

N° d'ordre : 3840

THÈSE

Présentée à

**L'UNIVERSITÉ BORDEAUX 1**

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

**Par Rafael Almar**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR**

SPECIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

---

**Morphodynamique littorale haute fréquence  
par imagerie vidéo**

---

Soutenue le

Après avis de :

<b>Stephane Abadie</b>	Professeur, LASAGEC, Anglet	Rapporteur
<b>Dano Roelvink</b>	Professeur, UNESCO-IHE, Delft, Pays-Bas	Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

<b>Stephane Abadie</b>	Professeur, LASAGEC, Anglet	Rapporteur
<b>Philippe Bonneton</b>	Directeur de Recherche CNRS, EPOC, Bordeaux	Co-Directeur
<b>Thierry Garlan</b>	Ingénieur, SHOM, Brest	Examineur
<b>Thierry Mulder</b>	Professeur, EPOC, Bordeaux	Président
<b>Dano Roelvink</b>	Professeur, UNESCO-IHE, Delft, Pays-Bas	Rapporteur
<b>Nadia Sénéchal</b>	Maître de Conférences, EPOC, Bordeaux	Co-Directeur



# Remerciements

Un bonjour à tous ceux que j'ai eu la chance de pouvoir côtoyer au cours de ces trois années de thèse et qui ont contribué à ce que ces années soient tout d'abord une aventure humaine!

Merci à tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidé, m'ont encouragé. La dynamique du littoral était pour moi une grande inconnue et c'est grâce à ces personnes, qui ont su faire partager leur connaissance et leur passion, que ce travail de thèse a été mené.

Je remercie tout d'abord les deux co-encadrants, Philippe Bonneton et Nadia Sénéchal. Nadia, encore merci pour ta confiance, tes encouragements, ta grande disponibilité malgré tes très nombreuses obligations mais aussi pour ta sympathie exemplaire. Bref, de nombreuses qualités, qui alliées à une grande pédagogie pour le partage des connaissances, font la réussite d'un encadrement de thèse. J'espère qu'il y aura encore beaucoup de thésards qui suivront. Philippe, il pourrait t'être associé le slogan de Météo France : "Toujours un temps d'avance" pour ta vision des choses, anticipative et claire. Merci aussi pour la rigueur et la précision avec lesquelles tu as encadré ce travail. Bref, je vous remercie tous les deux pour cet encadrement qui est tout ce qu'un thésard peut espérer de mieux.

Je remercie également Dano Roelvink pour avoir suivi avec attention ce travail du début à la fin, et avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse. Une énorme maîtrise du domaine littoral combinée à une immense sympathie et accessibilité. Merci à toi et à Rosh Ranasinghe pour m'avoir également accueilli à Delft et d'avoir participé à des études de cette thèse.

Un immense merci à Giovanni Coco, son initiation à beaucoup de choses! la dynamique des plages, les techniques vidéo... Une gentillesse et une large connaissance qui explique sûrement ce réseau de contacts tout aussi impressionnant! Merci également à Karin Bryan, sa motivation et son entrain. Et aussi George Payne, l'Ingénieur vidéo le plus sympathique, pour les nombreux bons moments passés ensemble sur le terrain.

J'ai également largement apprécié de discuter et collaborer avec Gerben Ruessink. Une sympathie et un recul scientifique remarquables.

Je voudrais remercier les autres membres du jury de la thèse, Stéphane Abadie d'avoir accepté de rapporter cette thèse, Thierry Garlan, Thierry Mulder les examinateurs mais aussi Elizabeth Gibet-Brunet absente excusée le jour de la soutenance.

Un bonjour à tous les amis de conf et d'école d'été et de mission terrain, c'était bien bon !

Le Bruno Castelle, une grosse implication dans cette thèse et pour les sessions de surf (un peu moins d'implication le matin quand même)...Le Vincent Marieu, toujours le premier à aider les autres, toujours le premier aussi à les chambrer ! Jean-Paul Parisot, merci pour les discussions aussi variées qu'enrichissantes. Stéphane Bujan pour son dynamisme et les super sorties kayaks et picnics sur le terrain. Patrice Bretel, un autre amoureux des kebabs, de la bière et des blagues vaseuses. Mais également Aurelie et Jean-Marie et Aldo.

Les RU'mates, une grande famille ! Tim, Jo, Sylvain, Bruno, 20100, Samuel, Vincent.M... des moments de philosophie intense autour d'une assiette de frite/mayo ! Un bémol pour le monsieur des frites qui ne donne jamais de rab ! Ceux qui sont partis. Nico, pour son débit de bière et les innombrables soirées/confs, et sa super technique des verres d'eau avant de se coucher !! Delphine, yin la journée et yang le soir ! Elo, le soleil de Bretagne. La relève... Loïc pour ta tête d'après soirée, François, tes anecdotes croustillantes qui font bien marrer, Marion, une confiance en soi et une adresse incomparable ! et les autres le surfeur/wakeboarder/snowboarder Florian, Emily, Lorie.

Salut le Pierre, bodyboarder décomplexé. Le bureau des baroudeurs...Mathieu, des fois dans son bureau, souvent en vadrouille, Romain, pas souvent dans son bureau, avec ses nombreux objectifs (hum, pas de thèse, de photo), Chaud ! Ju, qui rassemble autour de la poésie, des soirées mondaines et de la musique classique (Franky Mozart). Également, un big wave rider remarquable avec qui j'ai eu l'honneur de partager le bureau les derniers mois de thèse, un bureau de gars, après 2.5 ans dans un bureau de filles !! Ce bureau de filles, le bureau Caraïbe. Une ambiance chaude ! Un vrai film, du suspense, des émotions, des retournements de situation....bref, plein de choses partagées dans les bons et les mauvais moments. Moments qui en tout cas ont largement imprégné cette période et nous ont marqué durablement ! Avec dans les rôles des fofounettes : Aurelie (avec l'arrivée de la petite Irene et le moins petit Antoine), Caro et Aurelia. Merci pour tout.

Pour finir, bonjour aux amis, à la famille et à Marie.

# Table des matières

<b>I</b>	<b>Introduction</b>	<b>7</b>
I.1	Contexte général . . . . .	9
I.2	Objectifs et organisation de la thèse . . . . .	13
<b>II</b>	<b>État des connaissances sur la morphodynamique à court terme</b>	<b>15</b>
II.1	Introduction . . . . .	17
II.2	Description de la morphodynamique littorale . . . . .	19
II.2.1	Morphologie et dynamique des structures sableuses . . . . .	19
II.2.2	Morphodynamique des plages : classification et modèles conceptuels d'évolution . . . . .	22
II.3	Mécanismes de formation des structures sableuses . . . . .	27
II.3.1	Structures rectilignes . . . . .	27
II.3.2	Structures tridimensionnelles . . . . .	28
II.4	Impact de la marée sur la morphodynamique . . . . .	33
II.5	Intérêt de l'imagerie vidéo pour répondre à cette problématique : état de l'art . . . . .	36
<b>III</b>	<b>Site d'étude et instrumentation</b>	<b>41</b>
III.1	Le site-atelier des plages d'Aquitaine . . . . .	43
III.1.1	Environnement géomorphologique . . . . .	43
III.1.2	Environnement hydrodynamique . . . . .	43
III.1.3	Morphologie des plages de la côte Aquitaine . . . . .	45
III.2	Description de l'outil vidéo . . . . .	46
III.2.1	Introduction . . . . .	46
III.2.2	Description du système vidéo Cam-Era . . . . .	47
III.2.3	Principe général du géoréférencement . . . . .	47
III.3	Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo	49
III.3.1	Biscarrosse 2007 . . . . .	49
III.3.2	Truc Vert (Cap Ferret) 2008 . . . . .	57
<b>IV</b>	<b>Méthodes vidéo d'estimation de la topographie</b>	<b>65</b>
IV.1	Introduction . . . . .	68

IV.2	Estimation vidéo de la topographie intertidale (Article) . . . . .	68
IV.2.1	Détection de la ligne d'eau . . . . .	68
IV.2.2	Élévation verticale de la ligne d'eau . . . . .	88
IV.2.3	Validation globale de la méthode . . . . .	96
IV.3	Estimation vidéo de la topographie immergée . . . . .	100
IV.3.1	Modèles de vagues et inversion bathymétrique . . . . .	100
IV.3.2	Signal vidéo des vagues . . . . .	108
IV.3.3	Méthode vidéo d'estimation de la célérité . . . . .	120
IV.4	Validation globale des méthodes de reconstruction de la topographie . . .	134
IV.4.1	Description . . . . .	134
IV.4.2	Résultats . . . . .	134
IV.4.3	Discussion . . . . .	137
<b>V</b>	<b>Réponse d'un système double barre à une séquence de tempêtes</b>	<b>141</b>
V.1	Introduction . . . . .	143
V.2	Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article) . . . . .	146
V.2.1	Introduction . . . . .	148
V.2.2	Data . . . . .	149
V.2.3	Results . . . . .	155
V.2.4	Discussion . . . . .	163
V.2.5	Conclusions . . . . .	168
V.3	Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête . . . . .	170
V.3.1	Description de l'évolution temporelle simultanée de deux systèmes à double barre . . . . .	171
V.3.2	Facteurs hydrodynamiques contrôlant les changements morpholo- giques . . . . .	172
V.3.3	Discussion . . . . .	175
V.3.4	Conclusions . . . . .	177
<b>VI</b>	<b>Morphodynamique du haut de plage</b>	<b>181</b>
VI.1	Introduction . . . . .	183
VI.2	Morphodynamique des croissants de plage (Article) . . . . .	185
VI.3	Dynamique post-tempête du haut de plage . . . . .	194
VI.3.1	Contexte de cette étude . . . . .	194
VI.3.2	Description des données . . . . .	195
VI.3.3	Résultats et discussion . . . . .	196
VI.3.4	Conclusions . . . . .	197

<b>VII Conclusions et Perspectives</b>	<b>203</b>
VII.1 Conclusions générales . . . . .	204
VII.2 Perspectives . . . . .	207
<b>A Wave celerity from video imaging : a new method</b>	<b>233</b>
<b>B High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing</b>	<b>247</b>
<b>C Estimation vidéo haute fréquence de la topographie intertidale d'une plage sableuse : application à la caractérisation des seuils d'engraissement et d'érosion</b>	<b>253</b>





# Glossaire

$2D$	:	Variations dans les directions perpendiculaire à la plage et verticales mais uniformes dans la direction parallèle
$3D$	:	Variations dans la direction perpendiculaire à la plage et verticales et dans la direction parallèle
$A$	:	Amplitude des vagues
$C$	:	Célérité des vagues
$CEOF$	:	(”Complex Empirical Orthogonal Function”), analyse en composantes principales complexe
$Cov$	:	Covariance
$D$	:	Profondeur (ou Distance cornes-baies au Chapitre V)
$D_f$	:	Distance focale
$Dir_p$	:	Direction pic des vagues
$EOF$	:	(”Empirical Orthogonal Function”), analyse en composantes principales
$f$	:	Fréquence
$f_c$	:	Fréquence de coupure
$f_p$	:	Fréquence pic
$FT$	:	Transformée de Fourier
$g$	:	Accélération de la pesanteur
$H_d$	:	Hauteur des vagues au point de déferlement
$H_s$	:	Hauteur significative des vagues
$H_{rms}$	:	Hauteur quadratique moyenne des vagues
$HFI$	:	(Hydrodynamic Forcing Index) index représentant le forçage hydrodynamique ( $H_s$ et marnage)
$I(x, t)$	:	Matrice spatio-temporelle d’intensité de pixel
$Intertidale$	:	(Zone). ou estran. Zone de la plage alternativement immergée et découverte en fonction de la marée
$k$	:	Nombre d’onde
$L$	:	Longueur d’onde
$Ligne\ d'eau$	:	Interface entre l’eau et la plage.
$M(f)$	:	Fonction de transfert
$MI$	:	(Morphodynamical Index) index d’évolution des barres sableuses
$Q$	:	matrice de corrélation croisée spectrale
$R$	:	Matrice de coefficients de corrélation
$R_h$	:	Composante de swash à la fréquence de la houle incidente
$R_i$	:	Composante de swash infragravitaire
$Setup$	:	Surcôte provoquée par le déferlement des vagues
$Surf$	:	(Zone de). Zone de déferlement des vagues

## TABLE DES MATIÈRES

---

$Subtidale$	: (Zone). Zone de la plage immergée en permanence
$Swash$	: (ou jet de rive). va et vient des vagues sur la plage.
$t$	: Temps
$T$	: Période des vagues
$T_p$	: Période pic des vagues
$V$	: Vecteur propre
$w_s$	: Vitesse de chute du sédiment
$X$	: Position dans la direction perpendiculaire à la plage
$Y$	: Position dans la direction parallèle à la plage
$Z$	: Coordonnée spatiale verticale
$\eta$	: Élévation de la ligne d'eau
$\eta_{maree}$	: Composante d'élévation de la ligne d'eau due à la marée
$\eta_{vent}$	: Composante d'élévation de la ligne d'eau due au vent
$\eta_{setup}$	: Composante d'élévation de la ligne d'eau due au setup induit par les vagues
$\eta_{swash}$	: Composante d'élévation de la ligne d'eau due au swash
$\eta_{pression}$	: Composante d'élévation de la ligne d'eau due à la pression atmosphérique
$\alpha$	: Angle d'azimut
$\sigma$	: Angle d'inclinaison
$\tau$	: Angle de rotation
$\Phi$	: Phase d'un signal
$\lambda$	: Valeur propre
$\gamma$	: Rapport hauteur des vagues sur profondeur
$\omega$	: Pulsation
$\Omega$	: Paramètre de Gourlay ( <i>Gourlay, 1968</i> ) qui dépend de la granulométrie du site et du forçage des vagues, permet de décrire trois classes distinctes de plages
$\zeta_o$	: Nombre d'Iribaren

# Chapitre I

## Introduction



## I.1 Contexte général

La zone littorale, interface océan-terre, est d'une grande importance sociétale ; près de 60% de la population mondiale vit à moins de 100 km d'une côte. Les littoraux sableux représentent une grande part des littoraux dans le monde, par exemple 60% en Australie et 100% aux Pays-Bas (*Short, 1999*). Ce sont des zones naturellement fragiles (ex : tempêtes, érosion) sur lesquelles s'exerce une très forte pression socio-économique qui en fait des milieux à risque. L'amélioration de notre compréhension de la dynamique du littoral apparaît clairement comme un enjeu essentiel pour un développement mieux maîtrisé et durable.

Les littoraux sableux offrent également des aspects singuliers qui suffisent à motiver leur étude fondamentale. En premier lieu, ils font partie des systèmes physiques les plus dynamiques sur la surface terrestre. La Figure I.1 montre les différentes structures morphologiques observées en zone littorale associées aux différents forçages hydrodynamiques, ainsi que leurs échelles spatio-temporelles. Les structures sableuses sont présentes pour une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, en allant des rides de sable dont la taille caractéristique est inférieure au mètre (*Gallagher et al., 1998*) à des structures de plusieurs centaines de kilomètres comme des flèches sableuses (*Vriend, 1997; Stive et al., 2002*) en passant par les barres sableuses pré littorales, d'une échelle caractéristique de plusieurs centaines de mètres (*Wijnberg and Kroon, 2002; Enckevort and Ruessink, 2003a,b*). De même, la diversité des échelles temporelles du forçage hydrodynamique est grande, allant de l'échelle de la vague aux variations climatiques en passant par les événements de tempêtes et les cycles de marées.

Les littoraux sableux sont les plus dynamiques, par le rôle moteur joué par le forçage hydrodynamique et le caractère non-cohésif du sédiment. La réponse de la plage à ce forçage est importante à différentes échelles temporelles avec typiquement, plusieurs kilos de sédiment (par mètre de plage) pouvant être transportés en quelques secondes par une seule vague déferlant sur la plage (*Hughes et al., 1997; Masselink and Puleo, 2006*), plusieurs tonnes de sédiments (par mètre de plage) déplacés en quelques jours lors d'une tempête (*Russell, 1993; Aagaard et al., 2005*) et plusieurs millions de tonnes pouvant être transportés le long de la côte en un an par la dérive littorale (*Michel and Howa, 1994; Abadie et al., 2006*). L'hydrodynamique et la morphologie sont en interaction : la réponse de la plage à une variation de forçage hydrodynamique dépend également de la morphologie de la plage elle-même. La réponse d'une plage frappée par une tempête dépend, par exemple, de l'état de la plage avant la tempête. Cette réponse est encore plus complexe car les mécanismes morphodynamiques présents aux différentes échelles interagissent entre eux (Figure I.1). Les rides sableuses sont, par exemple, connectées aux structures de taille plus importante par le transport de sédiment

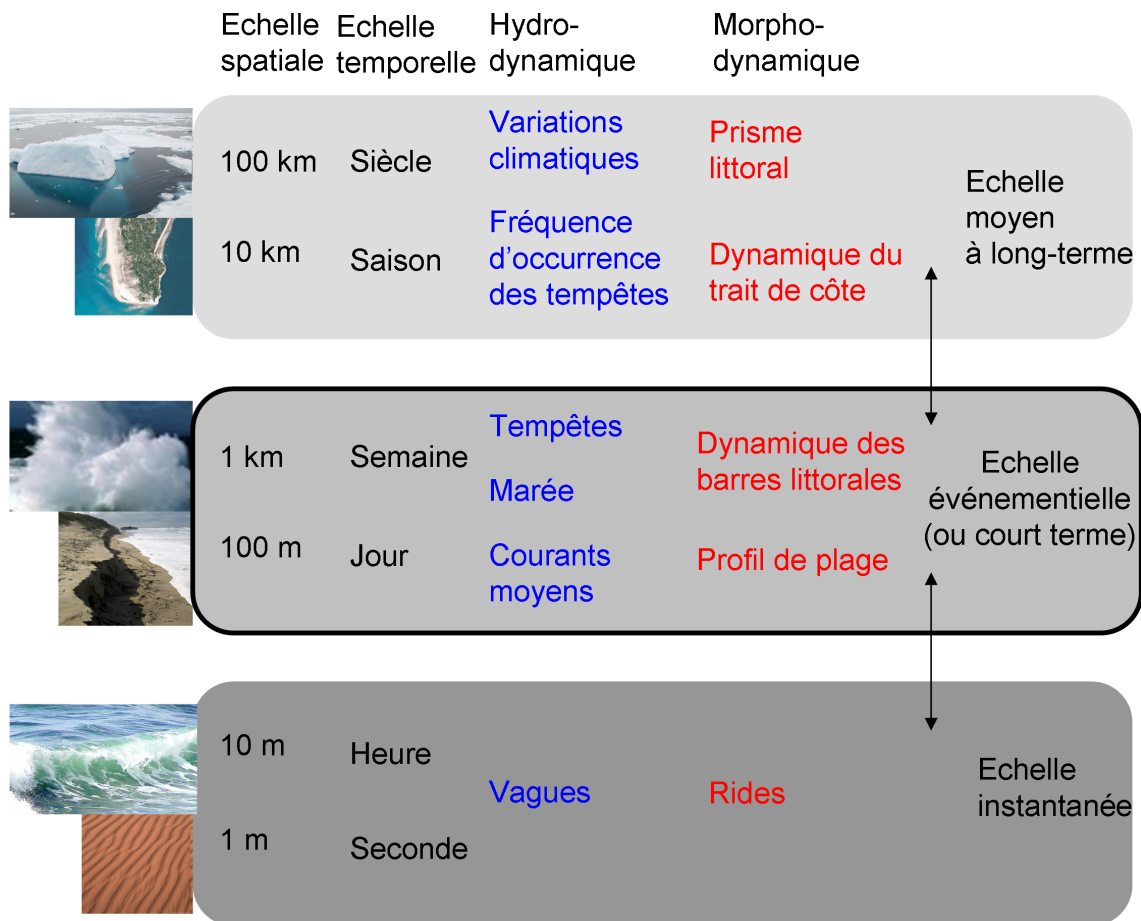


FIGURE I.1 – Échelles spatio-temporelles de l’hydro-morphodynamique littorale. Description de différents processus morphodynamiques (en rouge) associés à une échelle spatiale, une échelle temporelle et les processus hydrodynamiques correspondants (en bleu). Les 3 boîtes représentent les 3 grandes gammes d’échelles des processus littoraux : l’échelle instantanée, événementielle (ou court terme) et l’échelle moyen à long terme. Les flèches verticales entre les boîtes représentent des interactions. L’échelle événementielle est celle qui concerne ce travail.

qu'induit leur migration (*Marieu, 2007*). La plage est ainsi le siège d'interactions hydro-morphodynamiques complexes avec également des interactions entre diverses échelles spatio-temporelles, offrant un terrain d'étude d'un grand intérêt scientifique.

Dans cette thèse, nous avons choisi d'étudier la dynamique des plages à court-terme, c'est à dire l'évolution de structures sableuses dont l'échelle caractéristique va de la dizaine à la centaine de mètres, sur des échelles de temps du jour à la semaine, l'échelle des tempêtes. Cette échelle concerne la dynamique des barres pré-littorales et de la zone de haut de plage (Figure I.2). Les barres pré-littorales sont présentes sur les côtes sableuses exposées aux houles. Ces barres ont fait l'objet de multiples recherches motivées par leur forme singulières pouvant présenter une quasi-périodicité (*Coco and Murray, 2007*) mais aussi pour leur rôle majeur dans la dynamique du littoral. En particulier, il est largement reconnu qu'en induisant une dissipation d'énergie des vagues, les barres sableuses pré littorales protègent la côte de l'attaque directe des vagues. Elles constituent également un stock de sable potentiellement mobilisable pour la reconstruction des plages et représentent une zone charnière dans les échanges entre la côte et le plateau continental. Leur évolution est un élément clé de la dynamique de l'ensemble du système littoral.

La dynamique de la zone de haut de plage (limite de la marée haute, Figure I.2) est caractérisée par une forte variabilité temporelle (tempête, post-tempête) et spatiale. Notamment, de manière similaire à la zone pré-littorale, des structures quasi-périodiques peuvent apparaître (*Coco et al., 1999*), les mécanismes à l'origine de leur formation restant à ce jour principalement méconnus. La zone de haut de plage est à l'interface entre l'océan et la zone utilisée et aménagée par l'homme. C'est donc une zone charnière, particulièrement sensible à l'attaque des vagues lors d'une tempête et suivie avec attention dans les programmes de gestion du littoral (ré-ensablement, protection par enrochement). L'association d'une forte dynamique avec la proximité directe du littoral aménagé confère au haut de plage un intérêt tout particulier.

D'importantes lacunes existent toujours dans notre connaissance de la dynamique littorale, en particulier à court terme. La dynamique des structures sableuses durant et suivant des évènements de tempêtes reste très méconnue. Ces lacunes sont dues au manque, jusqu'à récemment, d'outils d'observation adaptés. Pourtant, comme le montre *Quartel et al. (2008)* pour la plage de Egmond (Pays Bas), la variabilité court terme peut dominer celle à plus long terme (saisonnnière, pluri-annuelle). Cette dynamique court terme est importante, notamment lors des tempêtes, car elle est supposée jouer un rôle clé dans l'évolution plus long terme du littoral. Les questions sur les mécanismes conduisant au développement de structures quasi-périodiques et le rôle de ces structures complexes sur l'évolution du système littoral restent également ouvertes (*Coco and Murray, 2007*). En plus des vagues, la marée est supposée jouer un rôle dans la morphodynamique lit-

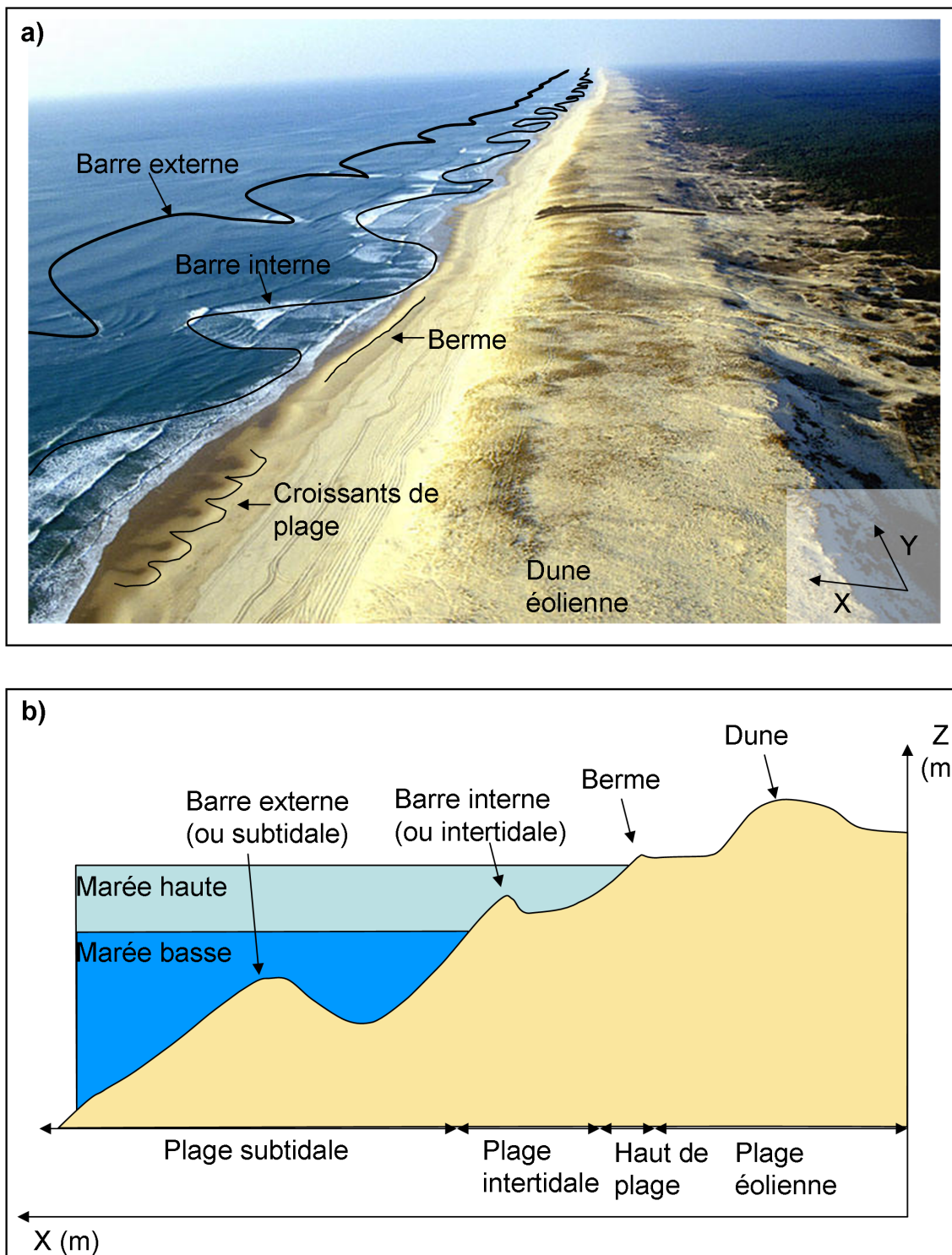


FIGURE I.2 – Description du système morphologique littoral. (a) La photo aérienne représente la plage du Truc Vert à marée haute. Les positions des crêtes de la barre externe (ou subtidale) et interne (ou intertidale) sont schématisés par des traits continus. Sont également représentées les directions perpendiculaires ( $X$ ) et parallèles ( $Y$ ) à la plage. (b) Profil topographique schématisé où apparaissent les différentes parties de la plage : la zone subtidale (zone constamment immergée), la zone intertidale (zone découverte et recouverte en fonction du niveau de marée), la zone de haut de plage (zone atteinte lors des marée hautes) et la zone éolienne, constamment découverte. Les niveaux d'eau approximatifs de marée haute et basse sont également représentés.



torale, son influence sur l'impact des tempêtes sur le littoral reste pourtant méconnu.

L'observation est un moyen évident d'améliorer notre compréhension de la dynamique du littoral. Le déferlement des vagues limite toutefois l'observation in-situ et rend la zone dangereuse. Les difficultés de mesure sont aussi accentuées par la large gamme d'échelles de variations spatio-temporelles qui sont présentes (Figures I.1 et I.2) alors que l'observation multi-échelles est difficilement réalisable. Apparue au début des années 1990, la télédétection basée sur l'imagerie vidéo est particulièrement bien adaptée à l'observation du littoral. Cette nouvelle approche permet de décrire les phénomènes morphodynamiques sur une gamme d'échelles spatio-temporelles beaucoup plus étendue que celle des méthodes utilisées jusqu'ici, comme les relevés topographiques ou mesures hydrographiques in-situ.

## I.2 Objectifs et organisation de la thèse

**Les principaux objectifs sont les suivants :**

L'objectif principal de cette thèse est d'apporter une caractérisation de la morphodynamique littorale à court terme, composante clé de l'évolution du littoral, comprenant en particulier la description :

- de la formation, évolution et destruction des structures sableuses,
- des mécanismes d'interaction entre structures sableuses,
- des facteurs contrôlant cette dynamique,

Pour caractériser cette dynamique, un des objectifs de cette thèse est de développer un outil, basé sur l'imagerie vidéo, permettant la reconstruction de la topographie littorale à haute fréquence (jour) et qui soit adapté à des morphologies complexes tridimensionnelles.

**Organisation de la thèse :**

Ce premier chapitre a permis d'introduire de manière générale le contexte scientifique dans lequel se positionne cette thèse.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons une synthèse des connaissances actuelles sur la dynamique à court terme des littoraux sableux. Ce chapitre comporte également un état de l'art des techniques de télédétection appliquées à l'observation littorale. Nous dégagons de ce chapitre les différentes lacunes des connaissances actuelles et les points clés autour desquels s'articulent les chapitres suivants.

Dans le troisième chapitre, nous décrivons les moyens scientifiques et techniques que nous avons mis en place durant cette thèse. Les caractéristiques hydro-morphologiques du site-atelier des plages d'Aquitaine sont présentées. Nous décrivons également les campagnes de mesures qui se sont déroulées dans le cadre de la thèse ainsi que l'instrumentation vidéo déployée.

Dans le quatrième chapitre, nous décrivons les méthodes vidéo développées durant cette thèse qui permettent l'étude quantitative de la morphodynamique littorale. Une première méthode permet de reconstruire la topographie de l'estran (ou plage intertidale) à partir du suivi temporel de la position de la ligne d'eau. Une deuxième méthode permet d'estimer la topographie immergée à partir des caractéristiques de surface des vagues. Ces méthodes sont discutées et validées à partir des campagnes de mesure Biscarrosse 2007 et Truc Vert 2008 (Aquitaine, France).

Dans un cinquième chapitre nous présentons des résultats sur la dynamique d'un système double barre en conditions de tempêtes, avec notamment des couplages morphologiques entre barres, le développement de structures périodiques et le rôle modulateur joué par la marée. Les réponses de deux plages à une séquence de tempêtes sont comparées.

Le sixième chapitre présente des résultats sur la morphodynamique du haut de plage en période post-tempête de reconstruction de plage. La question des mécanismes impliqués dans la formation de structures périodiques est explorée pour la plage de Tairua (Nouvelle-Zélande). La rapidité de reconstruction d'une plage d'après tempête est également décrite, en mettant en avant des interactions avec le reste de la plage et la présence de seuils entre les conditions de vagues favorisant l'érosion, l'accrétion ou l'inactivité de la plage.

## Chapitre II

# État des connaissances sur la morphodynamique à court terme

### Contents

---

<b>II.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>17</b>
<b>II.2</b>	<b>Description de la morphodynamique littorale</b>	<b>19</b>
II.2.1	Morphologie et dynamique des structures sableuses	19
II.2.1.a	Morphodynamique du haut de plage	19
II.2.1.b	Morphodynamique de la plage intertidale	20
II.2.1.c	Morphodynamique de la plage subtidale	21
II.2.2	Morphodynamique des plages : classification et modèles conceptuels d'évolution	22
<b>II.3</b>	<b>Mécanismes de formation des structures sableuses</b>	<b>27</b>
II.3.1	Structures rectilignes	27
II.3.2	Structures tridimensionnelles	28
II.3.2.a	Forçage par des ondes de bord	28
II.3.2.b	Forçage par couplage morphologique	30
II.3.2.c	Évolution par auto-organisation	31
II.3.2.d	Discussion sur les mécanismes à l'origine de géométries périodiques et des interactions entre barres	33
<b>II.4</b>	<b>Impact de la marée sur la morphodynamique</b>	<b>33</b>
<b>II.5</b>	<b>Intérêt de l'imagerie vidéo pour répondre à cette problématique : état de l'art</b>	<b>36</b>

---

## II.1 Introduction

En zone littorale, l'hydrodynamique (courants de marée ou les vagues) est le moteur des processus hydro-sédimentaires et donc des changements morphologiques. Pour les plages auxquelles on s'intéresse dans cette thèse, les courants de marée sont faibles voire inexistant, les changements topographiques sont donc induits par l'action des vagues.

Les processus hydrodynamiques en zone littorale ne font pas spécifiquement l'objet de cette thèse et plus d'informations peuvent être obtenues dans les nombreuses références bibliographiques disponibles : citons parmi d'autres *Bonneton* (2003) et *Svendsen* (2006). Nous rappelons toutefois d'une manière simplifiée les principaux processus associées aux vagues qui contrôlent l'hydrodynamique littorale et par conséquent les flux sédimentaires.

En milieu littoral, les vagues transportent de l'eau dans leur direction de propagation. C'est le raidissement des vagues (ou asymétrie) (*Hansen and Svendsen, 1979*) et les rouleaux turbulents qui induisent ce transport de masse. Le courant de retour, situé en profondeur, permet de compenser cet apport de masse en transportant de l'eau vers le large (*Svendsen, 1984*). La vitesse du courant n'est donc pas uniforme sur la verticale : alors qu'elle est dirigée vers la plage en surface, elle est dirigée vers le large au fond (Figure II.1). La prédominance de ces processus, au fond, détermine alors localement la direction des flux sédimentaires.

Dans la zone où les vagues ne sont pas déferlées, ou zone de levée, l'asymétrie des vagues est responsable d'un flux sédimentaire net dirigé vers la plage (Figure II.1) mais la circulation reste globalement faible. La circulation induite par les vagues s'intensifie dans la zone de déferlement (ou de surf). La forte asymétrie des vagues ainsi que les rouleaux entraînent, en surface, un transport d'eau vers la plage. Au fond, le courant et le flux sédimentaire associé, dirigés vers le large, sont plus intenses qu'en zone de levée. A la frontière entre les zones émergée et immergée, la zone de swash (ou jet de rive) est successivement découverte et recouverte. Cette zone est caractérisée par un niveau de turbulence intense et des transports sédimentaires importants (*Hughes et al., 1997; Masselink and Puleo, 2006*).

Même si pour les plages auxquelles nous nous intéressons dans cette thèse, les courants de marée sont faibles, la marée influence l'hydrodynamique littorale : la résidence des différents processus change en fonction du niveau d'eau (voir les cas de marée haute et basse sur les Figures II.1.a et b).

Selon les processus hydrodynamiques à laquelle elle est soumise, la plage peut être

## II - État des connaissances sur la morphodynamique à court terme

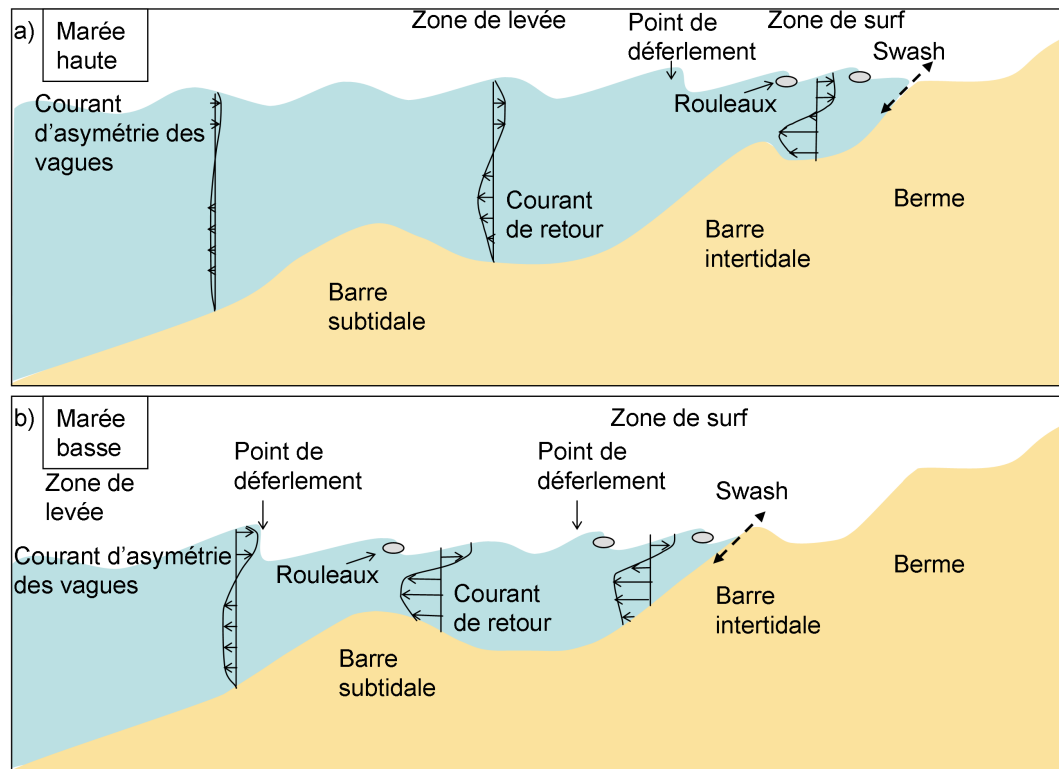


FIGURE II.1 – Description simplifiée des processus hydrodynamiques pour un profil de plage de type double barre (barre subtidale et intertidale), dans un cas (a) de marée haute et (b) un cas de marée basse. Les rouleaux turbulents des vagues déferlées sont schématisés par des ellipses grises à la surface de l'eau. La position des processus (de levée, de surf et de swash) change en fonction de la marée et le même point peut être soumis successivement à plusieurs processus au cours du cycle de marée. Les structures sableuses (barres sub- et intertidale et le haut de plage) ne rencontrent pas les mêmes processus hydrodynamiques.

divisée en trois zones distinctes : la zone du haut de plage et les zones intertidale et subtidale (Figure I.2 et Figure II.1). La zone de haut de plage subit principalement l'action des processus de swash. La zone intertidale subit l'influence des processus de swash, de levée et de déferlement. La zone subtidale subit uniquement l'influence des processus de levée et de déferlement.

Les structures sédimentaires formées dans ces trois zones de plage sont diverses. Certaines structures peuvent être caractérisées en deux dimensions (2D) : elles sont uniformes dans la direction parallèle à la plage (structures rectilignes) et varient seulement selon les directions perpendiculaire et verticale. D'autres structures présentent en plus des variations (périodiques par exemple) dans la direction parallèle à la plage et sont alors décrites comme tridimensionnelles (3D).

Ces structures sédimentaires (2D et 3D) évoluent, en forme et position, en fonction des conditions de vagues. Une dépendance directe n'est toutefois pas toujours observée car

d'autres facteurs influence cette évolution.

Ce chapitre décrit les points clés des connaissances actuelles sur la dynamique littorale, dans notre contexte d'échelle court terme. De nouvelles pistes d'exploration sont proposées autour de ces différents points. Nous présentons dans un premier temps les connaissances actuelles sur la morphodynamique court-terme, ainsi que les points d'ombre. Nous décrivons ensuite les mécanismes proposés pour la formation des structures sableuses ainsi que les incertitudes. Dans un troisième temps, nous présentons les singularités des plages soumises à un large marnage. Enfin, nous présentons un état de l'art des techniques d'imagerie vidéo appliquées à la morphodynamique littorale et pointons les carences de ces techniques en appel au développement de nouvelles méthodes vidéo.

## II.2 Description de la morphodynamique littorale

### II.2.1 Morphologie et dynamique des structures sableuses

#### II.2.1.a Morphodynamique du haut de plage

Le haut de plage est la zone située au niveau de la ligne d'eau de marée haute. Cette zone est caractérisée par la dominance de l'action du swash qui se limite dans le temps à la durée de la marée haute. Les structures sableuses typiquement rencontrées sont les bermes, les barres de swash, et des structures 3D périodiques telles que les croissants géants ou les croissants de plage (Figure I.2). Ces structures de haut de plage sont le plus souvent observées pour des plages présentant un sable grossier et une forte pente.

Les barres de swash sont des structures sableuses de petite amplitude verticale qui migrent vers la plage et contribuent de manière importantes aux flux sédimentaires dans cette zone (*Kroon, 1994; Anthony et al., 2005*). Les croissants géants ( $O(100\text{ m})$ ) sont généralement présents en miroir à des structures sableuses situées en zone intertidale (*Coco et al. (2005)*, Figure I.2) qui présentent des caractéristiques spatiales similaires. Les croissants de plage (Figure I.2) peuvent être décrits comme des séquences de corne-baie-corne dans la direction parallèle à la plage ( $O(10\text{ m})$ ), revue des observations dans *Coco et al. (1999)*, voir également le chapitre VI). Les cornes sont orientées vers le large et sont plus pentues que les baies. Enfin les bermes sont des accumulations sableuses rectilignes qui représentent une cassure de pente localisée à l'extrémité supérieure du haut de plage (*Komar, 1998; Short, 1999*). Alors que les barres de swash sont des structures mobiles qui migrent selon le déplacement de la ligne d'eau au cours du cycle de marée et peuvent par conséquent être également assimilées à des structures intertidales, les bermes, structures d'accumulation sableuses rectilignes, se forment uniquement à la limite supérieure de l'extension maximale du swash à marée haute.

