocean Surface Waves : Part 1 : Linear Aspects Part 2 : Nonlinear Aspects*, Wolrd Scientific.
- Michallet, H., R. Cienfuegos, E. Barthélemy, and F. Grasso (2011), Kinematics of waves propagating and breaking on a barred beach, *European Journal of Mechanics-B/Fluids*, 30(6), 624–634.
- Miller, H. C. (1999), Field measurements of longshore sediment transport during storms, *Coastal Engineering*, 36(4), 301–321.
- Ming, D., and Y.-M. Chiew (2000), Shoreline Changes behind Detached Breakwater, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 126(2), 63–70, doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(2000)126:2(63).
- Mohanty, P. K., S. K. Patra, S. Bramha, B. Seth, U. Pradhan, B. Behera, P. Mishra, and U. S. Panda (2012), Impact of Groins on Beach Morphology : A Case Study near Gopalpur Port, East Coast of India, *Journal of Coastal Research*, 279, 132–142, doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00045.1.
- Nicholls, R. J. (2004), Coastal flooding and wetland loss in the 21st century : changes under the SRES climate and socio-economic scenarios, *Global Environmental Change*, 14(1), 69–86, doi: 10.1016/J.GLOENVCHA.2003.10.007.
- Nicholls, R. J., and A. Cazenave (2010), Sea-level rise and its impact on coastal zones., *Science (New York, N. Y.)*, 328(5985), 1517–20, doi: 10.1126/science.1185782.
- Nieto, M. A., B. Garau, S. Balle, G. Simarro, G. A. Zarruk, A. Ortiz, J. Tintoré, A. Álvarez-Ellacuría, L. Gómez-Pujol, and A. Orfila (2010), An open source, low cost video-based coastal monitoring system, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14), 1712–1719.
- Noble, R. M. (1978), Coastal Structures' Effects on Shorelines, in *Coastal Engineering 1978*, pp. 2068–2085, American Society of Civil Engineers, New York, NY, doi: 10.1061/9780872621909.127.
- Nordstrom, K. F. (2014), Living with shore protection structures : A review, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 150, 11–23, doi: 10.1016/J.ECSS.2013.11.003.
- Ojeda, E., B. G. Ruessink, and J. Guillen (2008), Morphodynamic response of a two-barred beach to a shoreface nourishment, *Coastal Engineering*, doi: 10.1016/j.coastaleng.2008.05.006.

- Pattiaratchi, C., et al. (1999), Design studies for an artificial surfing reef : Cable station, western australia, in *Coasts & Ports 1999 : Challenges and Directions for the New Century ; Proceedings of the 14th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 7th Australasian Port and Harbour Conference*, p. 459, National Committee on Coastal and Ocean Engineering, Institution of . . . .
- Phillips (1977), *The dynamics of the upper ocean*, Cambridge University Press.
- Plant, N., R. Holman, M. Freilich, and W. Birkemeier (1999), A simple model for interannual sandbar behavior, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C7), 15,755–15,776.
- Plant, N. G., K. Holland, and J. A. Puleo (2002), Analysis of the scale of errors in nearshore bathymetric data, *Marine Geology*, 191(1-2), 71–86, doi: 10.1016/S0025-3227(02)00497-8.
- Plant, N. G., S. G. Aarninkhof, I. L. Turner, and K. S. Kingston (2007), The performance of shoreline detection models applied to video imagery, *Journal of Coastal Research*, pp. 658–670.
- Pranzini, E., L. Wetzel, and A. T. Williams (2015), Aspects of coastal erosion and protection in europe, *Journal of coastal conservation*, 19(4), 445–459.
- Price, T. D. (2013), Morphological coupling in a double sandbar system, Ph.D. thesis, Université de Utrecht.
- Price, T. D., and B. G. Ruessink (2011), State dynamics of a double sandbar system, *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/j.csr.2010.12.018.
- Price, T. D., and B. G. Ruessink (2013), Observations and conceptual modelling of morphological coupling in a double sandbar system, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(5), 477–489, doi: 10.1002/esp.3293.
- Price, T. D., J. Rutten, and B. G. Ruessink (2011), Coupled behaviour within a double sandbar system, *Journal of Coastal Research Journal of Coastal Research SIProceedings) Journal of Coastal Research SI*, 64(64).
- Radermacher, M., M. Wengrove, J. van Thiel de Vries, and R. Holman (2014), Applicability of video-derived bathymetry estimates to nearshore current model predictions, *Journal of Coastal Research*, 70(sp1), 290–295.
- Radermacher, M., M. A. de Schipper, and A. J. Reniers (2018), Sensitivity of rip current forecasts to errors in remotely-sensed bathymetry, *Coastal Engineering*, 135(June 2017), 66–76, doi: 10.1016/j.coastaleng.2018.01.007.
- Ranasinghe, R., and I. L. Turner (2006), Shoreline response to submerged structures : A review, doi: 10.1016/j.coastaleng.2005.08.003.
- Ranasinghe, R., G. Symonds, K. Black, and R. Holman (2004), Morphodynamics of intermediate beaches : A video imaging and numerical modelling study, *Coastal Engineering*, doi: 10.1016/j.coastaleng.2004.07.018.
- Ranasinghe, R., I. L. Turner, and G. Symonds (2006), Shoreline response to multi-functional artificial surfing reefs : A numerical and physical modelling study, *Coastal Engineering*, 53(7), 589–611, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2005.12.004.

- Ranasinghe, R., M. Larson, and J. Savioli (2010), Shoreline response to a single shore-parallel submerged breakwater, *Coastal Engineering*, 57(11-12), 1006–1017, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2010.06.002.
- Reniers, A., and J. Battjes (1997), A laboratory study of longshore currents over barred and non-barred beaches, *Coastal Engineering*, 30(1-2), 1–21.
- Rihouey, D., J. Dugor, D. Dailloux, and D. Morichon (2009), Application of remote sensing video systems to coastal defence monitoring, *Journal of Coastal Research*, pp. 1582–1586.
- Robinet, A., B. Castelle, D. Idier, G. Le Cozannet, M. Déqué, and E. Charles (2016), Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay, *Geo-Marine Letters*, 36(6), 479–490, doi: 10.1007/s00367-016-0460-8.
- Robinet, A., D. Idier, B. Castelle, and V. Marieu (2018), A reduced-complexity shoreline change model combining longshore and cross-shore processes : The LX-Shore model, *Environmental Modelling & Software*, 109, 1–16, doi: 10.1016/J.ENVSOF.2018.08.010.
- Roche, A. (2011), Préconisations pour le recensement des ouvrages et structures de défense contre les aléas côtiers, *Cerema*, p. 62.
- Rocle, N. (2017), Coastal adaptation to climate change : Performative governance and new public risk management, Ph.D. thesis, Bordeaux.
- Roelvink, D. (2011), *A guide to modeling coastal morphology*, vol. 12, world scientific.
- Roelvink, D., A. Reniers, A. Van Dongeren, J. Van Thiel de Vries, J. Lescinski, and R. McCall (2010), Xbeach model description and manual, *Unesco-IHE Institute for Water Education, Deltares and Delft University of Technology. Report June, 21*, 2010.
- Roelvink, J., and M. Stive (1989), Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 94(C4), 4785–4800.
- Ruessink, B., and A. Kroon (1994), The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands : 1965–1993, *Marine Geology*, 121(3-4), 187–197, doi: 10.1016/0025-3227(94)90030-2.
- Ruessink, B. G., L. Pape, and I. L. Turner (2009), Daily to interannual cross-shore sandbar migration : Observations from a multiple sandbar system, *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/j.csr.2009.05.011.
- Rutten, J., S. M. De Jong, and G. Ruessink (2017), Accuracy of nearshore bathymetry inverted from x-band radar and optical video data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(2), 1106–1116.
- Rutten, J., B. Ruessink, and T. Price (2018), Observations on sandbar behaviour along a man-made curved coast, *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 134–149.
- Saint-Cast, F. (2002), Modélisation de la morphodynamique des corps sableux en milieu littoral, Ph.D. thesis, Bordeaux.

- Sallenger, J., H. Asbury, R. A. Holman, and W. A. Birkemeier (1985), Storm-induced response of a nearshore-bar system, *Marine Geology*, 64(3-4), 237–257.
- Samat, O. (2007), Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales : Le cas du languedoc et du delta du rhône, Ph.D. thesis, Aix-Marseille 1, thèse de doctorat dirigée par Lippmann-Provansal, Mireille et Sabatier, François Géographie Aix-Marseille 1 2007.
- Seiji, M., T. Uda, and S. Tanaka (1987), Statistical study on the effect and stability of detached breakwaters, *Coastal Engineering in Japan*, 30(1), 131–141.
- Shand, R. D. (2003), Relationships between episodes of bar switching, cross-shore bar migration and outer bar degeneration at Wanganui, New Zealand, *Journal of Coastal Research*, 19(1), 157–170.
- Shand, R. D., P. Hesp, and M. Shepherd (2006), Beach cut in relation to net offshore bar migration, *Journal of Coastal Research*, pp. 334–340.
- Short, A. D. (1992), Beach systems of the central netherlands coast : processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system, *Marine Geology*, 107(1-2), 103–137.
- Smith, J. A. (2006), Wave–current interactions in finite depth, *Journal of Physical Oceanography*, 36(7), 1403–1419.
- Splinter, K. D., R. A. Holman, and N. G. Plant (2011), A behavior-oriented dynamic model for sandbar migration and 2dh evolution, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C1).
- Splinter, K. D., I. L. Turner, M. A. Davidson, P. Barnard, B. Castelle, and J. Oltman-Shay (2014), A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response, *Journal of Geophysical Research F : Earth Surface*, doi: 10.1002/2014JF003106.
- Stive, M. J., S. G. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K. M. Wijnberg, R. J. Nicholls, and M. Capobianco (2002), Variability of shore and shoreline evolution, *Coastal Engineering*, 47(2), 211–235, doi: 10.1016/S0378-3839(02)00126-6.
- Stive, M. J., M. A. de Schipper, A. P. Luijendijk, S. G. Aarninkhof, C. van Gelder-Maas, J. S. van Thiel de Vries, S. de Vries, M. Henriquez, S. Marx, and R. Ranasinghe (2013), A new alternative to saving our beaches from sea-level rise : The sand engine, *Journal of Coastal Research*, 29(5), 1001–1008.
- Stockdon, H. F., and R. A. Holman (2000), Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C9), 22,015–22,033.
- Stockdon, H. F., R. A. Holman, P. A. Howd, and A. H. Sallenger (2006), Empirical parameterization of setup, swash, and runup, *Coastal Engineering*, doi: 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005.
- Sumer, B. M., J. Fredsøe, A. Lamberti, B. Zanuttigh, M. Dixen, K. Gislason, and A. F. Di Penta (2005), Local scour at roundhead and along the trunk of low crested structures, *Coastal Engineering*, 52(10-11), 995–1025, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2005.09.012.

- Sunamura, T. (1988), Beach morphologies and their change, *Nearshore Dynamics and Coastal Processes*, pp. 136–161.
- Sverdrup, H., and W. Munk (1947), *Wind, sea and swell. Theory of relations for forecasting.* Pub, 601, Hydrog. Office, Wash.
- Thornton, E., R. Humiston, and W. Birkemeier (1996), Bar/trough generation on a natural beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 101(C5), 12,097–12,110.
- Thornton, E. B., and R. Guza (1983), Transformation of wave height distribution, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C10), 5925–5938.
- Thornton, E. B., A. Sallenger, J. C. Sesto, L. Egley, T. McGee, and R. Parsons (2006), Sand mining impacts on long-term dune erosion in southern Monterey Bay, *Marine Geology*, 229(1-2), 45–58, doi: 10.1016/J.MARGE0.2006.02.005.
- Thornton, E. B., J. MacMahan, and A. Sallenger Jr (2007), Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes, *Marine geology*, 240(1-4), 151–167.
- Tolman, H. L. (2002), User manual and system documentation of {WAVEWATCH-III} version 2.22, *Tech. rep.*, U. S. Department of Commerce National Oceanic and Atmospheric Administration National Weather Service.
- Tomassicchio, U. (1996), Submerged breakwaters for the defence of the shoreline at ostia : field experiences, comparison, in *International Conference on Coastal Engineering. ASCE, Orlando, USA*, pp. 2404–2417.
- Turner, I. L., M. D. Harley, and C. D. Drummond (2016), UAVs for coastal surveying, *Coastal Engineering*, 114, 19–24, doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.03.011.
- Vaidya, A., S. K. Kori, and M. Kudale (2015), Shoreline Response to Coastal Structures, *Aquatic Procedia*, 4, 333–340, doi: 10.1016/J.AQPRO.2015.02.045.
- Valentini, N., A. Saponieri, M. G. Molfetta, and L. Damiani (2017), New algorithms for shoreline monitoring from coastal video systems, *Earth Science Informatics*, 10(4), 495–506.
- van der Meer, J. W., R. Briganti, B. Zanuttigh, and B. Wang (2005), Wave transmission and reflection at low-crested structures : Design formulae, oblique wave attack and spectral change, *Coastal Engineering*, 52(10-11), 915–929, doi: 10.1016/J.COASTALENG.2005.09.005.
- Van Dongeren, A., F. Sancho, I. Svendsen, and U. Putrevu (1995), Shorecirc : A quasi 3-d nearshore model, *Coastal Engineering*, pp. 2741–2754.
- Van Enckevort, I. M. J., and B. Ruessink (2003), Video observations of nearshore bar behaviour. part 2 : alongshore non-uniform variability, *Continental Shelf Research*, 23(5), 513–532.
- Van Enckevort, I. M. J., and B. G. Ruessink (2001), Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 106979(15), 969–16, doi: 10.1029/1999JC000167.

- Van Enckevort, I. M. J., and B. G. Ruessink (2003), Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1 : Alongshore uniform variability, *Continental Shelf Research*, doi: 10.1016/S0278-4343(02)00234-0.
- Van Enckevort, I. M. J., B. Ruessink, G. Coco, K. Suzuki, I. Turner, N. G. Plant, and R. A. Holman (2004), Observations of nearshore crescentic sandbars, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C6).
- Van Rijn, L. (2011), Coastal erosion and control, *Ocean & Coastal Management*, 54(12), 867–887.
- Vos, K., M. D. Harley, K. D. Splinter, J. A. Simmons, and I. L. Turner (2019), Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery, *Coastal Engineering*.
- Walling, D. (2006), Human impact on land–ocean sediment transfer by the world’s rivers, *Geomorphology*, 79(3-4), 192–216, doi: 10.1016/J.GEOMORPH.2006.06.019.
- Walstra, D., A. Reniers, R. Ranasinghe, J. Roelvink, and B. Ruessink (2012), On bar growth and decay during interannual net offshore migration, *Coastal Engineering*, 60, 190–200.
- Wamsley, T., H. Hanson, and N. C. Kraus (2002), Wave transmission at detached breakwaters for shoreline response modeling, *Tech. rep.*, ENGINEER RESEARCH AND DEVELOPMENT CENTER VICKSBURG MS COASTAL AND HYDRAULICS LAB.
- Wright, L., and A. D. Short (1984), Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis, *Marine geology*, 56(1-4), 93–118.
- Yates, M. L., R. T. Guza, and W. C. O’reilly (2009), Equilibrium shoreline response : Observations and modeling, *J. Geophys. Res.*, 114, 9014, doi: 10.1029/2009JC005359.
- Yoon, S. B., Y.-S. Cho, and C. Lee (2004), Effects of breaking-induced currents on refraction–diffraction of irregular waves over submerged shoal, *Ocean Engineering*, 31(5-6), 633–652.
- Zijlema, M., G. Stelling, and P. Smit (2011), Swash : An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters, *Coastal Engineering*, 58(10), 992–1012.