## II - État des connaissances sur la morphodynamique à court terme

---

La dynamique du haut de plage est caractérisée par un temps de réponse rapide à des variations du forçage en vagues ( $O(\text{maree} - \text{jour})$ ). Les structures sableuses sont formées en quelques heures à quelques jours sous des conditions de vagues calmes et sont détruites en quelques heures lors de tempêtes. Nous reviendrons sur la morphodynamique du haut de plage dans le chapitre VI.

### II.2.1.b Morphodynamique de la plage intertidale

Des barres sableuses, orientées parallèlement à la plage, sont observées dans la zone subtidale et/ou intertidale (*Gallagher et al.*, 1998; *Wijnberg and Kroon*, 2002; *Enckevort and Ruessink*, 2003a,b). Une à plusieurs barres peuvent être présentes, comme observé dans *Ruessink and Kroon* (1994) ou *Houwelingen et al.* (2006). Nous décrivons d'abord celles situées en zone intertidale (revue des observations des barres intertidales dans *Masselink and Puleo* (2006)). Ces barres sont recouvertes et découvertes selon le cycle de marée et sont donc soumises à l'action des vagues sur des durées limitées. Les processus de zone de levée, zone de surf et de swash alternent successivement (Figure II.1) (*Wijnberg and Kroon*, 2002; *Price and Ruessink*, 2008).

Des géométries de barre rectilignes sont généralement observées à la suite de conditions de vagues énergétiques (*Komar*, 1998; *Short*, 1999). Au contraire, des géométries périodiques se développent préférentiellement lors de conditions de vagues intermédiaires et présentent généralement une alternance de barres et de chenaux (Figure I.2). Les longueurs d'onde de ces barres est typiquement de plusieurs centaines de mètres (*Lafon et al.*, 2002; *Enckevort and Ruessink*, 2003b). Les crêtes sont orientées avec des angles variables par rapport à la direction parallèle à la plage et sont connectées ou non au haut de plage.

La plage intertidale est caractérisée par une grande diversité d'apparences et une grande variabilité temporelle au sein d'une même plage. La même plage peut présenter alternativement une barre intertidale périodique ou rectiligne. Les barres "migrent" (ou se déplacent) relativement lentement vers la plage (maximum observé de 1-10 m/jour, (*King and Williams*, 1949; *Owens and Frobel*, 1977; *Masselink and Puleo*, 2006)) alors que lors d'évènements énergétiques, la migration vers le large est plus rapide (*Sallenger et al.* (1985), Figure II.2). Des vagues arrivant avec une incidence oblique induisent également une migration de la barre dans la direction parallèle à la plage (*Lafon et al.*, 2002; *Enckevort and Ruessink*, 2003b), des taux maximum de 150 m/jour ayant été observés (*Ruessink et al.*, 2000). 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 (*Owens and Frobel*, 1977; *Lippmann and Holman*, 1990; *Apoluceno*, 2003; *Ranasinghe et al.*, 2004) mais peut prendre jusqu'à plusieurs semaines (*Short*, 1978; *Gold-*



*smith and Bowman*, 1982) de conditions de vagues peu énergétiques à intermédiaires. Contrairement à la zone de haut de plage, la barre intertidale peut subsister et conserver une géométrie 3D pour des vagues relativement énergétiques et la dégénération en une barre rectiligne nécessite une tempête importante (hauteur de vagues variable selon les plages, de 3 à 5 m observés à Truc Vert, France, dans *Apoluceno* (2003); *Sénéchal et al.* (2009)). Plusieurs observations ont toutefois montré que la présence de barres plus au large «protège» la barre intertidale de l'action directe des vagues et augmente son temps de réponse aux évènements de tempête (*Wijnberg and Kroon*, 2002; *Enckevoort and Ruessink*, 2003a; *Masselink et al.*, 2008)

### II.2.1.c Morphodynamique de la plage subtidale

La plage subtidale est soumise aux processus hydrodynamiques de zone de levée et de zone de surf, le temps de résidence de ces processus variant selon les conditions de vagues et de marée. Même si des barres peuvent présenter des géométries rectilignes, des ondulations dans la direction parallèle à la côte sont souvent observées, le terme de barre en «croissant» est alors employé (*Shepard*, 1952; *Sonu*, 1973; *Froidefond et al.*, 1990; *Enckevoort et al.*, 2004). Les croissants sont définis comme des séquences de corne-baie-corne, les cornes étant dirigées vers la côte (contrairement aux croissants de plage). Les barres subtidales sont caractérisées par des échelles spatiales plus grandes que celles situées plus près de la plage (*King and Williams*, 1949; *Sonu*, 1973). De même, le volume des barres subtidales sont généralement plus importants que ceux des barres intertidales. La longueur d'onde typique est de plusieurs centaines de mètres au kilomètre (*Enckevoort and Ruessink*, 2003b; *Enckevoort et al.*, 2004; *Lafon et al.*, 2004).

De par son volume mais surtout sa profondeur (Figure I.2), la barre subtidale est inactive pour des conditions peu énergétiques et des vagues énergétiques sont nécessaires pour induire des changements significatifs (*Certain and Barusseau*, 2005). Des migrations vers le large allant jusqu'à 50 m/jour ont été observées lors de tempêtes alors que, comme pour la barre intertidale, les migrations vers la plage, associées à des conditions plus calmes, sont moins rapides (*Sallenger et al.*, 1985; *Gallagher et al.*, 1998; *Enckevoort and Ruessink*, 2003a; *Enckevoort et al.*, 2004). Par exemple, les observations de *Birkemeier* (1984) montrent un cas d'évolution temporelle de la position d'une barre (Figure II.2). Alors que la barre migre en quelques semaines vers le large sous des conditions énergétiques, la migration vers le bord, sous des conditions de vagues peu énergétiques, est plus longue. A partir d'une barre rectiligne, des géométries périodiques se forment en quelques semaines pour des conditions de vagues intermédiaires. Ces formes résistent le plus souvent à des tempêtes "ordinaires" (*Enckevoort and Ruessink*, 2003b; *Castelle et al.*, 2007b) mais peuvent disparaître en quelques jours lors des tempêtes les plus fortes (*Sallenger et al.*, 1985; *Enckevoort et al.*, 2004; *Certain and Barusseau*, 2005).

## II - État des connaissances sur la morphodynamique à court terme

---

Par exemple la Figure II.3 montre l'évolution temporelle de la géométrie d'une barre subtidale. En partant d'une géométrie rectiligne au premier jour d'observation, la barre évolue vers une structure périodique. Une tempête provoque ensuite un retour à une géométrie rectiligne (*Enckevort et al.*, 2004).

Le temps de réponse au forçage en vagues est plus long que pour la barre intertidale, la barre subtidale ayant été observée comme réagissant à des séquences de tempêtes plutôt qu'à des tempêtes individuelles (*Enckevort and Ruessink*, 2003a; *Ruessink et al.*, 2009). Des temps de réponse de plusieurs semaines, plusieurs mois, voire jusqu'à une année ont été observés sur différents sites dans le monde (*Plant et al.*, 1999, 2006). Cependant des études ont montré le contraire avec des barres subtidales présentant un temps de réponse court pour des variations rapides du forçage en vagues (*Sallenger et al.*, 1985; *Gallagher et al.*, 1998; *Short*, 1999). De par la diversité des valeurs calculées dans la littérature, le temps de réponse des barres subtidales apparaît complexe et reste encore largement un sujet de controverse (*Pape et al.*, 2009).

### II.2.2 Morphodynamique des plages : classification et modèles conceptuels d'évolution

La diversité des conditions environnementales (hydrodynamiques, sédimentaires, morphologiques) auxquelles les plages sont exposées à travers le monde peut faire croire que les apparences prises par les plages sont très diverses. Les observations montrent que les plages prennent en réalité un nombre relativement limité d'apparences. A partir de l'hypothèse de plages en "équilibre" avec le climat de vagues, des classifications d'états de plage ont été proposées. Dans un premier temps, ces classifications ont été développées uniquement pour le type de plage à barre unique, en environnement microtidal. Le paramètre de Gourlay  $\Omega$  (*Gourlay*, 1968) qui dépend de la granulométrie du site et du forçage de vagues, permet de décrire trois classes distinctes de plages (Figure II.4).

$$\Omega = \frac{H_d}{w_s T} \quad (\text{II.1})$$

où  $H_d$  est la hauteur des vagues au déferlement et  $w_s$  la vitesse de chute du sédiment et  $T$  la période des vagues.

- Une plage est dite dissipative ( $\Omega > 6$ ) lorsque le sable est relativement fin et que cette plage est soumise à des vagues énergétiques et courtes. Le profil d'équilibre de ces plages présente généralement une faible pente. Ces plages peuvent présenter une ou plusieurs barres, généralement rectilignes. Dans la littérature, on associe souvent cet état au "profil de tempête".
- Une plage est dite réfléchive ( $\Omega < 1$ ) lorsque le sédiment est assez grossier et qu'elle est exposée à des vagues peu énergétiques. Ce profil est généralement associé à un état de "temps calme".

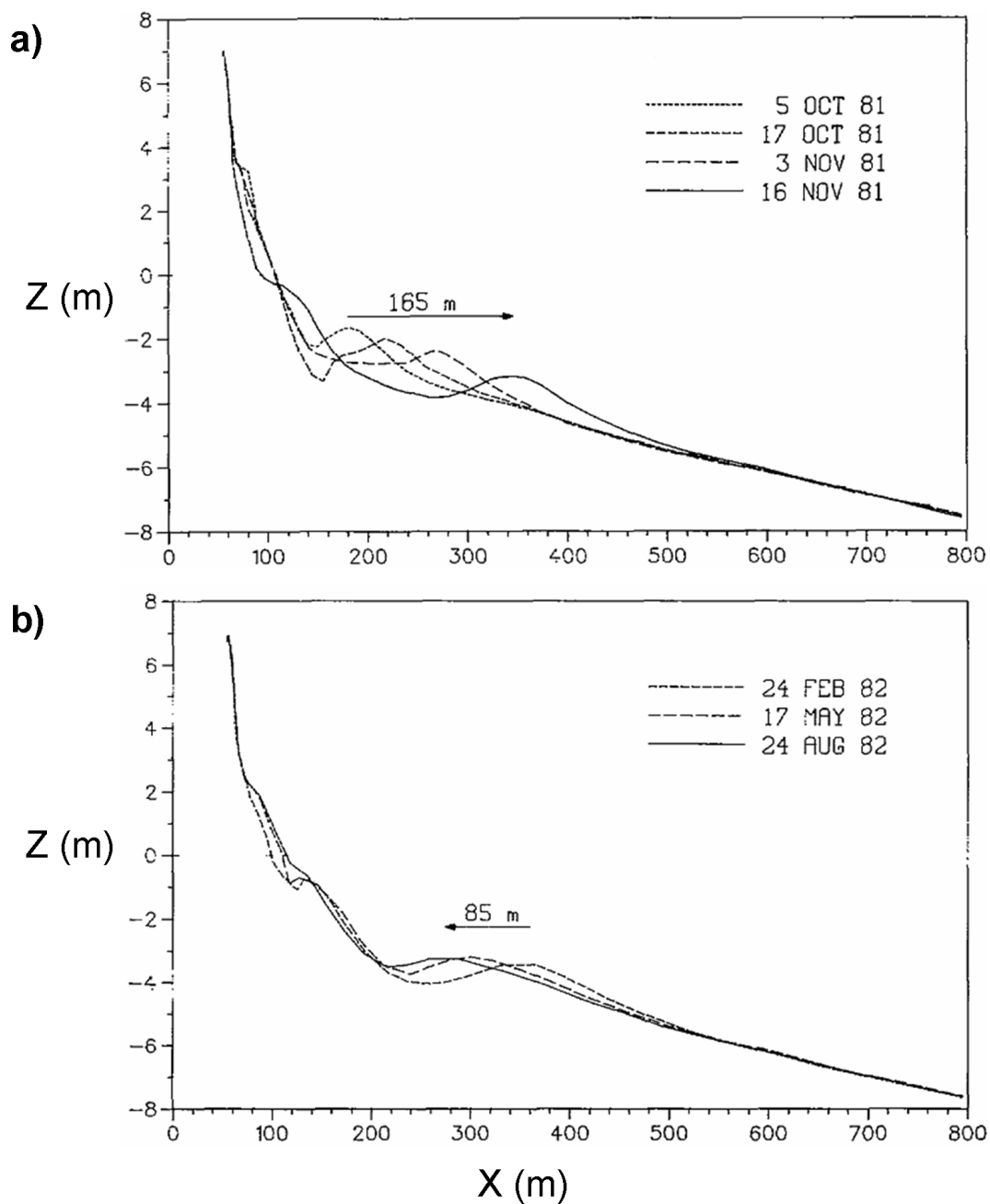


FIGURE II.2 – Exemple de migration des barres sableuses. (a) Évolution du profil topographique en fonction du temps (~ 40 jours). La barre migre de 165 m vers le large sous un forçage énergétique. (b) Évolution du profil topographique en fonction du temps (~ 6 mois). La barre migre de 85 m vers le bord sous un forçage peu énergétique. Plage de Duck, États-Unis. D'après *Birkemeier* (1984)

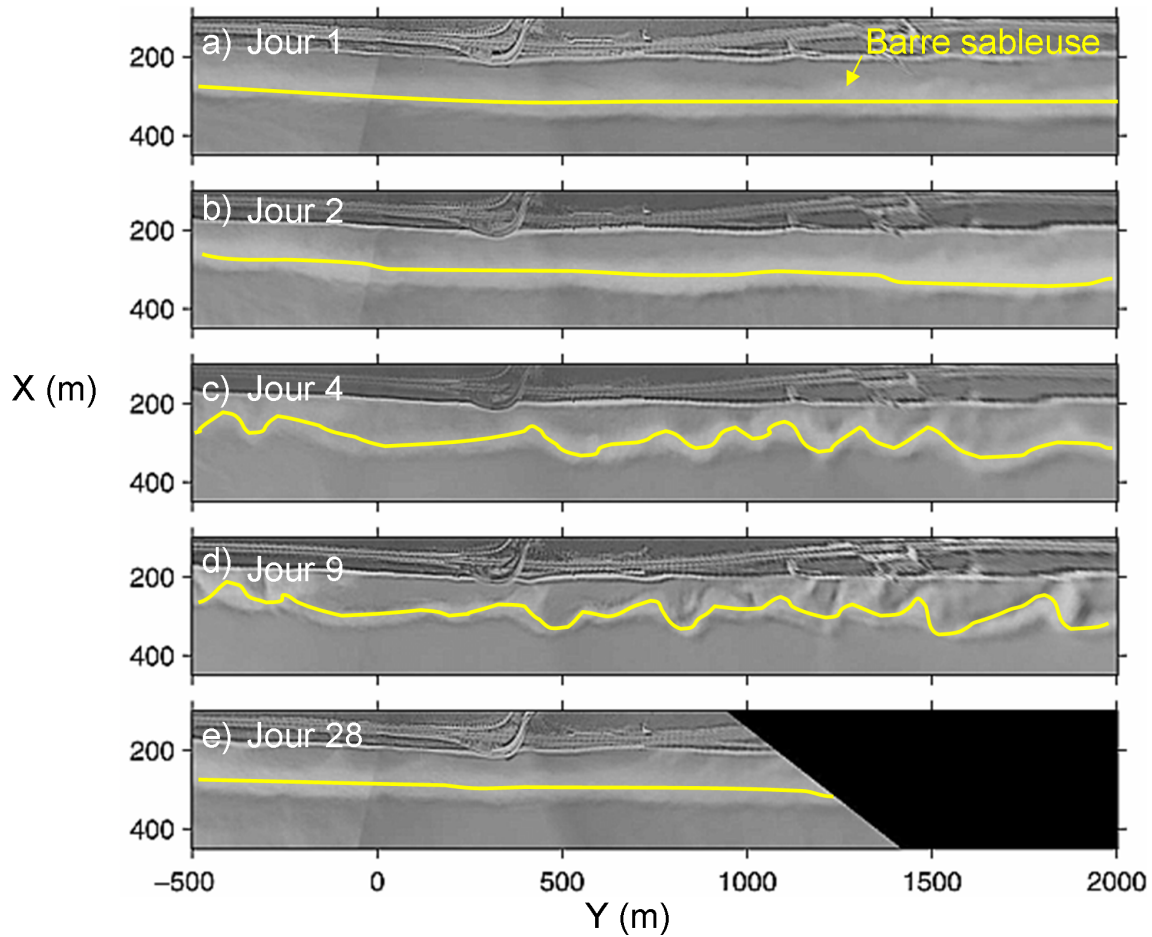


FIGURE II.3 – Évolution tridimensionnelle des barres sableuses. Vues aériennes (à partir d'images vidéo redressées), de la crête d'une barre sableuse (trait jaune), la plage étant située en haut des images. Des conditions de vagues énergétiques ont précédé le jour 1, expliquant la géométrie rectiligne de la barre. Les conditions de vagues sont ensuite plus calmes, favorisant le développement d'une géométrie tridimensionnelle. Après le jour 9, une tempête frappe la côte, provoquant alors un retour à une géométrie rectiligne au jour 28. Plage de Miyasaki, Japon, d'après *Enckevort et al.* (2004)

- Les plages intermédiaires ( $1 < \Omega < 6$ ) sont les plus répandues. Ce type de plage est caractérisé par une forte variabilité temporelle et diversité d'apparences de plages.

Pour décrire cette diversité des plages dites "intermédiaires", quatre sous-états (Figure II.4) ont été distingués (*Wright and Short*, 1984; *Lippmann and Holman*, 1990; *Short and Aagaard*, 1993; *Short*, 1999) pour lesquels la barre sableuse (une seule considérée dans ces classifications) peut présenter une géométrie 3D (*Komar* (1998), voir I.2). Ces quatre sous-états dépendent principalement de la position de la barre sableuse par rapport au haut de plage : de la position la plus éloignée pour les états les plus dissipatifs jusqu'à une barre connectée au haut de plage pour les états réfléchifs. La présence de structures 3D est également associée à un état intermédiaire plutôt réfléchif alors qu'au contraire, une géométrie 2D correspond à un état plus dissipatif. Du plus dissipatif au plus réfléchif, ces états sont (Figure II.4), "Longshore Bar and Trough" (LBT), "Rhythmic Bar and Beach" (RBB), "Transverse Bar and Rip" (TBR) et "Low Tide Terrace" (LTT).

De manière générale, le développement de structures 3D est associé à des conditions peu énergétiques alors que la transition à des structures rectilignes ("profil de tempête") est forcée par des conditions énergétiques. En se basant sur l'observation que l'évolution de la plage peut être reliée au forçage de vagues, des modèles conceptuels ont été proposés pour décrire les transitions entre les états de plage représentés sur la Figure II.4. Pour une description complète de ces modèles, voir *Komar* (1998). Alors que les premiers modèles (*Wright and Short*, 1984) ne représentaient que des configurations à barre unique pour un marnage micro-tidal, les modèles suivants ont pris en compte des configurations à double barre (*Short and Aagaard*, 1993; *Short*, 1999) ainsi que des marnages meso-macro (*Short*, 1991).

Ces modèles conceptuels décrivent les principales tendances du comportement des plages. Des écarts entre les observations et les prédictions des modèles sont toutefois constatés. Les travaux de *Wright and Short* (1984) montraient déjà que la plage ne répond pas à un événement mais à une succession d'évènements de tempête. En effet, l'évolution des plages ne dépend pas seulement du forçage de vagues instantané mais également des conditions de vagues antérieures qui ont façonné la morphologie présente. Des observations récentes ont montré que la réponse de la plage à une tempête est plus complexe que précédemment envisagé (*Plant et al.*, 2001; *Pape et al.*, 2009). Cette réponse n'est pas linéaire : des variations similaires de vagues ne conduisent pas forcément à des changements morphologiques similaires (*Coco and Murray*, 2007).

Une grande partie des études existantes ne font référence qu'à la dynamique 2D de la plage sans prendre en compte la dynamique 3D. Or, les observations de *Ruessink et al.*

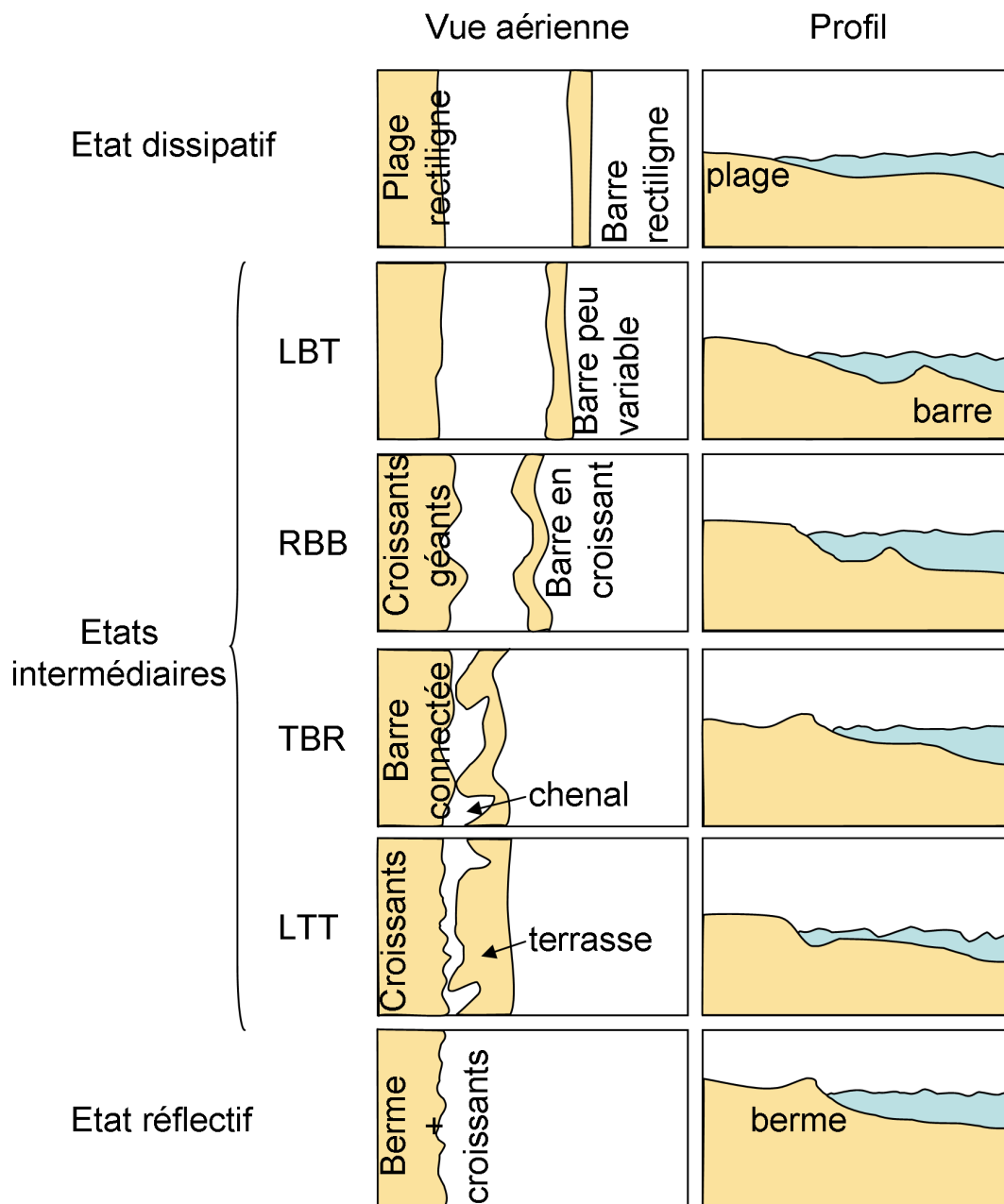


FIGURE II.4 – Classification des états de plage. En allant d’une plage dissipative (ou “profil de tempête”) à une plage réfléchive (“profil de temps calme”) en passant par les états intermédiaires. Ces quatre sous-états intermédiaires sont le “Longshore Bar and Trough” (LBT), “Rhythmic Bar and Beach” (RBB), “Transverse Bar and Rip” (TBR) et “Low Tide Terrace” (LTT). Adapté de *Short and Aagaard* (1993) et *Short* (1999).

(2000) ont montré que la dynamique 3D pouvait être prépondérante dans la morphodynamique court terme. Plus précisément, le comportement court terme d'un système à double barres, notamment périodique, durant une tempête reste à ce jour largement méconnu. En plus de la complexité du développement 3D, les barres sont en interaction entre elles, ce qui modifie leur comportement par rapport à une évolution individuelle indépendante.

## II.3 Mécanismes de formation des structures sableuses

Les vagues jouent un rôle moteur de la morphodynamique littorale. Ce sont ensuite les processus hydro-sédimentaires qui contrôlent la réponse du littoral au forçage en vagues, l'évolution morphologique résultant non pas seulement de l'hydrodynamique mais également d'interactions entre l'hydro, la morphodynamique et les flux sédimentaires. Par conséquent, la morphodynamique ne dépend pas seulement du forçage en vagues comme supposé dans les modèles conceptuels précédents et la formation de structures sableuses, complexe, reste donc peu connue à ce jour.

### II.3.1 Structures rectilignes

En haut de plage, les barres de swash et les bermes sont formées par l'action du swash. Chaque vague induit individuellement un flux sédimentaire dirigé vers la plage lors de la montée puis un flux sédimentaire dirigé vers le large lors de la descente. Pour des petites vagues, la turbulence du swash montant induit un flux sédimentaire important alors que la vitesse réduite du swash descendant entraîne un flux sédimentaire moins important vers le large. Pour chaque vague, le résultat de ces deux flux importants est une déposition/érosion locale nette qui reste faible mais sur un grand nombre de vague, le transport sédimentaire peut être très important. Nous n'entrons pas dans les détails de ces mécanismes "vague-à-vague" de swash dans cette thèse. Pour plus d'information, voir *Short (1999)*, *Turner et al. (2008)* ou *Russell et al. (2009)*.

Il est communément admis que les barres sableuses sont formées par la convergence des flux sédimentaires au point de déferlement, dans la direction perpendiculaire à la plage (*King and Williams, 1949*; *Dally and Dean, 1984*; *Aagaard et al., 1998*). Alors que dans la zone située au large du point de déferlement, l'asymétrie des vagues induit un flux sédimentaire dirigé vers la plage (Figure II.1), dans la zone de déferlement, le courant de retour induit un flux sédimentaire vers le large. La convergence des flux sédimentaires vers le point de déferlement entraîne la formation d'une barre. Par exemple, les tempêtes, en induisant un déplacement du point de déferlement vers le large, provoquent la formation d'une barre plus au large que la précédente.

## II - État des connaissances sur la morphodynamique à court terme

---

Alors que les processus hydro-sédimentaires impliqués dans la formation des barres étaient longtemps considérés comme entièrement contrôlés par l'hydrodynamique, des études récentes (*Plant et al.*, 1999, 2001) ont montré que cette formation est plus complexe que précédemment envisagé. Dans une approche 2D, dans la direction perpendiculaire à la plage ( $X$ ), *Plant et al.* (2001) ont montré que le fait que les barres n'évoluent pas de manière linéaire à une variation du forçage en vagues était un signe de l'effet de rétroactions induites par l'évolution morphologique sur l'hydrodynamique. Si la rétroaction est contraire à l'évolution de la barre, elle est dite « négative » et stabilise la barre. Si au contraire, elle renforce l'évolution de la barre, elle déstabilise la barre et est alors dite « positive ».

Nous avons également vu qu'en cas de systèmes à barres multiples, les barres les plus au large protègent celles plus au bord en dissipant l'énergie des vagues. En particulier, en contrôlant la position du point de déferlement secondaire (Figure II.5) la présence d'une barre au large provoque également la formation d'une seconde barre plus au bord. Ce cas représente un deuxième exemple de contrôle des processus hydro-sédimentaires par déplacement du point de déferlement secondaire, exercé par la morphologie (*Dolan and Dean*, 1985; *Lippmann and Holman*, 1989; *Howd et al.*, 1992; *Aarninkhof et al.*, 1998; *Masselink*, 2004).

### II.3.2 Structures tridimensionnelles

Si la question de la morphodynamique littorale a longtemps été abordée par une approche 2D, perpendiculaire à la plage, comme nous avons vu dans la section II.2, la dynamique littorale 3D peut être très importante. Elle pourrait influencer l'évolution du système littoral. Il est donc important de mieux la caractériser et de comprendre les mécanismes à l'origine de cette dynamique.

La question des mécanismes impliqués dans la formation de structures 3D constitue encore un vrai casse-tête pour les scientifiques. De même que pour les barres rectilignes, l'explication de l'origine des tridimensionalités est restée longtemps basée sur des mécanismes complexes purement hydrodynamiques (*Guza and Davis*, 1974). Pourtant, plus récemment, des études ont montré que des mécanismes impliquant la morphologie peuvent également être à l'origine de la formation de ces structures 3D, à travers un forçage morphologique externe ou à travers une évolution interne par auto-organisation (voir revue dans *Coco and Murray* (2007)).

#### II.3.2.a Forçage par des ondes de bord

La formation de structures 3D périodiques a d'abord été attribuée à des processus de forçage par une structure hydrodynamique présentant des caractéristiques spatiales similaires (longueur d'onde). La forme périodique résultante est alors directement



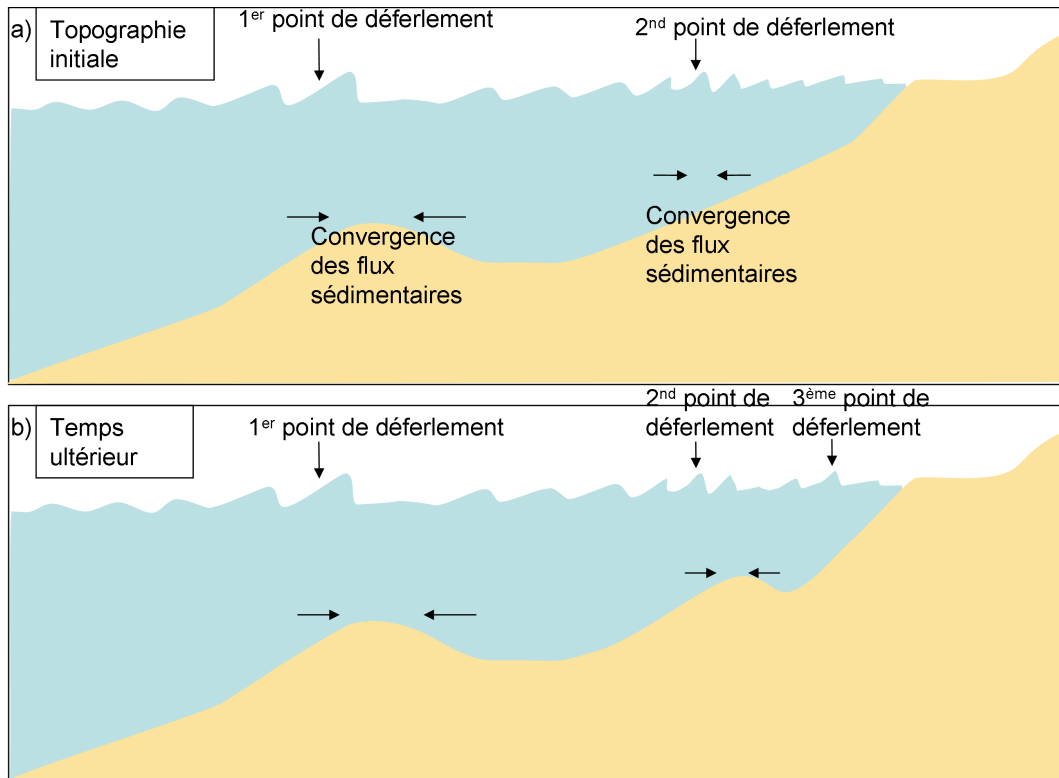


FIGURE II.5 – Formation d’une plage à barres sous l’effet du déferlement multiple des vagues. (a) avec initialement une seule barre qui contrôle la position du point de déferlement secondaire et (b) provoque la formation d’une seconde barre qui va elle même contrôler la position du troisième point de déferlement, d’après *Dolan and Dean* (1985).

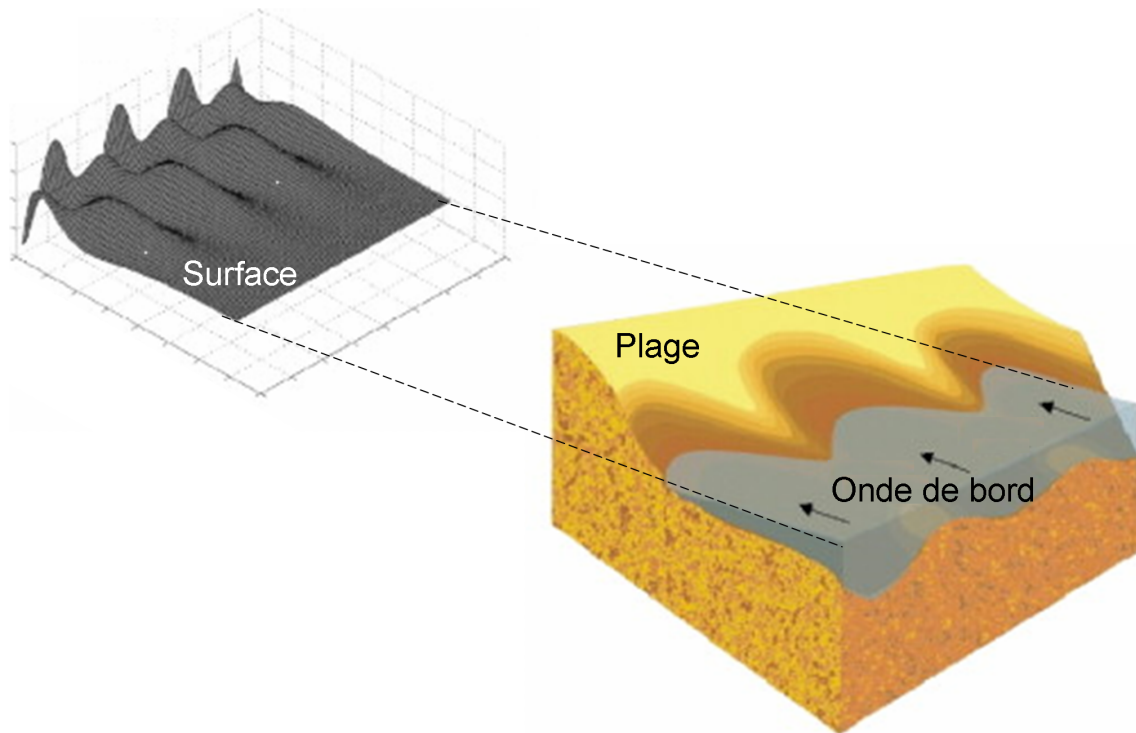


FIGURE II.6 – Forçage de la morphologie par un motif hydrodynamique : théorie des ondes de bord. La figure grisée représente la surface libre à un instant donné, en présence d'une onde de bord stationnaire. Cette onde de bord force ensuite la formation d'une structure de mêmes caractéristiques (longueur d'onde) sur la plage. D'après *Coco and Murray* (2007)

déterminée par la structure du forçage hydrodynamique. Jusqu'à récemment, l'impression sur la plage de structures périodiques (ex : croissants de plage, barre en croissant) a été imputée à la présence d'ondes de surface particulières, indiscernables à l'oeil nu et caractérisées par une structure périodique, parallèle à la côte (« les ondes de bord ») (*Guza and Davis*, 1974; *Guza and Inman*, 1975). Par exemple, la Figure II.6 montre le forçage de structures périodiques sur la plage par une onde de bord stationnaire. Des observations ont montré que cette théorie pouvait expliquer la formation des croissants de plage (*Coco et al.*, 1999) même si la présence d'ondes de bord simultanément à la formation de croissants n'a jamais été prouvée (*Masselink et al.*, 2004). Pour les barres sableuses, cette théorie (*Bowen and Inman*, 1971; *Holman and Bowen*, 1982) a été largement admise jusqu'à ce que des études récentes montrent qu'elle était incompatible avec les morphologies observées (*Bryan and Bowen*, 1997; *Enckevort and Ruessink*, 2003b).

### II.3.2.b Forçage par couplage morphologique

De manière similaire à ce qui a été décrit dans un cas 2D (section II.3.1) pour le contrôle des zones de déferlement par les barres dans un système à barres multiples, la géométrie 3D des barres les plus au large influence la circulation littorale ainsi que

la hauteur des vagues plus au bord. Une structure topographique non-uniforme dans la direction parallèle à la plage modifie la trajectoire des vagues et provoque des zones de focalisation d'énergie qui vont induire localement une érosion plus forte des structures sableuses. En particulier pour un système à double barre, des irrégularités de la barre externe peuvent induire des non-uniformités sur la barre interne. Selon les conditions de vagues et le développement 3D de la barre externe, la barre située plus au bord prend des apparences différentes (*Castelle and Bonneton, 2004; Castelle et al., 2007b*) comme montré sur la Figure II.7. Par exemple, des observations (*Enckevort and Wijnberg, 1999; Castelle et al., 2007b*) ont montré que sous certaines conditions, les baies de la barre interne étaient systématiquement en face des cornes de la barre en croissant située plus au large. Des études menées avec des modèles numériques (*Castelle et al., 2008*) et des observations (*Ruessink et al., 2007*) ont mis en évidence l'augmentation du contrôle de la barre externe lorsque la distance entre les barres diminue et que la variabilité verticale de la crête de la barre externe augmente. De manière similaire aux systèmes double barres, il a été montré que les formes rythmiques observées sur la ligne d'eau pouvaient être dues à une barre immergée présentant les mêmes caractéristiques spatiales (*Sonu, 1973; Coco et al., 2005*).

### II.3.2.c Évolution par auto-organisation

Basée sur le principe des rétroactions entre l'hydrodynamique et la morphologie, la théorie de l'« auto-organisation » montre que des morphologies structurées peuvent résulter d'un forçage qui n'est pas forcément structuré spatialement. L'évolution morphologique résulterait d'une interaction relativement simple entre l'hydrodynamique locale et l'évolution de la morphologie elle-même (*Werner and Fink, 1993; Falques et al., 2000; Caballeira et al., 2003*).

En particulier pour les croissants de plage (Figure II.8.a), à partir d'une petite perturbation initiale, le swash va ralentir (accélérer) sur une bosse (trou) et induire de l'accrétion (érosion) qui va amplifier la perturbation. La Figure II.8.b montre l'évolution temporelle de la morphologie de la zone de swash qui évolue vers une structure rythmique, par auto-organisation, à partir d'une petite perturbation topographique initiale. Lorsque deux cornes (baies) sont trop proches, un appariement (dissociation) se produit localement et un ajustement se fait ensuite de proche en proche (*Werner and Fink, 1993; Coco et al., 1999*). Plus de détails sur la formation des croissants de plage sont disponibles au Chapitre VI.

Pour les barres sableuses, une irrégularité de la crête (bosse) induit localement du déferlement qui provoque un flux sédimentaire vers le bord et entraîne une migration locale vers le bord. Les parties plus profondes de la crête de la barre subissent un courant de retour qui induit une migration locale vers le large. Ce mécanisme conduit au développement de structures périodiques (*Falques et al., 2000*).