## **Annexe A**

**Résumé étendu paru dans le *proceeding*  
de la conférence *Coastal Dynamics 2017***



*Coastal Dynamics 2017*  
*Paper No. 022*

**NEARSHORE BARS AND SHORELINE DYNAMICS ASSOCIATED WITH THE  
 IMPLEMENTATION OF A SUBMERGED BREAKWATER: TOPO-BATHYMETRIC  
 ANALYSIS AND VIDEO ASSESSMENT AT THE LIDO OF SÈTE BEACH**

Bouvier<sup>1</sup>, C., Balouin<sup>1</sup>, Y. and Castelle<sup>2</sup>, B.

**Abstract**

Accurate topo-bathymetric data and video imagery analysis are combined to investigate the impact of the implementation of a 1-km long submerged breakwater on sandbar and shoreline dynamics at the microtidal wave-dominated beach of Sète, SE France. The topo-bathymetric analyses are used to quantify sand volume associated with morphological changes and the video imagery is used to address the high-frequency response of the sandbar-shoreline geometry. While the structure is found to reduce erosion and submersion hazards, our results also indicate that the structure had a profound impact on the coupled shoreline-sandbar system, particularly onshore of the breakwater. This impact cascades alongshore and deeply modified the nearshore system dynamics a few kilometers away from the structure. A progressive rotation and linearization of the sandbar was observed shoreward of the submerged breakwater. This resulted in the splitting of the sandbar adjacent to the structure during an episodic net offshore sandbar migration event. The typical formation of a salient or tombolo was not observed. Instead, shoreline coupled to the sandbar geometry, which resulted in a slight seaward migration of the shoreline in front of the structure.

**Key words:** nearshore sandbars, shoreline, submerged structure, coastal morphodynamics

**1. Introduction**

Coastal protection hard structures such as groynes, breakwaters, seawalls and revetments have been implemented worldwide to limit coastal erosion and to provide flooding protection to the hinterland (Ranasinghe and Turner, 2006). However, this traditional coastal defence strategy is increasingly unpopular as it is costly and lastingly scars the landscape. Coastal management practices nowadays no longer rely solely on hard coastal defence structures. Soft options like beach nourishments are increasingly preferred (e.g. Hamm et al. 2002; Charlier et al., 2005; Castelle et al., 2009) or more rarely using of soft submerged structure. Shoreface nourishments have been studied extensively as they are a common practice nowadays in many countries worldwide, such as in the Netherland (Grunnet and Ruessink, 2004). In contrast and despite their logic and benefit, the influence of soft submerged structures has received little attention in the scientific literature (Black, 2001; Evans and Ranasinghe, 2001). Noteworthy, all the literature on submerged structures, including field observation and modelling, have dealt with their impact on shoreline response and systematically overlooked their impact on the nearshore sandbar(s). Beside their fundamental scientific interest, sandbars play a key role in coastal protection during storm, dissipating wave energy before they reach the shore. Moreover, nearshore sandbars potentially enforce alongshore morphological variability at the beach, up to the shoreline and the coastal dune (e.g., Thornton et al., 2007; Van de Lageweg, 2013; Castelle et al., 2015).

Morphological changes on wave-dominated barred beaches are challenging to address as they cover a wide range of spatial and temporal scales. Shallow-water morphological changes on the timescales from hours (storms) to years through seasons and months are primarily driven by breaking-wave-induced hydrodynamics. Traditional topo-bathymetric measurements cannot address this wide range of scales,

<sup>1</sup> BRGM, Occitanie-Pyrénées-Méditerranée (SGR/LRO), 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

<sup>2</sup> UMR CNRS 5805 EPOC « Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France

Corresponding author: [c.bouvier@brgm.fr](mailto:c.bouvier@brgm.fr)

mostly because of the cost and the practical difficulties to survey the nearshore. Instead, video monitoring, which optically remotely sense the breaking waves and the beach can provide daily data of the geometry of the shoreline (through the high color contrast between water and sand) and the sandbar(s) (through high-intensity depth-induced breaking wave patterns). Although it has rarely been done in the scientific literature, the combination of numerous topo-bathymetric data and video monitoring can provide outstanding insight into the nearshore system behavior. The objective of this paper is to extensively describe the influence of a recently deployed submerged breakwater on sandbar and shoreline dynamics at a microtidal wave-dominated sandy beach (Sète, SE France). We use topo-bathymetric data to describe morphological changes following breakwater deployment and 5 years of video images, including 3 years after the deployment, to address the high-frequency response of the shoreline-sandbar system.

## 2. Field site

The Lido of Sète is a narrow coastal barrier facing the Mediterranean Sea located in the northern part of the Gulf of Lions (figure 1a). The studied coast, between Cap d'Agde and Sète is a semidiurnal microtidal environment, with a moderate-energy modal wave climate and episodic severe storms. The coast is exposed to dominant offshore winds. Onshore winds are occasionally observed in autumn and winter during marine storms. Storm events are typically characterized by significant wave heights larger than 3 m, peak wave period around 8 s with an ESE direction, although severe storms from the S can be observed.

The lido of Sète is characterized by a double bar system. The relatively alongshore-uniform outer bar is located between 250 m and 400 m from the shore with its crest in approximately 4 m below mean sea level. The inner bar is mainly crescentic with an oblique configuration (Aleman, 2013), i.e. attached to the shore in the northeastern sector and progressively detaching southwards to reach a distance of approximately 170 m from the shore at the end of the southwestern sector. The typical inner bar crest depth is 2 m below mean sea level. The averaged mean shoreface slope is 0.9 % with a mean grain size of approximately 200  $\mu\text{m}$  (Certain, 2002). The shoreline is mostly non-uniform alongshore due to protruding megacusps enforced by the offshore bar with a mean wavelength of 400 m (Balouin, 2013).

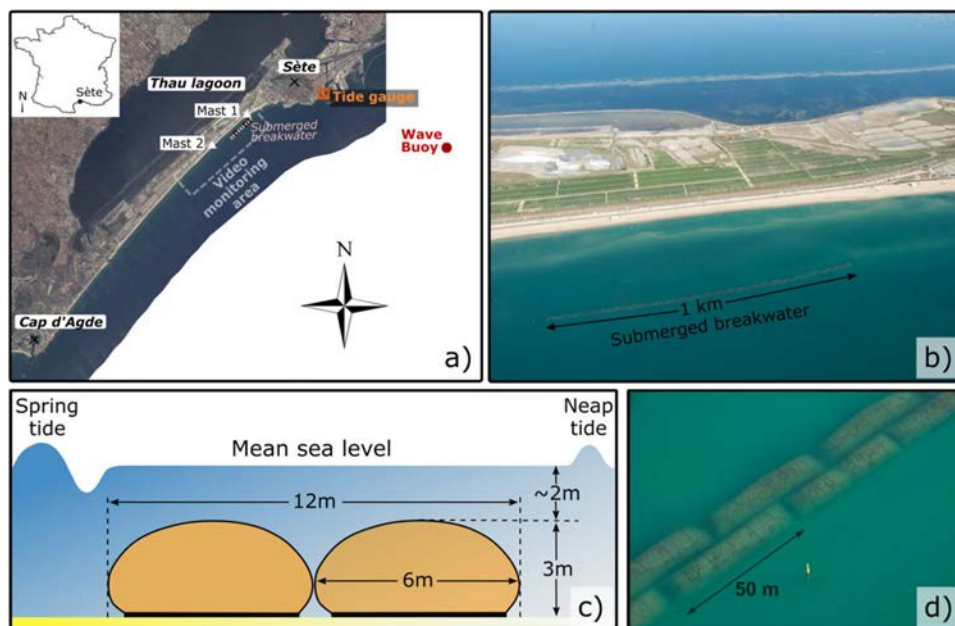


Figure 1. Map of the study site including the position of submerged breakwater, wave buoy, tide gauge and masts where cameras are installed (a). Dimension and aerial views of the submerged breakwater containers (b, c and d).

*Coastal Dynamics 2017*  
*Paper No. 022*

The Lido of Sète has experienced chronic marine erosion during the last decade, with a 50-m beach retreat in less than 50 years (Certain and Barousseau, 2005). This is particularly problematic as the beach system is of major interest from the perspective of socio-economic activity as it is a major international and national tourism destination with beach attendance up to 1 million per year (Balouin, 2014). A large beach management program was developed in the Lido to fight against chronic erosion (BCEOM, 2001). The program involved relocating the coastal road several hundred meters inland, widening the beach and building an artificial dune. Simultaneously, a submerged breakwater was installed. The submerged breakwater was implemented in early 2013 on the subdued outer bar located 350 m from the shore (figure 1b). The breakwater consists in 2 50-m long and 6-m wide rows of sand containers (figure 1c and d), extending 800 m and 12 m in the alongshore and cross-shore direction, respectively. It is 3-m high, that is, with its crest in approximately 2-m depth. To finalize coastal management, a beach nourishment of 510 000 m<sup>3</sup> of sand has been realized in December 2014 behind the geotube, which has been extended to 1-km long in October 2015.

### 3. Data acquisitions

#### 3.1. Wave data

Incident wave conditions were collected every 30 min from a directional wave buoy located offshore of Sète (Wave Buoy in figure 1a), which was moored in 30 m-depth in January 2011 and recorded data since then. Because the measured time series is interspersed due to a number of brief buoy malfunctions, the dataset was combined with numerical model outputs. Dicca Model (Besio et al., 2016) and the wave forecasting system developed by Puertos Del Estado (Gomez Lahoz and Carretero Albiach 2005) were used before and after 2014, respectively. Compared to measured data, root mean square error in significant wave height  $H_s$  and peak wave period  $T_p$  is smaller than 0.3 m and 1.3 s, respectively. The wave direction of the moderate- to high-energy events is also well reproduced. The wave component of the longshore energy flux per unit length of beach was calculated with  $\theta$  the angle of wave incidence with respect to shore normal, and  $P$  the available wave power per unit length measured in Kilowatt per meter evaluated using the measured spectral  $H_s$  (Longuet-Higgins, 1971):

$$P_l = P \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta \text{ [kW/m]} \quad (1)$$

#### 3.2. Topographic and bathymetric survey

The three topo-bathymetric surveys (November and December 2013, June 2016) consist of a series of echo sounding data spaced at an alongshore distance of approximately 30 m. Each survey point is estimated to have a vertical and horizontal accuracy of  $\pm 5$  cm and 1 m, respectively. Digital terrain models (DTM) were created for each survey by interpolation of the bed level measurements using triangulation with linear interpolation. The bathymetric data is completed by three high-resolution topo-bathymetric LiDAR imageries (2009, 2011 and 2014). The bathymetric beam frequency is 900 Hz for a minimal spatial resolution around 5 m and a vertical accuracy of about 30 cm. The collected data extend from the wooden stacks positioned on the dune foot to 20 m water depth in the cross-shore direction and along 3.5 km alongshore. A total of 6 accurate topo-bathymetries is therefore analyzed in this paper.

#### 3.3. Video data

An Argus video monitoring system (Holman and Stanley, 2007) consisting in 8 cameras mounted on two 20-m high 2.5-km spaced has been collecting data since mid-April 2011. 10-min averaged images of the 8 cameras were combined and transformed to real-world plan view images (Holland et al. 1997) on a 2 x 2 m grid from April 2011 to April 2016. The rectified images extend 600 m in the cross-shore (Xargus) and 4 km in the alongshore (Yargus) direction (figure 2). In the bar area in front the station locations (Yargus = 0 and Yargus = - 2500), the maximum pixel footprint is 2 and 0.5 m in the cross-shore and alongshore directions respectively. These accuracies worsen to about 5 and 30 m at the southwestern end of the field

site. Morphological features (bar, shoreline) were extracted using ARGUS toolboxes (Holman and Stanley, 2007, Pape, 2008) through the sampling of pixel luminosity intensity (Lippmann and Holman, 1990). The maximum pixel intensity is a good proxy for the submerged sandbars position. Alongshore-averaged sandbar positions were computed in two different geographic sectors: within the 1.3 km-long NE sector located in front of submerged structure (Yargus = 1250 to 2550 m) and within the 1.5 km-long SW (Yargus = -1000 to 500 m). The alongshore sections length well exceeds the alongshore wavelength of crescentic sandbar and megacusps, which influence is therefore filtered when computing the alongshore-averaged parameters. Cross-shore positions were computed from the wooden stacks positioned on the dune foot that constitutes a fixed reference. Sandbar obliquity and three-dimensionality were computed in the NE sector (Yargus = 1250 to 2550 m) facing submerged structure. Obliquity was estimated through the angle between wooden stack line and the linear regression of the sandbar. Three-dimensionality ( $\alpha$ ) was computed through the alongshore standard deviation between the sandbar and its linear regression. The shoreline position was extracted approximately every 15 days for low-energy wave conditions to limit the wave-set-up-induced errors. Beach width was computed from the dune foot.

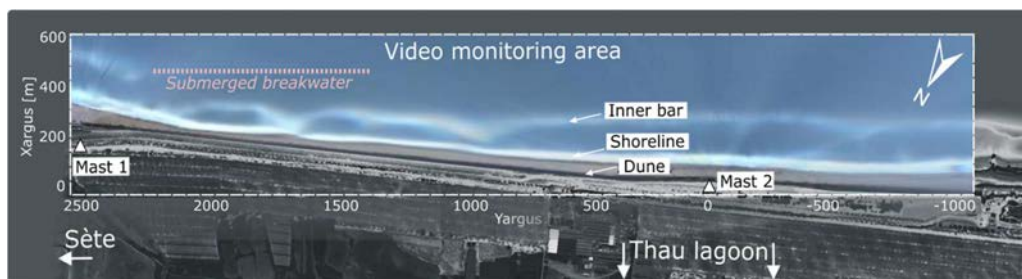


Figure 2. Planview time-exposure image (23 October 2011).

## 4. Results

### 4.1. Overall sandbar-shoreline behavior before and after the breakwater implementation

Before the breakwater implementation in 2013 two nearshore bars were present in the study area (figure 3a and b). The linear outer bar, which was well-developed in the NE sector (Yargus = 2550 to 1250 m), was slowly decaying in the seaward region of the nearshore in the SW sector (Yargus = 500 to -1000 m). The outer bar was located between 250 to 400 m from the shore with its crest in approximately 3 to 4 m below mean sea level. In the NE sector, the inner bar was close to the shore with well-developed crescentic patterns almost attached to the beach with a mean wavelength of 400 m. In contrast, in the SW sector the inner bar was located approximately 200 m from the shoreline in the SW sector with a more alongshore-uniform shape. The inner bar crest reached 0.6 m below mean sea level near the horn in the NE sector while crest in SW sector was in approximately 2-m depth. During the same period, the inner bar showed quite large cross-shore and alongshore variability. Shoreline-sandbar coupling was also observed with shoreline megacusp embayments facing the sandbar bays.