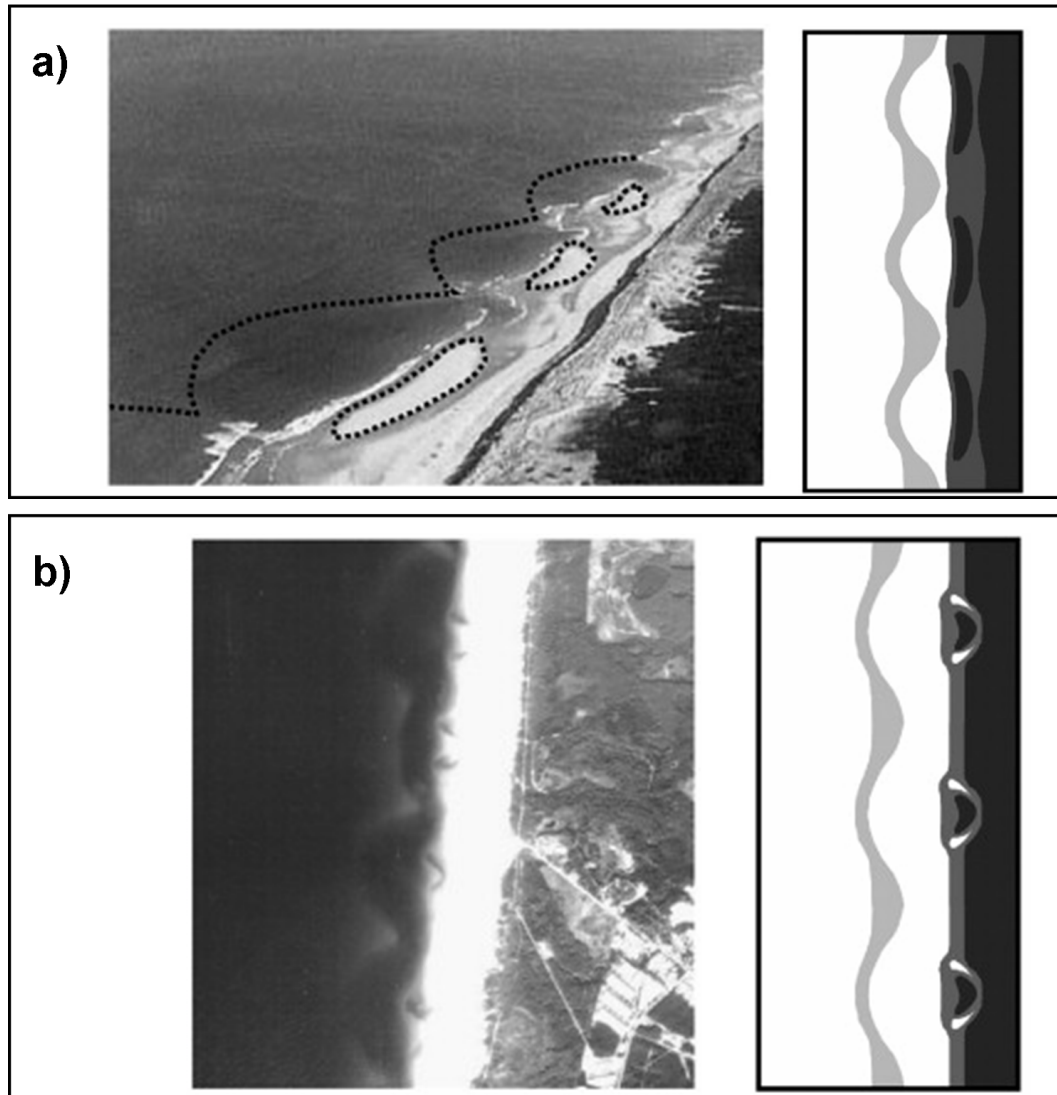


FIGURE II.7 – Observation de morphologies couplées entre les zones subtidale et intertidale. (a) photo aérienne où chaque croissant est associé à une barre intertidale parallèle à la côte et déconnectée du haut de plage; (b) photo aérienne (campagne IGN 1978) où chaque croissant est associé à deux systèmes barre/chenal très rapprochés. D'après *Castelle et al.* (2007b)

Des observations (*Enckevort et al.*, 2004; *Ruessink et al.*, 2007) et des études de modélisation numériques (*Reniers et al.*, 2004; *Garnier et al.*, 2006; *Castelle et al.*, 2008) ont montré que le mécanisme d'auto-organisation pouvait expliquer une partie des non-uniformités des barres typiquement observées. Cependant, que ce soit pour les croissants de plage ou les barres en croissant, lorsque cette théorie d'auto-organisation est confrontée aux observations, des incohérences (temps de réponse, régularité des structures) peuvent parfois apparaître et il est souvent difficile d'attribuer l'origine des ondulations observées à ce mécanisme plutôt qu'à un autre.

### II.3.2.d Discussion sur les mécanismes à l'origine de géométries périodiques et des interactions entre barres

Même si les mécanismes de formation des structures 3D sont relativement bien connus, leur implication est encore incertaine. Ce n'est que récemment que des études ont réussi à associer une géométrie 3D existante à un mécanisme, comme réalisé pour les barres sableuses à partir d'observations (*Ruessink et al.*, 2007) et de modélisation numérique (*Castelle et al.*, 2008). Le mécanisme à l'origine de la formation des croissants de plage reste, lui, encore incertain.

Ces mécanismes concernent principalement des conditions de vagues peu énergétiques et les mécanismes en condition de tempête restent peu documentés. Ils sont pourtant attendus comme étant importants, au vu de l'intensité des flux sédimentaires observés lors des tempêtes. Par exemple, *Davidson-Arnott* (1975) puis *Wijnberg and Holman* (2007) et *Shand* (2007) ont montré qu'un forçage énergétique pouvait conduire à un détachement des cornes des barres sous forme de structures sableuses propagatives qui migrent et viennent se rattacher à la plage. Peu connu, ce mécanisme suggère une interaction morphologique forte entre structures sableuses lors de conditions énergétiques. Nous revenons sur les mécanismes d'interaction entre barres dans le chapitre V.

## II.4 Impact de la marée sur la morphodynamique

Malgré leur forte présence de par les littoraux dans le monde (*Short*, 1991), les plages meso à macrotidales n'ont reçu qu'une attention limitée par rapport aux plages microtidales. *Masselink et al.* (2008) explique ce déséquilibre par le fait que les plages à large marnage sont souvent plates et ne présentent que peu de structures morphologiques prononcées par rapport à la complexité observée sur les plages microtidales (croissants de plage, barre de swash, alternance barre-chenal). Les seules structures intertidales présentées dans la littérature pour des plages meso-macro tidales sont les séquences barre-chenal (*Apoluceno*, 2003; *Masselink and Puleo*, 2006; *Houwelingen et al.*, 2006; *Castelle et al.*, 2007b). Du fait que les processus de vagues n'opèrent que sur une durée réduite,

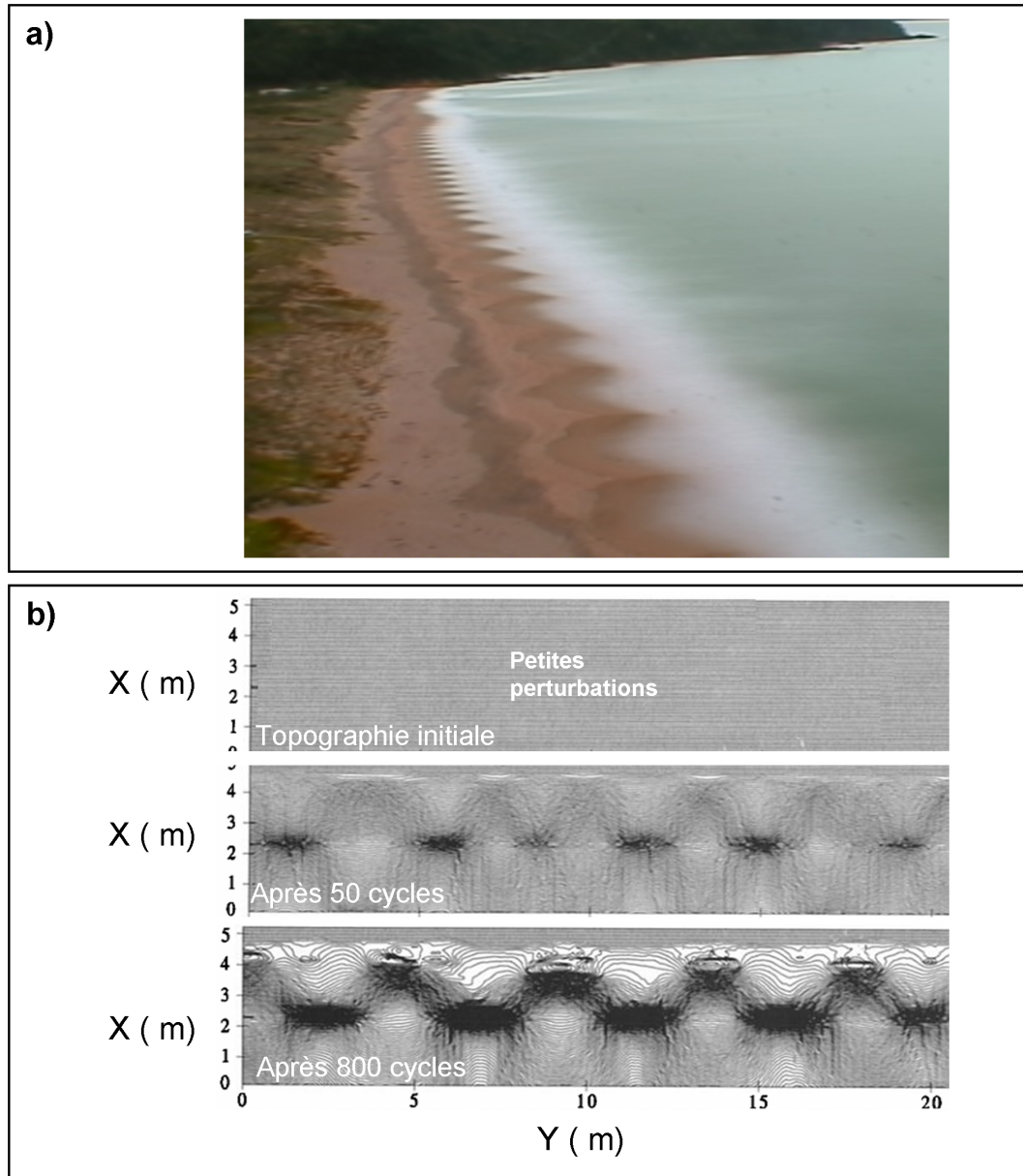


FIGURE II.8 – Formation de structures périodiques, ici des croissants de plage, par des mécanismes d'auto-organisation. (a) image d'une plage réfléchive micro-tidale (Tairua, Nouvelle-Zélande) présentant des croissants de plage très développés. D'après *Almar et al.* (2008a). (b) Modélisation numérique de la formation de croissants de plage par auto-organisation à partir d'une perturbation initiale. D'après *Coco and Murray* (2007)

les plages à large marnage ont généralement un temps de réponse morphologique plus important par rapport à une variation du forçage en vagues (*Wright, 1982*). Les plages meso-macro tidales semblent en première approche plutôt uniformes et leur dynamique paraît limitée. Pourtant, le fait que le temps d'immersion et donc de résidence des processus hydro-sédimentaires soit faible et les variations morphologiques entre deux marées soient importantes indique clairement que les transports sédimentaires peuvent être très importants. Par exemple, des migrations de barres intertidales importantes, de 10 m/jour vers la plage (*Kroon and Masselink, 2002*) et d'environ 50 m/jour parallèlement à la plage (*Sénéchal et al., 2009*), ont été reportées pour des plages meso-macrotidales. Ces taux de migrations qui correspondent à ceux de barres subtidales, montrent la forte dynamique de la plage intertidale.

Il existe une différence fondamentale entre les barres subtidales et intertidales (*Masselink and Puleo, 2006*). Comme vu dans la partie II.2, les dynamiques des barres subtidales et intertidales sont contrôlées par des processus hydrodynamiques différents. Par conséquent, alors que les barres subtidales migrent généralement vers le large et vers le bord pour des conditions respectivement de tempête et de vagues plus petites (*Sallenger et al., 1985; Lippmann and Holman, 1990; Gallagher et al., 1998*), les barres intertidales présentent un comportement plus complexe. La différence de comportement se retrouve dans le fait que la dynamique 2D de la barre subtidale peut être expliquée en première approximation par la théorie d'ajustement par rapport au point de déferlement (*Plant et al., 1999, 2001; Marino-Tapia et al., 2007a*) alors que cette théorie ne semble pas fonctionner pour la dynamique de la barre interne (*Kroon and Masselink, 2002*).

Il est largement admis que les faibles marnages favorisent le développement de structures morphologiques alors que des marnages plus importants favorisent l'occurrence de morphologies plus lisses et uniformes (*Masselink and D.Short, 1993; Masselink, 1993*). La marée semble jouer un rôle prépondérant dans la dynamique de la plage intertidale. Cependant, peu d'études ont documenté l'influence d'un large marnage sur la dynamique de la barre intertidale. Pourtant, *Bruneau (2009)* a récemment montré que la marée a une influence sur la croissance de cette barre. Enfin, et c'est peut être un point clé des environnements à large marnage, la modulation par la marée de l'impact des tempêtes sur la barre subtidale n'a jamais été étudiée. Le temps d'occurrence de vagues déferlées ou non déferlées peut varier avec un changement de niveau d'eau. En particulier, il est largement admis que le déferlement induit une migration vers le large alors que peu ou pas de déferlement induit une migration vers la plage (*Gallagher et al., 1998*). Par conséquent, la marée pourrait sensiblement moduler la réponse de la barre subtidale lors d'une tempête.

### II.5 Intérêt de l'imagerie vidéo pour répondre à cette problématique : état de l'art

La communauté scientifique s'accorde à dire que l'évolution à court terme de la plage est cruciale. Aussi, la demande est croissante pour obtenir des informations sur cette évolution, à des échelles spatio-temporelles fines ( $O(\text{jour} - \text{semaine})$ ,  $O(m - km)$ ). L'observation par télédétection est de plus en plus utilisée pour caractériser la dynamique littorale. La mesure est soit active, avec émission puis réception d'un signal, soit passive avec seulement réception de signal sans émission. Les techniques de télédétection les plus utilisées en observation littorale sont le radar (actif) et la vidéo (passif) toutes deux basées sur des plateformes satellitaires ou locales (fixe ou aéroportée) (voir *Hamm et al.* (2002) pour une revue). La plupart des études d'observation en télédétection littorale ont pour but l'estimation de la bathymétrie. Pourtant, et ce à de rares exceptions près (*Quartel et al.*, 2006) qui estiment directement la topographie intertidale à partir d'une technique d'imagerie vidéo, la mesure de la topographie n'est pas directe. Elle se fait via l'estimation des caractéristiques hydrodynamiques de surface qui sont ensuite utilisées pour obtenir des informations sur la topographie.

Les systèmes d'observations satellitaires permettent une quantification de la bathymétrie subtidale en se basant, pour les systèmes radars, sur la modulation des courants de surface (*Greidanus*, 1997; *Wensink et al.*, 1998) et pour les systèmes vidéo, sur l'estimation de la longueur d'onde des vagues (*Leu et al.*, 1999) ou la couleur de l'eau (*Lafon et al.*, 2002, 2004). La bathymétrie intertidale peut être également obtenue à partir de radar satellitaire pour de grandes échelles spatiales, principalement pour des embouchures tidales et des lagunes (*Mason et al.*, 1999, 2001). Même si les nouveaux systèmes d'observation satellitaire disposent d'une résolution de l'ordre du mètre, ces techniques sont typiquement associées à des échelles spatio-temporelles relativement grandes, déci-kilométrique et pluriannuelle.

Les systèmes basés sur des plateformes côtières locales 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. La bathymétrie subtidale peut être estimée en utilisant le champ moyen de dissipation d'énergie des vagues (déferlement) comme indicateur de la présence de structures sableuses (Figure II.9). Des études ont montré que ce type de mesure pouvait être utilisé à partir de radar embarqué en avion (*Ruessink et al.*, 2002), à partir de vidéo embarquée (*Worley et al.*, 1997; *Lippmann and Kannan*, 2003) mais surtout à partir de systèmes vidéo fixes (*Lippmann and Holman*, 1990; *Enckevort and Ruessink*, 2001; *Aarninkhof*, 2003). Ces mesures qui n'étaient utilisées que de manière qualitative pour localiser les structures sableuses immergées (Fi-



## II.5 - Intérêt de l'imagerie vidéo pour répondre à cette problématique : état de l'art

---

gure II.9) a récemment permis d'obtenir également des informations quantitatives sur la bathymétrie (*Aarninkhof*, 2003; *Aarninkhof et al.*, 2005).

En utilisant le caractère haute fréquence de l'observation, des méthodes se sont développées pour quantifier la bathymétrie immergée à partir du champs de vagues. En effet, les caractéristiques des vagues mesurées peuvent être converties en profondeur d'eau locale en se basant sur la relation de dispersion des vagues en milieu peu profond (plus de détail au chapitre IV). Cette technique a été utilisée à partir de photographies (*Williams*, 1946; *Pradal et al.*, 2002), de radar aériens (*Dugan et al.*, 2001), de radar fixe (*McGregor et al.*, 1998; *Bell*, 1999) et à partir de système vidéo fixe (*Stockdon and Holman*, 2000; *Yoo et al.*, 2006; *Plant et al.*, 2008). Le caractère haute résolution de l'imagerie vidéo a aussi permis de quantifier l'évolution temporelle de la ligne d'eau (interface eau-plage) (Figure II.9) pour la reconstruction de la plage intertidale (voir chapitre IV) (*Plant and Holman*, 1997; *Aarninkhof*, 2003; *Turner et al.*, 2004).

Même si la majorité des applications en télédétection littorale concerne l'estimation de la bathymétrie, la mesure de l'hydrodynamique représente un véritable enjeu car en plus d'être nécessaire à l'estimation bathymétrique mais elle représente également un intérêt en soi pour la compréhension de l'hydrodynamique littorale. En effet, l'avantage de la télédétection est d'offrir une mesure de l'hydrodynamique simultanément sur un champ étendu, contrairement aux techniques traditionnelles ponctuelles de capteurs in-situ. La télédétection permet, en particulier pour l'imagerie vidéo, de mesurer une multitude de caractéristiques hydrodynamiques (*Holman et al.*, 1993; *Holland et al.*, 1997; *Holman et al.*, 2003) : la période des vagues, longueur d'onde, célérité, type de vague, dissipation énergétique, courants moyens, swash (période et longueur), ligne d'eau et de récentes études montrent qu'une estimation de la hauteur des vagues est envisageable (*Hilmer*, 2005).

Notre choix d'utiliser l'imagerie vidéo fixe dans cette thèse est motivé par plusieurs besoins : (1) résolution temporelle, (2) permanence de la mesure, (3) coût et de simplicité :

- La dynamique hydro-morphologique étudiée dans cette thèse se déroule à l'échelle de la seconde à la semaine. L'imagerie satellitaire permet, de manière optimale, d'effectuer une observation par jour environ et elle est restreinte aux jours non nuageux. Or cette thèse s'intéresse tout particulièrement à la morphodynamique en condition de tempête, donc souvent associée à la présence de nuages. La télédétection côtière, vidéo ou radar, est plus adaptée car elle permet une résolution temporelle inférieure à la seconde et n'est pas, ou peu, affectée par les conditions météorologiques.

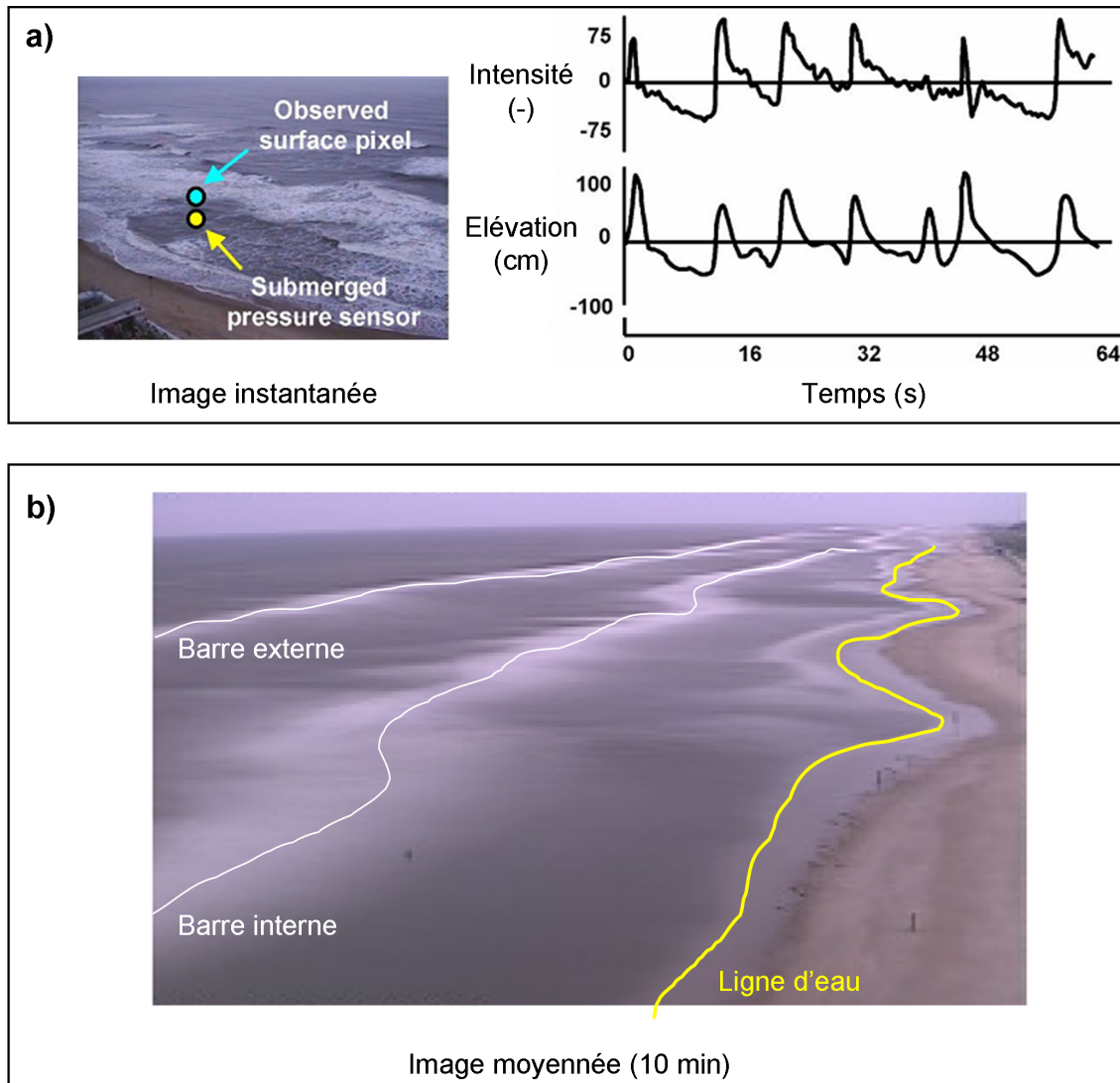


FIGURE II.9 – Présentation de l'outil vidéo appliqué à l'observation du littoral. (a) Image instantanée vidéo (à gauche) sur laquelle sont représentés les positions de mesure de série temporelle de hauteur d'eau (rond jaune) et d'intensité de pixel (en bleu). Ces séries temporelles sont présentées sur la figure à gauche. La signature des vagues est visible sur les deux signaux. Les caractéristiques temporelles sont bien "captées" par la mesure vidéo. (b) Exemple d'image vidéo moyennée sur 10 min. Cette figure filtre les fluctuations hydrodynamiques haute fréquence et permet d'estimer des caractéristiques moyennes comme, la localisation de la ligne d'eau (trait jaune), la position privilégiée de déferlement des vagues sur les barres (traits blancs). D'après *Lippmann and Holman (1990)*.

## II.5 - Intérêt de l'imagerie vidéo pour répondre à cette problématique : état de l'art

---

- En étant déployés de manière permanente, les systèmes de télédétection fixes permettent de couvrir une large gamme d'échelles temporelles (seconde à pluri-annuelle) ce que ne permettent pas les mesures aéroportées,
- Enfin, même si le système radar regroupe beaucoup d'avantages par rapport à l'imagerie vidéo, comme le fait de mesurer la nuit ou par mauvais temps et de fournir par exemple des mesures directes (ex : vitesses de surface - (*McGregor et al.*, 1998), nous avons préféré la vidéo, de par son faible coût et sa simplicité. La simplicité est ici entendue comme la facilité d'interprétation visuelle des données vidéo relativement, par exemple, aux données radar plus complexes. De plus, comme le souligne *Holland et al.* (1997), une grande majorité des phénomènes littoraux peuvent être discernés visuellement, donc par imagerie vidéo. Notre choix a aussi été motivé par l'expérience acquise depuis plus de 20 ans de part le monde en terme de mesure littorale par imagerie vidéo (par exemple : ARGUS project, CamEra system, KOSTA system).

Bien qu'ayant montré de bon résultats, la majorité des techniques vidéo développées (pour la mesure hydro- et morphodynamique) ne sont adaptées, et n'ont été appliquées qu'à des conditions de vagues faibles à modérées pour des plages présentant des topographies peu complexes en présence d'un marnage faible à modéré (micro-meso). Aussi, le développement d'outils vidéo performants dans des conditions plus extrêmes (tempête, topographies complexes, large marnage) représente actuellement un défi important.

## Synthèse du chapitre II

### • Objectifs

Effectuer un état de l'art général des connaissances actuelles sur la dynamique des structures sableuses littorales.

### • Traits principaux

#### Description des plages

- La plage peut être différenciée en trois zones distinctes selon les processus hydrodynamiques auxquels elle est soumise,
- L'échelle spatiale caractéristique des structures augmente de la plage vers le large,
- Le temps de réponse des structures augmente de la plage vers le large,
- L'évolution des plages dépend du forçage en vagues mais aussi d'interactions entre l'hydrodynamique et l'évolution morphologique elle-même, ce qui n'est pas pris en compte dans les modèles conceptuels et classifications existantes.

#### Mécanismes de génération des structures sableuses

- La morphologie exerce un contrôle sur la position des barres,
- Plusieurs mécanismes peuvent expliquer la formation de géométries 3D : forçage par les ondes de bord, par un couplage morphologique dans un système multi-barres ou par auto-organisation. Pourtant l'implication individuellement de ces mécanismes est incertaine,
- Les mécanismes connus ne décrivent que des processus de vagues peu énergétiques. Des mécanismes en conditions énergétiques sont pourtant attendus, la dynamique sédimentaire étant alors importante.

#### Impact de la marée sur la morphodynamique

- Les plages à fort marnage ont été peu étudiées,
- Un large marnage ne favorise pas la formation de structures sableuses,
- La marée pourrait avoir un effet modulateur de l'impact des tempêtes sur les plages.

#### Intérêt de l'imagerie vidéo pour répondre à cette problématique

- Bonne couverture spatio-temporelle des processus hydro-morphodynamiques littoraux,
- L'imagerie vidéo permet la mesure de l'hydrodynamique et la reconstruction de la topographie,
- Les techniques vidéo développées jusqu'à présent ne sont pas adaptées aux plages complexes dans des environnements à large marnage.

### • Conclusions et perspectives

Les problématiques scientifiques et techniques ont été posées. La morphodynamique à court terme est cruciale mais reste peu comprise. L'imagerie vidéo est particulièrement bien adaptée son observation. Dans le reste de cette thèse, nous nous attachons à caractériser cette dynamique.

# Chapitre III

## Site d'étude et instrumentation

### Contents

---

<b>III.1 Le site-atelier des plages d'Aquitaine</b> . . . . .	<b>43</b>
III.1.1 Environnement géomorphologique . . . . .	43
III.1.2 Environnement hydrodynamique . . . . .	43
III.1.3 Morphologie des plages de la côte Aquitaine . . . . .	45
<b>III.2 Description de l'outil vidéo</b> . . . . .	<b>46</b>
III.2.1 Introduction . . . . .	46
III.2.1.a Historique de la mesure vidéo sur la côte Aquitaine . . . . .	46
III.2.1.b Choix du système Cam-Era . . . . .	46
III.2.2 Description du système vidéo Cam-Era . . . . .	47
III.2.3 Principe général du géoréférencement . . . . .	47
<b>III.3 Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo</b> . . . . .	<b>49</b>
III.3.1 Biscarrosse 2007 . . . . .	49
III.3.1.a La campagne de Biscarrosse 2007 . . . . .	49
III.3.1.b La mesure vidéo à Biscarrosse . . . . .	52
III.3.1.b. i Description du système vidéo . . . . .	52
III.3.1.b. ii La mesure vidéo pendant la campagne de Biscarrosse 2007 . . . . .	55
III.3.2 Truc Vert (Cap Ferret) 2008 . . . . .	57
III.3.2.a Description de la campagne de Truc Vert 2008 . . . . .	57
III.3.2.b La mesure vidéo pendant la campagne Truc Vert 2008 . . . . .	59
III.3.2.b. i Description du système vidéo . . . . .	59
III.3.2.b. ii Validation et applications de la vidéo pendant la campagne de Truc Vert 2008 . . . . .	59

---

Dans ce chapitre, nous décrivons les outils scientifiques et l'instrumentation mis en oeuvre durant cette thèse avec l'objectif de répondre aux lacunes mises en évidence dans le Chapitre II.

Dans la première section, le site atelier des plages d'Aquitaine est présenté avec un état de l'art de nos connaissances et des moyens d'observations déjà mis en oeuvre. Dans la deuxième section, nous décrivons l'outil vidéo : le contexte régional sur la côte Aquitaine et le principe général de fonctionnement. Dans la section suivante, nous présentons les deux campagnes de mesures qui se sont déroulées dans le cadre de cette thèse ainsi que les systèmes vidéo que nous avons déployés sur ces sites.

### III.1 Le site-atelier des plages d'Aquitaine

Le littoral sableux aquitain regroupe un ensemble de caractéristiques qui en fait un site d'étude unique qui se différencie des autres sites étudiés dans le monde. En cela il est très intéressant pour la communauté scientifique. Les études effectuées durant cette thèse s'appuient pour la plupart sur ce site.

#### III.1.1 Environnement géomorphologique

Le littoral sableux aquitain, situé dans le sud ouest de la France (Figure III.1), est une côte rectiligne orientée Nord-Sud qui s'étend sur environ 250 km en allant de l'embouchure de l'Adour au Sud, jusqu'à l'embouchure de la Gironde au Nord, et seulement interrompue sur 5 km par l'entrée du bassin d'Arcachon (*Michel et al.*, 1995; *Michel and Howa*, 1996). La topographie au large est uniforme avec la présence d'un plateau continental d'environ 200 m de profondeur pour 80 km de largeur en moyenne. Le littoral ne subit pas ou peu d'influence anthropique, et constitue donc un système naturel à part entière, bordé par une haute dune éolienne (hauteur  $\sim 15$  m, *Pedreras* (1996)). Le sédiment est principalement constitué de grains de quartz de diamètre moyen compris entre 200 et 400  $\mu\text{m}$  (*Pedreras et al.*, 1996).

#### III.1.2 Environnement hydrodynamique

En dehors de la zone d'influence du bassin d'Arcachon, le littoral aquitain est un environnement dominé par l'action des vagues (relativement aux courants de marée) (*Castelle and Bonneton*, 2002). Le climat de houle est énergétique avec une hauteur significative annuelle moyenne de 1.4 m et une période correspondante de 6.5 s (*Butel et al.*, 2002). La variation saisonnière est importante avec un minimum en été et des conditions plus énergétiques en hiver, les hauteurs de vagues pouvant atteindre 10 m lors des tempêtes. Le littoral est soumis à un marnage de forte amplitude avec une moyenne annuelle de respectivement 3.7 et 1.8 pour les marées de vives et mortes eaux. La composante principale de marée est semi-diurne (M2).

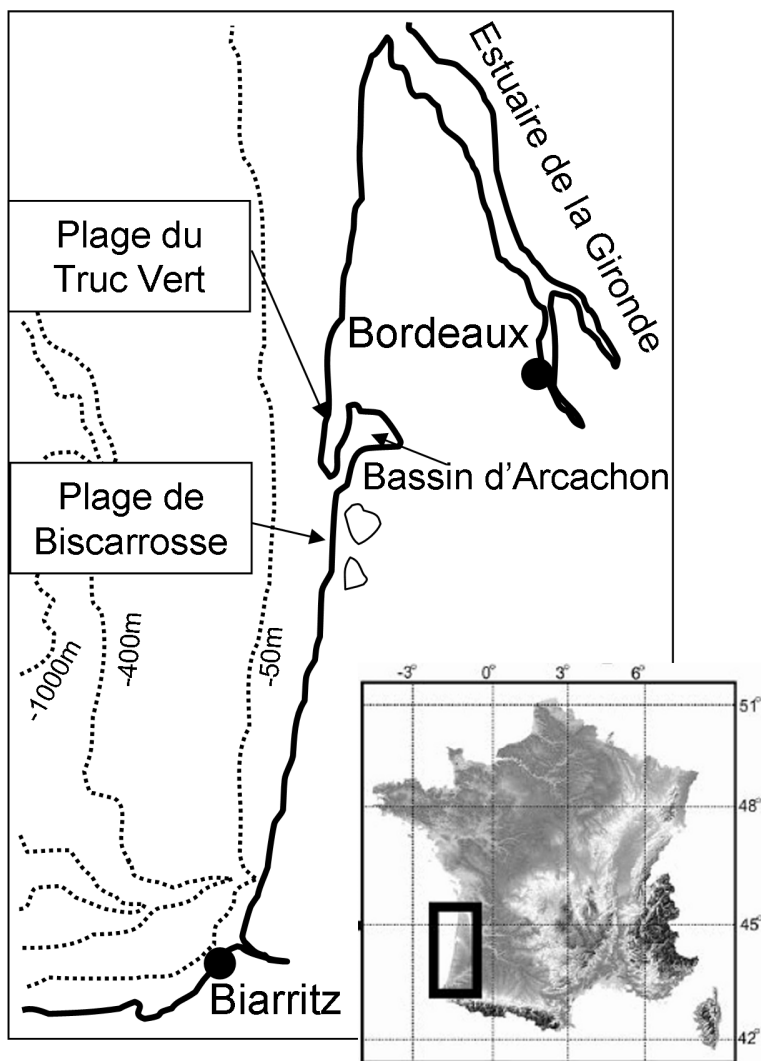


FIGURE III.1 – Présentation du littoral Aquitain, situé dans le Sud-Ouest de la France. La côte rectiligne est orientée Nord-Sud et seulement interrompue par le Bassin d'Arcachon. Localisation des deux sites ateliers étudiés durant cette thèse, Biscarrosse (Landes) et Truc Vert au Cap Ferret (Gironde). Ces deux sites sont respectivement à 30 km au Sud et 20 km au Nord de l'entrée du Bassin d'Arcachon.



### III.1.3 Morphologie des plages de la côte Aquitaine

L'observation du littoral aquitain a été menée à plusieurs échelles temporelles. L'observation continue ( $\sim$  mensuelle) et long terme, par imagerie satellitaire (depuis 1986) (*Froidefond et al.*, 1990; *Lafon et al.*, 2002, 2004) ou par relevés topographiques (depuis 1998) de la plage (*Apoluceno*, 2003; *Sénéchal et al.*, 2009), a permis de caractériser la morphodynamique des plages à l'échelle mensuelle et saisonnière. Des campagnes de mesure intensives (*Michel and Howa*, 1999; *Sénéchal et al.*, 2002; *Masselink et al.*, 2008; *Bruneau et al.*, 2009b) ont également permis de comprendre l'hydrodynamique littorale des plages d'Aquitaine mais sur des durées courtes, de 1 à 2 semaines.

Les observations ont montré que deux barres sableuses parallèles à la côte sont présentes la plupart du temps. La barre interne (la plus au bord) est située dans la zone intertidale. Le suivi long terme (*Desmazes et al.*, 2002; *Apoluceno*, 2003; *Sénéchal et al.*, 2009) a révélé que cette barre peut présenter tous les sous-états de plage intermédiaires décrits dans la classification de *Wright and Short* (1984). Elle présente généralement une morphologie de type séquence barre transverse-chenal ("TBR") avec une longueur d'onde moyenne d'environ 400 m (*Lafon et al.*, 2002; *Apoluceno et al.*, 2002; *Sénéchal et al.*, 2009). A partir de relevés topographiques réguliers, *Apoluceno* (2003) a montré que la transition de l'état intermédiaire LBT à l'état plus réfléchissant LTT est plus longue que ce qui a été reporté pour d'autres sites (*Owens and Frobel*, 1977). *Apoluceno* (2003) suggère aussi que des hauteurs de vagues de plus de 3 m sont nécessaires pour induire une transition vers un état plus dissipatif à partir d'un état de type LTT. Des observations ont néanmoins montré que des morphologies de type LTT peuvent résister à des tempêtes avec des hauteurs de vagues jusqu'à 3 m, et des morphologies de type TBR à des vagues de plus de 5 m. La migration dans la direction parallèle à la côte et dirigée vers le sud a été estimée (*Apoluceno*, 2003; *Lafon et al.*, 2004) entre 0.5 et 4.5 m/jour (moyennes mensuelles) à partir d'images satellites et de lignes d'eaux, pour des conditions de petite houle.

La barre externe (la plus au large) est située dans la zone subtidale et présente la plupart du temps une structure tridimensionnelle festonnée (ou en croissants) d'environ 700 m de longueur d'onde (dans la direction parallèle à la côte) (*Froidefond et al.*, 1990; *Castelle and Bonneton*, 2004; *Lafon et al.*, 2004). Des relevés topographiques ont montré que les cornes de la barre, dirigés vers la côte, et les baies, plus au large, et la fosse entre les cornes étaient situés à des profondeurs de respectivement 2, 4.5 et 6 m en dessous du niveau d'eau atteint lors des plus fortes marées basses (*Desmazes et al.*, 2002). Ces valeurs peuvent toutefois varier de manière significative étant donné la forte variabilité du forçage en vagues et le fait que les relevés topographiques ont été menés uniquement par petite houle. La forme de la barre externe peut varier d'une géométrie régulière en croissant à une géométrie fortement asymétrique (*Lafon et al.*, 2004), vraisemblablement

lié à l'angle d'incidence de la houle comme décrit dans *Castelle et al.* (2005). Sur une période de trois mois de conditions peu énergétiques, *Lafon et al.* (2004) a noté une migration moyenne de la barre externe d'environ 1 m/jour vers le sud.

Finalement, les durées des campagnes de mesures qui se sont déroulées sur la côte Aquitaine étaient trop courtes pour étudier la morphodynamique court terme. Par ailleurs, l'observation mensuelle ne présente pas non plus une résolution temporelle suffisante. C'est pourquoi, malgré de nombreuses observations, la dynamique court terme des plages d'Aquitaine reste jusqu'à ce jour principalement inconnue (*Castelle et al.*, 2007b).

## III.2 Description de l'outil vidéo

### III.2.1 Introduction

#### III.2.1.a Historique de la mesure vidéo sur la côte Aquitaine

Jusqu'à récemment, la côte Aquitaine ne disposait pas de système vidéo vraiment opérationnel consacré aux études hydro- morphodynamiques des plages. Un système vidéo (*Morichon et al.*, 2007) avait néanmoins été installé sur le site d'Anglet, à proximité de l'embouchure de l'Adour mais il a été employé à la caractérisation de la plume de l'Adour (*Dailloux*, 2008). Un système vidéo avait été également mis en oeuvre lors de campagnes de terrain sur la plage du Truc Vert en 2005 (*Desmazes*, 2005). Les images géoréférencées et moyennées avaient permis de déduire la position et la forme des structures sableuses littorales. Les résultats, bien que prometteurs, n'avaient toutefois été que qualitatifs et les mesures n'avaient pas été poursuivies au-delà de 2005.

L'étude hydro-morphodynamique du littoral a partir de l'imagerie vidéo a finalement commencé en 2007 dans le cadre d'un projet aquitain de développement d'une nouvelle technologie d'observation à court et moyen terme. Des systèmes vidéo ont été installés à Biarritz (CASAGEC, *Rihouey et al.* (2008)), à Biscarrosse (EPOC) puis sur le site du Truc Vert (EPOC) en 2008.

#### III.2.1.b Choix du système Cam-Era

Le précurseur de l'imagerie vidéo littorale est le système ARGUS (*Holman et al.*, 1993; *Holman and Stanley*, 2007), développé initialement au Coastal Imaging Lab (Oregon State University, Etats-Unis). La communauté de chercheurs utilisant le système ARGUS est la plus importante et le réseau de systèmes vidéo installé dans le monde est le plus étendu. Avec des outils automatisés et une interface simplifiée, le système ARGUS a rendu la technique vidéo accessible au plus grand nombre. Notre choix s'est néanmoins porté sur le système vidéo Cam-Era (*Coco et al.*, 2005, 2006), récemment (1997) développé au NIWA ("National Institute for Water and Atmospheric Research",

Nouvelle-Zélande). Plusieurs sites en Nouvelle-Zélande et dans le monde sont aujourd'hui équipés de cette technologie. Le projet Cam-Era est à vocation recherche et les routines sont accessibles aux utilisateurs ce qui permet, contrairement à ARGUS, une grande flexibilité des acquisitions et du post-traitement. De plus, l'utilisation du système Cam-Era a permis une étroite collaboration avec les équipes néo-zélandaises de la NIWA et de l'Université de Waikato et nous a fait bénéficier de leur grande expérience en matière d'imagerie vidéo.

### III.2.2 Description du système vidéo Cam-Era

Un système d'observation Cam-Era comprend généralement plusieurs caméras (de 1 à 9), qui selon l'élévation et la distance focale des lentilles des caméras, couvrent une distance de plusieurs kilomètres de côte. Les images sont stockées généralement toutes les heures mais cette durée peut être réduite si nécessaire. Les données vidéo sont pré-traitées sur site et sont ensuite transmises vers un serveur d'archivage. Le processus d'acquisition des données étant entièrement automatique, les coûts de fonctionnement sont très faibles.

La collecte des données consiste typiquement en trois types d'images, issues de chacune des caméras du système vidéo. Les images instantanées permettent visuellement d'obtenir une information qualitative sur les conditions lors de l'enregistrement et correspondent à des images de contrôle. Des images moyennées sur plusieurs minutes (typiquement 10 min, *Coco et al.* (2005); *Plant et al.* (2007)) permettent de filtrer les variations haute fréquence naturelles du champ de vague. Ces images montrent clairement la présence de bandes blanches qui correspondent au déferlement moyen des vagues. Comme vu dans le chapitre II, cette information s'est révélée être un excellent indicateur de la morphologie immergée (*Lippmann and Holman*, 1989; *Enckevort and Ruessink*, 2001). En complément de cette approche, des séries temporelles d'intensité de pixel sont enregistrées selon des transects perpendiculaires ou parallèles à la côte. Ces images spatio-temporelles sont typiquement utilisées pour mesurer les caractéristiques des vagues. Les différentes techniques développées et les analyses effectuées dans le cadre de cette thèse sont basées sur des images moyennées et spatio-temporelles.

### III.2.3 Principe général du géoréférencement

La quantification de données physiques requiert un géoréférencement des images vidéo. Cela correspond à déterminer la relation entre les coordonnées images  $(x, y)$  et réelles  $(X, Y, Z)$  (Figure III.2). Cette technique a été largement détaillée dans la littérature (*Bailey and Shand*, 1993, 1996; *Holland et al.*, 1997). La relation entre l'image et les coordonnées réelles est définie par la position de la caméra  $(X_o, Y_o, Z_o)$ , la distance focale de la caméra  $D_f$  et l'orientation de la caméra, défini par 3 angles, l'inclinaison  $\sigma$ , l'azimut

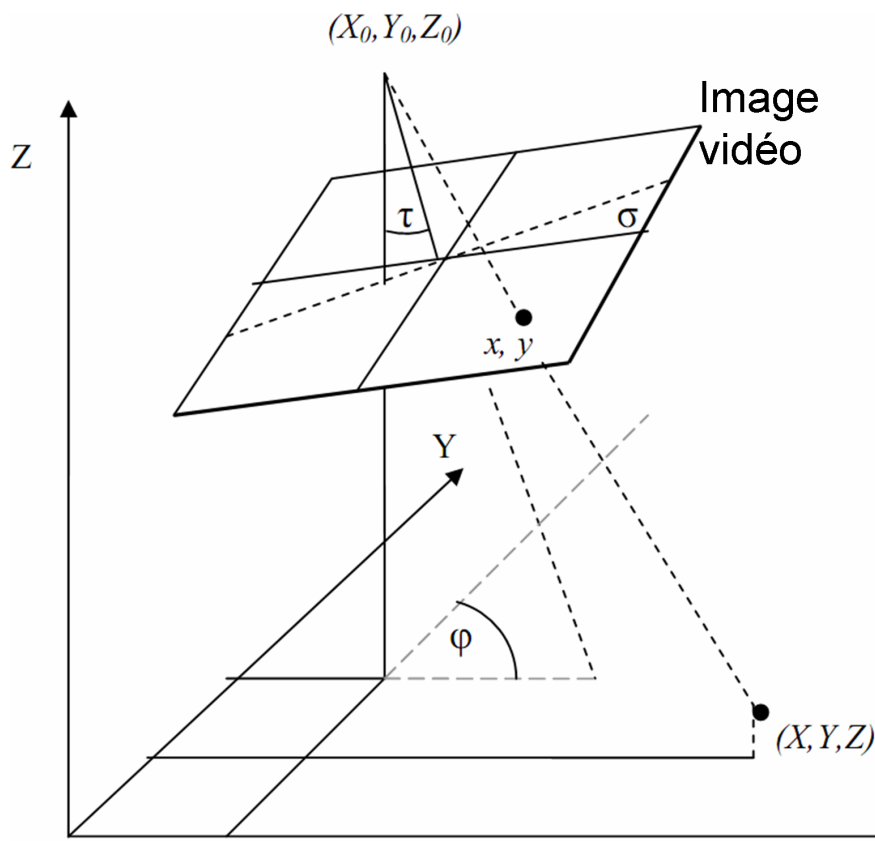


FIGURE III.2 – Schéma explicatif du principe de géoréférencement d’image vidéo obliques (d’après *Holland et al.* (1997)). L’image vidéo oblique est projetée sur un plan de niveau vertical Z connaissant les angles d’inclinaison  $\sigma$ , d’azimut  $\alpha$  et la rotation  $\tau$  et cette altitude Z. Ces angles sont déterminés à partir de la mesure de points de contrôles dont les coordonnées sont connues en pixel et en coordonnées réelles.

$\alpha$  et la rotation  $\tau$ .

Les méthodes photogrammétriques standards permettent la transformation de  $(X, Y, Z)$  à  $(x, y)$ . Cette transformation passe par la résolution des équations colinéaires :

$$X = (Z - Z_o)Q + X_o, \quad (III.1)$$

$$Y = (Z - Z_o)P + Y_o, \quad (III.2)$$

Où,

$$Q = \frac{m_{11}x + m_{21}y - m_{31}D_f}{m_{13}x + m_{23}y - m_{33}D_f}, \quad (III.3)$$

et,

$$P = \frac{m_{12}x + m_{22}y - m_{32}D_f}{m_{13}x + m_{23}y - m_{33}D_f}, \quad (III.4)$$

où les coefficients  $m_{ij}$  sont éléments de la matrice de rotation  $M$  et correspondent aux rotations d’inclinaison, d’azimut et de rotation horizontale comme décrit dans *Holland et al.* (1997).

$$M = \begin{bmatrix} \cos(\alpha) & \sin(\alpha) & 0 \\ \sin(\alpha) & \cos(\alpha) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(\tau) & -\sin(\tau) \\ 0 & \sin(\tau) & \cos(\tau) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -\cos(\sigma) & -\sin(\sigma) & 0 \\ -\sin(\sigma) & \cos(\sigma) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{III.5})$$

Ces angles sont déterminés en utilisant plusieurs points de références dont les coordonnées images et réelles sont connues. Cette étape est réalisée en associant des coordonnées pixels d'une cible (Figure III.3) dont la position par rapport à la position du système vidéo est connue. La rectification de l'image bidimensionnelle (x,y) à des coordonnées tridimensionnelles (X,Y,Z) implique une sous détermination du système. Ce problème est généralement résolu en attribuant une altitude verticale Z, typiquement la hauteur du plan d'eau.

La technique de géoréférencement décrite ci-dessus est valide pour des images sans distorsion. Pourtant, la distorsion peut être importante pour le type de lentilles utilisées, souvent grands angles. Il est donc nécessaire de la corriger (Figure III.4). La correction est effectuée en calculant des paramètres intrinsèques à chaque caméra (*Heikilla and Silven, 1996; Holland et al., 1997*). Cette calibration se fait en laboratoire en utilisant des images de contrôle (quadrillage régulier, voir *Holland et al. (1997)*), et ce, avant l'installation définitive des caméras sur le terrain.

## **III.3 Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo**

### **III.3.1 Biscarrosse 2007**

#### **III.3.1.a La campagne de Biscarrosse 2007**

Alors que la plupart des campagnes de mesures qui se sont déroulées en Aquitaine concernaient la plage du Truc Vert, la campagne Biscarrosse 2007 (ou PreECORS, SHOM-BRGM) s'est déroulée du 13 au 17 juin 2007 sur la plage de Biscarrosse, située à 20 km au sud de l'embouchure du Bassin d'Arcachon (Figure III.1). Cette plage est suffisamment éloignée de l'embouchure pour être considérée comme en dehors de la zone d'influence des courants de marée. La plage de Biscarrosse a été choisie parce qu'elle présente une morphologie caractéristique des plages aquitaines (*Castelle et al., 2007b*) comprenant une barre subtidale en croissant et une barre intertidale la plupart du temps de type TBR (voir section III.3.1.b). L'objectif de cette campagne était de mesurer de manière la plus complète possible l'ensemble des caractéristiques hydro-morphodynamiques d'un système intertidal barre-chenal (*Bruneau et al., 2009b*) afin de fournir un jeu de données complet pour la validation de modèles hydro-morphodynamique ainsi que la validation des méthodes vidéo développées. Un des objectifs était notamment de caractériser l'activité des courants dans un chenal intertidal, rarement observé in situ à cause des difficultés

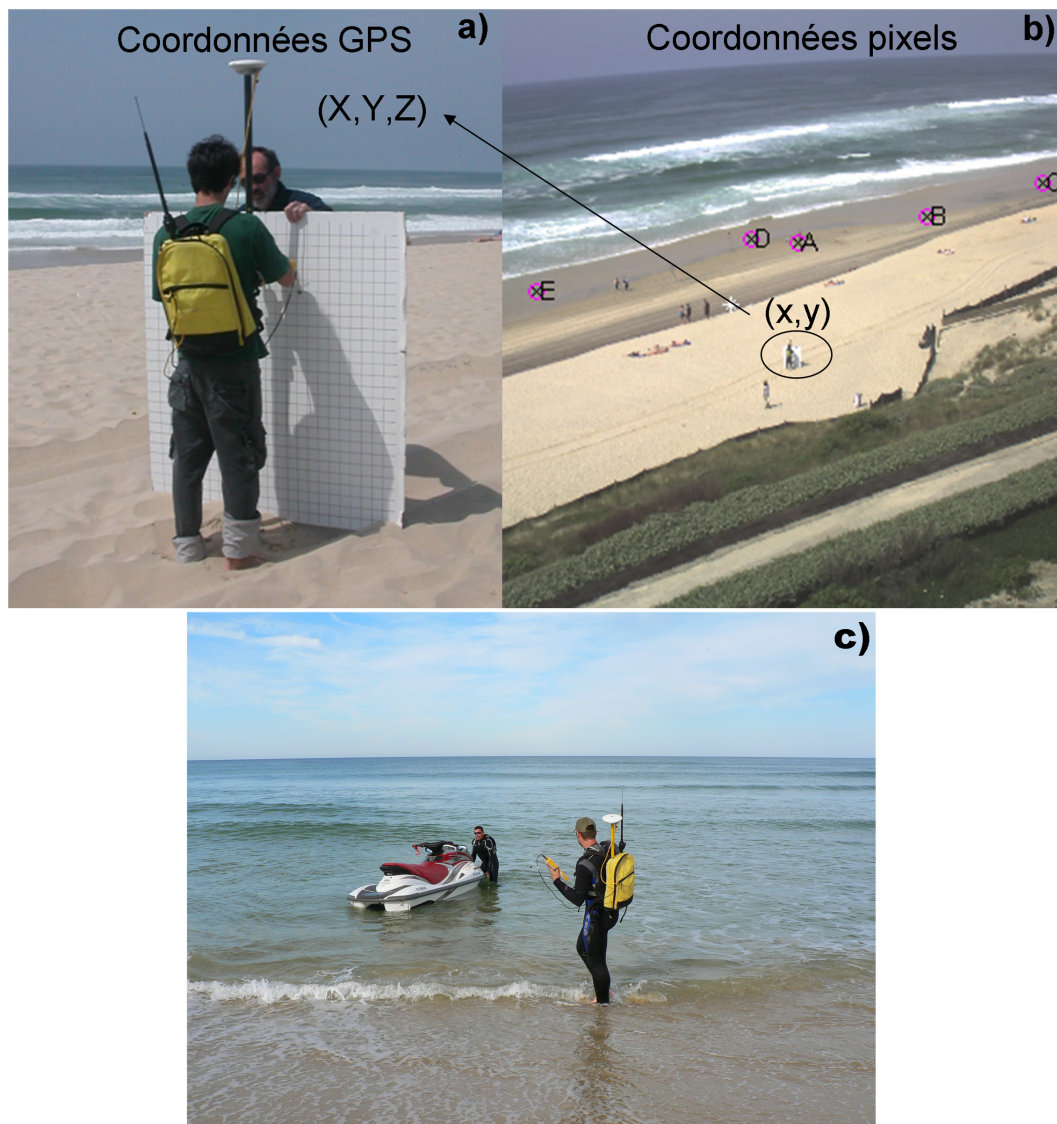


FIGURE III.3 – Mesure des points de référence pour le géoréférencement des images vidéo (Biscarrosse, septembre 2007) : (a) enregistrement des coordonnées GPS et (b) localisation des coordonnées pixels correspondantes. Les cercles indiquent les estimations produites par la rectification et les croix les points de référence. (c) mesure des points de contrôle en mer.

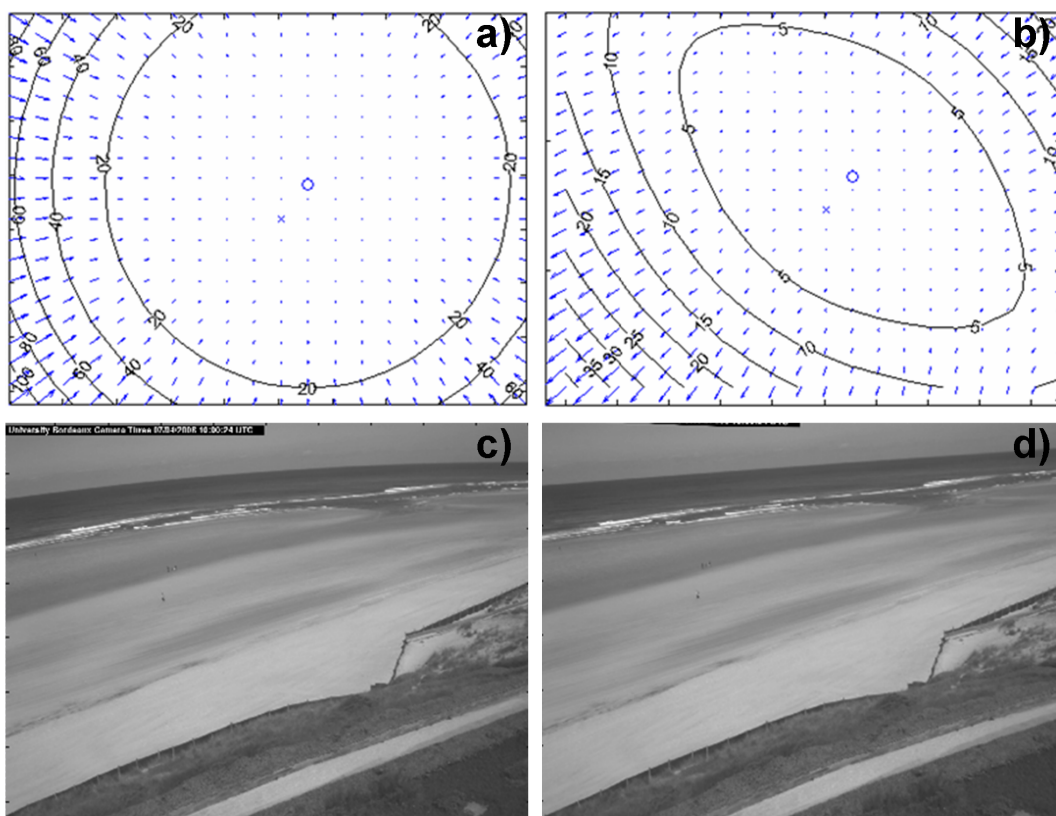


FIGURE III.4 – Correction de la distorsion des images. (a) distorsion radiale, (b) distorsion tangentielle, (c) image originale et (d) image corrigée de la distorsion. Alors que dans l'image en (c) la ligne d'horizon est courbée, elle est droite dans l'image en (d).

de mesure qui résultent justement de ces courants très intenses.

Un système intertidal barre-chenal a donc été instrumenté, choisi pour sa structure tridimensionnelle très développée (chenal profond de 1.4 m, Figure III.5). Durant la campagne, la hauteur des vagues a varié de moins d'un mètre à 3 m (Figure III.6). La période pic  $T_p$  correspondante a varié de 8 à 11 s. L'amplitude de marée était située entre 3.3 et 3.8 m. Un réseau dense de capteurs hydrodynamiques (Figure III.5.a) a été déployé dans la zone intertidale, comprenant notamment 4 capteurs de pression (8 Hz), un ADCP ("Acoustic Doppler Current Profiler"), un AWAC ("Acoustic Wave And Current meter"), deux ADV ("Acoustic Doppler Velocimeter") ainsi qu'un réseau de tubes de mesure de "setup" (voir Chapitre IV.2) mis en place spécifiquement durant la journée du 15 juin. Les capteurs de pression (ADV + 2 capteurs de pression) ont été alignés dans la direction perpendiculaire à la plage ( $X$ ). La distance entre les capteurs de pression était d'environ 50 m. La fréquence d'acquisition a été fixée à 8 Hz et les capteurs d'une même ligne ont été synchronisés. Les conditions de vagues au large ont été mesurées par un capteur ADCP déployé à 10 m de fond, par rapport au niveau de marée basse.

Conjointement à ces mesures hydrodynamiques, des relevés topographiques journaliers de la zone intertidale ont été réalisés. Une topographie à haute résolution et de large emprise spatiale a également été menée par le SHOM ("Service Hydrographique et Océanographique de la Marine Nationale"), et ce pour la première fois sur cette zone. Cette topographie a permis de caractériser la barre subtidale qui présentait alors une géométrie quasiment rectiligne (Figure III.5) avec toutefois des variations significatives d'amplitude dans la direction parallèle à la plage ( $\sim 3m$ ).

Durant la campagne, des courants moyens très forts (0.8 m/s) ont été mesurés dans le chenal pour des hauteurs de vagues au large de moins d'un mètre (*Bruneau et al.*, 2009*b,a*). Sur les 5 jours qu'a duré la campagne, la barre intertidale a migré vers la plage à une vitesse moyenne de 5 m/jour. Pendant le jour de tempête ( $H_s = 3m$ ), contrairement à une migration attendue vers le large, la migration vers la plage a continué et s'est même intensifiée. Cette migration de la barre interne a été attribuée à une phase de reconstruction de la plage se déroulant après la forte érosion provoquée par le passage d'une tempête de 6 m, deux semaines avant la campagne (*Bruneau et al.*, 2009*b*).

#### III.3.1.b La mesure vidéo à Biscarrosse

##### III.3.1.b. i Description du système vidéo

La plage de Biscarrosse (Landes, France) a été choisie pour l'installation d'un système vidéo permanent en avril 2007 (Région Aquitaine). Contrairement à la plage du Truc Vert, le site de Biscarrosse bénéficie de la proximité de l'urbanisation du littoral avec la disponibilité des réseaux électriques et téléphoniques. L'installation du système vidéo s'est déroulée en avril 2007 (2 semaines) et septembre 2007 (1 semaine). Un mât de 12 m



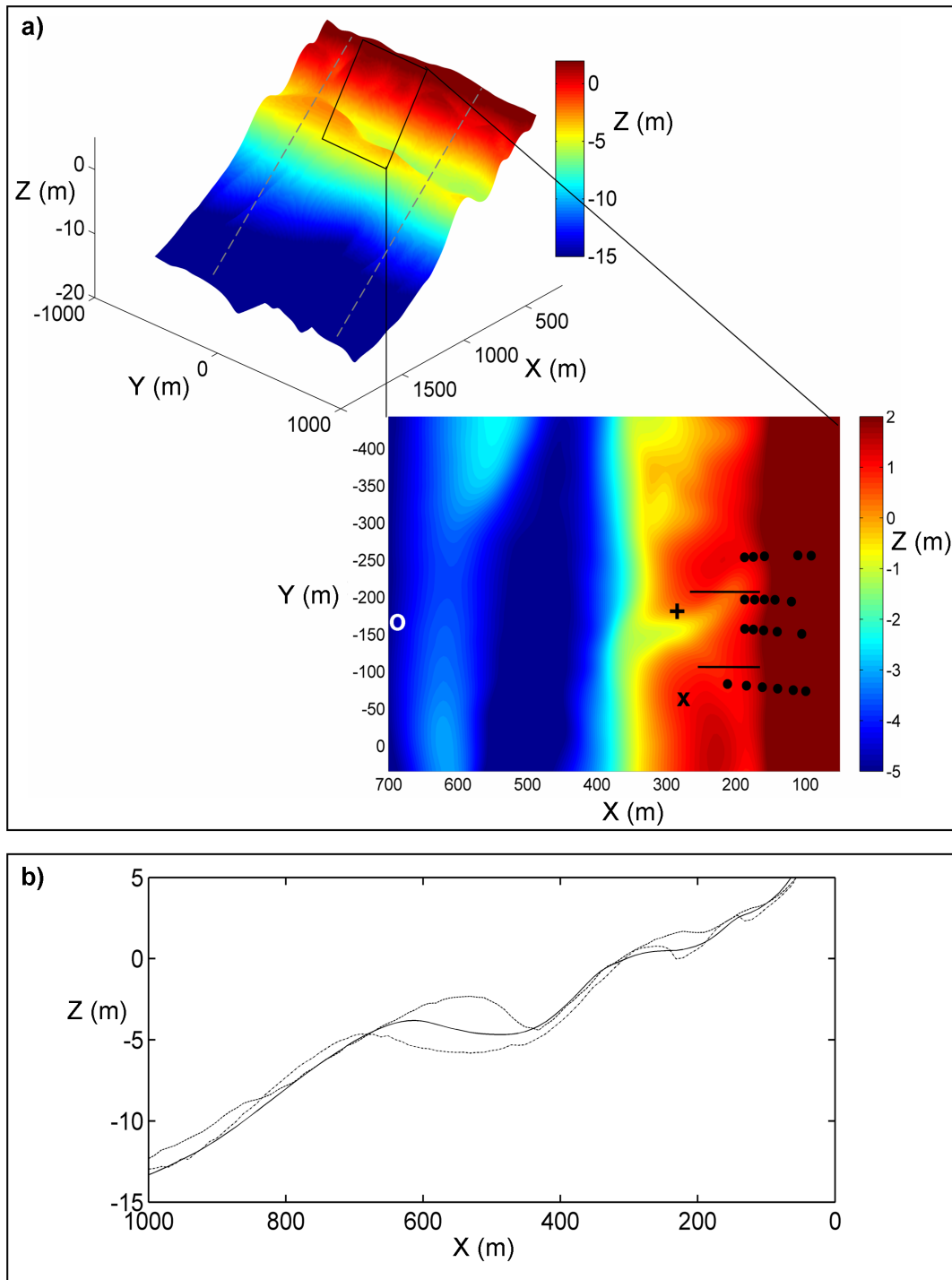


FIGURE III.5 – Campagne de Biscarrosse 2007 (SHOM/BRGM). (a) Topographie initiale de la zone de large emprise avec un zoom sur le système intertidal (barre/chenal) instrumenté. Sur la figure de large emprise, les traits en pointillés sont les positions des profils représentés en (b). Le cercle blanc représente la position d'un ADCP mis en place en zone subtidale, le "plus" est la position de la S4, en proximité immédiate du chenal, la "croix" représente la position d'un AWAC, les traits sont les deux lignes de capteurs de pression (3 sur chaque ligne) et les points représentent les tubes de mesure de setup mis en place le 15 avril. (b) Profils topographiques moyen (trait continu), au niveau de la corne et de la baie (pointillés) de la barre subtidale. Les deux barres, intertidale et subtidale sont bien visibles. La comparaison des profils non-moyennés indique une forte variation dans la direction parallèle à la plage, en particulier au niveau des barres.

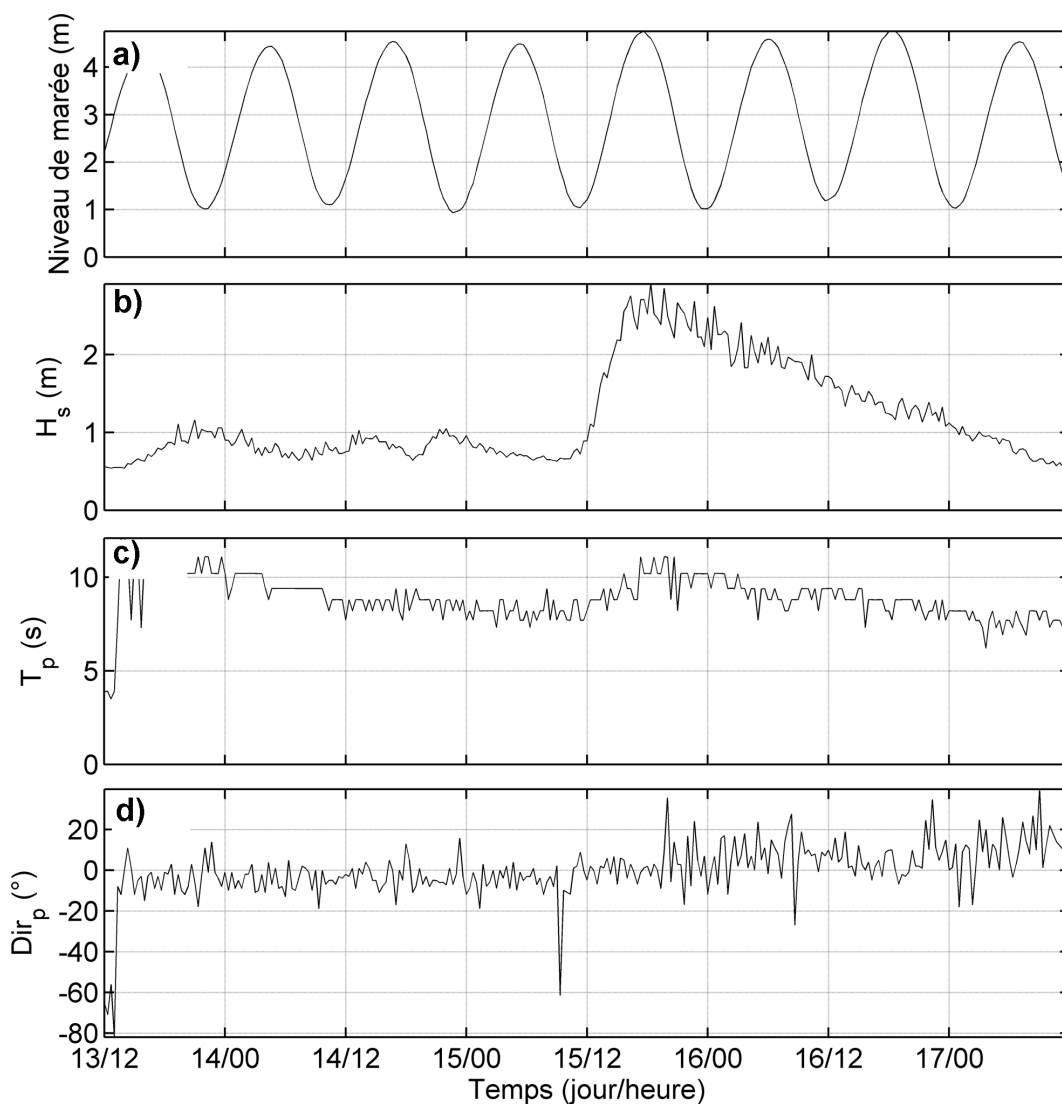


FIGURE III.6 – Forçage hydrodynamiques durant la campagne de Biscarrosse 2007 (SHOM-BRGM), du 13 juin au 17 juin. (a) niveau de marée (par rapport au zéro hydrographique), (b)  $H_s$  mesuré par l'ADCP au large indiqué sur la Figure III.5, (c)  $T_p$  et (d)  $Dir_p$ . Ce forçage est caractérisé par l'arrivée rapide d'une tempête le 15 juin ( $H_s > 2.5m$ ).

### III.3 - Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo

---

de hauteur a été installé au sommet de la dune littorale (Figure III.7.a), à proximité directe du poste de secours où a été hébergé l'ensemble du système de stockage/traitement des données (Figure III.7.b). La hauteur totale par rapport au niveau moyen de marée est de 27 m. Le mât a ensuite été équipé de cinq caméras hautes résolutions, orientées de manière à couvrir la distance de plage la plus importante possible, ici 1.5 km en zone intertidale et 3 km en zone subtidale (Figure III.7.c).

Nous avons choisi d'installer 3 ordinateurs pour gérer les 5 caméras et effectuer le traitement des données sur place. La fréquence d'acquisition des images spatio-temporelles a ainsi pu être maintenue à 2 Hz. La durée d'acquisition étant de 10 min pour les images moyennées et spatio-temporelles et le temps de post-traitement d'environ 3 min, les différents types d'images (instantanées, moyennées et spatio-temporelles) sont enregistrées toutes les 15 min.

Cette résolution temporelle, plus courte que celle généralement utilisée (1 heure) sur d'autres sites, a été déterminée par rapport au large marnage rencontré sur la côte Aquitaine. En effet, les conditions hydrodynamiques peuvent largement évoluer en une heure (localisation du déferlement ou de la ligne d'eau), avec une variation de la hauteur du plan d'eau qui peut atteindre 1 m, alors qu'une résolution temporelle de 15 min permet de bien suivre la variation des variables physiques.

Les images sont d'abord stockées sur site. Une connexion ADSL permet ensuite d'envoyer automatiquement les images sur un serveur d'archivage au laboratoire EPOC. Les images des 5 caméras ont été géoréférencées en utilisant des points de contrôle obtenus lors des deux campagnes de mise en place du système vidéo (avril et septembre 2007), sur la plage et en mer (jet-ski) (Figure III.3).

#### III.3.1.b. ii La mesure vidéo pendant la campagne de Biscarrosse 2007

Lors de la campagne de Biscarrosse 2007, qui s'est déroulée en face du système vidéo, nous avons mis en place des mesures in situ afin d'obtenir des données de validation pour les méthodes basées sur la vidéo (estimation par télédétection). En particulier, les mesures utilisées pour la validation des méthodes vidéo ont été, la célérité des vagues, la période et les relevés topographiques (voir section IV).

En plus de ces données de validation, un stage de Master 1 a été effectué dans le but de mesurer et mieux comprendre les variations de hauteur d'eau à la ligne d'eau dans la direction parallèle à la plage. Ce point est essentiel pour la reconstruction vidéo de la topographie intertidale à partir de la détection de la ligne d'eau, où la hauteur de la ligne d'eau est estimée (voir Chapitre IV.2). Bien connaître cette hauteur d'eau et ses

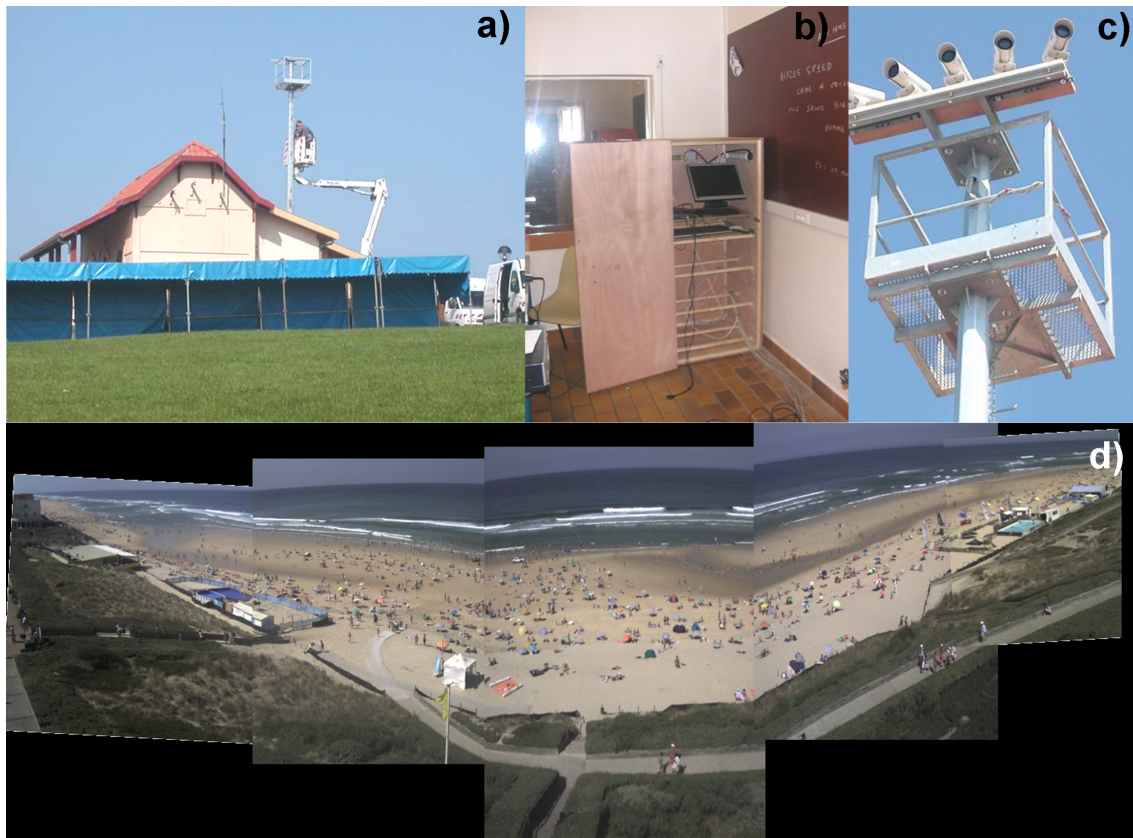


FIGURE III.7 – Système vidéo de Biscarrosse (installation en avril 2007) : (a) installation du mât au sommet duquel sont installées les caméras, (b) système local de traitement informatique hébergé dans le poste de secours (situé à moins de 20 m des caméras) et (c) vue des 5 caméras. (d) reconstitution du champ de vue du système vidéo à partir des images des 5 caméras. Environ 2 km de plage sont couverts.

### III.3 - Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo

variations spatiales est donc important, pour cette méthode mais aussi dans un cadre fondamental. Avec cet objectif et après une étude, en amont, de tests théoriques et le développement de l'instrumentation, des mesures intensives ont été menées lors de la campagne de Biscarrosse 2007 (plus de détails et résultats au Chapitre IV.2).

La campagne de Biscarrosse 2007 a finalement permis une première validation de la vidéo. En terme d'apport scientifique, l'observation vidéo a apporté une estimation de la migration de la barre intertidale (*Bruneau et al.*, 2009b), même si l'objet de la campagne était surtout de caractériser l'hydrodynamique. Aussi, la durée de la campagne était trop limitée (5 jours) pour étudier de manière spécifique la morphodynamique court-terme, notamment un cycle de tempête (érosion) et post-tempête (reconstruction de la plage). Après la validation effectuée lors de la campagne, le système vidéo étant installé de manière permanente, des études peuvent être effectuées à l'échelle long terme et à n'importe quel moment d'intérêt. En particulier, les Chapitres V et VI présentent des études à court terme de la dynamique des barres et du haut de plage à Biscarrosse.

#### III.3.2 Truc Vert (Cap Ferret) 2008

##### III.3.2.a Description de la campagne de Truc Vert 2008

La campagne de Biscarrosse 2007 a été réalisée en préparation de la campagne principale ECORS2008 (SHOM-DGA) qui s'est déroulée en mars-avril 2008 sur la plage du Truc Vert (voir *Sénéchal et al.* (2008) pour une présentation de la campagne). Cette campagne internationale d'envergure unique a impliqué une centaine de personnes de 16 équipes originaires de 6 pays différents. D'importants moyens logistiques et de mesure ont été mis en oeuvre. L'objectif de cette campagne était de mesurer de la manière la plus complète possible l'ensemble des processus hydro- et morphodynamiques afin d'améliorer notre connaissance et d'offrir un jeu de données pour la validation des modèles numériques. Cette campagne visait en particulier à mieux comprendre la réponse court terme des plages sableuses à des événements de vagues très énergétiques. Cet objectif a été pleinement atteint avec le passage de 6 tempêtes ( $H_s > 5$  m, voir Figure III.9). La période  $T_p$  a varié de 5 à 18 s. Le marnage a fluctué entre des régimes de mortes eaux (1 m) et de vives eaux (4 m).

La diversité de l'instrumentation mise en place a permis la mesure de processus physiques sur une large gamme d'échelles spatio-temporelles allant des micro processus de turbulence ( $O(mm - cm)$ ) jusqu'aux processus à plus large échelle spatiale comme les structures macro-tourbillonnaires ou la dynamique des barres ( $O(100 m)$ ). Deux relevés bathymétriques de grande envergure spatiale ont été réalisés par le SHOM avant la campagne (Février 2008, Figure III.8) et durant les derniers jours (avril 2008), donnant ainsi les morphologies avant et après la séquence de tempête.

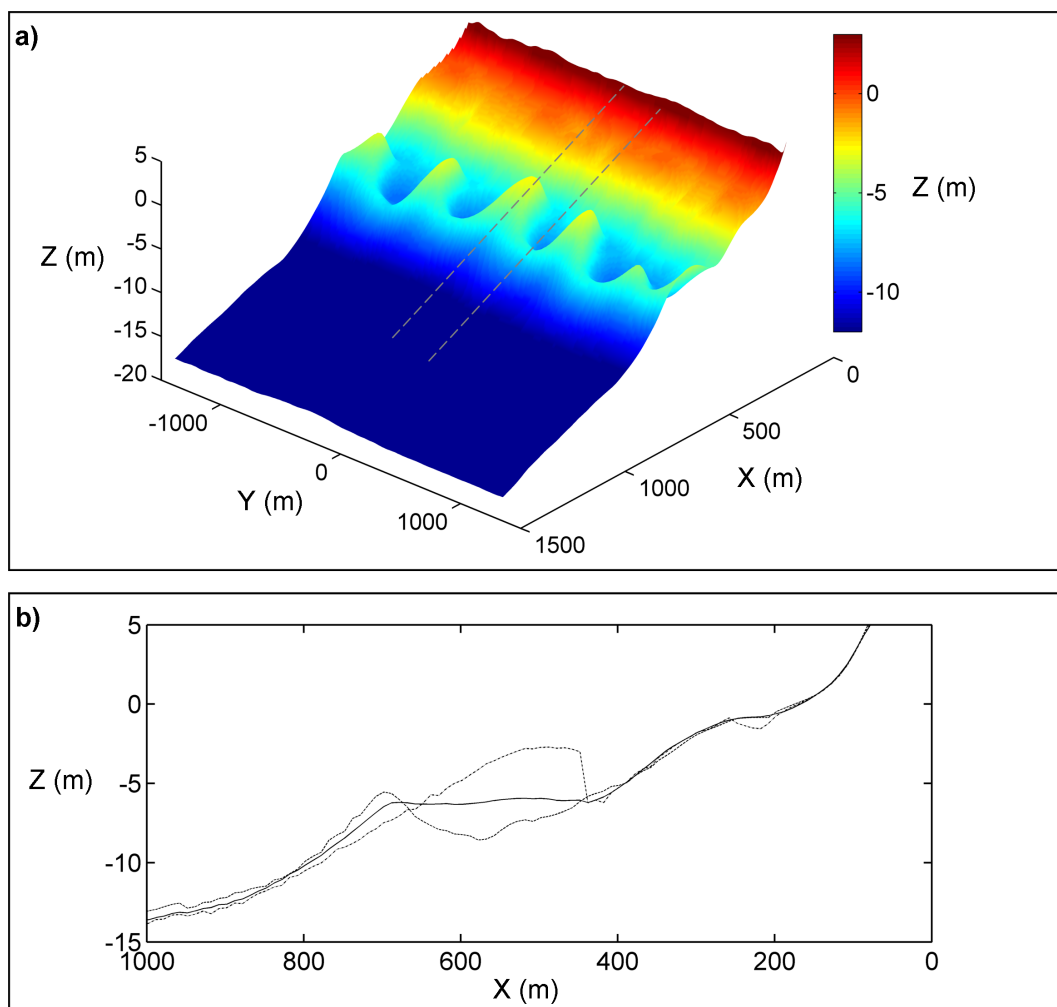


FIGURE III.8 – Campagne de Truc Vert 2008 (SHOM/DGA). (a) topographie initiale de large emprise spatiale réalisée en début de campagne de Truc Vert 2008, en février 2008. Les traits en pointillés sont les positions des profils représentés en (b). (b) Profils topographiques moyen (trait continu), au niveau de la corne et de la baie (pointillés) de la barre subtidale. La topographie en (a) montre une barre subtidale en croissant avec des cornes très développées ( $\sim 300$  m). Les profils indiquent une forte variabilité dans la direction parallèle à la côte aux positions des barres. Par exemple, la différence de profondeur entre les cornes et les fosses (séparant deux cornes) atteint 5 m.

### III.3 - Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo

---

Les analyses réalisées par les différentes équipes ne sont que partiellement disponibles à ce jour. Les premières résultats ont toutefois montré que la réponse de la plage à ce forçage intense avait été très importante avec par exemple une barre externe qui a évolué brutalement d'une géométrie périodique (Figure III.8) à quasi-rectiligne lors de la plus forte tempête ( $H_s > 8$  m,  $T_p=18$  s, Figure III.9) et qui a subi une migration vers le Sud (direction parallèle à la plage) de 350 m sur l'ensemble de la campagne. La mise en commun des données des différentes équipes et les collaborations au sein des différentes thématiques laissent présager des avancées majeures dans la connaissance de la dynamique des plages à court terme.

#### III.3.2.b La mesure vidéo pendant la campagne Truc Vert 2008

##### III.3.2.b. i Description du système vidéo

Étant donné l'éloignement des infrastructures (réseaux électrique et téléphonique), la plage du Truc Vert n'a pas pu être équipée d'un système vidéo permanent. Aussi, un système vidéo mobile a été mis en place durant les 5 semaines de la campagne de mesure de Truc Vert 2008. Comme pour les autres instruments non-autonomes de la campagne, l'alimentation électrique a été assurée par un groupe électrogène, alimenté quotidiennement (*Sénéchal et al.*, 2008). Deux caméras ont été installées sur un échafaudage de 8 m de hauteur (Figure III.10) placé en haut de la dune (hauteur = 16 m) soit une hauteur par rapport au niveau moyen de marée d'environ 24 m.

Les 2 caméras ont été orientées de façon à couvrir une distance dans la direction parallèle à la plage de 800 m en zone intertidale, et 2 km en zone subtidale. Un ordinateur, hébergé dans un container, a assuré le contrôle des caméras et le stockage temporaire des images. Les images ont été géoréférencées en utilisant des points de contrôle positionnés à l'aide d'un GPS cinématique, monté sur un quad pour les points sur la plage, et sur les navettes de levée bathymétriques (SHOM, voir la navette sur la Figure III.10.c) pour les points situés en mer.

Contrairement au fonctionnement classique des systèmes vidéo pour lesquels seules les images post-traitées sont conservées (moyennées, spatio-temporelles), nous avons choisi de conserver l'intégralité des images acquises à la fréquence de 2 Hz. Cette observation vidéo continue sur une durée aussi longue est la première en mesure hydro-morphodynamique littorale. Pour les deux caméras sur l'ensemble des 5 semaines de campagne, la taille de l'ensemble des images vidéo est considérable, environ 2000 Go, ce qui indique la lourdeur de post-traitement de ces données.