The implementation of the structure in early 2013 had a profound impact on the inner-bar morphology. A progressive linearization and rotation of the inner bar becoming parallel to the tube was observed in the NE sector (figure 3c, d, e and f). In the SW sector, the inner bar pursued its offshore migration. The combination of both alongshore and cross-shore evolutions drove the split of the sandbar at the end of 2013 (figure 3d). The strong offshore migration of the sandbar in the SW sector yielded to the progressive formation of a new inner bar close to the shoreline (Net Offshore Migration – NOM - cycle) that subsequently rapidly realigned to the inner bar of the NE sector (figure 3c, d, e and f). Shoreline-sandbar coupling was still observed after the implementation of the submerged breakwater with the disappearance of shoreline rhythmicity associated to the inner sandbar linearization. Figure 3f shows the beach morphology 19 months after the beach nourishment. The sand was initially deposited on beach facing the submerged breakwater area, but an important volume rapidly migrated offshore in shallow water.

Coastal Dynamics 2017  
Paper No. 022

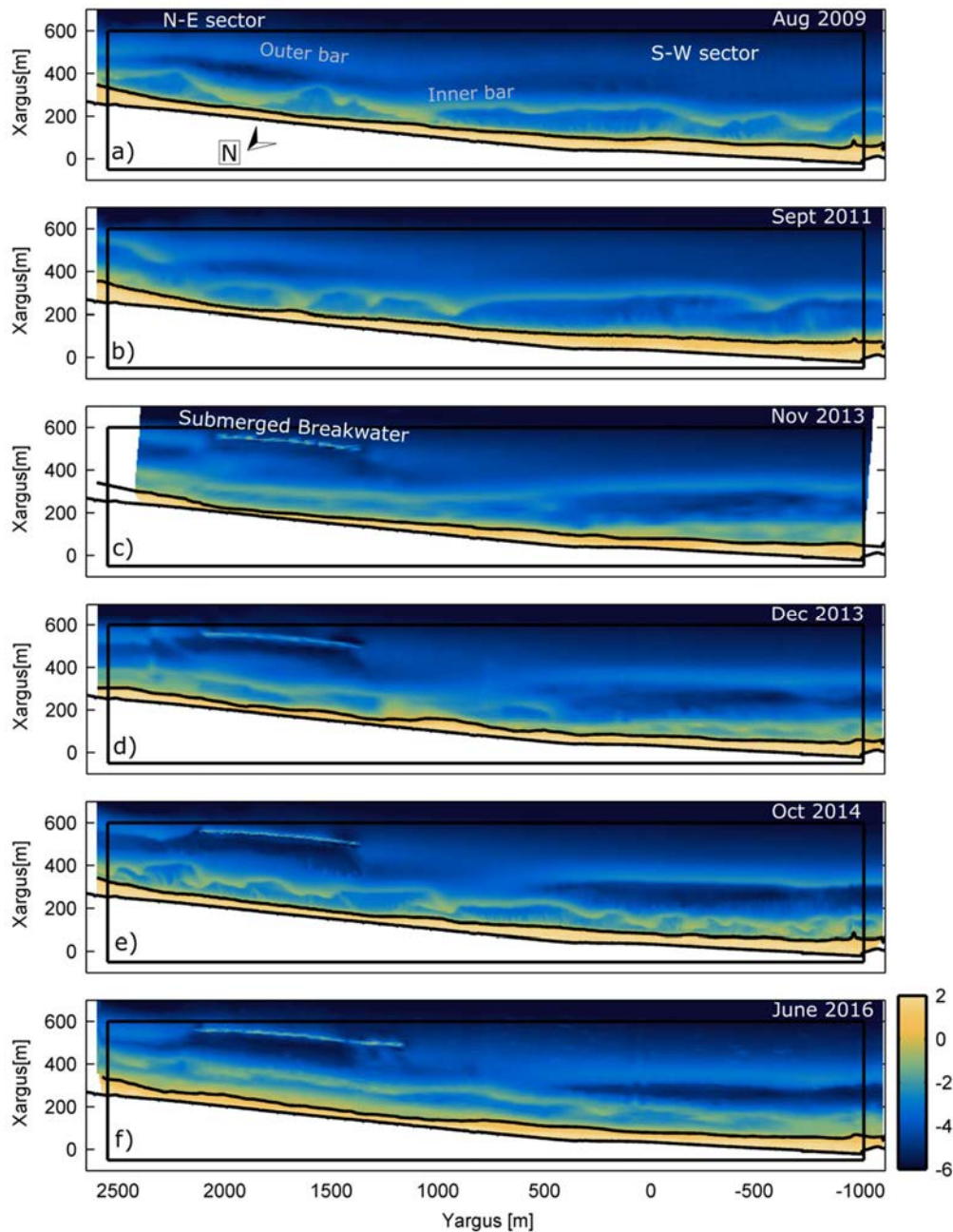


Figure 3. Plan view of the nearshore bathymetry: a) August 2009, b) September 2011, c) November 2013, d) December 2013, e) October 2014 and f) June 2016. In all panels the black lines indicate the wooden stacks and shoreline position.

To complete the analysis on the beach response to the submerged breakwater deployment, the difference plot in bathymetry between the pre- and post-breakwater deployment data is given in figure 4 (November 2013 with September 2011). Large erosion/accretion patterns (between +2 and -3 m) are observed. Erosion and accretion patterns at the inner bar alternate alongshore as a result of the reshaping of the inner bar into a reasonably alongshore-uniform ridge of sand. Important scouring was observed just onshore of the

breakwater. At the NE side of the geotube accretion was observed and reveals an alignment of outer sandbar to the geotube. Accretion was also observed more onshore in the surf zone between Yargus = 1700 to 2550 m which reflects an offshore migration of the inner bar and, as a result, its clockwise rotation. In the SW sector, reasonably alongshore-uniform erosion/accretion patterns reflect the offshore migration of the outer bar. Overall, the difference plot shown in figure 4 highlights that most of the morphological changes occurred in the nearshore, with much more subtle changes at the beach.

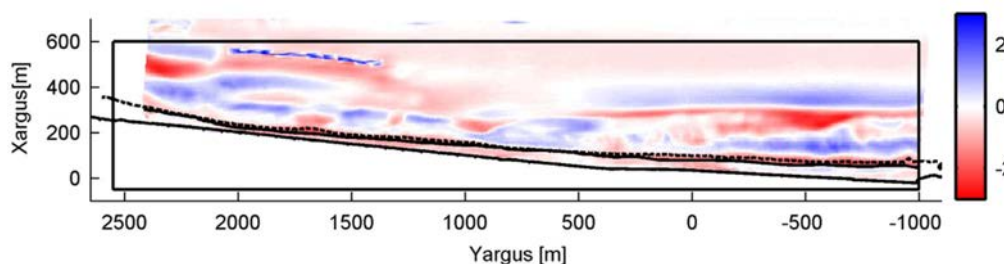


Figure 4. Difference bathymetric plot before and after submerged breakwater deployment (September 2011 vs November 2013).

#### 4.2. Profile response

An illustration of the detailed morphological changes (beach profiles) across the breakwater and the adjacent coast is shown in figure 5. The submerged breakwater was implemented 70 m offshore of the outer bar crest (figure 5a). Clearly, the sandbar disappeared after the implement of the breakwater with a 2-m erosion immediately offshore of the breakwater, while most of the sand appeared to move onshore to form a large sandbar (figure 5a). The cross-shore inner sandbar position remained reasonably stable until nourishment when the sandbar enlarged and migrated almost 50 m offshore. Prior to the breakwater, chronic shoreline erosion was observed, but this trend reversed in December 2013 with an advance of 25 m in 1 year. On shorter timescales, the beach rapidly enlarged by approximately 15 m between November and December 2013. This accretion was unexpected given that between the 2 bathymetries of winter 2013, the beach was submitted to a 4.7  $H_{S_{max}}$  storm. After nourishment in December 2014, a shoreline accretion by 10 m and a substantial decrease in beach slope was observed.