##### III.3.2.b. ii Validation et applications de la vidéo pendant la campagne de Truc Vert 2008

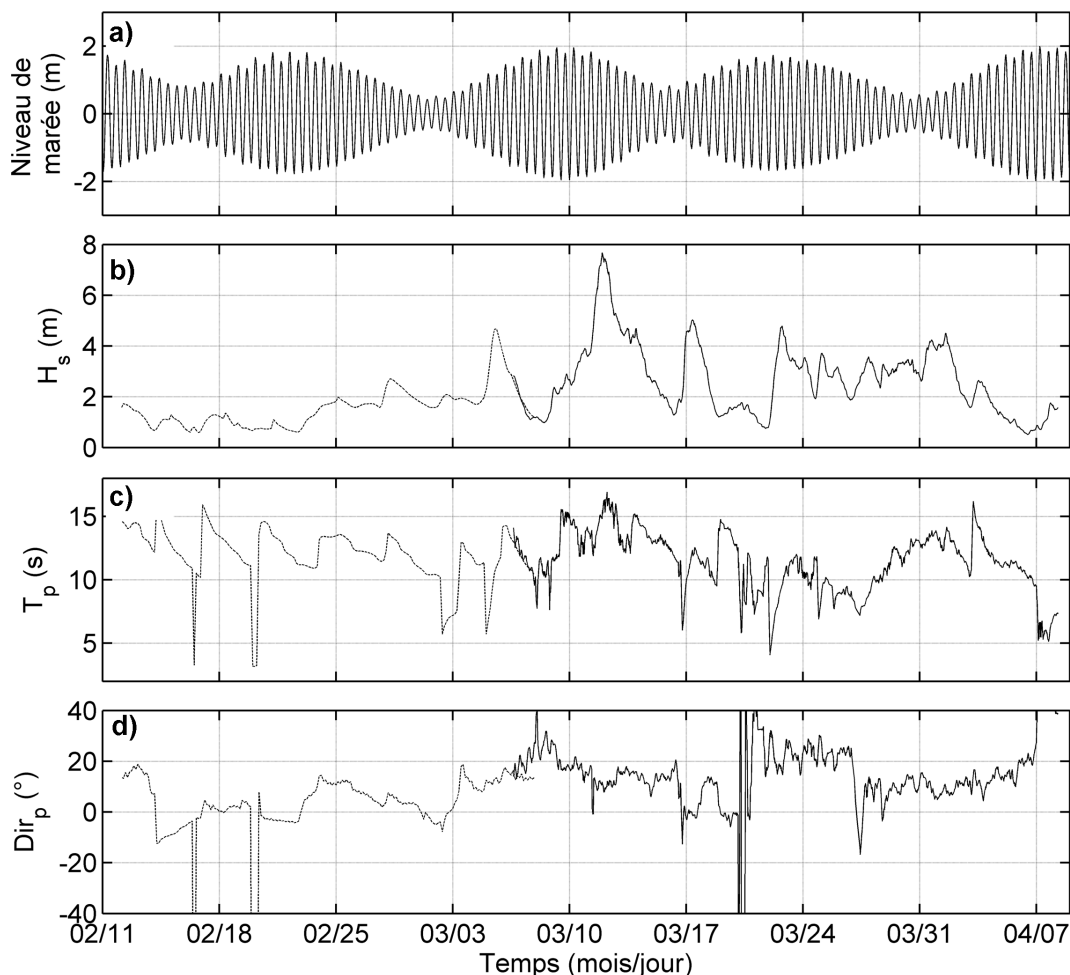


FIGURE III.9 – Forçage hydrodynamiques du 11 février au 9 avril 2008 pour la plage du Truc Vert (Cap-Ferret) et qui comprend la période de la campagne ECORS2008, du 6 mars au 9 avril. (a) niveau de marée (par rapport au niveau moyen), (b)  $H_s$  au large provenant de sorties de modèle du 11 février au 6 mars et d'une bouée au delà, de même pour (c)  $T_p$  et (d)  $Dir_p$ . Ce forçage hydrodynamique est caractérisé par des conditions en vagues énergétiques, avec le passage de plusieurs tempêtes, dont une présentant des caractéristiques exceptionnelles ( $H_s = 8\text{ m}$ ,  $T_p = 18\text{ s}$ ). La marée a varié de marnages de mortes eaux (1 m) à des marnages de vives eaux (4 m).



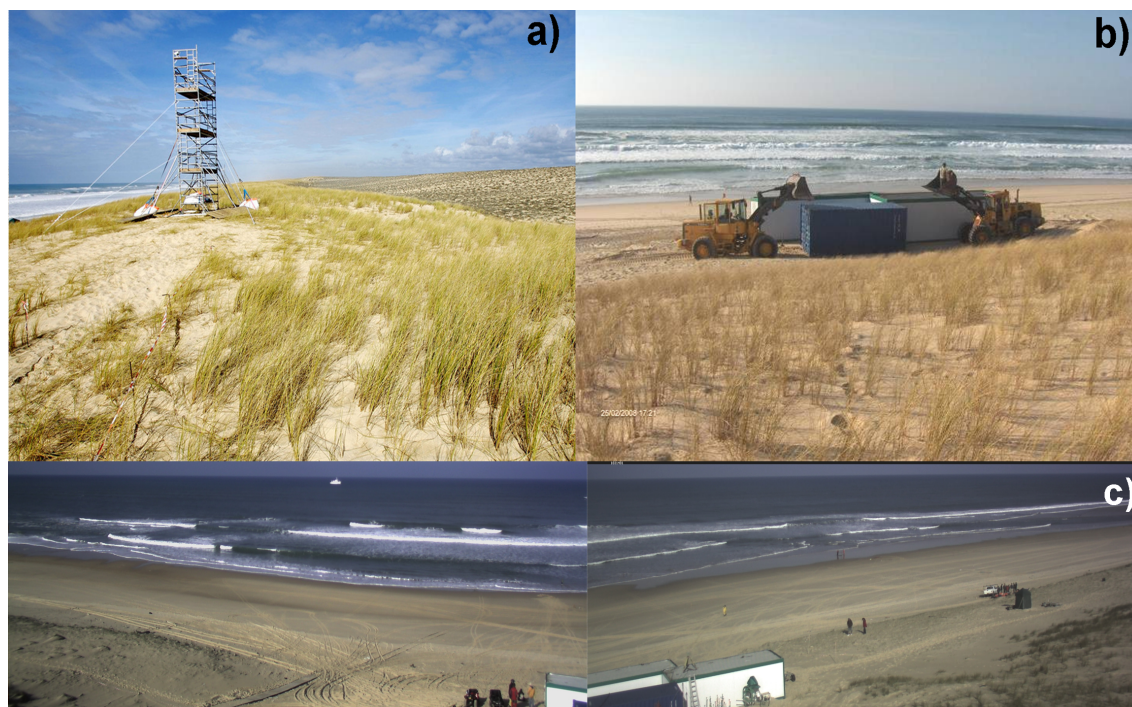


FIGURE III.10 – Système vidéo du Truc Vert (Cap ferret, France) installé du 6 mars au 8 avril lors de la campagne de mesure ECORS2008 (SHOM/DGA). (a) vue de l'échafaudage de 12 m de hauteur, en haut de la dune, sur lequel ont été installées les 2 caméras. L'échafaudage a été haubané et lesté pour résister aux tempêtes. (b) Mise en place des containers qui ont hébergé le système informatique de traitement des données vidéo (situé à environ 100 m des caméras). (c) reconstitution du champ de vue du système vidéo à partir des images des 2 caméras. Le champ de vue couvre environ 800 m de plage. A noter, le navire océanographique du SHOM effectuant le relevé topographique (distant d'environ 2 km).

Les données issues des mesures hydro-morphodynamiques ont permis de compléter ce qui avait été fait lors de la campagne de Biscarrosse 2007 en terme de validation des méthodes vidéo (voir Chapitre IV). En particulier la diversité des conditions de vagues, de marée et de topographie offre un jeu de données de validation tout à fait exceptionnel. L'instrumentation déployée présentait aussi une grande diversité, permettant une validation également diverse en terme de processus mesurés, avec notamment la mesure du swash par l'Université de Plymouth et la mesure de la célérité des vagues à haute fréquence (16 Hz, EPOC, voir *Tissier et al.* (2009)).

Nous avons également mis en place une expérimentation unique de mesure de swash et de ligne d'eau (interface eau/plage, voir définition au Chapitre IV) pour la validation de la détection vidéo. Cette expérimentation d'une durée de 3 jours (2-3-4 avril) a été réalisée grâce à l'aide apportées par des étudiants de Master du IHE-UNESCO (Institute for Water Education, Pays-Bas) et de D. Corman (SHOM), alors en stage de Master 2 sur la mesure vidéo (*Corman, 2008*). La mesure a consisté à suivre la position de la ligne d'eau, à l'aide d'un GPS, de manière continue et sur des durées relativement longues (environ 30 min), dans les directions parallèle et perpendiculaire à la plage. Ces données offrent la possibilité de valider spécifiquement la détection vidéo horizontale du swash et de la ligne d'eau, alors que jusqu'à présent, la validation des méthodes vidéo n'avait été effectuée que de manière globale, sur la reconstruction de la plage, en n'isolant pas l'erreur sur la détection seule (voir Chapitre IV.2 pour plus de détails). La mise en place du système vidéo ainsi qu'une étude du swash à partir de la vidéo ont été également réalisés grâce à la participation de A. Réjas, en stage de Master 1.

L'observation vidéo continue réalisée durant la campagne de Truc Vert 2008 a été complémentaire de la multitude des mesures in-situ réalisées par les différentes équipes. L'observation vidéo fournit des informations essentielles sur la morphologie ou l'hydrodynamique à proximité des instruments in-situ, avec par exemple, la détermination des zones de déferlement, les propriétés des vagues, l'intensité des courants, la position de la ligne d'eau, ou tout simplement une information qualitative visuelle. L'interprétation des mesures in-situ est alors facilitée. De plus, contrairement à la campagne de Biscarrosse 2007, qui était courte et avec une évolution morphologique limitée (petites vagues), la campagne de Truc Vert 2008 fournit un jeu de données vidéo d'un grand intérêt pour l'étude de la morphodynamique court terme. Nous présentons les résultats obtenus au Chapitre V.

## Synthèse du chapitre III

### • Objectifs

Proposer des outils scientifiques et mettre en place une instrumentation permettant de caractériser la morphodynamique littorale court-terme.

### • Traits principaux

#### Le site-atelier des plages d'Aquitaine

- Le littoral aquitain présente un fort intérêt scientifique : naturel, morphologie complexe, conditions de vagues énergétiques, large marnage,
- Des observations satellitaires depuis 1986, nombreuses campagnes de mesure intensives,
- La dynamique court-terme des plages d'Aquitaine est supposée importante mais peu connue à cause du manque de moyens d'observation adaptés,

### Description des outils vidéo

- L'observation vidéo sur le littoral aquitain est récente,
- Nous avons choisi le système Cam-Era (NIWA, Nouvelle-Zélande),

### Campagnes de mesures réalisées : objectifs scientifiques et validation vidéo

- **Campagne de Biscarrosse en juin 2007** (SHOM/BRGM) : étude d'un système intertidal de barre-chenal,
- Un système vidéo installé depuis avril 2007 : permanent, 5 caméras, couvre respectivement 1.5 km et 3 km de plage intertidale et subtidale,
- La campagne a servi de test et de validation pour la vidéo.
- **Campagne de Truc Vert en mars-avril 2008** (SHOM/DGA) : caractérisation multi-échelle complète du système littoral pour la dynamique court-terme,
- Système vidéo de Truc Vert installé durant la campagne : temporaire, 2 caméras, couvre respectivement 800 m et 2 km de plage intertidale et subtidale,
- La campagne a permis une validation de la vidéo étendue mais aussi l'application des méthodes à des études hydro-morphodynamiques,

### • Conclusions et perspectives

Le site atelier des plages aquitaines, étudié dans cette thèse, présente des caractéristiques d'un grand intérêt scientifique. L'importante instrumentation (campagnes de mesure et systèmes vidéo) déployée dans le cadre de cette thèse est particulièrement adaptée à l'étude de la morphodynamique court-terme. Le chapitre (IV) décrit de nouvelles méthodes que nous avons développé pour cette thèse et qui sont basées sur les outils vidéo présentés ici.



## Chapitre IV

# Méthodes vidéo d'estimation de la topographie

Contents

---

<b>IV.1 Introduction</b>	<b>68</b>
<b>IV.2 Estimation vidéo de la topographie intertidale (Article)</b>	<b>68</b>
IV.2.1 Détection de la ligne d'eau	68
IV.2.1.a Introduction	72
IV.2.1.b Methods	74
IV.2.1.b. i Study area	74
IV.2.1.b. ii ECORS field experiment	74
IV.2.1.b. iii GPS tracking of shoreline	74
IV.2.1.b. iv Video imaging	76
IV.2.1.c Results and Discussion	81
IV.2.1.c. i Alongshore determination of shoreline	81
IV.2.1.c. ii Cross shore determination of shoreline	83
IV.2.1.c. iii Correction of video shorelines obtained via the MSV method	85
IV.2.1.d Conclusions	85
IV.2.1.e Compléments à la méthode MSV	88
IV.2.1.e. i Maxima d'erreur entre les lignes d'eau MSV et GPS	88
IV.2.1.e. ii Critère de qualité	88
IV.2.2 Élévation verticale de la ligne d'eau	88
IV.2.2.a Les composantes d'élévation $\eta_{vent}$ et $\eta_{pression}$	89
IV.2.2.b La composante d'élévation $\eta_{swash}$	89
IV.2.2.b. i $\eta_{swash}$ : théorie et paramétrisation	89
IV.2.2.b. ii $\eta_{swash}$ pour des plages à morphologies complexes	90
IV.2.2.c La composante d'élévation $\eta_{setup}$	91
IV.2.2.c. i $\eta_{setup}$ : théorie et paramétrisation	91
IV.2.2.c. ii $\eta_{setup}$ pour des plages à morphologies complexes	92
IV.2.2.d Validation de l'élévation verticale	96
IV.2.3 Validation globale de la méthode	96
<b>IV.3 Estimation vidéo de la topographie immergée</b>	<b>100</b>
IV.3.1 Modèles de vagues et inversion bathymétrique	100
IV.3.1.a Théorie linéaire	100
IV.3.1.a. i Description	100
IV.3.1.a. ii Comparaison avec les observations in situ	101
IV.3.1.b Discussion des modèles non-linéaires	103
IV.3.1.c Variabilité de la célérité inter-vagues - célérité moyenne	105
IV.3.2 Signal vidéo des vagues	108
IV.3.2.a Signature des vagues	108
IV.3.2.a. i Signature temporelle des vagues : comparaison vidéo/in situ	108
IV.3.2.a. ii Signature spectrale des vagues : comparaison vidéo/in situ	112

---

IV.3.2.b	Pré-traitement des images spatio-temporelles . . . . .	113
IV.3.2.b. i	Filtrage temporel . . . . .	113
IV.3.2.b. ii	Normalisation du signal vidéo de vagues . . . . .	115
IV.3.2.c	Utilisation d'images spatio-temporelles pour obtenir les caractéristiques des vagues . . . . .	116
IV.3.2.c. i	Estimation de la célérité des vagues $C$ . . . . .	116
IV.3.2.c. ii	Estimation de la période $T$ . . . . .	118
IV.3.2.c. iii	Estimation de la longueur d'onde $L$ . . . . .	120
IV.3.3	Méthode vidéo d'estimation de la célérité . . . . .	120
IV.3.3.a	État de l'art des méthodes existantes . . . . .	120
IV.3.3.a. i	Méthode des crêtes . . . . .	120
IV.3.3.a. ii	Stockdon et Holman (2000) . . . . .	121
IV.3.3.a. iii	Inter-corrélations temporelles . . . . .	123
IV.3.3.b	Nouvelle méthode . . . . .	124
IV.3.3.b. i	Motivations au développement d'une nou- velle méthode . . . . .	124
IV.3.3.b. ii	Description de la méthode . . . . .	126
IV.3.3.b. iii	Illustration . . . . .	128
IV.3.3.b. iv	Validation . . . . .	128
IV.3.3.b. v	Complément et discussion de la nouvelle méthode	131
<b>IV.4</b>	<b>Validation globale des méthodes de reconstruction de la topographie . . . . .</b>	<b>134</b>
IV.4.1	Description . . . . .	134
IV.4.2	Résultats . . . . .	134
IV.4.3	Discussion . . . . .	137

---

### IV.1 Introduction

Nous décrivons dans ce chapitre les méthodes vidéo développées permettant d'estimer la topographie littorale.

Les méthodes vidéo existantes ont été développées pour des plages aux caractéristiques différentes de celles du littoral aquitain. La plupart ne sont pas, par conséquent, adaptées aux spécificités des plages de la côte Aquitaine : houles énergétiques, variation rapide de l'hydrodynamique par la marée et des morphologies tridimensionnelles complexes. Des méthodes fonctionnant dans ces conditions particulières ont été développés dans le cadre de cette thèse.

Dans une première section, nous présentons la méthode de reconstruction de la topographie intertidale à partir du suivi de la position de la ligne d'eau. Une première sous-section s'articule autour d'un article soumis à *Marine Geology* (Almar et al., 2009c) qui introduit une nouvelle approche pour la détection vidéo de la ligne d'eau. Dans une deuxième sous-section nous décrivons comment l'élévation de ces lignes d'eau est estimée. Dans une deuxième section, nous décrivons la méthode de reconstruction de la topographie immergée à partir de la célérité des vagues. Les modèles de vagues utilisés pour estimer la topographie sont décrits dans une première sous-partie, puis nous décrivons comment les caractéristiques des vagues sont obtenues à partir de l'imagerie vidéo. Enfin la validation complète de ces deux méthodes est proposée dans une troisième section.

### IV.2 Estimation vidéo de la topographie intertidale (Article)

Les méthodes vidéo d'estimation de la topographie intertidale sont basées sur la détection de la position de la ligne d'eau, interface eau/sable, et sur l'estimation de son élévation verticale à partir des conditions hydrodynamiques à l'instant de l'image. Un contour d'élévation de la plage intertidale est ainsi obtenu. La constitution d'une série temporelle de lignes de contour au cours d'un cycle de marée permet de reconstruire la topographie. Cette technique rend possible la quantification des changements de la plage à l'échelle court terme (>jour).

#### IV.2.1 Détection de la ligne d'eau

La position de la ligne d'eau est souvent utilisée comme indicateur des changements à court et long termes des plages. Son suivi temporel fournit à la fois des informations sur les processus hydrodynamiques (swash, surcôte) mais aussi morphodynamiques (bilans sédimentaires érosion/accrétion, évolution des structures sableuses).



L'imagerie vidéo est particulièrement bien adaptée au suivi de la ligne d'eau en couvrant des échelles temporelles de la seconde à plusieurs années et des échelles spatiales du mètre à plusieurs kilomètres (*Boak and Turner, 2005*). Les méthodes vidéo utilisent des images moyennées, typiquement sur 10 min, pour la détection de la ligne d'eau, permettant ainsi de s'affranchir du mouvement de swash (*Plant et al., 2007*). Historiquement, les méthodes vidéo étaient basées sur des images en dégradé de gris et définissaient la ligne d'eau comme le maximum d'intensité provoqué par le déferlement des vagues au bord (*Plant and Holman, 1997; Janssen, 1997; Davidson et al., 1997; Madsen and Plant, 2001*). Ces techniques ont été développées pour des plages réfléchissantes (pentues) et pour des conditions de vagues intermédiaires à fortes. Pour des plages dissipatives, à barres ou pour de faibles conditions de vagues (peu de déferlement), ces techniques ne permettent pas de détecter la ligne d'eau. Avec l'apparition des caméras couleurs, les techniques vidéo se sont de plus en plus basées sur la divergence de comportement des différentes bandes de couleurs entre l'eau et la plage (*Aarninkhof and Roelvink, 1999; Turner et al., 2004; Bryan et al., 2003*). Par exemple, la bande rouge présente une valeur maximale sur la plage et minimale dans l'eau alors que c'est le contraire pour la bande bleue.

L'ensemble de ces méthodes n'ont toutefois été développées et testées que pour des plages relativement monotones et principalement microtidales. Aucune de ces méthodes n'a été testée pour des plages ou des barres sableuses qui émergent et disparaissent avec la marée comme c'est le cas pour des plages complexes meso- macrotidales. Les plages aquitaines, parmi bien d'autres plages dans le monde, regroupent ces caractéristiques. Or, dans de tels environnements, les méthodes décrites précédemment échouent à détecter précisément la position de la ligne d'eau.

L'article qui suit propose une nouvelle approche pour la détection vidéo de la ligne d'eau, adaptée à des topographies complexes.

### Méthode vidéo de détection de lignes d'eau sur une plage complexe meso-macro tidale

#### Résumé de l'article

Dans le papier présenté ci-après, nous présentons et validons une nouvelle méthode (appelée par la suite MSV pour « Minimum of Shoreline Variation method») appropriée pour les lignes d'eau tridimensionnelles et qui varient rapidement au cours du cycle de marée. La méthode MSV est basée sur les images vidéo moyennées. Un regroupement des pixels d'eau et de sable est effectué à partir des caractéristiques spectrales comme décrit dans *Aarninkhof and Roelvink (1999)* afin d'obtenir une première estimation de la ligne d'eau. Ensuite, une technique innovante permet de détecter la ligne d'eau comme la ligne la plus stable autour de sa position pour une petite variation des propriétés spectrales. Dans ce papier, deux façons d'améliorer la précision des méthodes vidéo de détection de la ligne d'eau sont proposées : une diminution ( $< 2$  min) de la durée des images moyennées et une correction basée sur une estimation vidéo et locale de la longueur de swash. Pour la première fois, durant la campagne de Truc Vert 2008, la ligne d'eau et le swash sont suivis à la fois par la vidéo mais aussi intensivement par GPS, permettant ainsi une approche de validation adaptée à la détection vidéo. Finalement nous montrons que la méthode MSV est robuste pour une topographie de plage complexe et que la précision de la méthode peut être largement améliorée (-30%) par les deux améliorations proposées ci-dessus.

## Video based detection of shorelines at complex meso-macro tidal beaches

R. Almar<sup>1</sup>, R. Ranasinghe<sup>234</sup>, N. Sénéchal<sup>1</sup>, P. Bonneton<sup>1</sup>, D. Roelvink<sup>3</sup>, K. Bryan<sup>5</sup>, V. Marieu<sup>1</sup>, and J-P. Parisot<sup>1</sup>

### Abstract

The relatively high tidal range and complex inter-tidal morphology present at beaches located in meso-macro tidal environments presents a significant challenge for detection of shorelines using video imaging techniques. Unique simultaneous video- and GPS- based measurements of shoreline were undertaken at the meso-macro-tidal beach at Truc Vert (South Western France) which contains complex three-dimensional morphological features in a wide inter-tidal zone. An innovative video method, referred herein as Minimum Shoreline Variability method (MSV), was developed to effectively detect video based shorelines at complex inter-tidal beaches. In the MSV method, shorelines derived from 0.5, 2 and 10 min averaged video images are compared with GPS-based along-shore shorelines and swash GPS measurements. The MSV method appears to be able to differentiate between the water/land boundary and the dry sand/wet sand boundary, and preferentially pick the former as the shoreline. However, MSV method shorelines are slightly seaward of the GPS shorelines. Shorter image averaging times resulted in significantly better comparisons with the GPS measurements indicating that the commonly adopted 10 min time-averaging of video images may not be ideal, at least for this type of shoreline. By combining shorter time-averaged images and local swash factor corrections, the horizontal RMS error associated with MSV method derived shorelines can be reduced by up to 30 %.

**Keywords** : video imaging, shoreline detection, swash measurements, shoreline measurements, inter-tidal beach morphology, meso-macro tidal environment, Aquitanian Coast.

---

1. Université Bordeaux 1 ; CNRS ; UMR 5805-EPOC, Talence, F-33405, France.  
2. Department of Civil Engineering and GeoSciences (CiTG), Delft University of Technology, PO Box 5048, 2600 GA Delft, The Netherlands.  
3. of Water Engineering, UNESCO-IHE, PO Box 3015, 2601 DA Delft., The Netherlands.  
4. of Environment and Climate Change, GPO Box 39, Sydney, New South Wales 2001, Australia.  
5. Department of Earth and Ocean Sciences, university of Wakaito, Private Bag 3105, Hamilton, 3240, New Zealand.

### IV.2.1.a Introduction

The shoreline is often adopted as an indicator of both short and long-term coastline changes which are central to defining the coastal hazard zone. Variation of the cross-shore position of the shoreline is a clear and easily-understood indicator of beach evolution. The shoreline also plays a role in fundamental science; for example, it can be used to evaluate numerical model predictions for hydrodynamics (wave setup, runup) and morphodynamics (cross-shore sediment transport processes). Alongshore variability of the shoreline can also be used to extract beach morphology features which can be related to rip-current patterns. Moreover, multiple shoreline extraction during a tidal cycle allows the inter-tidal beach to be reconstructed. Despite its common usage, the shoreline has been given several definitions based on different approaches : physical, geological, biological or coastal engineering. *Boak and Turner (2005)* describe a wide variety of shoreline definitions. Positions of the isobaths associated with the different definitions of the shoreline can range from 0 to 5 or 10 m, which correspond respectively to the seaward limit of the inter-tidal beach and upper part of the beach or dunes. Depending on local beach slope, this range can be equivalent to a horizontal width of hundreds of meters. The choice of time period over which the waterline is averaged to determine the shoreline will also cause some differences between shoreline definitions. Video-based remote sensing is particularly well suited to shoreline monitoring as it covers time scales from seconds to years and length scales from meters to kilometres. Video-detected shorelines are commonly estimated using time-exposure images. This type of image smoothes high frequency signals that are caused by individual waves and foam motion. Ten minute averaging is commonly used *Plant et al. (2007)* since this averages out the most common incident and high frequency nearshore hydrodynamic components. The smoothing of the swash motion allows the direct visualisation of a swash-averaged mean shoreline. Different proxies have been used for detecting the shoreline from such time-averaged video images. *Plant and Holman (1997)* used a method initially developed for greyscale cameras, called the ShoreLine Intensity Maximum (SLIM). For a non-barred beach, the SLIM method defines the shoreline as the cross-shore position where wave breaking is maximum, which corresponds to a maximum in pixel intensity close to the shore. With the adoption of colour cameras in nearshore monitoring systems, spectral information was used to identify the shoreline. These methods make use of the water property of absorbing the red signal to differentiate between land and water. i.e. image pixels associated with a minimum in the red channel and maxima in the green and blue channels are taken as water pixels, while pixels associated with a maximum in the red channel and minima in the green and blue channels are taken as beach pixels. The shoreline is then defined as the transition zone between beach pixels and water pixels and is expected to correspond to the limit between water and sand (*Turner et al., 2001; Bryan et al., 2003; Smith and Bryan, 2007*). *Turner et al. (2001)* also developed the Channel Colour Divergence (CDD)

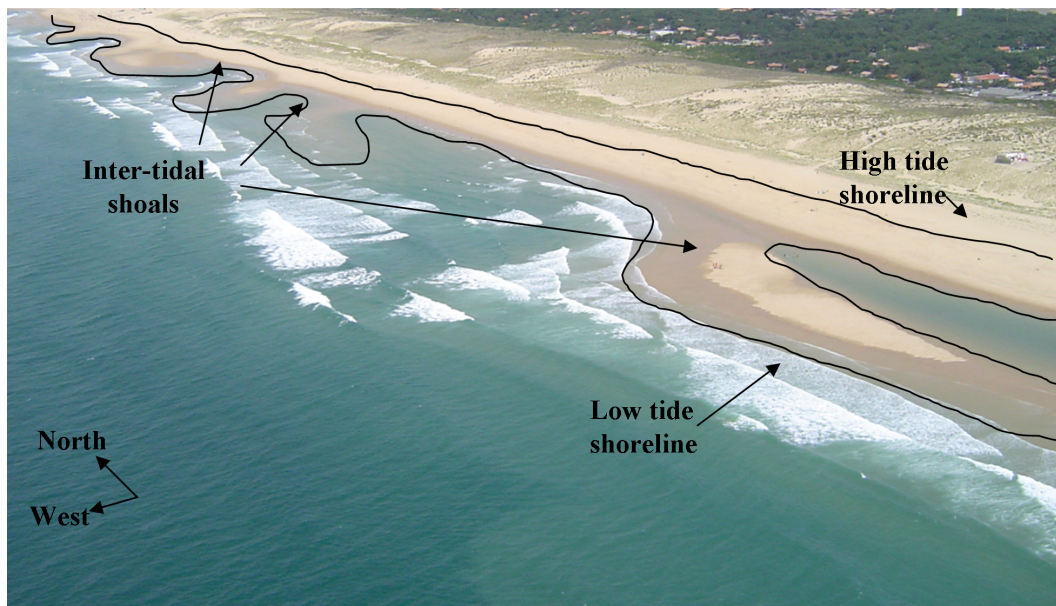


FIGURE IV.1 – A typical Aquitanian coast beach (Cap Ferret, France) located in a meso-macro tidal environment. Inter-tidal area is wide with a ridge and runnel system containing large shoals and troughs. This type of morphology presents significant challenges task for video shoreline detection.

method based on the fact that red, green and blue channels have similar values on the white sand of the beach but have different values in the water. The shoreline is defined on each cross-shore transect where divergence between colour channels exceeds a certain threshold. A Pixel Intensity Clustering (PIC) technique was developed by *Aarninkhof* (2003) that utilises both colour information and greyscale intensity. A discrimination function is used to group pixels into two main components, water and sand pixels.

All of these methods were developed and tested for relatively uncomplicated coastal areas which were mostly located in micro-tidal environments. Thus, none of these methods needed to be able to detect shorelines along complex 3D topographies that included shoals which submerged and emerged during the tidal cycle as is the case in meso-macro tidal environments. Unlike the more or less monotonic shorelines along mostly micro-tidal environments for which the above methods were developed and tested (eg. Duck, NC, USA, Gold Coast, Australia), shorelines located in meso-macro tidal coastal areas tend to be non-monotonic and highly variable during the tidal cycle. Among many other locations around the world, the southern French coastline commonly exhibits this phenomenon (Figure IV.1). In such areas all of the above methods fail to detect an accurate shoreline. This study aims to develop and verify a shoreline detection method appropriate for temporally highly variable and complex 3D shorelines.

### IV.2.1.b Methods

#### IV.2.1.b. i Study area

Truc Vert Beach is located on the relatively straight sandy Aquitanian Coast, 20 km to the North of the Arcachon Lagoon entrance in South Western France (Figure IV.2). The incident waves are mainly from WNW and the wave-climate is characterized by a 1.4 m mean annual significant wave height ( $H_s$ ) and a 6.5 s peak wave period (*Butel et al.*, 2002). The meso-macro tidal signal in the area is semi-diurnal with spring and neap tidal ranges of 5 m and 2 m respectively. The beach slope is about 0.03. The sediment consists of fine to medium quartz sand with median grain sizes ranging from 200 to 400  $\mu\text{m}$  (*Pedreras et al.*, 1996). The beach is mainly intermediate double-barred following the classification of *Wright and Short* (1984) and consists in a rhythmic outer bar and a highly variable inner bar (*Castelle et al.*, 2007b). The inner bar, which is observed in the inter-tidal domain, commonly exhibits a Transverse Bar and Rip (TBR) morphology with a mean wavelength of about 400 m (*Lafon et al.*, 2002). Due to the meso-macro tidal range, the beach presents a large and complex inter-tidal area (see inter-tidal morphology in Figure IV.1).

#### IV.2.1.b. ii ECORS field experiment

The ECORS field experiment was undertaken at Truc Vert Beach from 1st of March to the 9th of April 2008 and involved 120 scientists from 16 institutions. The aim of the experiment was to study short-term beach response to storms (for more details see *Sénéchal et al.* (2008)). During the experiment, the Aquitanian coast was exposed to 4 severe storms with  $H_s$  larger than 4 m, including a 10-year return storm with  $H_s$  larger than 8 m coinciding with spring tidal conditions. During the experiment, wave data were acquired by a waverider buoy located 1 km offshore at 20 m depth. Vessel bound hydro-surveys were conducted at the beginning and the end of the experiment while the subaerial and inter-tidal beach were surveyed daily at low tide using an RTK-GPS mounted on a quad bike. The error associated with the RTK-GPS surveys is estimated to be around 10 cm in both the vertical and horizontal directions. Several high-frequency hydrodynamic and morphological measurements were undertaken during the experiment. Of these, the present study focuses only the video imaging data and time varying shoreline data obtained by GPS trackers (see below).

#### IV.2.1.b. iii GPS tracking of shoreline

The Shoreline was tracked intensively by 10 field assistants using hand-held GPS, both in the alongshore and cross-shore directions, to facilitate the evaluation of the shorelines identified by the new shoreline detection technique developed here. The GPS tracks were acquired between the 2nd and 4th of April, 2008 under various tidal and wave conditions (see Table IV.1). The precision of the hand held Garmin 12 GPS used in this study was

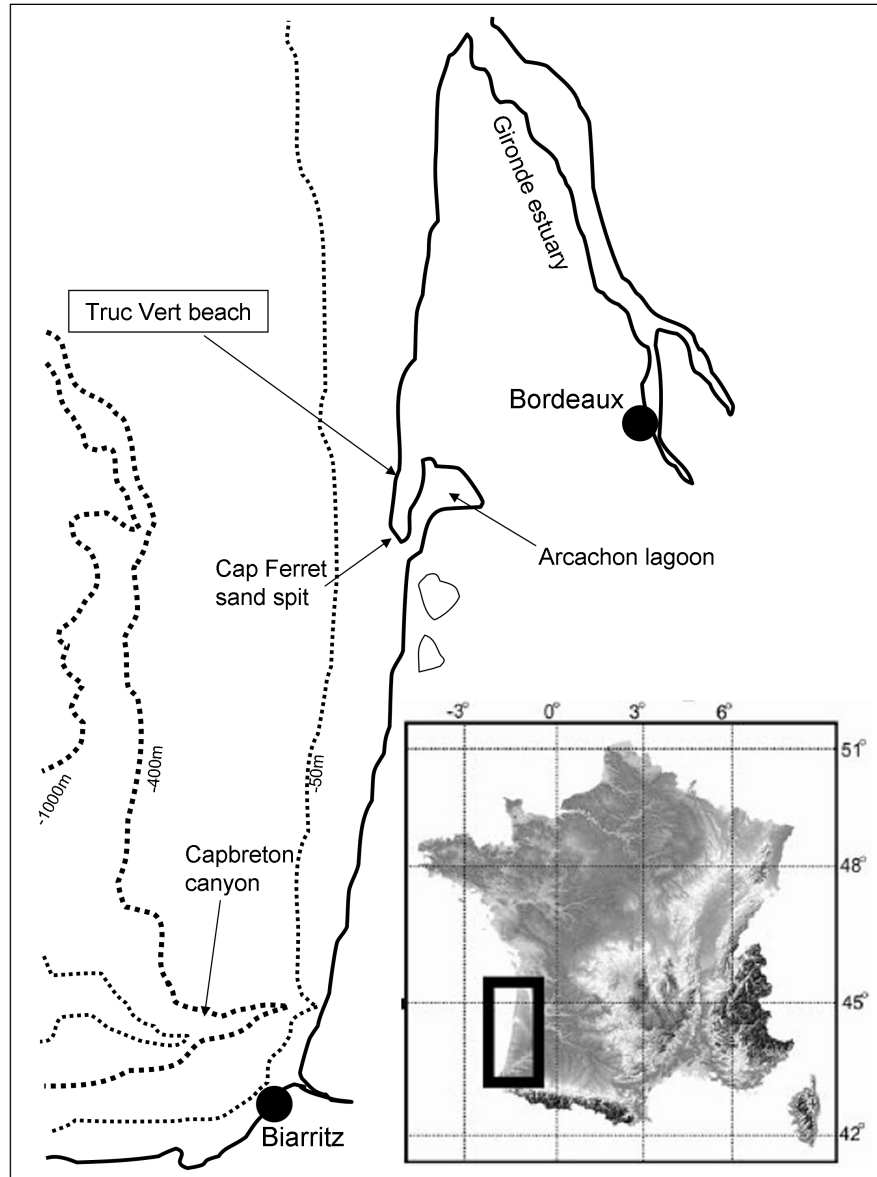


FIGURE IV.2 – Location of Truc Vert beach (Aquitainian coast, South Western France).

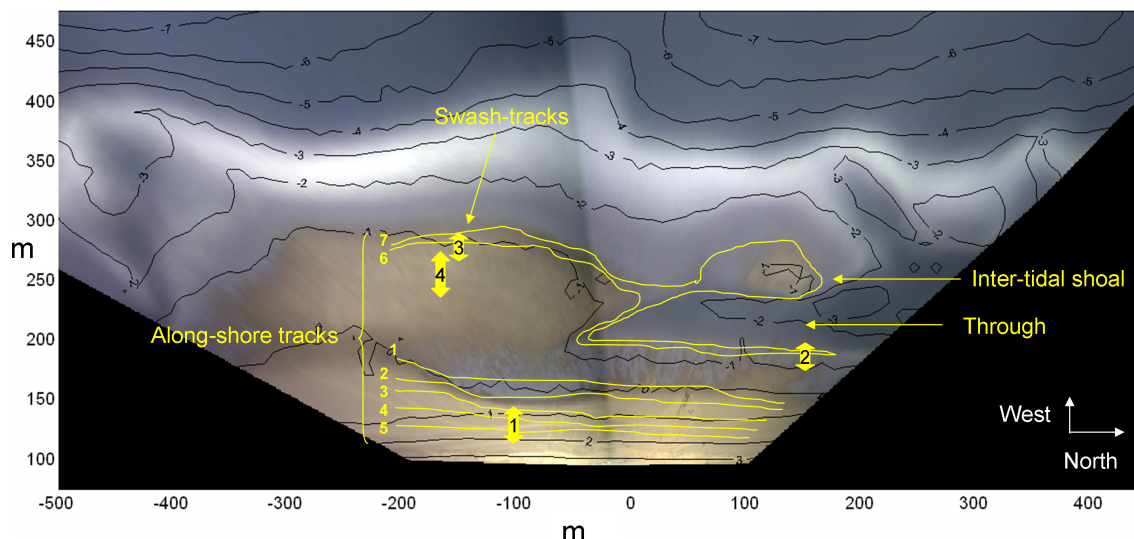


FIGURE IV.3 – GPS tracks (yellow lines) superimposed on a rectified, time-exposure image. Double headed arrows indicate cross-shore GPS swash tracks. See Tables IV.1 and IV.2 for further description of GPS tracks. Black lines are depth contours from a concurrent hydrographic survey.

tested using a RTK-GPS (Trimble 5700) (*Parisot et al.*, 2009). The comparison showed that the Garmin 12 precision is close to 2 m in the horizontal direction. GPS sampling frequency was set to 1 s and 5 s for the cross shore and alongshore trackings respectively. To obtain alongshore tracks of the shoreline, several field assistants carrying a GPS followed the visually detected water/sand interface (average between swashes) at high speed. The alongshore distance covered in each track was approximately 400 m. The individual tracks spanned durations between 2 and 3 min, and were collected consecutively. Seven separate groups of shorelines taken at different stages of the tide, each consisting of 5-7 individual tracks, were obtained. The first track of each group is shown in Figure IV.3. To determine the cross-shore location of the shoreline position with high accuracy, so that video detected overall shorelines could be validated and corrected for more accuracy, high frequency GPS tracks were also obtained in the cross-shore direction at 4 locations alongshore (indicated in Fig. 3 by thick yellow arrows). Here, the GPS trackers followed the cross-shore movement of swash over a 20 minute period. The swash tracks were strategically performed to cover a range of hydrodynamic conditions and morphological features as indicated in Table IV.2. An accurate estimation of shoreline position was thus computed by averaging 20-minute swash-tracked timeseries. The rationale used in this study is that GPS-based shoreline and swash data are the closest to the real shoreline, and thus video-derived data can be verified and/or corrected using the GPS data.

IV.2.1.b. iv Video imaging



## IV.2 - Estimation vidéo de la topographie intertidale (Article)

Alongshore track Group number	Number of tracks	Mean slope	Hydrodynamic condition	Comments
1	7	0.029	Mid tide, Hs = 2.5 m	Flat almost-uniform  Upper beach Upper beach Emerging shoals Emerged shoals
2	7	0.034	Mid tide, Hs = 2.2 m	
3	5	0.039	Mid-high tide, Hs = 2.2 m	
4	4	0.043	High tide, Hs = 2.1 m	
5	7	0.060	High tide, Hs = 2.0 m	
6	5	0.009	Low tide, Hs = 2.0 m	
7	5	0.013	Low tide, Hs = 1.7 m	

TABLE IV.1 – Description of alongshore GPS tracks.

### Video data

A video imaging system developed by NIWA (New Zealand National Institute of Water and Atmospheric Research) (*Coco et al.*, 2004) was deployed during the experiment. Cameras were mounted on an 8-meter high scaffolding situated on top of the dune which resulted in a total camera elevation of 27 m above mean sea level. The system consisted of two high resolution cameras (3.5 mega pixels) covering an alongshore distance of 1.5 km and a cross-shore distance of 1 km. Data acquisition was continuous (at 2 Hz sampling frequency) during daylight hours. Using these snap shot images, 0.5, 2 and 10 min time-exposure images were generated to investigate the optimal image-averaging time for shoreline detection. Rectification of images from pixel coordinates into real world coordinates (*Holland et al.*, 1997) was accomplished using DGPS ground survey points (centimetre precision). Although varying somewhat throughout the field of view, in the region of interest, the error associated with rectified images was on average less than 2 m in the cross-shore direction and 1 m in the alongshore direction.