On the adjacent coast, an offshore migration and increase in depth of the (initial) inner bar is clearly observed throughout the study period (figure 5b). At the end of the study, the new inner sandbar was located 100 m further offshore from its initial position and was nearly 1 m less high. A new nearshore sandbar was created in 2013, concurrent with a 15-m shoreline retreat, which migrated offshore to progressively replace the former.

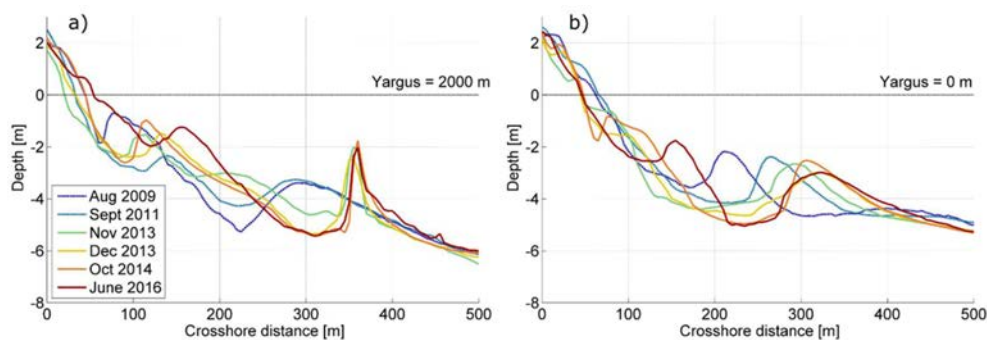


Figure 5. Depth versus crossshore distance, here shown for km-section Yargus = 2000 m and for Yargus = 0 m.

*Coastal Dynamics 2017*  
*Paper No. 022*

### 4.3. Wave forcing and high-frequency video-derived morphological evolution

5-year continuous video monitoring (2 years prior and 3 years after structure deployment) at Sète is a unique dataset to complete at high-frequency the analysis of the morphological response of the nearshore system to a significant anthropic perturbation introduced by a submerged breakwater. Inner bar crest positions were extracted before and after every significant energetic event (defined as  $H_s > 1.5$  m for at least 12 h). With 72 such events recorded from January 2011 to April 2016, only 59 couples of pre/post storm event video images were analyzed because of camera malfunctions or bad quality images. An example of timex image is given at the beginning of submerged breakwater deployment and 2 years after for same  $H_s$  conditions (figure 6). As described with the bathymetric data, video images exhibit sandbar rotation, linearization behind breakwater, offshore migration and splitting on the adjacent coast.

#### 4.3.1. Longshore sandbar response behind submerged structure

The 5-year time series of the alongshore sandbar position in the NE sector together with that of the sandbar three-dimensionality and sandbar obliquity computed with video monitoring data set is given in figure 7d, e and f respectively. Wave conditions ( $H_s$ ,  $T_p$ ), total energy  $P$  and longshore energy flux  $PI$  are presented in order to associate morphological evolution to hydrodynamic conditions at the beach of Sète (figure 7a, b and c). At the beginning of the study, sandbar was attached to the coast near  $Y_{argus} = 2250$  m (figure 7d) and progressively detached south-westward near  $Y_{argus} = 1500$  m with well-developed crescents with a wave length of 400 m. The bar behind the submerged breakwater before deployment had an angle to the dune of approximately  $2^\circ$  (figure 7f). Sandbar obliquity remained stable before the structure deployment but longshore migration of the sandbar sinuosity according to longshore energy flux induced by storm waves can be observed (figure 7d). A series of SE storms in October-November 2011 and 2013 period ( $PI < 0$  in figure 7c) drove longshore migration of 3D pattern toward SW. The temporal evolution of sandbar obliquity shows a significant decay after the structure deployment near January 2013 (figure 7f). The sandbar progressively rotated clockwise to finally become parallel to the dune and so to the breakwater few months after deployment. The process of sandbar rotation is apparently due to an offshore sandbar migration at the North-Eastern boundary of the structure ( $Y_{argus} = 2250$  m to 2500 m in figure 7d). At this location, the sandbar migrated offshore during storm events (March and December 2013 or April 2014). This alongshore variability of cross-shore migration processes induced the process of sandbar rotation described in the first analysis. Even if a tendency of three-dimensionality evolution is not obvious in figure 7e, the timestack in figure 7d clearly shows that the initial 3D patterns were smoothed out after deployment. Some alongshore variability could occasionally develop shoreward of the submerged breakwater (near  $Y_{argus} = 2250$  m) for moderate wave in April 2014 which created an increase in sandbar three-dimensionality. The 4.2 m  $H_s$  storm in December 2013 induced a real break in sandbar evolution with the complete sandbar linearization and an apparent offshore migration.

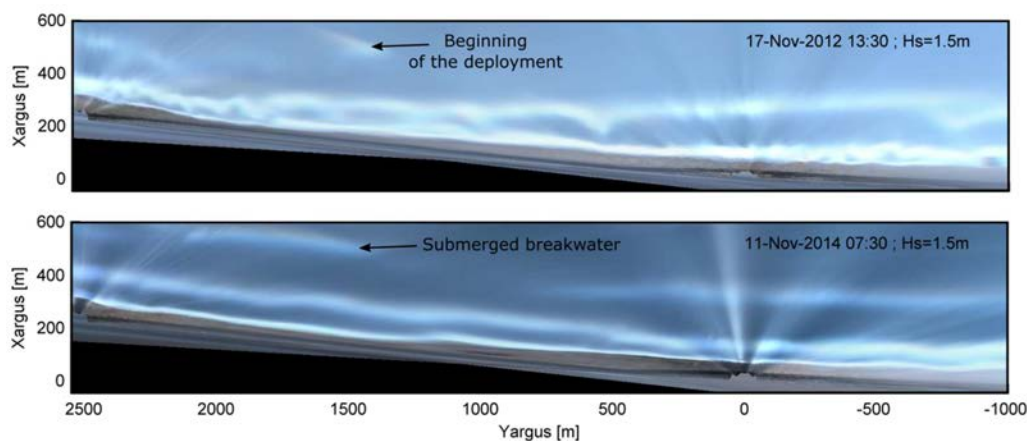


Figure 6. Planview time-exposure images showing sandbar(s) position at the beginning of the deployment (upper panel) and 2 years after submerged breakwater installation (bottom panel).