### Video detection of the shoreline

As discussed in Section 1, existing video shoreline detecting techniques are not appropriate for complex, non-monotonic and highly temporally and spatially variable shorelines present in meso-macro tidal environments. Therefore, the objective here was to develop a robust technique that is suitable for such coastal areas. The two-step approach adopted in this study to achieve this objective is based on two simple visual characteristics of the shoreline : (a) the colour difference between water and sand (as in past work), and (b) the continuous and regular shape of natural shorelines. The method, which is described below, is, by necessity two dimensional to accommodate the complex morphology of Aquitanian beaches.

#### Step 1 : Determination of shoreline colour ratio and image quality

Following the PIC technique described by *Aarninkhof* (2003), a Region Of Interest (ROI) is defined in the oblique images to cover both wet and dry pixels (Figure IV.4). The method is based on 3-banded RGB (Red, Green, Blue) images and on the behavioural difference among the intensities of the 3 colour channels in water and on dry beach.

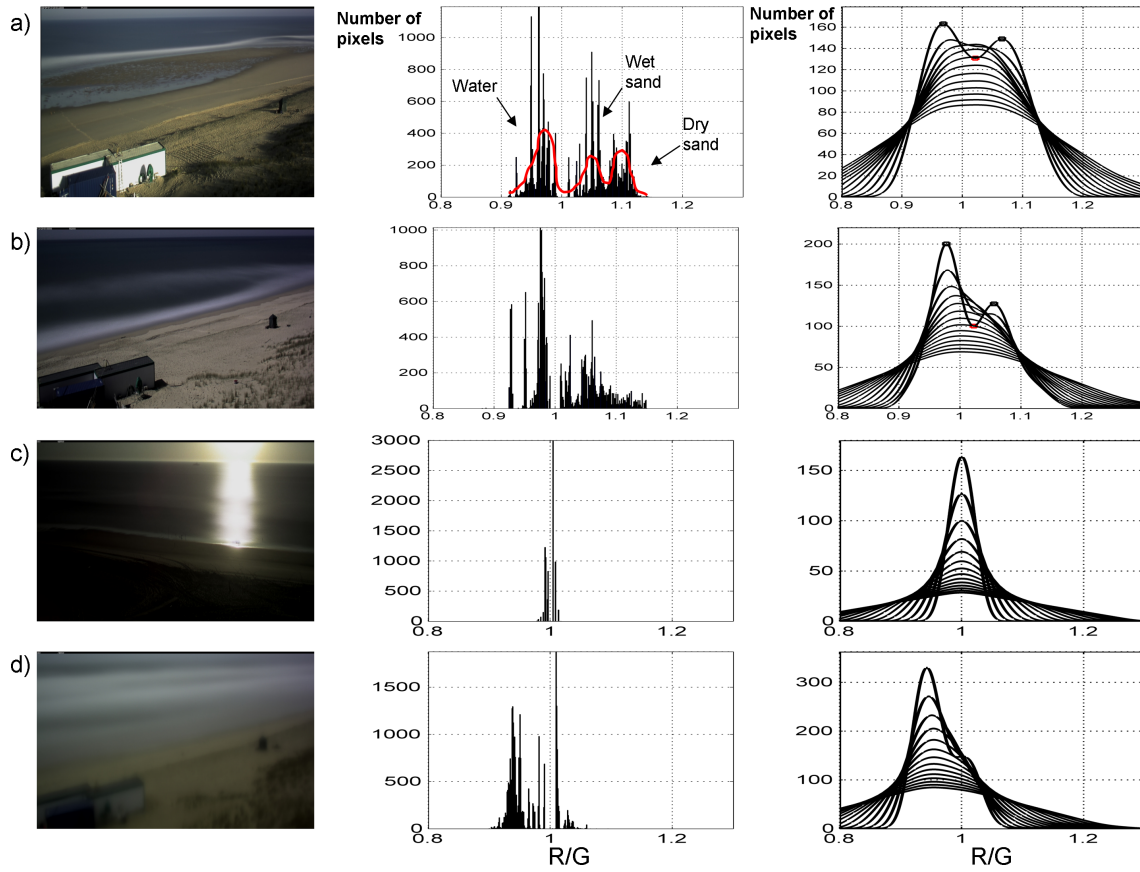


FIGURE IV.4 – Image quality and initial shoreline determination. Original video image (left), histogram of colour ratios (centre) and iterative method (right) where each line represents a progressive smoothing of the histogram. (a) low-tide and sunny weather : image accepted. (b) high-tide and sunny weather : image accepted. (c) high-tide with sun glint : image rejected. (d) Foggy conditions : image rejected.

Beach pixels usually exhibit high red-channel values and low green-channel values (i.e. high R/G ratio) whereas water pixels exhibit intense green-channel values and low red-channel values (low R/G ratio). R/G ratios are thus computed for all of the pixels within the ROI. A histogram is then generated, representing the number of pixels for each R/G bin (bin size  $\sim 0.001$ ). The histogram generally shows a bi-modal distribution (Figure IV.5b) where the lower R/G peak is expected to be associated with water and the higher R/G peak is expected to be associated with the beach. The local minimum, i.e. the transition zone between the two peaks, is then taken to represent the shoreline. For some conditions, however, the histogram is not strictly bi-modal with more than one minimum being present (Figure IV.5a). For example, this can be the case at low tide when the lower beach is wet due to the exit point of the groundwater table being located higher than the shoreline. In these circumstances, the sand characteristics of the wet lower beach are different to those of the dry upper beach. In such cases, pixels that are relatively close together are grouped to produce two main groups of pixels (an example of grouping is shown in Figure IV.5a) which are then taken to represent water and beach (Figures IV.5a and IV.5b). In the present study, an extension of the histogram iterative low-pass band clustering method described in *Aarninkhof* (2003) was developed. The aim was to not only assure a robust automatic determination of the two main R/G peaks but also to assess the quality of the image. Quality assessment is based on the physical consideration that colour contrast between beach and water is sufficient, lighting is strong enough and the number of pixels in water and beach groups are sufficient to be representative of colour characteristics in these zones. In this method the histogram is first severely smoothed and then the smoothing is iteratively decreased until the following conditions are satisfied : Only two peaks are present, the second peak is significant (larger than an arbitrary value), the local minimum is well defined, lighting is sufficient (i.e. beach peak  $R/G > 0.9$ ).

If these conditions are satisfied, the local minimum of the resulting histogram is taken as a first estimate of the shoreline (Figure IV.5a and IV.5b). If, however, the above conditions are not satisfied, the image is rejected. Rejected images can be classified into two classes. In the first class, a group of pixels dominates the image signal (sun glint or fog, see Figures IV.5c and IV.5d) and results in a unique peak. In the second class the images are under exposed (eg. in the morning or evening) resulting in a beach peak with  $R/G < 0.9$ .

### **Step 2 : Shoreline shape**

The final step of the shoreline detection technique developed here is based on the general observation that the shoreline in its entirety is relatively stable close to its "real" position (water/sand limit). The "real" shoreline is a stable large scale feature that exhibits similar characteristics for R/G values around the local minimum identified in step 1, whereas "other" shorelines can indicate some small-scale features (ex : wet sand

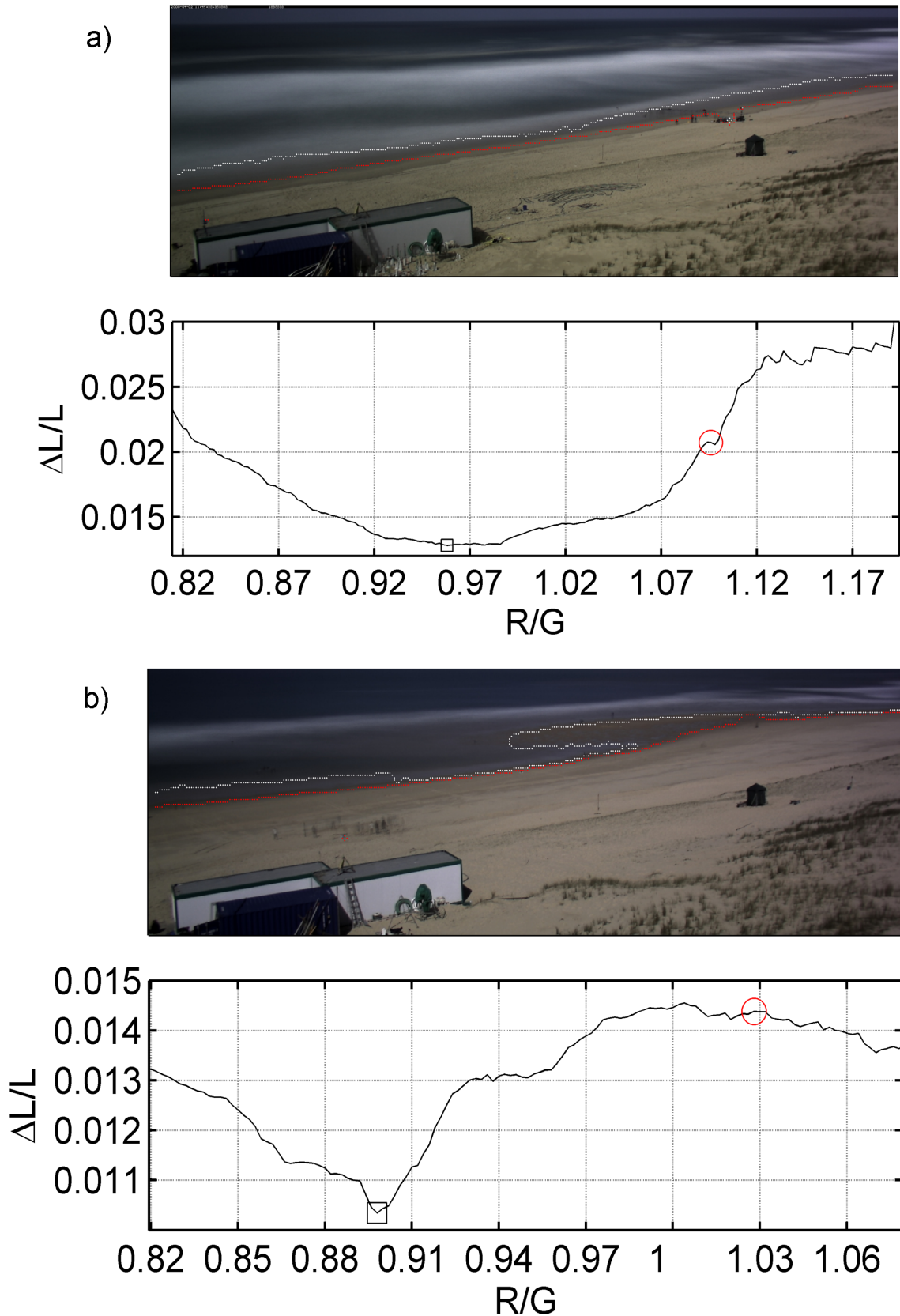


FIGURE IV.5 – Shoreline length variation (MSV method). Top panels show the first estimated shoreline (red line) and the resulting MSV shoreline position (white line). Bottom panels show the length variation of the shoreline ( $\Delta L/L$ ) for varying R/G values. The squares indicate the minimum of variation. (a) High tide case and (b) low tide case. The red circles indicate the R/G value associated with the first estimated shoreline.

pockets or detached runnel systems) that can disappear for varying R/G ratios. Using this innovative concept the approximate shoreline derived in Step 1 is further refined.

Several shorelines are computed for R/G values around the local minimum identified in Step 1. The shoreline length  $L$  within a ROI is then taken as a proxy for shoreline shape and complexity.  $L$  and its variation  $\Delta L$  are computed for all shorelines R/G values that vary around the local minimum identified in Step 1. A minimum of  $\Delta L$  which represents the stable position is always observed around the "real" position of the shoreline. This stable position is taken as the new refined position of the shoreline. Figures IV.5a and IV.5b illustrate the application of this method for a high-tide alongshore-uniform shoreline and a complex low-tide shoreline respectively. The value of  $\Delta L/L$  for varying R/G is plotted in the lower panels. Minima are associated with the stable shoreline that corresponds with an accurate estimation of the "real" shoreline. In the two cases shown in Figures IV.5a and IV.5b, first estimated shorelines (Step 1) do not necessarily correspond with water/sand boundary whereas refined estimated shorelines (Step 2) correspond well with this boundary. It should be emphasised here that, unlike most previous video shoreline detection methods, the method developed here appears to have the ability to differentiate between the water/land boundary and the dry sand/wet sand boundary, and preferentially pick the former as the shoreline. The shoreline thus identified on the oblique image is converted to real world coordinates using standard image rectification techniques. Finally, shorelines obtained from corresponding images from the two cameras are merged to form a continuous shoreline. For convenience, the above method will be referred to as the MSV method (Minimum Shoreline Variability method) from hereon.

### IV.2.1.c Results and Discussion

#### IV.2.1.c. i Alongshore determination of shoreline

Alongshore shoreline tracks ("overall shorelines") were selected to cover the entire intertidal area during a tidal cycle and ranged between 250 and 600 m in length. (see Figure IV.3). The variability of individual alongshore GPS trackings revealed the subjectivity associated with the visual definition of the shoreline position. To minimise this human-induced variability, representative shorelines were obtained by averaging the 4-6 consecutive tracks obtained (approximately every 2 min) within each of the 7 groups of alongshore trackings. Corresponding groups of consecutive video shorelines were then obtained using the MSV method from 10, 2 and 0.5 min time-exposure images. These MSV shorelines were also grouped and averaged to facilitate a consistent comparison with the representative GPS based overall shorelines. The sensitivity of the MSV method to video image-averaging time was investigated by calculating the percentage occurrences of the differences between the GPS and MSV method shorelines. The difference between the GPS and MSV method shorelines was calculated by subtracting the MSV method

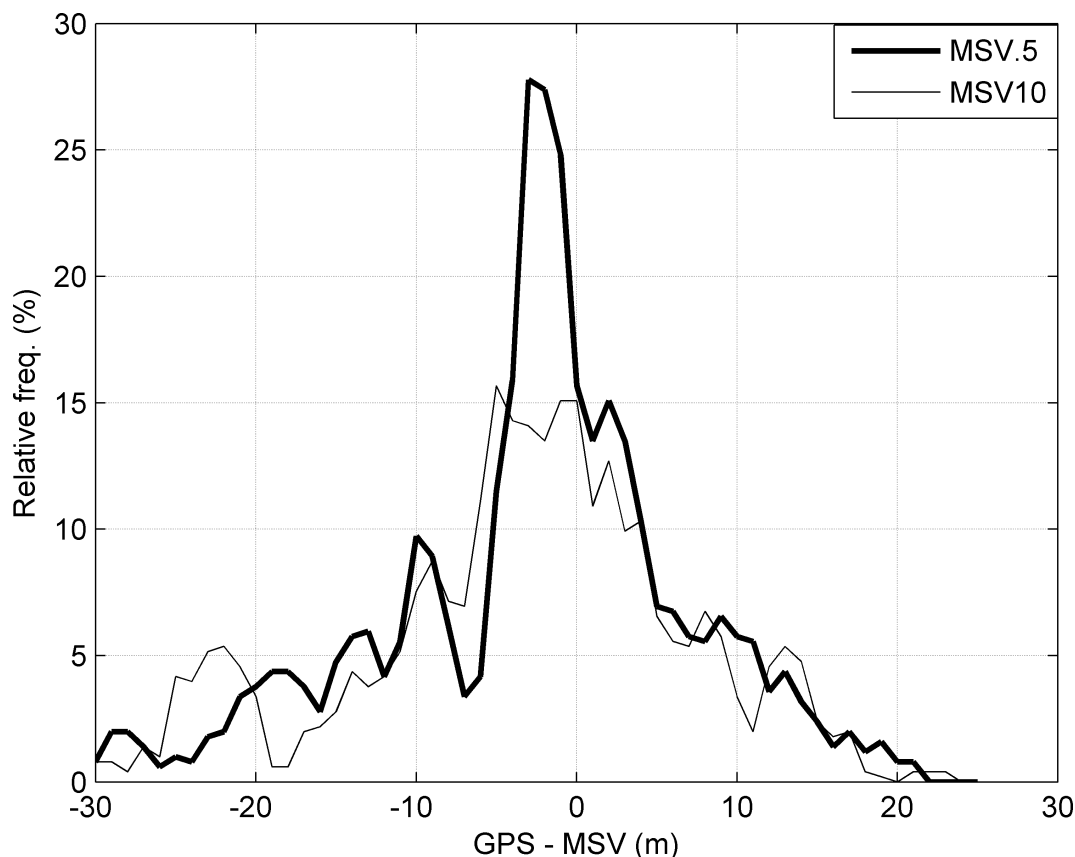


FIGURE IV.6 – Percentage occurrence of GPS-MSV difference for overall shorelines. The thick and thin solid lines indicate percentage occurrences associated with MSV method shorelines obtained from 0.5 min and 10 min averaged video images respectively. Negative values of GPS-MSV are obtained when the MSV shoreline is seaward of the GPS shoreline.

shoreline from the GPS shoreline (i.e. subtract all cross-shore positions of one shoreline from the other, after linearly interpolating both shorelines into a common sampling interval to facilitate subtraction) The percentage occurrence of difference between GPS and MSV method shoreline cross-shore positions thus calculated are shown in Figure IV.6, and indicate Gaussian distributions centred on  $-5.6$  m and  $-3.3$  m (i.e. on average, MSV shorelines are slightly seaward of the GPS shorelines) for 10 min and 0.5 min averaged video images respectively. The high and thin peak of the MSV 0.5 min line indicates less dispersion in 0.5 min-averaged shoreline relative to the 10 min averaged shoreline. Mean RMS cross-shore difference between the MSV method and GPS-obtained shoreline positions were 9.7 m, 8.1 m and 7.7 m for 10 min, 2 min and 0.5 min time-exposure images respectively. This represents a reduction of 19.7 % in the GPS/MSV shoreline discrepancy when using 0.5 min averaged images in comparison to the more commonly-used 10 min averaged images. This indicates that shoreline positions obtained by using video images averaged over shorter time scales are likely to be more accurate.

## IV.2 - Estimation vidéo de la topographie intertidale (Article)

Swash Track number	Morphological feature	Local beach slope	Hydrodynamic condition	Comments
1	Upper beach	0.058	High tide, Hs = 2.2 m	
2	Feeder channel	0.020	Low tide, Hs = 1.6 m	Simultaneously with Track 3
3	Seaward face of transverse shoal	0.018	Low tide, Hs = 1.6 m	Simultaneously with Track 2
4	Flat area of transverse shoal	0.012	Low, rising tide, Hs = 1.5 m	In conjunction with an intensive short distance (100 m) alongshore tracking (14 trackings with 1 every minute) centred on the cross shore track.

TABLE IV.2 – Description of cross-shore GPS tracks.

### IV.2.1.c. ii Cross shore determination of shoreline

To further evaluate the local accuracy MSV method shorelines, GPS-based swash tracks were compared with the corresponding cross-shore positions extracted from the MSV method shorelines obtained from 0.5 min, 2 min, and 10 min-averaged images (Figure IV.7). The comparisons were limited to the GPS swash track durations, which were approximately 20 min. The video-estimated cross-shore position of the shoreline is within the swash length identified by GPS tracking at all four locations. The estimate is better in steeper areas (swash tracks 1 and 2 - Table IV.2) than in flatter areas (swash tracks 3 and 4). The trend of the GPS swash track data (indicated by straight solid lines in the subplots of Figure IV.7) indicates the gradual variation of the swash length due to the time variation in the tidal elevation. A maximum trend of 1 m/min due to tide is indicated in the shoreline position signal (track 4), implying that, in this meso-tidal environment, non-swash-related time-varying shoreline characteristics are quite likely to be smoothed out when using video images averaged over longer time durations. Such artificial smoothing of shoreline features could lead to significant misinterpretations especially at beaches with highly time-varying intertidal morphology.

To compare average cross-shore positions of the shoreline, both GPS and MSV method shoreline positions were detrended to remove the tidal component of shoreline variation. Mean RMS deviations between the MSV method and GPS obtained cross-shore shoreline positions are 2.1 m, 1.3 m and 5.7 m for 0.5 min, 2 min and 10 min averaged images respectively (see Table IV.3). This re-iterates the result highlighted in the previous section. Shoreline positions obtained by using video images averaged over shorter time scales (up to 2 min) are likely to be more representative of the natural conditions, especially at meso-macro tidal beaches where there is a significant temporal and spatial variation in intertidal morphology.

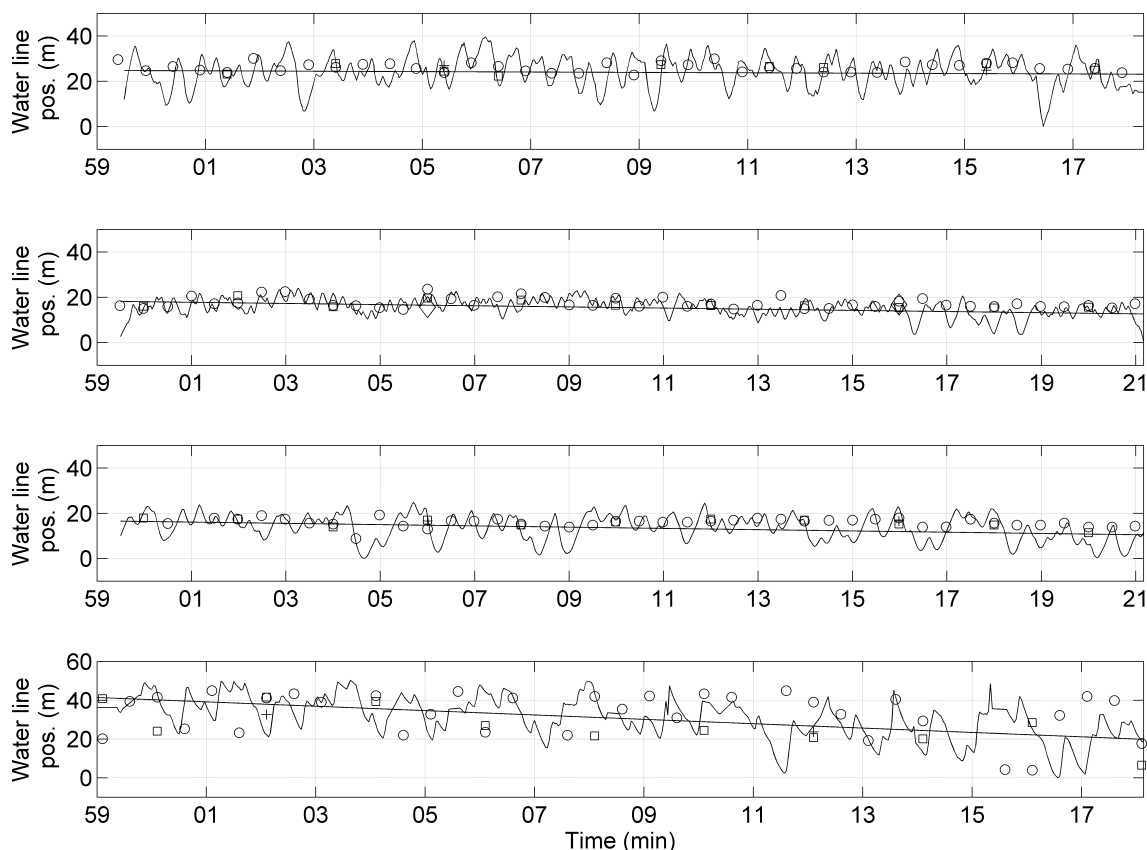


FIGURE IV.7 – Timeseries of cross-shore shoreline position. GPS Swash-tracks are plotted as solid black lines and the straight line represents the tidal trend. The circles, squares and crosses represent MSV shoreline positions obtained from 0.5, 2 and 10 min averaged images : (a) Track 1 (high tide). (b) Track 2 (low tide). (c) Track 3 (low tide) and (d) Track 4 (low tide). See Table IV.2 for description of the various GPS tracks.

Swash Track number	Lsw (GPS)	Lsw (MSV)	MSV-GPS (0.5 min)	MSV-GPS (2 min)	MSV-GPS (10 min)
1	13.4	13.9	1.9	0.9	3.8
2	8.1	7.3	1.3	0.9	-6
3	11.7	13.8	2	-1	-6.6
4	22.1	20.7	3.3	2.8	6.5
Mean RMS Error (corrected)		1.2	2.1 (0.1)	1.3 (1.2)	5.7 (5.1)

TABLE IV.3 – Comparison of MSV method determined and GPS tracked cross-shore shoreline positions. Mean RMS error is the mean value over the four cases and bold value is the RMS error after applying swash correction factor.



#### IV.2.1.c. iii Correction of video shorelines obtained via the MSV method

The MSV method shorelines can be corrected using the cross-shore GPS track data following Plant et al. (2007). The differences between 0.5 min averaged MSV shorelines and averaged GPS shoreline positions (i.e MSV-GPS) are plotted as a function of GPS derived average swash length ( $L_{sw}$ ) for the four cross-shore tracks (Figure IV.8). The gradient of the line of best fit indicates the correction that needs to be applied to the MSV method derived shoreline positions. It is emphasised here that, in contrast to obtaining a correction factor using data obtained at one location at one time, the inclusion of the four different cross-shore tracks, which were strategically selected to account for both temporal variability in hydrodynamic forcing and temporal/spatial variability in the shoreline, ensures that the correction derived using this technique is more likely to be valid along the entire shoreline at all tidal stages. Figure IV.8 clearly shows that for 0.5 min -averaged images, the difference in the two estimates increases linearly and positively with swash length and indicates that the MSV shoreline positions are 15 % (zero forced  $R^2 > 0.9$ ) of the swash length seaward of the GPS shoreline positions. The same procedure was applied to shoreline positions derived from 2 min and 10 min averaged images (not shown). The associated correlation between the MSV-GPS error and GPS swash length decreased to  $R^2=35$  and  $< 10$  for 2 min and 10 min averaged shoreline positions respectively. To apply this correction based on  $L_{sw}$  to the overall shorelines,  $L_{sw}$  values measured during the 7 GPS-tracked shoreline groups (described in Table IV.1) were estimated using high frequency (2 Hz snapshots) video-derived shorelines over a 5 minute period during the corresponding GPS tracking duration. For validation, the  $L_{sw}$ s obtained from the MSV method used on snapshot images were compared the GPS-based  $L_{sw}$  at the four cross-shore track locations, and the mean RMS difference between the  $L_{sw}$ s obtained using the two methods was an acceptable 1.2m. Therefore, the linear  $L_{sw}$  correction was applied to the overall MSV method shorelines, which resulted in a reduction of the RMS difference between MSV 10 min, 2 min and 0.5 min shorelines and GPS shorelines by -8.7 %, -8.8 % and -10.1 % respectively.

#### IV.2.1.d Conclusions

The relatively high tidal range and complex inter-tidal morphology present at beaches located in meso-macro tidal environments presents a significant challenge for detection of shorelines using video imaging techniques. In this study, a combination of video imaging and concurrent GPS tracking is adopted to detect complex non-monotonic shorelines at meso-macro tidal coasts. An innovative method to detect shorelines from video images, referred as the Minimum Shoreline Variability method (MSV) was developed. The MSV method detected shorelines were successfully validated using GPS trackings of the shoreline at Truc Vert beach, France. On average, MSV method shorelines were slightly seaward of the GPS-tracked shorelines. The method also appeared to

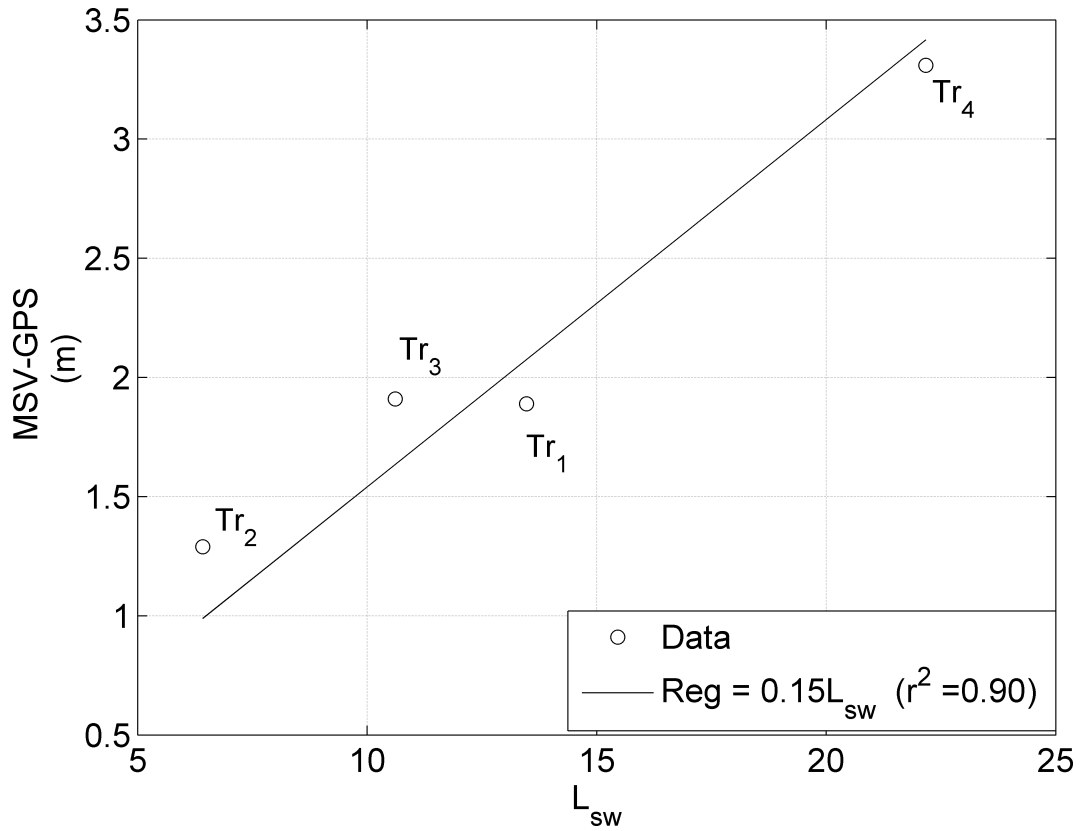


FIGURE IV.8 – MSV-GPS difference plotted against measured swash excursion length ( $L_{sw}$ ). MSV data are from 0.5 min time-exposure images and corresponds to 120 shoreline estimations averaged for the 4 swash tracks ( $Tr_{1,2,3,4}$ ). Regression line shows the linear relationship between error and swash length.

be capable of differentiating between the water/sand interface and dry sand/wet sand interface, and preferentially pick the former as the shoreline. This study amply illustrates the difficulties associated with the determination of robust shorelines in the presence of complex topographies, the most difficulty being associated with broad flats and at sharp edges of morphological features. The results also suggest that due to the tidal influence in meso-macro-tidal environments, more confidence can be placed on MSV shorelines detected from several images averaged over short durations ( $< 2\text{min}$ ) when compared to a few images from images averaged over long durations (eg. 10 min). Mean difference between GPS-tracked and MSV shorelines is linearly related to swash length ( $0.15 L_{sw}$ ), which can be measured sufficiently accurately using MSV applied to 2Hz video images. Application of this correction to overall MSV shorelines decreases the difference between GPS and MSV method shorelines by about 10 %. Finally, the lack of comprehensive field data sets of time varying shorelines at complex inter-tidal beaches has to date hampered the extension and validation of video shoreline detection techniques for these cases. The use of a rapid GPS-track technique for validation presented herein will now facilitate the low-cost, effective validation of video shoreline detection tools, particularly for the detection of non-monotonic shorelines along complex inter-tidal beaches located in meso-macro tidal environments.

### Acknowledgements

The ECORS experiment and TVB video system were supported by the french "Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine" (SHOM). RA PhD thesis is funded by the french "Délégation Générale de l'Armement" (DGA). The authors wish to thank D. Corman (SHOM) and IHE-UNESCO MsC students, T. Duong, N. Garae, D. Merli, A. Mokhtar, M. Nguyen, F. Novico and K. Ofori, for their assistance on the field.

### IV.2.1.e Compléments à la méthode MSV

#### IV.2.1.e. i Maxima d'erreur entre les lignes d'eau MSV et GPS

La Figure IV.6 de l'article précédent montre des écarts entre la méthode MSV et la mesure GPS qui peut prendre dans certains cas des valeurs importantes (20-30 m). Ces erreurs sont liées à la topographie intertidale complexe. L'erreur augmente aux extrémités des structures sableuses (ex : pointes des barres et fond du chenal) et lorsque les structures sont immergées de manière intermittente, du fait de variations basses fréquences du niveau d'eau ( $0.5 \text{ min} < T < 2-4 \text{ min}$ ) ou des variations rapides du niveau d'eau induites par la marée (déplacement maximum de 2 m /min). Dans ces situations, la dispersion des lignes d'eau individuelles au sein des groupes de plusieurs lignes d'eau GPS et MSV est importante avec un écart type proche de 10 m. Ce résultat montre bien que même visuellement (GPS), étant donné la grande variété d'échelles temporelles présentes dans le signal de ligne d'eau, une position "moyenne" de ligne d'eau peut parfois être difficile à mesurer et reste ambiguë (et subjective).

#### IV.2.1.e. ii Critère de qualité

Pour les situations décrites ci-dessus et d'autres cas pour lesquels l'erreur est importante, il paraît nécessaire de supprimer ces lignes d'eau erronées, notamment lors de la reconstruction de la plage. Nous avons cherché un critère basé sur des considérations physiques qui permette de distinguer ces lignes d'eau erronées. La distance entre les lignes d'eau à deux instants successifs peut être pris comme critère. Nous considérons alors qu'un déplacement supérieur à la migration maximum possible ( $\sim 2 \text{ m/min}$ , pour une pente faible) est dû à un artefact et donc non acceptable. La ligne d'eau correspondante est alors rejetée. L'application de ce critère de qualité permet de réduire significativement l'erreur faite dans la reconstruction de la plage.

### IV.2.2 Élévation verticale de la ligne d'eau

Afin de reconstruire la topographie tridimensionnelle de la plage il est nécessaire d'estimer l'élévation verticale de la ligne d'eau  $\eta$  en plus de sa position horizontale. Cette estimation doit prendre en compte tous les processus physiques se déroulant durant l'acquisition (typiquement 10 min) de l'image moyennées sur laquelle la détection est effectuée (*Aarninkhof*, 2003). Ces processus sont la modulation du niveau d'eau moyen par la marée  $\eta_{maree}$ , l'effet du vent  $\eta_{vent}$ , l'effet de baromètre inverse (pression atmosphérique)  $\eta_{pression}$ , la surcôte due au déferlement des vagues ("setup")  $\eta_{setup}$  et les oscillations du swash  $\eta_{swash}$ .

$$\eta = \eta_{maree} + \eta_{setup} + \eta_{pression} + \eta_{vent} + \eta_{swash} \quad (\text{IV.1})$$

### IV.2.2.a Les composantes d'élévation $\eta_{vent}$ et $\eta_{pression}$

Des mesures menées sur le littoral Néerlandais, côte ouverte, ont montré (*Aarninkhof*, 2003) que pour un vent de 20 m/s (8-9 Beauforts),  $\eta_{vent}$  n'était seulement que de 0.06 m. Le littoral Aquitaine étant également une côte ouverte, nous avons alors choisi de négliger l'effet du vent. En revanche, les changements de pression atmosphérique par rapport à la pression de référence (1013 hPa) induisent des variations du niveau d'eau de l'ordre de +0.01 m pour une chute de 1 hPa. Cette composante peut en particulier atteindre plusieurs dizaines de centimètres lors du passage d'une tempête. Toutefois, étant donné que la méthode vidéo de reconstruction de la plage intertidale est principalement appliquée lors de conditions calmes (avantageuses pour la précision de la méthode MSV), la contribution de  $\eta_{pression}$  peut être négligée en première approximation.

### IV.2.2.b La composante d'élévation $\eta_{swash}$

Dans l'article, nous montrons que la ligne d'eau issue de la méthode MSV est située plus au large que la ligne d'eau réelle. Comme d'autres études auparavant (*Aarninkhof et al.*, 2005; *Plant et al.*, 2006), nous montrons que ce décalage dépend de la longueur d'excursion (ou hauteur si reportée en vertical) du swash durant la période d'acquisition de l'image moyennée. L'estimation de cette composante est donc importante pour la précision de la méthode globale.

#### IV.2.2.b. i $\eta_{swash}$ : théorie et paramétrisation

Pour la majorité des plages intermédiaires, l'excursion de swash présente deux composantes, une à la fréquence de la houle incidente  $R_h$  et une infragravitaire  $R_i$ . Des formules paramétriques donnent ces deux composantes en fonction de la houle au large et la pente locale (nombre d'Iribaren  $\zeta_o$ ) *Holman and Sallenger* (1985); *B.G. Ruessink and van den Beukel* (1998) avec pour la composante infragravitaire (*Holman and Sallenger*, 1985) :

$$\frac{R_i}{H_s} = 0.53\zeta_o + 0.09, \quad (\text{IV.2})$$

et la composante à la fréquence de la houle incidente :

$$\frac{R_h}{H_s} = 0.69\zeta_o - 0.19 \text{ pour } \zeta_o > 0.275, \quad (\text{IV.3})$$

Où  $H_s$  est la hauteur des vagues au large,

et

$$\frac{R_h}{H_s} = 0 \text{ pour } \zeta_o < 0.275, \quad (\text{IV.4})$$

pour obtenir l'élévation totale dûe au swash  $\eta_{swash}$  :

$$\eta_{swash} = \sqrt{R_h^2 + R_i^2}, \quad (\text{IV.5})$$

Sur des plages présentant des structures tridimensionnelles de faible élévation, *Plant et al.* (2006) a montré que l'utilisation de ces formules permet une amélioration de 50 % de la précision globale des méthodes vidéo. Leur application dans le cas de plages présentant des structures complexes pose néanmoins des difficultés. En particulier, dans le cas de plage à barres, appliquer ces formules empiriques en utilisant les données de vagues au large pour estimer les caractéristiques de swash est problématique. De plus, en pratique, étant donné la variabilité spatiale et temporelle de la morphologie intertidale, la valeur de la pente locale est difficilement accessible.

### IV.2.2.b. ii $\eta_{swash}$ pour des plages à morphologies complexes

Les formules paramétriques d'estimation du swash (Équation IV.5) ont été comparées aux 4 séries temporelles de mesures décrites dans l'article. Pour les mesures à marée basse (2 et 3), la prédiction a tendance à fortement surestimer le swash, d'autant plus dans le chenal (105 %) que sur la barre exposée (48 %). A mi marée, sur la barre exposée l'écart est plus faible (+ 6 %) et se réduit encore davantage à marée haute sur la partie de plage plus pentue (+ 3 %). Ceci est probablement due à la complexité de la morphologie et à la différence entre l'énergie des vagues au large et à la ligne d'eau. Par exemple, à marée basse, il n'y a seulement qu'une fraction de l'énergie incidente qui passe les barres et arrive sur la plage.

Durant la campagne de Truc Vert 2008, nous avons réalisé deux mesures simultanées de swash à des positions différentes (voir papier : positions 1 et 2),  $S_c$  dans le chenal de baine et  $S_b$  sur la barre exposée aux vagues (Figure IV.9.a). Les pentes de la plage à ces deux positions étaient très proches (0.02 et 0.018), la seule différence provenant de la protection exercée par la barre interne contre les vagues incidentes au niveau du chenal. La différence de longueur d'excursion du swash entre  $S_c$  et  $S_b$  montre clairement que son énergie n'est pas identique à ces deux positions. Ce résultat est clairement visible lorsque les spectres sont comparés (Figure IV.9.b), l'énergie de  $S_b$  étant plus importante. La répartition en fréquence est aussi différente, la composante infragravitaire ( $T = 30$  s) domine la composante à la fréquence de la houle incidente dans les deux cas, mais cette dominance est plus marquée pour le signal  $S_b$ .

Les enregistrements simultanés sur la Figure IV.9.a montrent également que les composantes basses fréquences ne sont pas forcément en phase aux deux positions, et donc qu'une estimation globale de l'excursion de swash peut présenter de forts écarts par rapport à l'excursion locale réelle. Ce sont l'ensemble de ces constatations qui nous ont amenés à développer une correction de la position de la ligne d'eau basée sur des mesures vidéo de l'excursion de swash locales (voir article précédent).

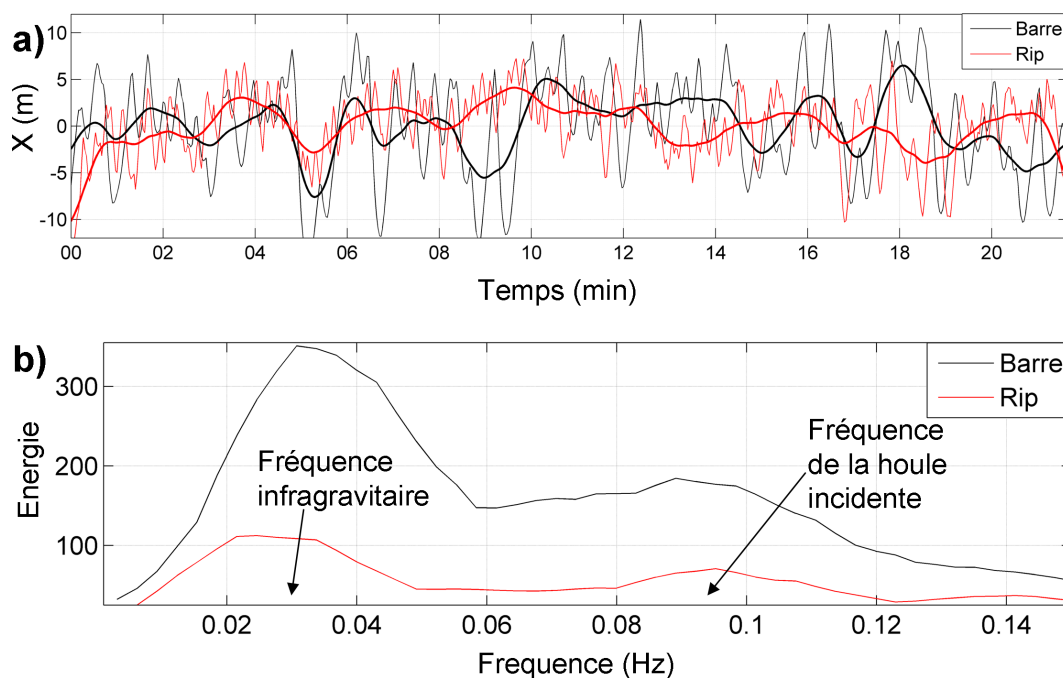


FIGURE IV.9 – Mesures simultanées de l’excursion de swash à deux positions, sur la barre (en noir) et dans le chenal (en rouge). (a) séries temporelles avec filtrage de la haute fréquence (trait épais), (b) et spectres d’énergie.