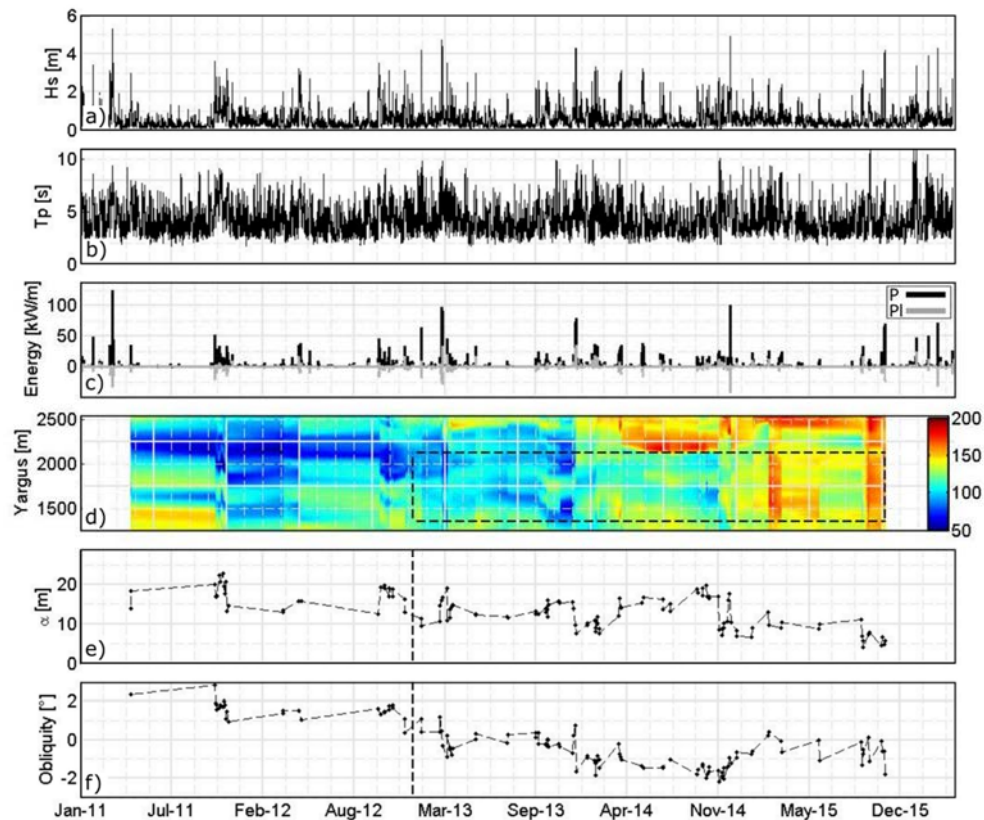


Figure 7. Temporal evolution of wave characteristics, offshore (a) Hs wave height, (b) peak period (Tp) and (c) energy. (d) Temporal evolution of inner-bar alongshore position in the NE sector. (e) Temporal evolution of sandbar three-dimensionality and (f) obliquity. Black shaded line represents the extremities of breakwater and the deployment period.

#### 4.3.2. Crossshore sandbar response on the adjacent coast

Figure 8b presents the temporal evolution of the alongshore-averaged sandbar position with discrimination of the 2 sectors (behind breakwater and on the adjacent coast). Figure 8 is given with the time series of Hs wave height. Although at a different mean distance to the shore, the inner bars at the SE and SW sectors show similar behavior prior to the deployment. The overall sandbar position was reasonably stable in both sectors, showing short-term higher variability during storm events. After the submerged structure deployment, a series of storms in March 2013 led to a strong offshore migration of the bar at both sectors. However, in contrast with prior to the deployment, the offshore migration was larger in the SW sector than in the NE sector by approximately a factor 2, with the inner bar of the SW sector remaining at about the same location during the subsequent months. During the subsequent winter, a major storm event with Hs peaking at 4.3 m occurred in December 2013 and drove another large (approximately 30 m) offshore migration event in the NE sector, which was increased to approximately 50 m in the SW sector. This event drove the splitting of the sandbar between the 2 sectors. As the bar in the SW sector migrated far offshore (approximately 275 m from the shore) and increased substantially in depth (cf. section 4.2), a new (inner) bar formed shoreward in the SW sector. This new inner bar welded to the bar in the NE sector to form a continuous and reasonably alongshore-uniform sandbar across the entire domain.

Mean beach width was also computed behind the submerged breakwater between Yargus = 1400 m and 2100 m. The temporal evolution is given in figure 8b. Before the structure deployment, the shoreline was retreating at a mean rate of 2 m/year shoreward of the submerged breakwater. Few months after the structure deployment near April 2013, beach widening of 20 m in one year. After July 2014, shoreline positions remained reasonably stable until beach nourishment in December 2014.



*Coastal Dynamics 2017*  
 Paper No. 022

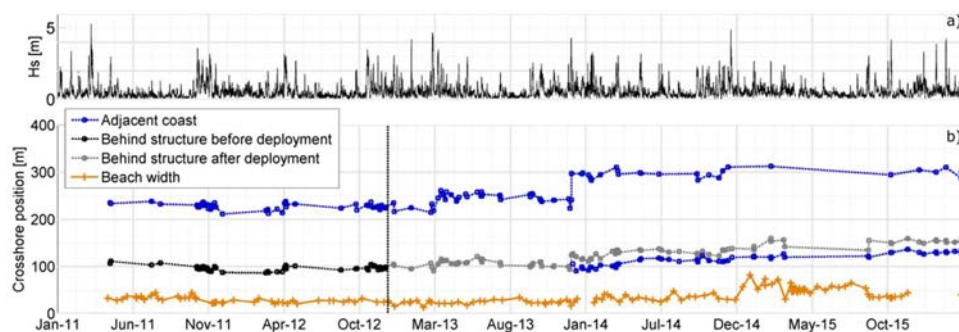


Figure 8. Temporal evolution of (a) the offshore  $H_s$  wave heights and (b) sandbars and shoreline crossshore positions with indication the deployment of the submerged structure in black shaded line.

## 5. Discussion and conclusion

At the lido of Sete, relatively slow NOM cycle has been observed (Certain, 2005, Aleman, 2013) but because of low temporal resolution, the role of single storm events in this process was difficult to quantified precisely (Gervais et al., 2012). Here, a very fast natural episodic net offshore migration has been observed in the SW sector on December 2013 with an offshore migration rate of 50 m/day. In line with a previous study (Ruessink et al., 2009) our investigation underlines the possible predominant role of episodic events on the onset of NOM cycles. Our study further highlight large alongshore difference in offshore migration rates as a result of the breakwater implementation. Sandbar splitting was observed during storm in December 2013 and it is hypothesized to be caused by the submerged breakwater that, through wave energy dissipation through depth-induced breaking across the structure, inhibits further offshore migration of the sandbar in the NE sector. This will need to be further proven through numerical modelling.

However, even if this split was clearly generated during the storm of December 2013, the progressive clockwise rotation of the initial oblique NE sandbar is observed since structure deployment and certainly played a role in the disconnection with the bar on the adjacent coast. Mechanisms driving the progressive reshaping of the tridimensional and oblique inner sandbar into an offshore-migrating alongshore-uniform ridge of sand remain unclear. Detailed process-based surf-zone sandbar morphodynamic modelling including the implementation of the submerged breakwater will be required to decipher the cause of these morphological changes.

The typical formation of a salient or tombolo was not observed and shoreline pursued its coupling with the inner bar, although the shoreline-sandbar system geometry was deeply changed. Since structure deployment, the morphology of the inner bar has changed drastically, and the beach widened by approximately 20 m. These results suggest a positive role of the submerged structure on the behavior of the aerial beach on the long term. In addition, during storms, a reduction in wave run-up was qualitatively observed through video timestacks in the alignment of the submerged breakwater. Previous experiments at the lido of Sete beach show that inner-bar and shoreline maintained a complex relationship (Balouin, 2013). Bar cusps and cusped shoreline were usually out-of-phase (seaward budes in the shoreline in front of the bar horns) but depending of wave energy and incidence crescentic sandbar patterns could rapidly migrate longshore and shoreline cusps could be observed in-phase the nearshore sandbar. The impact of this behavior on the erosion of the dune is interesting asunder certain wave and nearshore morphology conditions, localized beach and dune erosion can be enforced by the nearshore morphology (Thornton, 2007; Castle, 2015). After the structure deployment, we observed a linearization of both the bar and the shoreline, with absence of alongshore substantial alongshore variability in wave run-up. Accordingly, our results indicate that the influence of the submerged structure on the sandbar is a cornerstone to further understand the complexified shoreline response. But the main output of this study suggests that, on barred-beaches, the role of the sandbar is critical to shoreline response to the implementation of breakwaters, even a few kilometers away from the structure, which has been overlooked in previous studies.

*Coastal Dynamics 2017*  
 Paper No. 022

### Acknowledgements

The video system used in this work and topo-bathymetric survey was funded by Thau Agglo and BRGM. Wave and LiDAR data were provided by the DREAL-LR (Direction Régionale de l'Environnement, l'Aménagement et le Logement) and are respectively part of the Candhis and Refmar networks. CB acknowledges financial support from BRGM, DREAL-LR and Thau Agglo through a PhD grant. BC is funded by CHIPO (grant number ANR-14-ASTR-0004-01) supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR). L. Desbiendras, J. Tesson, R. Belon, M. Giusti, Y. Colombet, P-A Picand, F. Longueville and A. Latapy are greatly acknowledged for their help in processing video data.

### References

- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Barusseau, J.P., Gervais, M., 2013. Net offshore bar migration variability at a regional scale: Inter-site comparison (Languedoc-Roussillon, France). *Journal of Coastal Research: Special Issue 65 - International Coastal Symposium Volume 2*: pp. 1715-1720.
- Balouin, Y., Tesson, J., Gervais, M., 2013. Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sète beach, France. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, p 440-445.
- Balouin, Y., Rey-Valette, H., Picand, P. A., 2014. Automatic assessment and analysis of beach attendance using video images at the lido of Sète Beach, France. *Ocean & Coastal Management*, 102, 114-122.
- BCEOM, 2001. General study for the protection and sustainable management of the Lido of Sète to Marseillan General. synth. (December 2001), p. 122 Report (in French).
- Besio, G., Mentaschi, L., Mazzino, A., 2016. Wave energy resource assessment in the Mediterranean Sea on the basis of a 35-year hindcast. *Energy*, 94, 50-63.
- Black, K., Mead, S., 2001. Design of the gold coast reef for surfing, beach amenity and coastal protection: surfing aspects. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 29, 115-130.
- Castelle, B., Turner, I.L., Bertin, X., Tomlinson, R., 2009. Beach nourishment at Coolangatta Bay over the period 1987-2005: Impacts and lessons. *Coastal Engineering*, 56, 940-950.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Senechal, N., Ferreira, S., 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe storms on a double-barred sandy coast: beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135–148.
- Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon). Perpignan, France : University of Perpignan, Ph.D. thesis, 209p.
- Certain, R. and Barusseau, J.P., 2005. Conceptual modeling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France). *Bull. Soc. Geol. France*, 176(4): 343-354.
- Gervais, M., Balouin, Y., Belon, R., 2011. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Geomorphology*, 143–144 (0), 69-80.
- Gómez Lahoz, M., and Carretero Albiach, J. C., 2005. Wave forecasting at the Spanish coasts. *Journal of Atmospheric & Ocean Science*, 10(4), 389-405.
- Grunnet, N.M., Ruessink, B.G., 2005. Morphodynamic response of nearshore bars to a shoreface nourishment. *Coastal Engineering* 52, 119–137. doi:10.1016/j.coastaleng.2004.09.006.
- Hamm, L., Capobianco, M., Dette, H.H., Lechuga, A., Spanhoff, R., Stive, M.H.F. (2002). A summary of European experience with shore nourishment. *Coastal Engineering*, 47, 237-264.
- Holland, K.T., Holmann, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J. And Plant, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22, 81-92.
- Holman, R.A. and Stanley, J., 2007. The history and technical capability of Argus. *Coastal Engineering*, 54:477-491.
- Lippmann, T.C. and Holman, R.A., 1989. Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94, 995-1011.
- Longuet-Higgins, M., 1970. Longshore current generated by obliquely incident sea waves. *Journal of Geophysical Research*, 75, 6778–6801.
- Ranasinghe, R., Turner, I. L., Symonds, G., 2006. Shoreline response to multi-functional artificial surfing reefs: A numerical and physical modelling study. *Coastal Engineering*, 53(7), 589-611.
- Ruessink, B.G., Pape, L., Turner, I.L., 2009. Daily to interannual cross-shore sand bar migration: observations from a multiple sand bar system. *Cont. Shelf Res.*, 29: 1663–1677.
- Thornton, E.B., Sallenger, A.H. and MacMahan, J.H., 2007. Rip currents, cuspate shorelines and eroding dunes. *Marine geology*, 240 (1-4), 151-167.
- W.I. van de Lageweg, K.R. Bryan, G. Coco, B.G. Ruessink, 2013. Observation of shoreline–sandbar coupling on an embayed beach. *Marine Geology*, 344, pp. 101–114.





---

## Barres d'avant côte et trait de côte : dynamique, couplage et effets induits par la mise en place d'un atténuateur de houle

---

**Résumé :** Ces dernières années, de nouvelles stratégies ciblant un accompagnement de la mobilité du trait de côte plutôt que sa fixation ont vu le jour. Parmi celles-ci, les ouvrages atténuateurs de houle visent à protéger la côte en dissipant l'énergie des vagues par déferlement bathymétrique, tout en restant invisibles depuis la plage. Leur utilisation a toutefois eu des effets contrastés et les processus hydro-sédimentaires induits par ces structures restent mal connus. L'objectif général de ce travail est de mieux comprendre les effets de ces atténuateurs de houle sur la morphodynamique littorale, notamment sur des sites où l'évolution de l'avant-côte est complexe et dynamique. L'observation des effets induits par un atténuateur de houle installé au lido de Sète (Golfe du Lion), sur la dynamique littorale est réalisée via un dispositif vidéo qui permet de caractériser l'évolution morphologique du système. En s'appuyant sur une méthode automatique de correction des images développée dans le cadre de cette thèse, l'estimation de la bathymétrie par inversion de la célérité des vagues et ses erreurs associées sont évaluées pour la première fois en Méditerranée. Les observations montrent que l'atténuateur de houle impacte de manière importante la morphologie et la dynamique des barres sableuses pré-littorales et révèlent que l'élargissement de la plage résulte principalement de son couplage avec la nouvelle forme de barre plus linéaire. Le modèle morphodynamique 2DBeach est ensuite implémenté sur Sète et sur un second site atelier en Australie où un récif artificiel de taille et de forme différente a été mis en place. Les simulations réalisées permettent de déterminer les circulations induites par ces ouvrages ainsi que les évolutions sédimentaires associées. Enfin, ce travail met en lumière les différents processus physiques contrôlant l'influence d'un atténuateur de houle sur les évolutions morphologiques des barres sableuses pré-littorales et du trait de côte, et renforce des connaissances essentielles à la gestion durable des plages sableuses.

**Mots clés :** Atténuateur de houle ; barres d'avant côte ; trait de côte ; imagerie vidéo ; inversion bathymétrique ; modèle morphodynamique

---

## Sandbars and shoreline dynamics associated with the implementation of a submerged breakwater

---

**Abstract:** In recent years, traditional coastal defense strategy has become increasingly unpopular as it is costly and lastingly scars the landscape with sometimes limited effectiveness or even adverse impact. Mimicking natural reefs, submerged breakwaters aims to protect the coast, decreasing wave energy through wave breaking offshore with the advantage of remaining invisible from the beach. The general objective of this work is to better understand the different morphodynamic processes that interact in the presence of these structures, especially for complex beach morphology with highly dynamic sandbars. The observation of the effects induced by a submerged breakwater deployed at the Lido of Sète (Gulf of Lions) on the morphological response is performed using a video monitoring system. Based on an automatic method for image correction developed in this thesis, a video-derived depth inversion algorithm was tested to infer nearshore bathymetry from remotely-sensed wave parameters. Our observations show that the submerged breakwater had a profound impact on the shoreline-sandbar system and suggest that, on barred beaches, the role of the sandbar is critical to shoreline response to the implementation of such a structure. The expected salient formation was not observed and, instead, shoreline coupled to the modified sandbar geometry, which resulted in a slight seaward migration of the shoreline in the lee of the structure. In order to characterize the nearshore circulation induced by these structures and to better assess sediment transport, the morphodynamic model 2DBeach was then implemented on Sète and at another beach in Australia where an artificial reef of different size and shape has been deployed. This work allows a better understanding of the influence of a submerged breakwater on the morphological evolution of sandbars and shoreline on time scales from storm to years, and provides new insight into nearshore system response to better design sustainable management of sandy beaches.

**Keywords:** Submerged breakwater ; sandbars ; shoreline ; video imagery ; bathymetric inversion ; morphodynamic model