### IV.2.2.c La composante d’élévation $\eta_{setup}$

#### IV.2.2.c. i $\eta_{setup}$ : théorie et paramétrisation

La composante majeure de surélévation de la ligne d’eau par rapport au niveau moyen provient de l’effet induit par le déferlement des vagues. En première approximation, la composante  $\eta_{setup}$  est de l’ordre de  $1/4$  de la hauteur des vagues.

$\eta_{setup}$  provient des fluctuations de pression et de vitesse résultantes du déferlement qui induisent une force dirigée vers la plage. Cette force est notée sous la forme d’un gradient de la tension de radiation  $S_{xx}$  (Longuet-Higgins and Stewart, 1962). Dans l’équation de conservation de la quantité de mouvement,  $\delta S_{xx}/\delta x$  s’équilibre par un terme de gradient de surélévation du niveau d’eau (Svendsen, 1984). En négligeant le frottement du courant induit sur le fond on obtient :

$$\frac{\delta S_{xx}}{\delta x} + \rho g h \frac{\delta \eta}{\delta x} + \tau = 0, \quad (IV.6)$$

Où  $h$  est la profondeur d’eau et  $\eta$  la surélévation par rapport au niveau du large et  $\tau$  le frottement au fond. Pour une plage monotone, le setup augmente vers la plage et atteint son maximum au niveau de la ligne d’eau. Plusieurs paramétrisations permettent d’estimer le setup au niveau de la ligne d’eau pour des plages monotones. En particulier, la paramétrisation de Bowen *et al.* (1968) a été comparée avec succès à des mesures

## IV - Méthodes vidéo d'estimation de la topographie

---

en laboratoires (parmi d'autres, *Battjes* (1974)) et in-situ (*Guza and Thornton*, 1981; *Bonneton et al.*, 2007). Cette paramétrisation se note :

$$\eta_{setup} = \frac{3}{8}\gamma^2 \frac{H_b + \eta_{maree}^2}{1 + \frac{3}{8}\gamma^2}, \quad (IV.7)$$

Où

$$H_b = \frac{H_{rms}}{\gamma}, \quad (IV.8)$$

Où  $H_{rms}$  est la hauteur des vagues ( $= H_s/\sqrt{2}$ ) et  $\gamma$  un paramètre de déferlement. Le paramètre  $\gamma$  prend la valeur moyenne de 0.4, conformément à la valeur mesurée in situ dans *Ruessink et al.* (2003a). De par le manque d'informations détaillées sur les conditions de vagues et de topographie en zone de surf, la paramétrisation simple de *Bowen et al.* (1968) est souvent utilisée dans les études vidéo de reconstitution de la plage intertidale (*Salmon et al.*, 2007; *Smith and Bryan*, 2007).

### IV.2.2.c. ii $\eta_{setup}$ pour des plages à morphologies complexes

Sur les plages présentant une morphologie irrégulière, à barre par exemple, le champ de setup est plus complexe (*Raubenheimer et al.*, 2001). Des variations de topographie dans la direction parallèle à la plage induisent, en particulier, des variations de setup dans cette même direction (*Haller et al.*, 2002; *Haas et al.*, 2003; *Schmidt et al.*, 2005; *Apostsos et al.*, 2008). La complexité de la topographie intertidale (ex : barres transverses) des plages aquitaines nous a motivé à mener plusieurs expérimentations pour connaître les variations dans la direction parallèle à la plage ( $Y$ ) de setup. L'objectif étant ici d'obtenir une estimation valable des variations en  $Y$  de l'élévation de la ligne d'eau dans le cadre de la reconstitution vidéo de la plage. L'instrumentation déployée lors de la campagne de Biscarrosse 2007 a permis de déterminer l'ordre de grandeur de ces variations.

La mesure des gradients de setup nécessite une très bonne résolution verticale ( $O(0.01\ m)$ ), ce qui est difficilement réalisable en utilisant des capteurs de pressions dans la zone de surf (*Nielsen and Dunn*, 1998). Une technique simple et peu coûteuse développée entre autres par *Hanslow and Nielsen* (1993) et *Nielsen and Dunn* (1998) a montré une précision supérieure à celle des capteurs de pression traditionnels (*Nielsen and Dunn*, 1998). Nous avons alors développé des tubes similaires. Les tubes transparents sont orientés à la verticale, gradués, avec un flotteur placé à l'intérieur qui indique le niveau d'eau dans le tube (Figure IV.10).

Les tubes sont bouchés à leur extrémité inférieure et présentent une fine ouverture proche de cette extrémité. Le principe de mesure est que la dimension de cette ouverture détermine l'intensité des échanges entre l'extérieur et l'intérieur du tube. Une ouverture



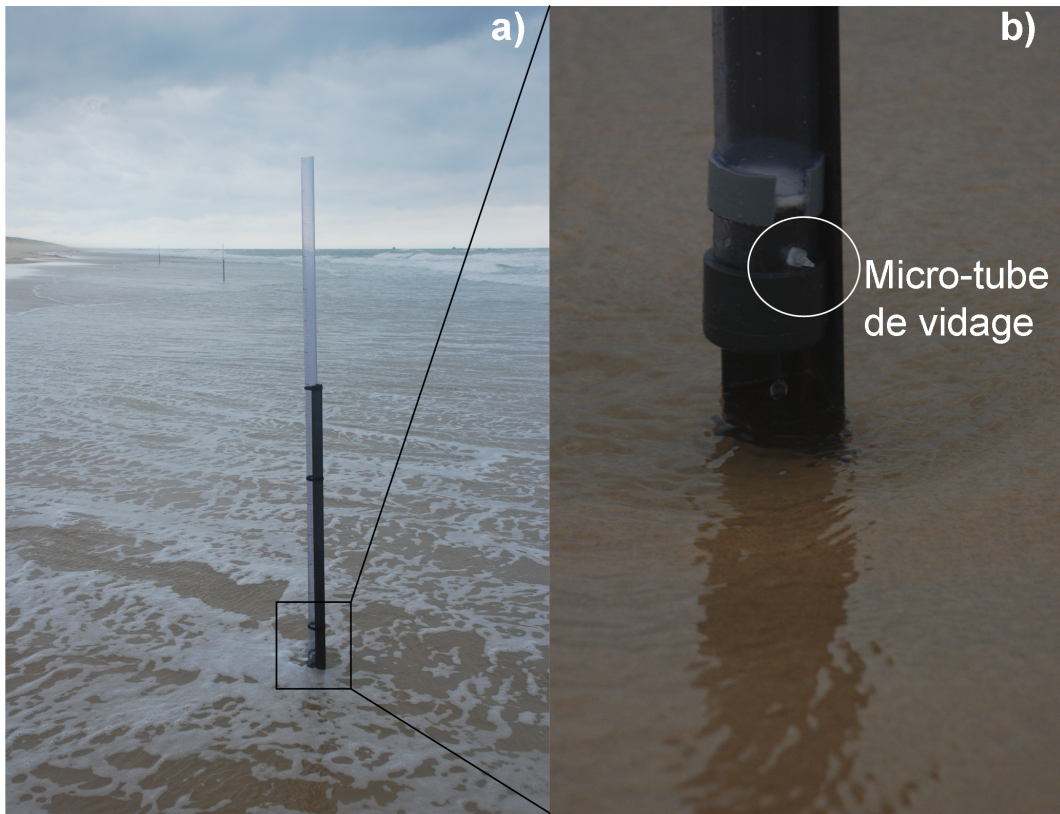


FIGURE IV.10 – Description des tubes de mesure de setup. (a) Alignement de 3 tubes dans la direction parallèle à la plage. Le tube en plexiglas gradué est visible au premier plan. Le tube est monté sur un jalon profondément enfoncé dans le sable. (b) Zoom sur le bas du tube. Cette extrémité est fermée et un micro-tude est installé pour réduire les flux d’eaux et filtrer ainsi dans à l’intérieur les variations de niveau d’eau à l’extérieur. Photos réalisées lors du test des tubes, préalablement à la campagne de Bicarrosse 2007. Photos N. Bruneau.

fine permet de filtrer les variations rapides de hauteur d'eau à l'extérieur et agit alors comme filtre passe-bas. Le setup pouvant varier sur des durée de 10 minutes, nous avons choisi une dimension d'ouverture qui permette de filtrer les variations à des périodes plus petites. La hauteur d'eau dans les tubes est relevée visuellement toutes les 10 minutes, ce qui correspond à la résolution temporelle de nos mesures. Durant la campagne de Biscarrosse 2007, le 15 juin, un réseau de 12 tubes a été déployé (Figure III.5.a) dans la zone intertidale. Les tubes ont été placés de telle sorte à ce qu'ils quadrillent une zone à la fois dans la direction  $X$  et  $Y$ . Lors de la marée montante, les tubes ont été déplacés afin de garder une mesure au niveau de la ligne d'eau (ce qui explique pourquoi 21 positions au lieu de 12 sont présentes sur la Figure III.5.a). La durée de déploiement nous a permis de mesurer les variations de hauteur d'eau sur une marée montante (de 1 à 4 m, Figure IV.11.a), pour un  $H_s$  ayant varié de 1 à 2.8 m (Figure IV.11.b). Les mesures de setup ont été obtenues en relatif, en comparant les hauteurs relevées dans les différents tubes. Les variations selon  $Y$  sont calculées en comparant les hauteurs des tubes les plus proches de la ligne d'eau issus de lignes de capteurs différentes. Les variations selon  $X$  sont calculées à partir des hauteurs d'eau des tubes situés aux extrema d'une même ligne.

Les résultats présentés sur la Figure IV.11.c montrent que les variations spatiales de niveau d'eau selon  $X$  et  $Y$  sont faibles à marée basse alors que  $H_s$  est petit. Avec la marée montante et  $H_s$  qui augmente, les variations de niveau d'eau augmentent également ( $O(0.1\text{ m})$ ), simultanément selon  $X$  et  $Y$ . A marée haute, pour  $H_s$  dépassant 2 m, les variations selon  $X$  de hauteur d'eau continuent à augmenter ( $O(0.2 - 0.3\text{ m})$ ) alors que les variations selon  $Y$  restent constantes ( $O(0.1\text{ m})$ ). Néanmoins, le fait que dans nos données,  $H_s$  augmente en même temps que la hauteur de marée ne nous permet pas de conclure sur l'effet isolé de l'un ou l'autre sur les variations spatiales de setup. D'autres expérimentations plus longues seraient nécessaires pour compléter nos résultats.

Ces mesures ont toutefois montré que des variations significatives ( $O(0.1\text{ m})$ ) de setup sont possibles dans la direction  $Y$  pour une topographie intertidale complexe. Ces résultats sont à rapprocher aux observations décrites dans *Apotsos et al.* (2008) dans lesquelles des variations de hauteur d'eau de plus de 0.1 m (dans 0.3 m d'eau), dans la direction parallèle à la plage, avaient induit des courants de l'ordre de 1 m/s. Or, à Biscarrosse, simultanément à nos mesures (le 15 juin 2007), *Bruneau et al.* (2009b) ont reporté un courant moyen dans le chenal supérieur à 0.5 m/s qui pourrait être induit par l'importante variation de setup ( $O(0.1\text{ m})$ ) mesurée dans la direction  $Y$ .

L'utilisation d'un modèle hydrodynamique numérique pourrait permettre de représenter et d'estimer ces variations de setup selon  $Y$  à la ligne d'eau. Toutefois, en l'absence, généralement, d'information sur la topographie intertidale et étant donné les faibles

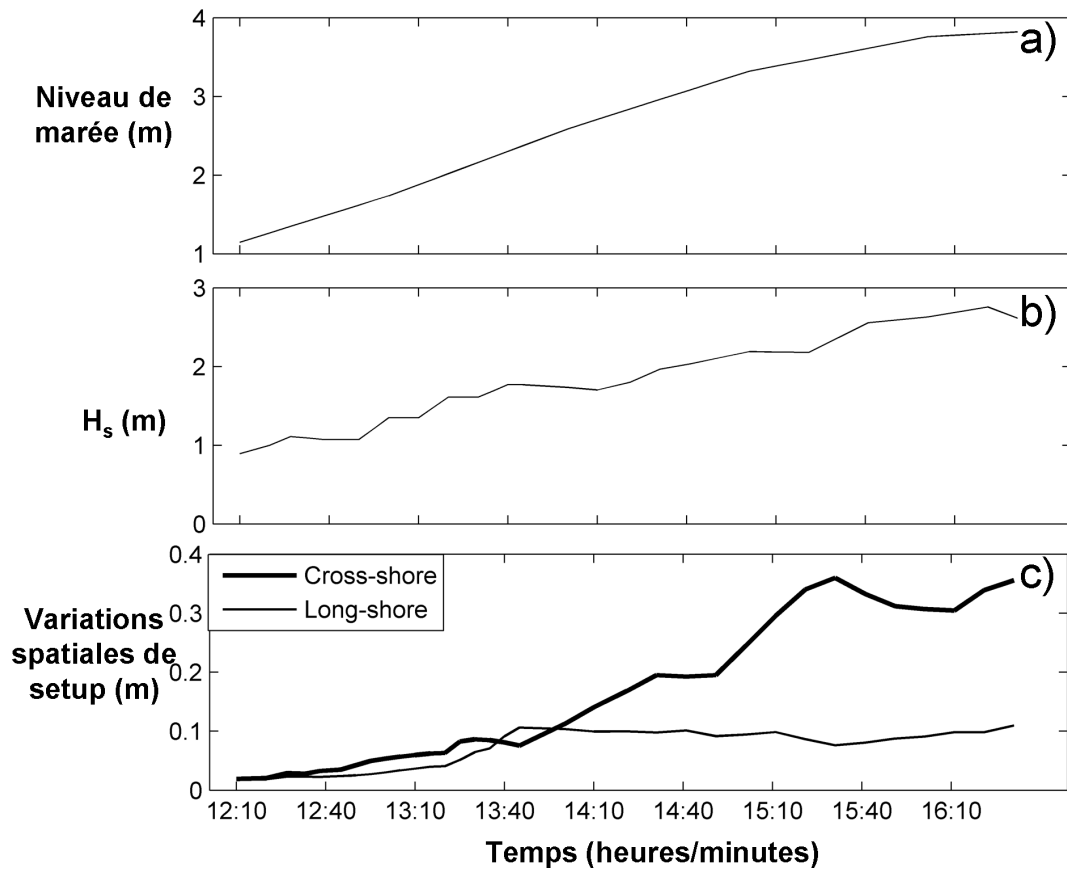


FIGURE IV.11 – Série temporelle de mesure de setup sur la campagne de Biscarrosse 2007. (a) Évolution du niveau d'eau au large (marée), (b)  $H_s$  au large et (c) variations selon  $X$  (trait épais) et  $Y$  (trait fin) de setup entre les tubes.

ordres de grandeurs de ces variations, nous avons choisi d'utiliser la paramétrisation simple de *Bowen et al.* (1968) pour estimer le setup pour notre méthode vidéo.

### IV.2.2.d Validation de l'élévation verticale

Nous avons comparé notre estimation globale d'élévation verticale de la ligne d'eau à des mesures in situ (Figure IV.12). Nous utilisons la marée théorique calculée par le SHOM, la paramétrisation de *Bowen et al.* (1968) pour le setup et la pression atmosphérique issue d'observations météorologiques. L'élévation de la ligne d'eau est très difficile à mesurer à cause de son déplacement horizontal au cours du temps en fonction du niveau de marée. Nous avons choisi d'approximer cette élévation par la hauteur d'eau obtenue par un capteur de pression situé en zone intertidale, ce qui suppose une sous-estimation par rapport au setup réel à la ligne d'eau (voir *Nielsen* (1988)).

Cette comparaison montre que la hauteur d'eau estimée est proche de la valeur mesurée in-situ. L'écart moyen RMS est faible (0.15 m). Dans le cas d'une utilisation routinière de la méthode de reconstruction de la plage, il est à attendre une erreur sur l'estimation verticale de l'ordre de  $O(0.1 - 0.2 \text{ m})$  qui augmente pour des conditions de houle très énergétiques (tempête). Néanmoins, dans de telles conditions, l'application de la détection vidéo de la ligne d'eau est difficilement applicable et l'erreur sur la détection de la position augmente également. De même, les variations verticales de ligne d'eau sont plus importantes pour des topographies complexes, or, la précision de la détection vidéo se dégrade aussi. Dans ces conditions d'utilisation "extrêmes", l'erreur sur la détection vidéo (10-15 m soit  $\sim 0.6 \text{ m}$  rapportée en vertical) domine vraisemblablement l'erreur sur l'élévation, justifiant alors le choix d'une paramétrisation simplifiée pour l'estimation de cette élévation.

### IV.2.3 Validation globale de la méthode

La méthode globale (MSV et élévation verticale) de reconstitution de la plage intertidale à été comparée aux relevés GPS journaliers réalisés durant la campagne de Biscarrosse 2007. La précision des mesures réalisées à l'aide d'un véhicule "quad" équipé d'un GPS est d'environ 0.1 m (*Parisot et al.*, 2008). La validation porte sur un profil de plage sur une durée de 5 jours (Figure IV.13). Les résultats montrent que la correspondance est bonne avec une erreur RMS moyenne sur ces 5 jours de 0.42 m. L'erreur est faible les jours de petites vagues ( $H_s < 1\text{m}$  les 13 et 17 juin) et augmente les jours de vagues plus importantes ( $H_s = 2.5$  le 15 juin). Pour toutes ces topographies journalières, l'estimation vidéo est plus précise en haut de plage que dans la partie complexe de bas de plage intertidale (présence de structures tridimensionnelles).

Ces résultats montrent que l'erreur RMS moyenne est relativement faible. La précision de la méthode MSV se situe à une bonne position dans la gamme d'erreur des méthodes existantes (0.3-0.7 m, *Plant et al.* (2007)), pour une topographie pourtant plus complexe

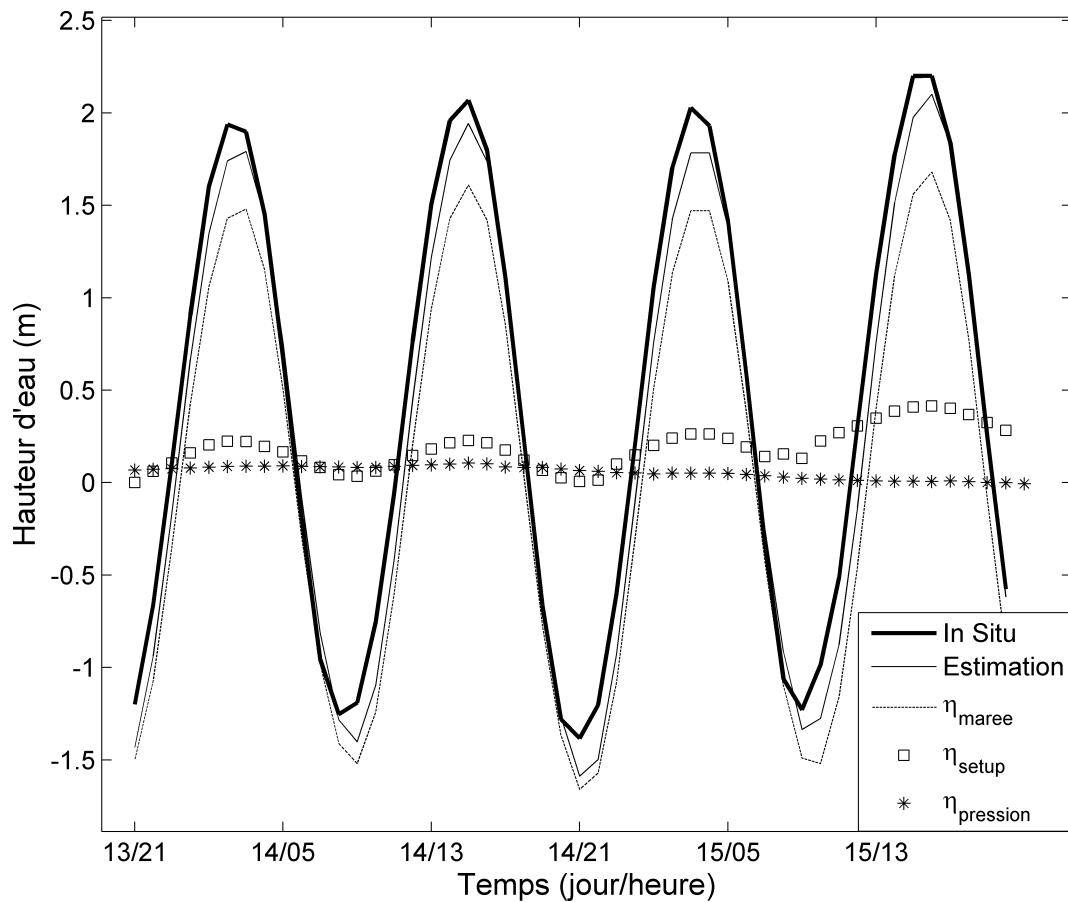


FIGURE IV.12 – Validation de la prévision (ligne pleine fine) de l’élévation verticale de la ligne d’eau à partir d’un capteur de pression in situ (ligne pleine épaisse). Sont également représentées les composantes  $\eta_{maree}$  (tiretés fins),  $\eta_{setup}$  (carrés) et  $\eta_{pression}$  (étoiles)

#### **IV - Méthodes vidéo d'estimation de la topographie**

---

que celles, monotones, sur lesquelles ont été testées les autres méthodes. Pour l'ensemble de ces méthodes, l'erreur peut néanmoins varier localement selon la topographie, les conditions météorologiques et de vagues.

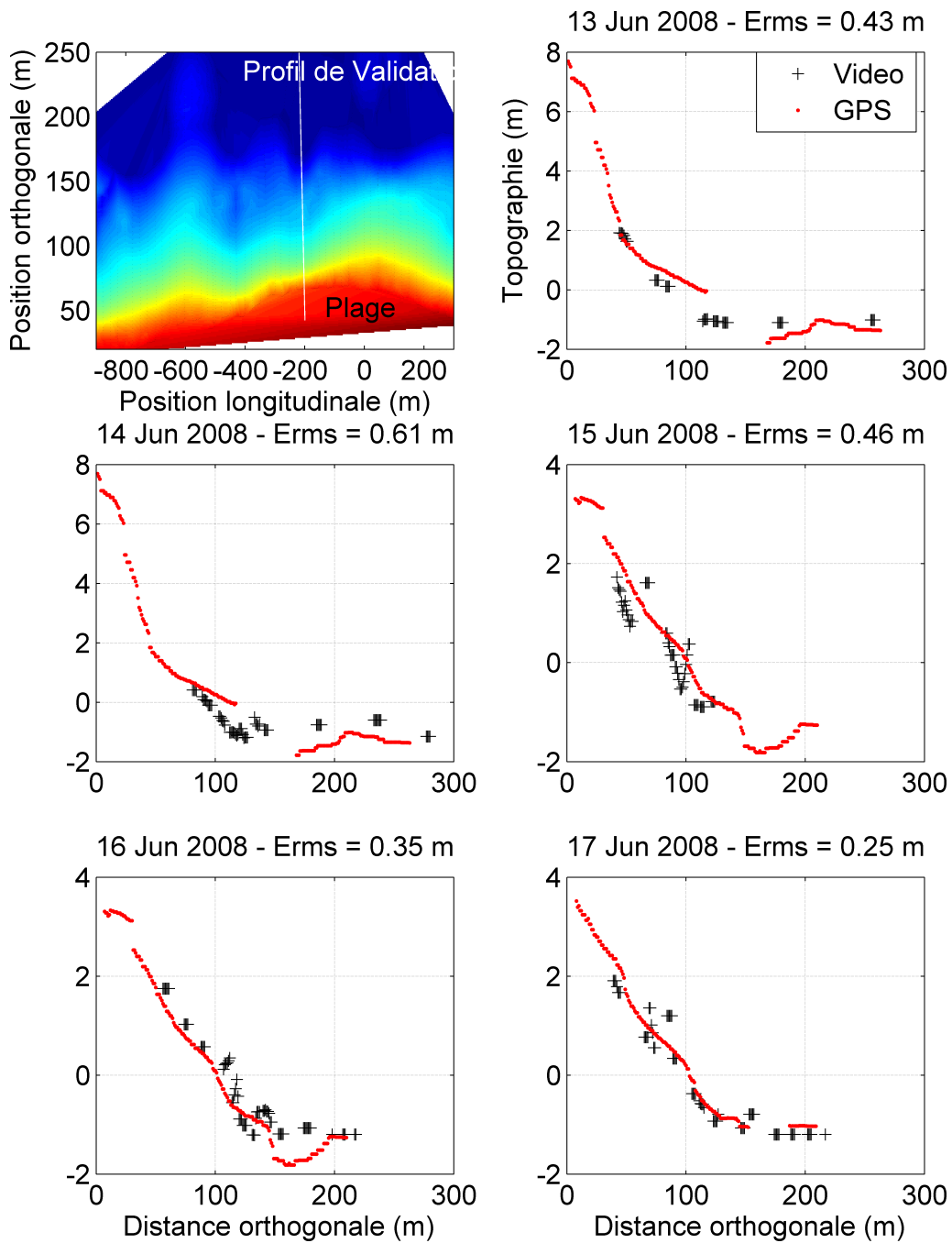


FIGURE IV.13 – Validation globale de la méthode de reconstruction de plage pour un profil perpendiculaire à la plage sur les 5 jours de la campagne Biscarrosse 2007. Les mesures GPS sont représentées en rouge et les estimations vidéo en noir. *Erms* indique l'écart RMS journalier entre les données vidéo et GPS.

## IV.3 Estimation vidéo de la topographie immergée

L'estimation de la topographie littorale à partir des caractéristiques de propagation des vagues n'est pas une idée récente. Durant la seconde guerre mondiale, les scientifiques ont commencé à s'intéresser à la célérité des vagues pour prédire la topographie et permettre un débarquement plus sûr (*Williams*, 1946). Les techniques de télédétection pour déterminer la célérité des vagues étaient alors des séquences de photos prises d'avions. L'imagerie vidéo offre maintenant une résolution spatiale et temporelle qui permettent une estimation précise des caractéristiques des vagues (voir section II).

L'estimation de la topographie immergée à partir d'images d'images vidéo se fait en deux étapes, la première est la mesure des caractéristiques des vagues, la deuxième est l'estimation de la topographie immergée à partir de ces caractéristiques. Nous commençons ici des résultats sur la relation qui relie les propriétés des vagues à la profondeur d'eau locale. Puis nous décrivons les méthodes existantes qui permettent d'obtenir les caractéristiques des vagues à partir d'images vidéo. Nous introduisons notre nouvelle méthode qui est adaptée aux topographies complexes telles que rencontrées sur la côte aquitaine (*Almar et al.*, 2008b) (voir Annexe A).

### IV.3.1 Modèles de vagues et inversion bathymétrique

Différents modèles ont été utilisés pour représenter la propagation des vagues en zone côtière, basés sur des approximations plus ou moins complexes. Nous recherchons ici un modèle adapté à notre problématique qui est d'offrir un outil robuste d'estimation de la topographie à partir des caractéristiques vidéo des vagues. La précision recherchée n'est que de quelques dizaines de centimètres : le modèle d'inversion doit être suffisamment simple mais être valable pour un large panel de conditions (hauteurs de vagues, profondeurs). La plupart des méthodes de télédétection appliquées à l'estimation de topographie immergées sont basées sur la théorie linéaire (entre autres *Dugan et al.* (2001), *Williams and Dugan* (1997), *Holland* (2001) et *Stockdon and Holman* (2000)). Pourtant de récentes études d'inversion bathymétriques à partir d'imagerie vidéo menées en laboratoire (*Grilli and Skourup*, 1998; *Catalan and Haller*, 2008) et in situ (*Yoo et al.*, 2006) ont montré qu'une part importante de l'erreur globale faite sur l'estimation de la topographie pouvait provenir de l'erreur induite par la théorie linéaire.

#### IV.3.1.a Théorie linéaire

##### IV.3.1.a. i Description

Les vagues sont des ondes gravitaires de surface. Elles se propagent par oscillation de la surface libre provoquée par la gravité. La surface libre oscillant sous l'effet d'une onde monochromatique de gravité est décrite par  $\eta = H \exp i(kx - \omega t)$  où  $H$  est l'amplitude



### IV.3 - Estimation vidéo de la topographie immergée

de l'onde,  $\omega$  sa pulsation (ou sa période  $T = 2\pi/\omega$ ) et  $k$  son nombre d'onde (ou sa longueur d'onde  $L = 2\pi/k$ ).

La théorie linéaire d'*Airy* (1845) permet de décrire les vagues, lorsque leur cambrure  $kA$  est faible, où  $A = H/2$  est l'amplitude des vagues. A partir des équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement et des conditions limites, la relation de dispersion des ondes de gravité est établie, liant le nombre d'onde  $k$ , la profondeur  $D$  et la pulsation  $\omega_0$  :

$$\omega_0^2 = gk \tanh(kD) \quad (\text{IV.9})$$

La vitesse de phase d'une onde  $C$  est obtenue par la relation  $C = \omega_0/k$ , c'est-à-dire

$$C = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kD)} \quad (\text{IV.10})$$

Au large, l'hypothèse d'eau profonde peut être faite,  $kD > \pi$ , et la vitesse de phase ne dépend que de la longueur d'onde.

En zone côtière, lorsque la profondeur diminue, c'est à dire pour  $\frac{\pi}{10} < kD < \pi$ , la vitesse de phase est dépendante de la profondeur et de la longueur d'onde. Pour les faibles profondeurs, l'hypothèse d'eau peu profonde peut être faite. Ce cas correspond à  $kD < \frac{\pi}{10}$  et  $\tanh kD$  tend vers  $kD$ . La vitesse de phase ne dépend plus de la longueur d'onde mais uniquement de la profondeur :

$$C = \sqrt{gD} \quad (\text{IV.11})$$

Étant donnée la zone couverte par la vidéo qui est d'environ 1 km dans la direction perpendiculaire à la plage ( $X$ ), les profondeurs varient de  $-20$  m à  $0$  m (intermédiaires à peu profondes), la vitesse dépend donc principalement de la profondeur.

#### IV.3.1.a. ii Comparaison avec les observations in situ

*Guza and Thornton* (1980) avaient effectué la comparaison entre célérité estimée par la théorie linéaire et mesurée pour des profondeurs d'eau allant de 1 à 10 m. Les écarts maximaux observés étaient de 10 % en eau intermédiaire pour atteindre 20 % en eau peu profonde. Ces résultats prouvent que la théorie linéaire est largement valable en eau intermédiaire mais également qu'elle reste acceptable en eau peu profonde.

Nous avons réalisée une comparaison similaire en utilisant les données de capteurs de pressions déployés en zone intertidale lors de la campagne de Biscarrosse 2007. Les capteurs de pression ont été alignés dans la direction de propagation de vagues ( $X$ ). Les capteurs ont été synchronisés et réglés pour enregistrer le passage des vagues à haute fréquence (8 Hz). La Figure IV.14 représente des séries temporelles simultanées de hauteurs d'eau pour trois capteurs de pression d'une même ligne. Sur 50 m (environ une

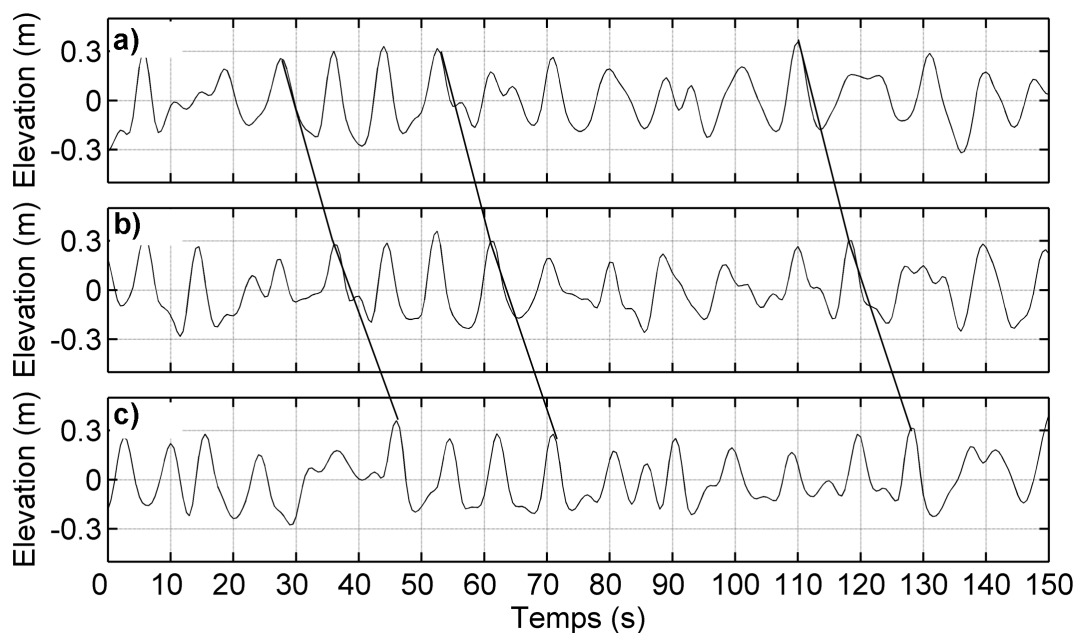


FIGURE IV.14 – Séries temporelles de hauteur d'eau pour trois capteurs de pression situés sur une même ligne perpendiculaire à la plage, du large (a) vers le bord (c) et distants d'environ 50 m. Les capteurs sont synchronisés. Les traits obliques permettent de suivre des vagues de manière individuelle. Même si les vagues se transforment, leur forme permet de les distinguer au passage des 3 capteurs.

longueur d'onde) et pour un fond ne présentant pas de fortes variations, les séries temporelles montrent que les vagues ne se transforment que faiblement. Chaque vague peut être identifiée lors de son passage par les trois positions.

La célérité des vagues mesurée in situ a été obtenue par une méthode d'inter-corrélation entre des séries temporelles de hauteurs d'eau issues de capteurs de pression alignés dans la direction de propagation des vagues (*Suhayda and Pettigrew, 1977; Lippmann and Holman, 1991*).

La Figure IV.15.a représente une comparaison entre le prédicteur linéaire (Eq. IV.9), l'approximation peu profonde (Eq. IV.11) et des données de célérités mesurées in situ. Le prédicteur empirique  $1.3\sqrt{gD}$ , largement utilisé pour représenter la célérité des vagues déferlées, est également comparé. La zone de surf est estimée en utilisant le paramètre  $\gamma = H/D$  (Figure IV.15) : des valeurs de  $\gamma > 0.4$  indiquant (*Ruessink et al., 2003a*) que l'on se situe en zone de surf. Dans la zone de surf, l'erreur la plus faible est obtenue pour le prédicteur  $1.3\sqrt{gD}$ . Hors zone de surf, ce prédicteur s'écarte largement des observations alors que l'approximation eau peu profonde et linéaire restent proches des mesures in situ jusqu'à des profondeurs de 3.5 m.

Nous avons retrouvé ces résultats lors d'une comparaison avec des données in situ similaires (capteurs en zone intertidales) issues de la campagne de Truc Vert 2008. Sur l'ensemble des mesures effectuées en zone de surf, la théorie linéaire donne une erreur de

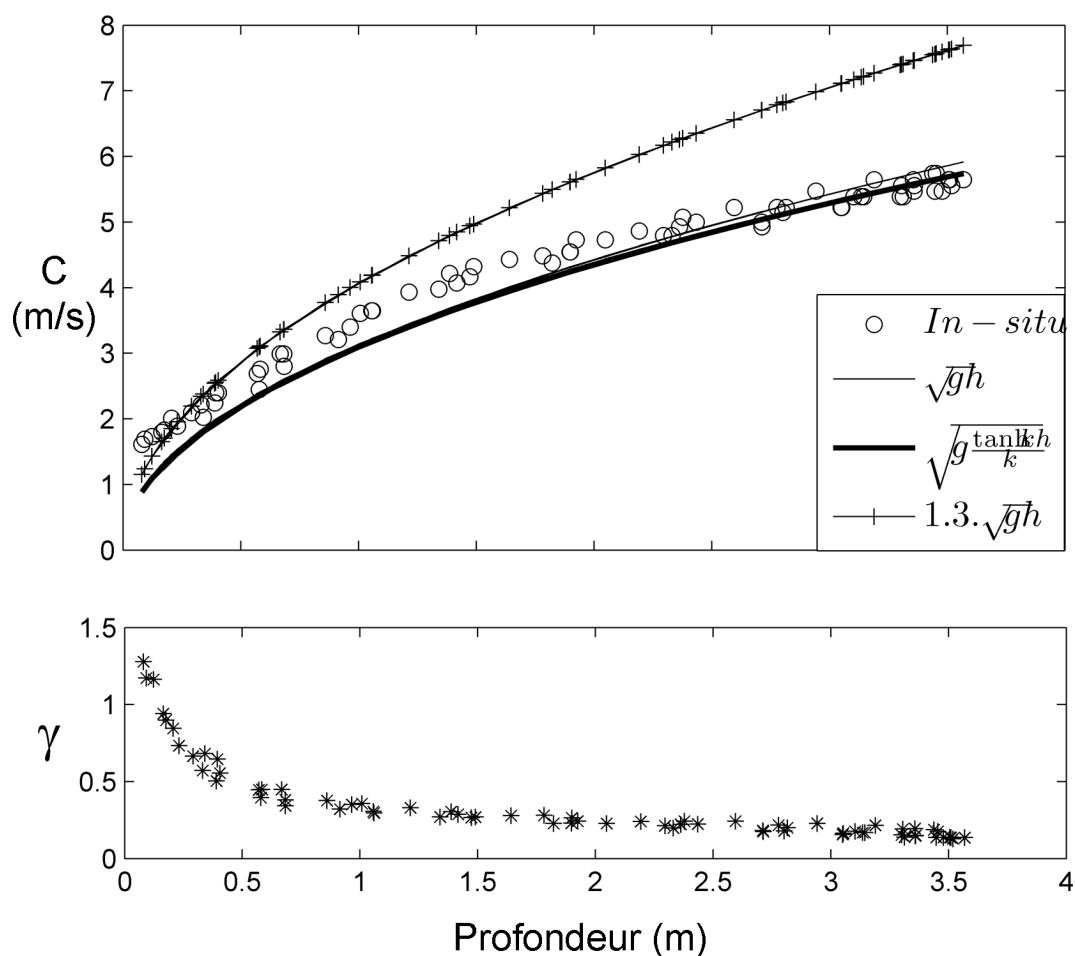


FIGURE IV.15 – (a) Célérité mesurée ( $o$ ) comparée aux prédicteurs  $1.3\sqrt{gD}$  ( $+$ ), approximation eau peu profonde,  $\sqrt{gD}$  ( $-$ ), et linéaire (Eq. IV.9-) en fonction de la Profondeur. (b) évolution du paramètre  $\gamma$  en fonction de la profondeur permettant de déterminer si les vagues se trouvent en zone de surf ( $\gamma > 0.4$ ). Alors qu'en zone de surf,  $1.3\sqrt{gD}$  est proche des observations, le prédicteur linéaire (Eq. IV.9-) est meilleur en zone de levée.

14 % (Tissier et al., 2009).

#### IV.3.1.b Discussion des modèles non-linéaires

Les non-linéarités augmentent lorsque la profondeur d'eau diminue et peuvent influencer la célérité des vagues par un effet de dispersion d'amplitude, les vagues les plus grosses se propageant plus vite que les plus petites (Svendsen et al., 1978; Svendsen and Jonsson, 1980; Dean and Dalrymple, 1984). Dans des études en laboratoire, Grilli and Skourup (1998) et Catalan and Haller (2008) ont montré que la prise en compte des effets non-linéaires peut réduire l'erreur sur l'inversion bathymétrique jusqu'à des valeurs inférieures à 10% dans la zone de surf, valeur jusque là observée qu'en eau intermédiaire pour des vagues de faible amplitude. De même, Yoo et al. (2006) a montré qu'une réduction significative  $O(0.1 m)$  de l'erreur pouvait être obtenue en prenant en compte les non-linéarités (dispersion d'amplitude). En prenant  $\gamma$  comme indicateur des

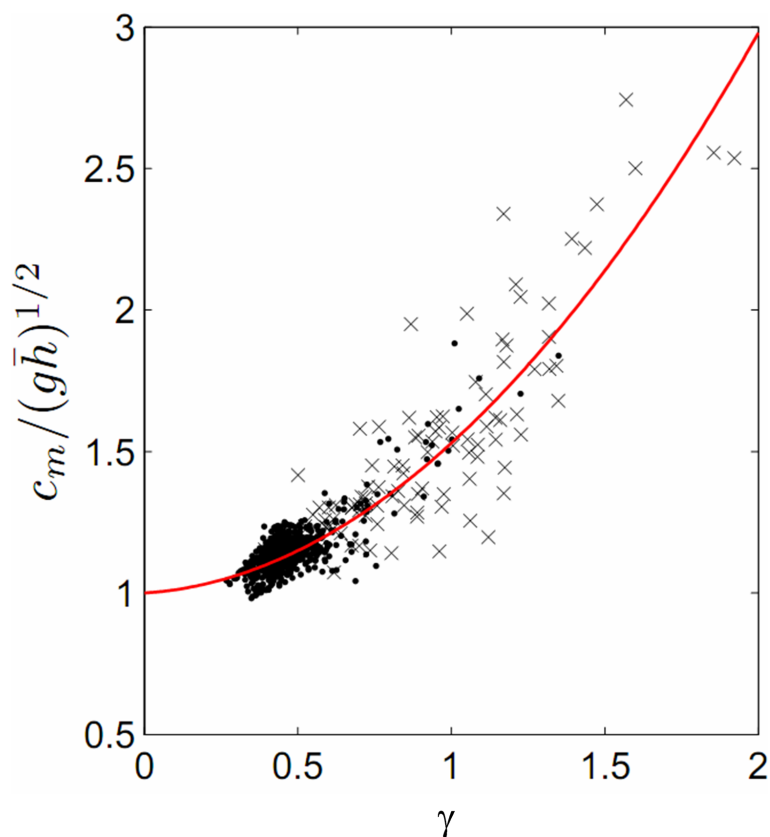


FIGURE IV.16 – célérité mesurée, normalisée par  $(gD)^{1/2}$  en fonction du paramètre non-linéaire  $\gamma$ . La courbe rouge est une régression d'ordre 2. L'écart entre les observations et la théorie linéaire augmente de manière asymptotique lorsque la profondeur diminue (D'après *Tissier et al.* (2009) ).

non-linéarités, nous avons comparé (*Tissier et al.*, 2009) les mesures de célérité in situ de la campagne de Truc Vert 2008 avec la théorie linéaire. La Figure IV.16 représente la célérité mesurée, normalisée par  $\sqrt{gD}$  en fonction de  $\gamma$ . Cette Figure montre nettement que l'écart entre les observations et la théorie linéaire augmente de manière asymptotique lorsque la profondeur diminue.

Nous décrivons ici trois modèles non-linéaires qui ont montré un bon accord avec des mesures de célérité de vagues en zone de surf. Tout d'abord le modèle de l'onde solitaire qui prend en compte l'augmentation des non-linéarités lorsque la profondeur diminue.

$$c = \sqrt{g\bar{h}(1 + \gamma)} \tag{IV.12}$$

le modèle de bore

$$c_b = \left( \frac{gh_1h_2(h_1 + h_2)}{2\bar{h}^2} \right) \tag{IV.13}$$

qui prend en compte les différences de hauteur d'eau en aval et en amont du front de vague. Le troisième modèle est une généralisation du modèle de bore dérivé de la théorie

des chocs (*Bonneton, 2004*) :

$$c_b = -2(g\bar{h})^{1/2} + 2(g_1)^{1/2} + \left( \frac{gh_2}{2h_1}(h_1 + h_2) \right)^{1/2} \quad (\text{IV.14})$$

Alors que la comparaison des modèles non-linéaires à des observations était limité jusqu'à présent à des mesures en laboratoire (*Catalan and Haller, 2008*), nous avons testé des modèles non-linéaires dans la zone de surf en conditions in situ (*Tissier et al., 2009*). Même si ces trois modèles présentent un bon accord (écart < 10 %) avec les célérités observées, le modèle des chocs donne les écarts avec les observations les plus faibles. De plus, comme le modèle d'onde solitaire, il prédit une croissance de la célérité adimensionnée en fonction de  $\gamma$ , en accord avec les mesures. En revanche, le modèle de bore présente une décroissance de la célérité adimensionnée.

En imagerie vidéo toutefois, seules les caractéristiques  $T$  et  $C$  peuvent actuellement être mesurées (*Holland, 2001; Yoo et al., 2006*) ce qui limite l'utilisation des modèles non-linéaires. A moins d'un couplage des données vidéo avec un modèle numérique de vagues pour prédire certaines caractéristiques ( $H_s$ ) comme réalisé dans *Kirby and Dalrymple (1986); Yoo et al. (2006); van Dongeren et al. (2008)*, seule la théorie linéaire peut être employée. En combinant les résultats obtenus précédemment avec nos observations, il apparaît que l'utilisation de la théorie linéaire est valable pour des profondeurs d'eau intermédiaires à peu profondes mais induit des erreurs importantes pour les très faibles profondeurs (surestimation de la profondeur).

#### IV.3.1.c Variabilité de la célérité inter-vagues - célérité moyenne

Comme décrit dans *Svendsen et al. (2003)*, la célérité moyenne  $C$  joue un rôle crucial pour les flux d'énergie. Aussi, la compréhension de la célérité individuelle des vagues est un point clé dans l'estimation correcte de ces variables moyennes ( $C$ ). La célérité moyenne des vagues est estimée en intégrant l'effet de plusieurs vagues successives. Même si quelques études expérimentales font référence à l'existence d'une forte variabilité (*Svendsen et al., 2003; Catalan and Haller, 2008*), en particulier au point de déferlement, peu se sont consacrées à caractériser cette variabilité vague-à-vague (ou dispersion autour de la moyenne).

Pourtant, comme le montre la Figure IV.17, la variabilité peut être importante. Cette figure représente une image spatio-temporelle dans la direction  $X$  sur une durée de 10 min (à gauche) et l'image dérivée (à droite), dans laquelle la célérité moyenne des vagues a été retranchée (trajectoires horizontales). Il est remarquable que les vagues n'ont pas toutes la même célérité (écart par rapport à l'horizontal). Certaines vagues ont des trajectoires inclinées : les plus grosses se propagent, par exemple, plus vite que la moyenne (trajectoires montantes) en eau peu profonde par l'effet de dispersion d'amplitude. Dans le cadre de l'estimation vidéo de caractéristiques moyenne des vagues pour estimer la bathymétrie, une durée de 10 min est généralement utilisée. Est-ce que la célérité est

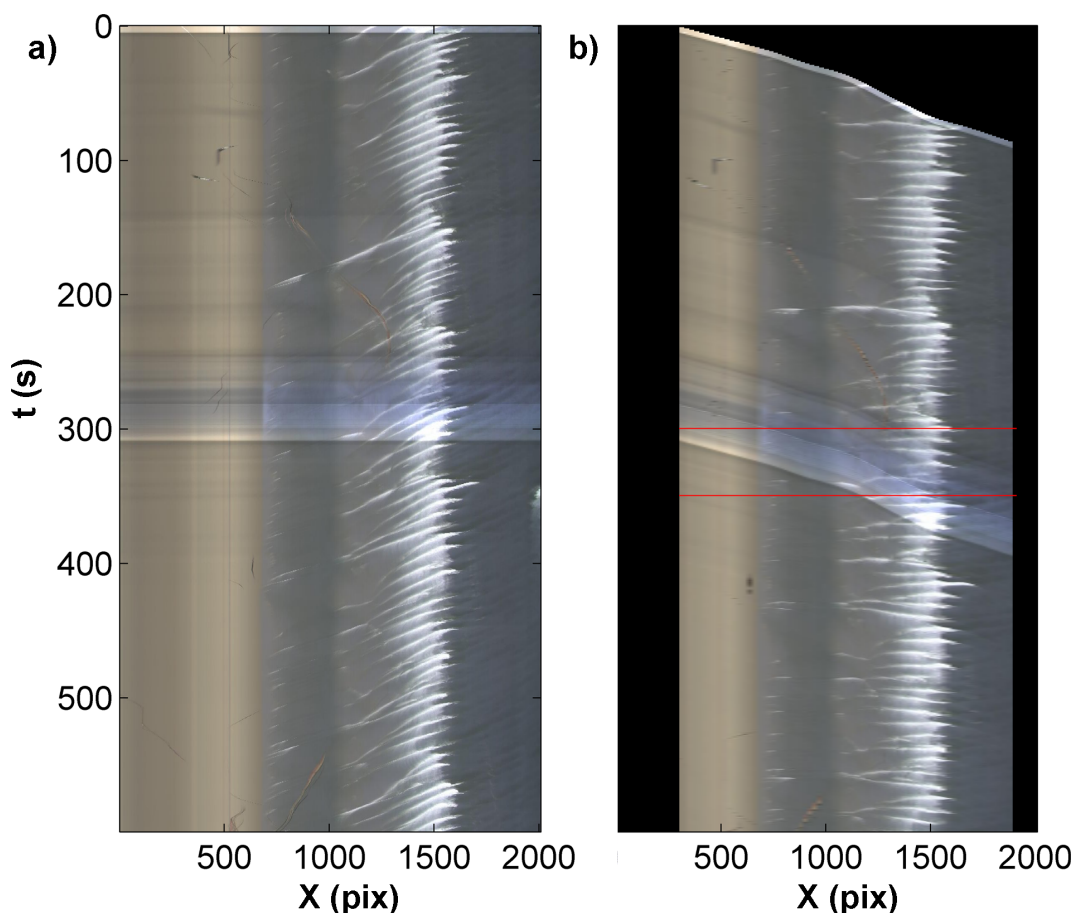


FIGURE IV.17 – Variabilité de la célérité des vagues. (a) Image vidéo spatio-temporelle ( $t$  en ordonnées et  $x$  en abscisses) représentant un transect perpendiculaire à la plage. Les trajectoires des vagues sont bien visibles, mais aussi le déferlement sur la barre. (b) Image spatio-temporelle dont la célérité moyenne (sur la durée de l'image) des vagues a été retranchée. La trajectoire des vagues qui ont une célérité proche de la moyenne sont horizontales. Les vagues plus rapides ont une trajectoire montante, et plus lente, descendantes. La différence d'inclinaison des trajectoires montre bien la variabilité inter-vagues de célérité.

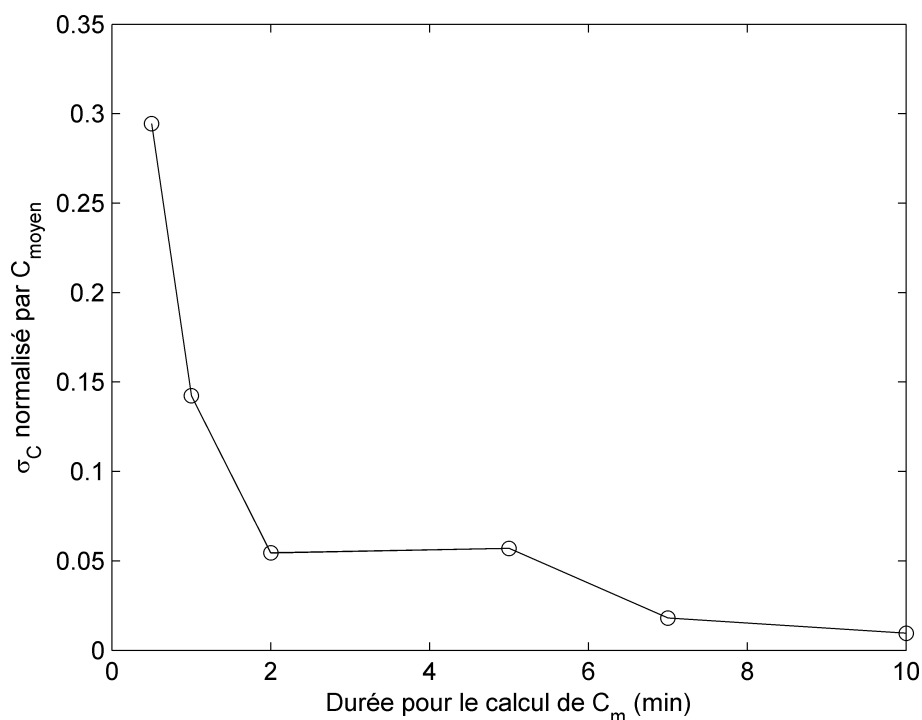


FIGURE IV.18 – Dispersion des vagues normalisée par la célérité moyenne (calculée sur 10 min) en fonction de la durée choisie pour l’estimation de  $C$ . La majorité de la variabilité se situe à moins d’une minute mais qu’une composante secondaire est présente à autour de 2-4 minutes.

suffisamment stable sur cette durée ? Pour quelles conditions cette variabilité est la plus importante ? Nous proposons ici quelques résultats préliminaires permettant de mieux comprendre cette variabilité. Nous utilisons les célérités mesurées à partir des capteurs de pression déployés in situ en zone intertidale lors de la campagne de Biscarosse 2007.

Nous avons cherché à caractériser la répartition temporelle de la dispersion de célérité des vagues. La Figure IV.18 représente l’évolution de la dispersion des vagues en fonction de la durée choisie pour l’estimation de la célérité. Il est clairement visible que la majorité de la variabilité se situe à moins d’une minute mais qu’une composante secondaire est présente autour de 2-4 minutes. Le calcul de la célérité pour l’inversion bathymétrique doit par conséquent se faire sur une durée supérieure, la valeur couramment utilisée de 10 min semble donc appropriée.

Dans un deuxième temps, nous avons caractérisé les conditions favorisant la dispersion. La Figure IV.19 représente la dispersion normalisée par  $C$  en fonction de l’indicateur de non-linéarité  $\gamma = H_m/d$ . Il est clairement visible que deux tendances se dégagent. Pour des vagues en zone de levée ( $\gamma < 0.4$ ), la dispersion augmente lorsque  $\gamma$  diminue. Dans la zone de surf ( $\gamma > 0.4$ ), au contraire, la dispersion est faible et relativement constante.

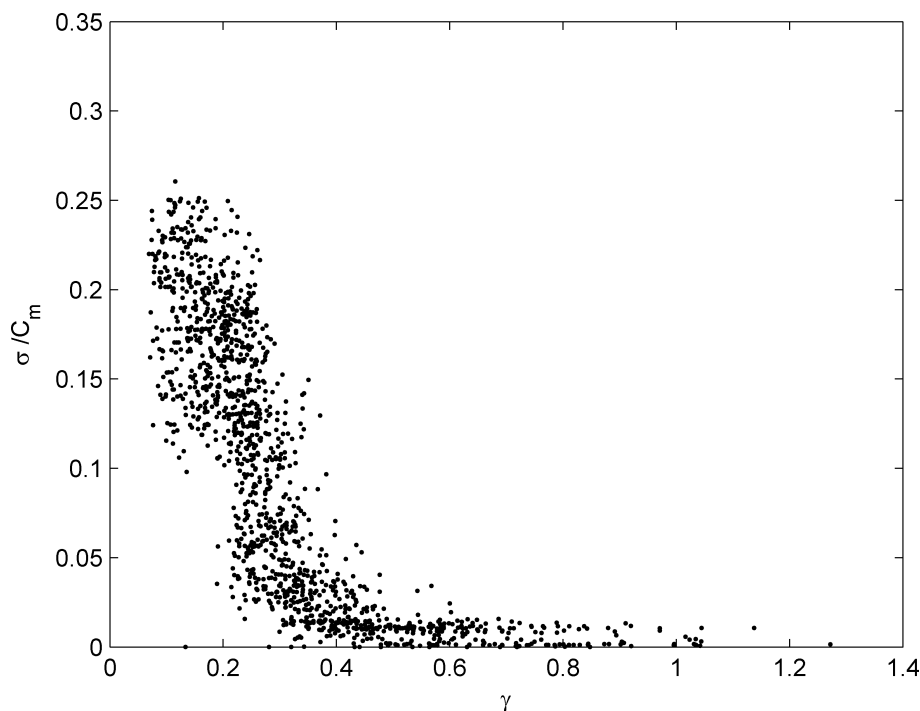


FIGURE IV.19 – Mesure de la dispersion de la célérité normalisée par la célérité moyenne (calculée sur 10 min) en fonction du paramètre non-linéaire  $\gamma$ . Pour des vagues en zone de levée ( $\gamma < 0.4$ ), la dispersion augmente lorsque  $\gamma$  diminue. Dans la zone de surf ( $\gamma > 0.4$ ), au contraire, la dispersion est faible et relativement constante

Ces résultats sur la dispersion de célérité n'ont pas fait l'objet d'une étude spécifique et sont seulement préliminaires. Ils représentent néanmoins des pistes d'exploration pour des recherches futures.

Nous avons mis en évidence que la variabilité inter vagues de célérité peut être importante dans le domaine littoral, en particulier en zone de levée. Nous avons également montré que l'estimation de la célérité basée sur des durées de plus de 10 min était adéquate à l'estimation d'une célérité moyenne.

### IV.3.2 Signal vidéo des vagues

#### IV.3.2.a Signature des vagues

##### IV.3.2.a. i Signature temporelle des vagues : comparaison vidéo/in situ

De multiples études (*Lippmann and Holman, 1991; Stockdon and Holman, 2000; Catalan, 2005; Yoo et al., 2006; Holman and Chickadel, 2004*) se sont attachées à relier le signal d'intensité vidéo aux propriétés physiques des vagues. Les vagues ont une signature visible mesurable qui dépend de leurs caractéristiques. Au large du point de déferlement, la surface plane horizontale reflète la partie basse du ciel par une réflexion spéculaire (directionnelle). Le changement de pente de la surface de l'eau lors du passage d'une



vague (non déferlée) décale la zone du ciel qui est réfléchi. Or, la teinte du ciel n'est pas uniforme, claire à l'horizon, elle s'assombrit en allant vers le zénith (*Lynch and Livingston, 1995*). Les surfaces planes ou peu pentues sont donc généralement perçues comme claires et les faces avants, pentues, plus sombres. Plus les vagues sont pentues, plus elles sont marquées, et ce indépendamment de leur hauteur.

A partir des données de la campagne de Biscarosse 2007, nous avons comparé des séries temporelles de hauteur d'eau (capteur de pression) et d'intensité de pixel (vidéo) pour des points co-localisés (Figures IV.20 et IV.21).

La Figure IV.20 représente un cas de vagues non-déferlées (zone de levée). Le front des vagues est caractérisé par un minimum d'intensité (forte pente, réflexion spéculaire). Le signal d'intensité est régulier (linéaire) et cohérent temporellement avec le signal de hauteur d'eau. En terme d'amplitude, les variations d'intensité ne sont toutefois pas représentatives des variations de hauteur de vagues.

En zone de surf les crêtes peuvent être discernées individuellement à partir de la réflexion diffuse qui résulte de la turbulence lors du déferlement. Au lieu de distinguer la face avant par un minimum d'intensité comme dans la zone de levée, le front des vagues déferlées est marqué par un fort maximum. La Figure IV.21.b présente un cas de vagues déferlées (zone de surf) (voir localisation des capteurs sur la Figure IV.21.a). Le contraste est très fort entre le front du rouleau (maximum d'intensité) et la partie précédant l'arrivée de la vague (minimum). Le signal d'intensité est moins linéaire que dans le cas de vagues non-déferlées avec des variations brusques d'intensité au passage des rouleaux. Comme pour le cas précédent, les signaux de hauteur d'eau et d'intensité sont cohérents temporellement mais pas en terme d'amplitude. Il est à noter que l'amplitude de la variation d'intensité lors du passage d'une vague est largement plus importante ( $\sim 4$  fois) dans le cas de vagues déferlées que non-déferlées. Il en découle qu'en absence de déferlement, la signature des vagues est moins marquée et que des vagues de hauteur équivalente n'ont pas forcément la même intensité.

Dans une étude comparative, *Lippmann and Holman (1991)* ont montré que les signaux vidéo et de hauteur d'eau in situ présentaient une forte cohérence dans la bande passante de la houle incidente. *Stockdon and Holman (2000)* ont décrit la relation entre le signal de hauteur d'eau et le signal vidéo à travers une fonction de transfert linéaire  $M(f)$  qui relie la phase et l'amplitude d'un signal d'entrée  $X(f)$  à un signal de sortie  $G(f)$ .

$$G(f) = M(f).X(f) \tag{IV.15}$$

Alors que les fronts des vagues sont représentés par des minima (forte pente, réflexion spéculaire) dans la zone de levée, les fronts des vagues sont représentés par des maxima (mousse blanche, réflexion diffuse) dans la zone de surf. Par conséquent,  $M(f)$ , qui est quasi constante dans les zones de levée et de surf, évolue fortement ( $\pi/2$ ) au point de

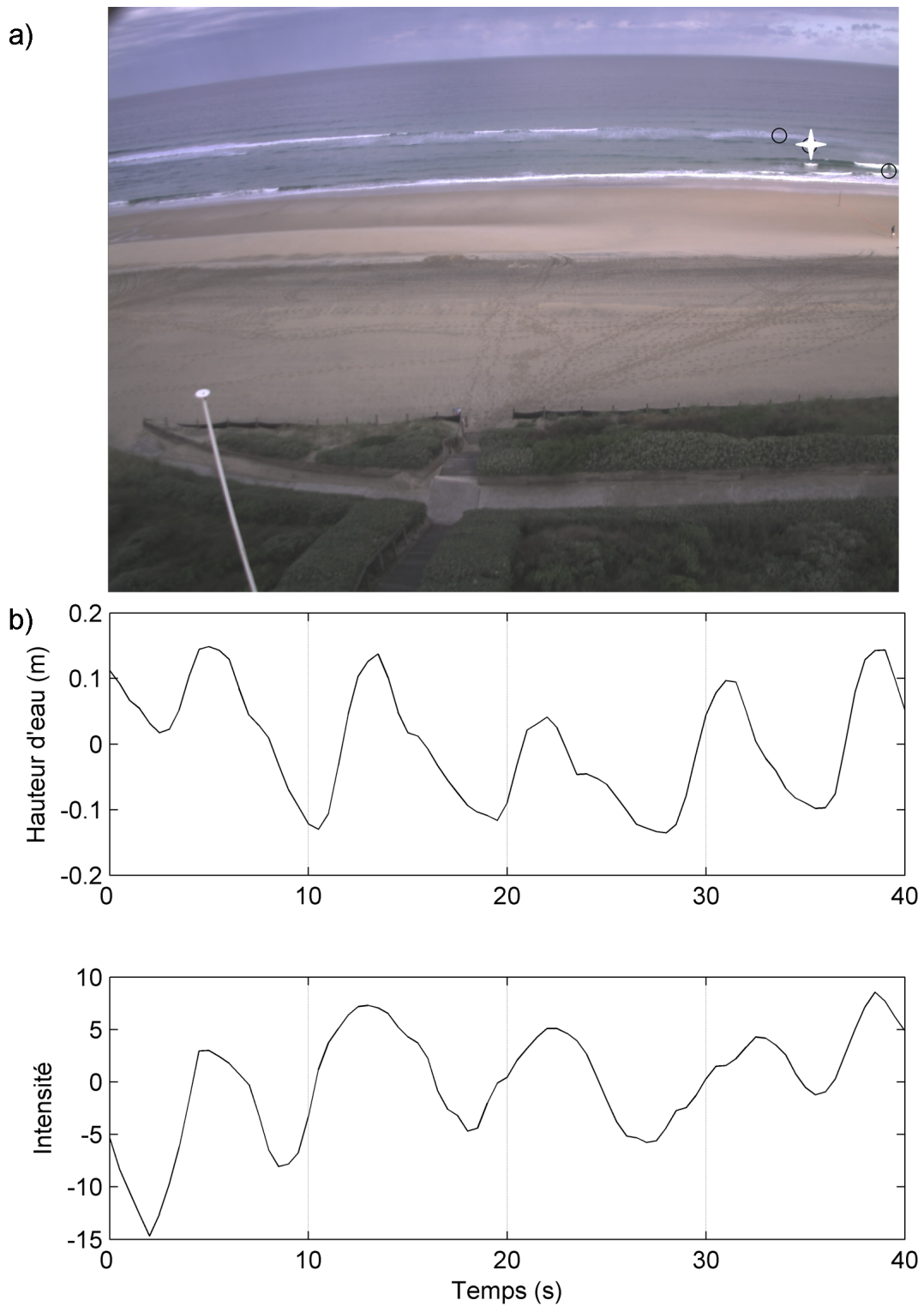


FIGURE IV.20 – Comparaison des signaux vidéo et des capteurs de pression. (a) localisation du capteur de pression sur une image vidéo instantanée (Caméra 1) lors de la campagne de Biscarrosse 2007. Le capteur est situé en zone de levée. (b) Séries temporelles de hauteur d'eau (haut) et d'intensité de pixel (bas).

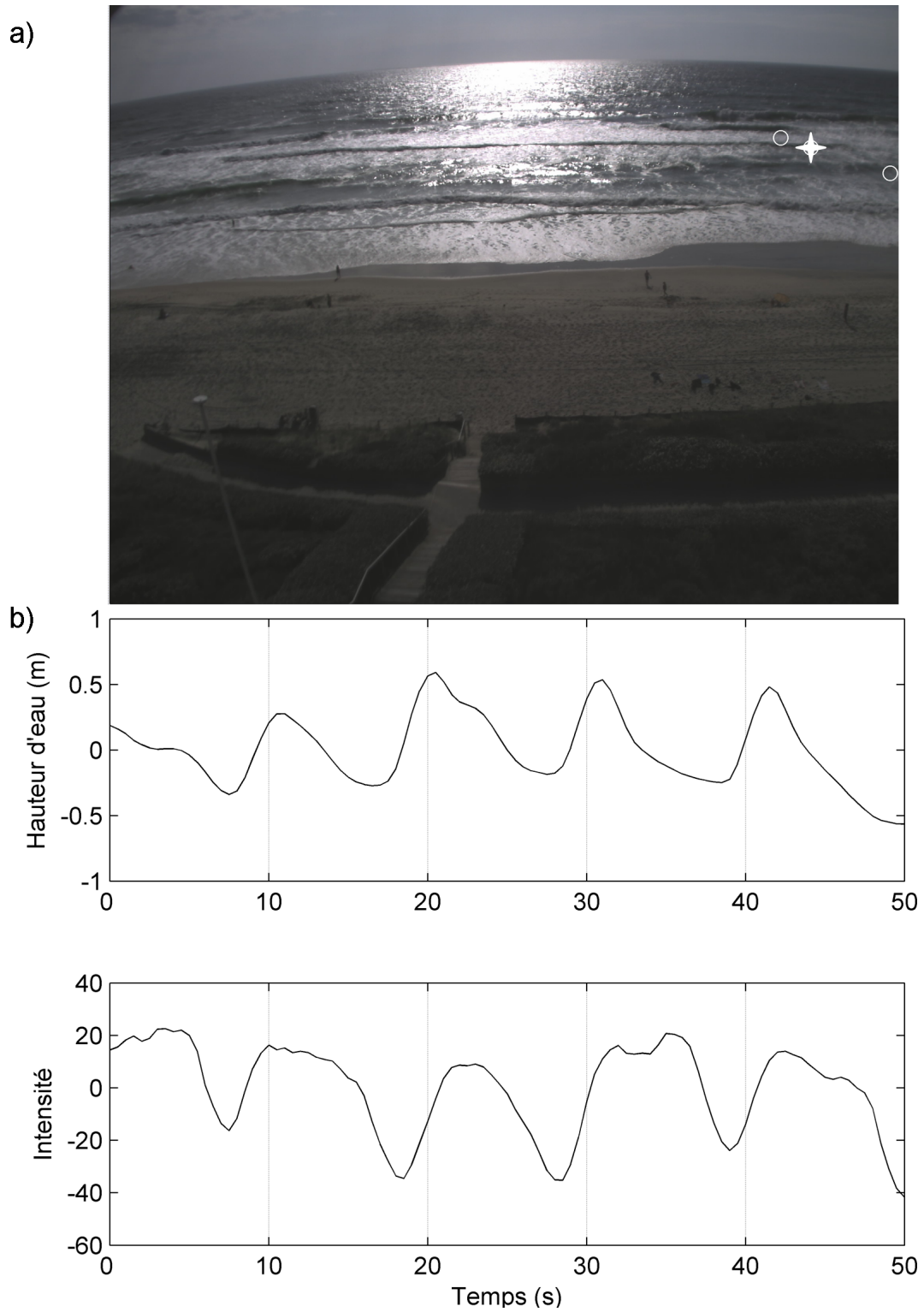


FIGURE IV.21 – Comparaison des signaux vidéo et des capteurs de pression. (a) localisation du capteur de pression sur une image vidéo instantanée (Caméra 1) lors de la campagne de Biscarrosse 2007. Le capteur est situé en zone de surf. (b) Séries temporelles de hauteur d'eau (haut) et d'intensité de pixel (bas).

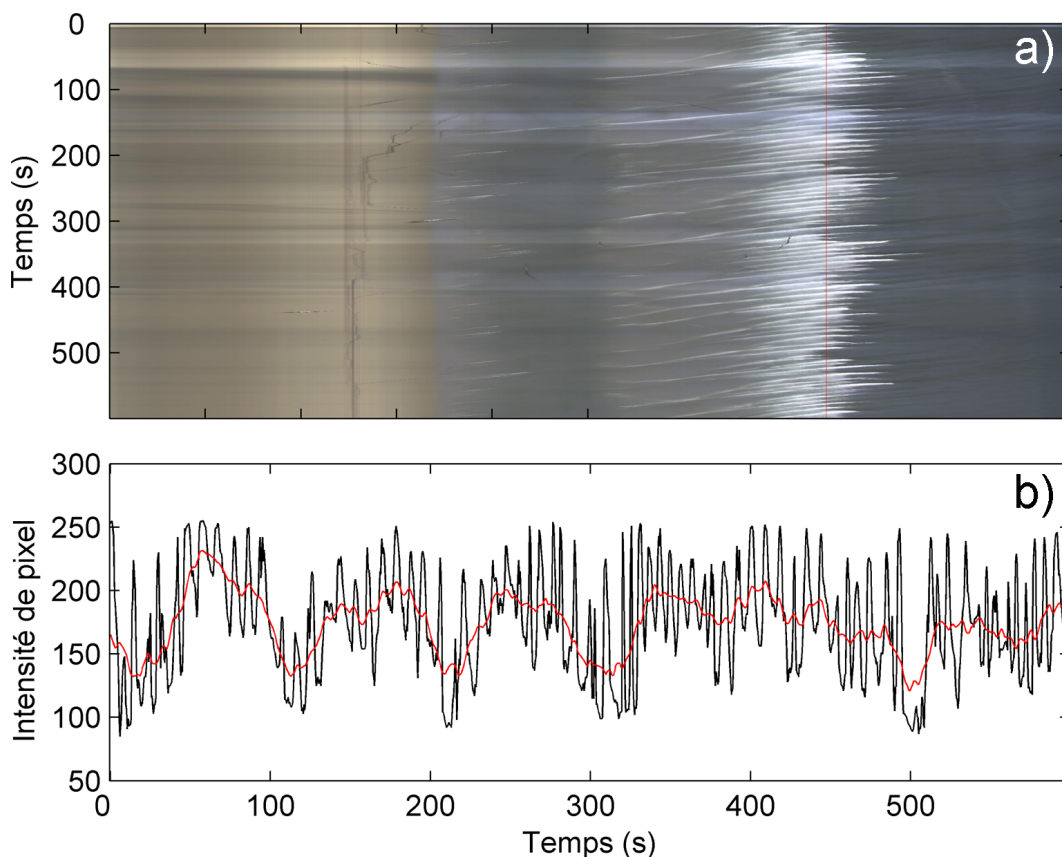


FIGURE IV.22 – Représentation d’une image spatio-temporelle (haut) avec une section donnée (en rouge) à partir de laquelle a été extraite (b) une série temporelle d’intensité de pixel. La signature des vagues est nettement visible. Le signal basse fréquence est due aux variations d’éclairage (et non à des ondes infragravitaires)

déferlement, sur une distance courte de quelques longueurs d’ondes de vagues (20 – 50 m). Il est également à noter que l’angle d’observation est un paramètre important (*Stoekdon and Holman, 2000*). En particulier, l’observation des vagues perpendiculairement à leur direction de propagation ne permet pas, ou mal, de discerner les vagues. La signature optique des vagues augmente lorsque l’angle d’observation tend vers la direction de propagation des vagues

#### IV.3.2.a. ii Signature spectrale des vagues : comparaison vidéo/in situ

De même que pour un signal de hauteur d’eau, le signal d’intensité vidéo de la surface d’eau présente des variations à différentes fréquences (Figure IV.22). Aussi, la signature vidéo des vagues est, plus que pour un signal de hauteur d’eau, largement altérée par des composantes hautes fréquences (mer de vent, mousse persistante) ou basses fréquences (variation d’éclairage, ondes infragravitaires) .

Les Figures IV.23.a et IV.23.b représentent respectivement les spectres de hauteur d’eau et d’intensité de pixel issus de séries temporelles simultanées pour des points co-

localisés situés en zone intertidale. Le spectre de hauteur d'eau présente un pic principal dans la bande infragravitaire ( $\sim 0.05$  Hz), un pic à la fréquence de la houle incidente (0.11 Hz) et un pic à la fréquence des harmoniques (0.19 Hz) qui indique la présence de vagues secondaires. Le spectre issu des intensités de pixel présente des pics aux mêmes fréquences, l'importance relative de ces pics est toutefois différente. Alors que le pic des harmoniques a une valeur relativement faible (25% du pic de la houle incidente) dans le spectre des hauteurs d'eau, il représente une part plus importante dans le spectre d'intensité de pixel (50% du pic principal). Au contraire, le pic dans la bande infragravitaire est moins marqué dans le signal vidéo.

Cette différence entre le signal vidéo et de hauteur d'eau s'explique par le fait que pour des vagues non-déferlées, les maxima d'amplitude vidéo sont associés aux cambrures les plus importantes. Or les vagues secondaires, d'amplitudes généralement inférieures à celles des vagues incidentes, peuvent présenter des cambrures importantes, similaires à celle des vagues incidentes (Figure IV.23.c). A l'inverse, près du bord, la composante infragravitaire augmente et peut dominer le signal de hauteur d'eau (*Holman*, 1981; *Sénéchal et al.*, 2002; *Bonneton*, 2004) alors qu'elle n'apparaît pas dans le signal vidéo, de par sa très faible pente.

Les résultats de cette comparaison entre les hauteurs d'eau et les intensité de pixel montrent que la vidéo permet une bonne mesure des caractéristiques temporelles des vagues, comme montré précédemment dans *Lippmann and Holman* (1991). Néanmoins, l'amplitude en intensité ne peut pas être reliée à la hauteur des vagues et la phase varie avec le type de vagues (déferlées ou non) et les conditions d'éclairément. Le signal vidéo des vagues présente également deux caractéristiques importantes : il est très non-linéaire et fortement intermittent. Toutes ces particularités doivent être prises en compte lors du choix d'une technique de traitement du signal vidéo.

#### IV.3.2.b Pré-traitement des images spatio-temporelles

##### IV.3.2.b. i Filtrage temporel

Les propriétés des vagues sont calculées dans une bande de fréquence étroite autour de la fréquence pic de la houle incidente. En effet, le signal d'intensité vidéo est bruité, plus qu'un signal équivalent de hauteur d'eau. Dans la plupart des études vidéo, le signal d'intensité est traité dans le domaine spectral par une analyse de Fourier, de manière identique à ce qui se fait pour le traitement des hauteurs d'eau. Afin de ne conserver que le signal de la houle incidente, le signal est filtré autour (filtre passe bande) de la fréquence de la houle incidente ( $\sim 0.1$  Hz) en définissant deux fréquences de coupures, haute ( $f_{c_{sup}} = \sim 0.5$  Hz) et basse ( $f_{c_{inf}} = \sim 0.05$  Hz).

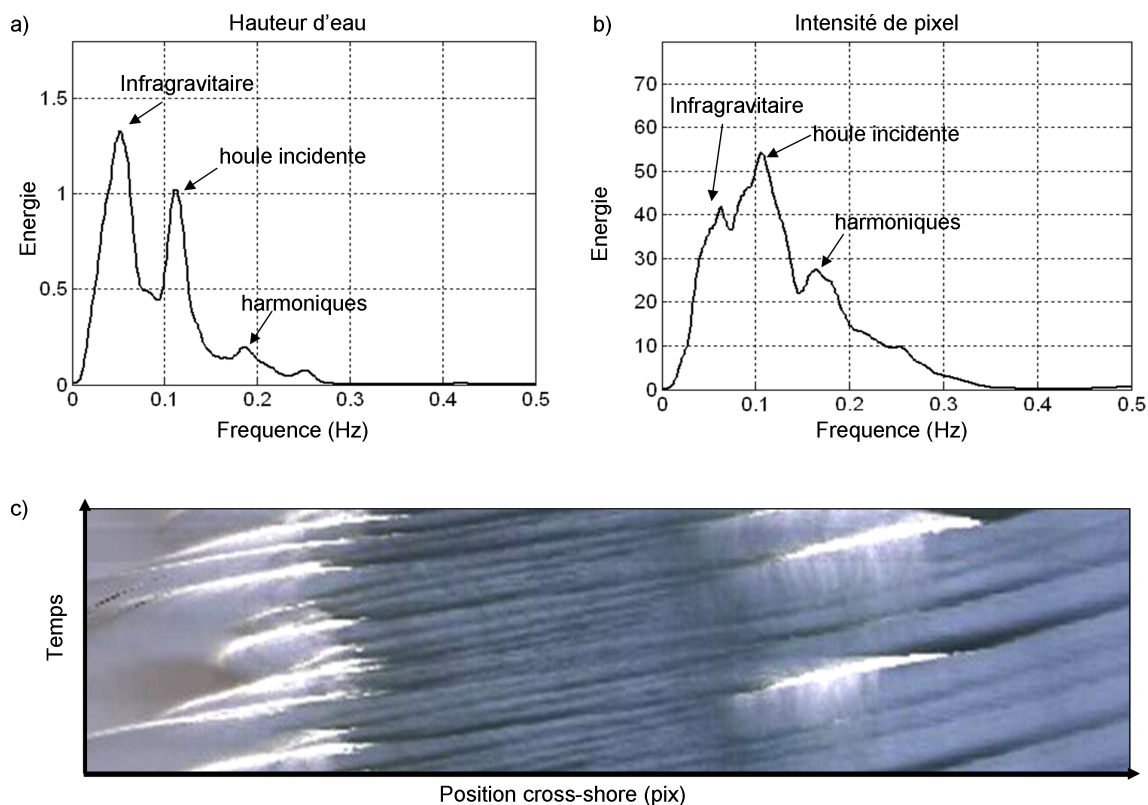


FIGURE IV.23 – Répartition spectrale. Spectres de séries temporelles (a) de hauteur d'eau et (b) d'intensité de pixel. (c) Image spatio-temporelle dans la direction  $X$  montrant nettement la variation de la répartition en fréquence au cours de la propagation des vagues vers la plage avec un transfert d'énergie vers les harmoniques lors de la génération de vagues secondaires.

L'analyse de Fourier repose principalement sur deux hypothèses : (1) des propriétés spectrales constantes dans le temps, sur la durée de l'analyse et (2) un signal linéaire. Cependant, même sur une durée d'analyse courte ( $\sim 10$  min), les propriétés du champ de vagues varient. En particulier, des groupes de vagues incidentes induisent une variation de la position du point de déferlement (Figure IV.22). Les groupes de vagues les plus grosses déferlent plus au large que les groupes de vagues plus petites, le déferlement étant alors intermittent à une position donnée. Ce mécanisme induit un déferlement intermittent à une position donnée et par conséquent un changement du type de vagues (déferlées/non-déferlées) et de phase (et de  $M(f)$ , voir Section IV.3.2.a). *Yoo et al.* (2006) et *Liu* (2000) montrent qu'une analyse en ondelette est plus adaptée à ce type de signal dont les propriétés spectrales varient dans le temps.

Comme décrit dans *Sénéchal* (2003) et *Yoo et al.* (2006), les signaux de vagues rencontrés en littoral sont souvent peu linéaires. En particulier, les vagues présentent une structure en dents de scie dans la zone de surf. Cette déformation du signal de vagues en s'approchant de la côte est d'autant plus marquée pour les signaux en intensité de pixel (*Yoo et al.*, 2006; *Bos*, 2006). Pour ces signaux, l'utilisation de l'analyse spectrale n'est pas recommandé car le caractère non-linéaire induit des artefacts lors de la reconstruction temporelle du signal. Un filtrage dans le domaine temporel semble plus approprié. De manière similaire à un filtrage spectral, le signal est conservé autour de la période de la houle incidente en définissant deux périodes de coupures, une supérieure ( $T = 20s$ ) et inférieure ( $T = 2s$ ). Les variations rapides du signal sont retranchées en appliquant une moyenne glissante de la dimension de la période de coupure inférieure. Les variations lentes sont ensuite retranchées par soustraction du signal correspondant à une moyenne glissante de la dimension de la période de coupure supérieure. Le filtrage temporel offre également l'avantage d'être valable pour un signal dont les propriétés évoluent dans le temps.

Nous avons testé ces différentes techniques de filtrage sur le signal d'intensité vidéo. Malgré des différences sur les conditions d'application, privilégiant en particulier un filtrage temporel, les résultats obtenus avec ces différentes techniques sont assez similaires. Nous avons néanmoins choisi le filtrage temporel, qui semble robuste pour une large variété de signaux : les résultats présentés dans la suite sont obtenus avec cette technique.

#### IV.3.2.b. ii Normalisation du signal vidéo de vagues

Nous avons vu que l'amplitude des vagues ne peut pas être reliée à l'amplitude de variation de la hauteur d'eau, et dépend plutôt de la pente et du type de vagues (Figure IV.24.a). Certaines vagues peuvent donc avoir des amplitudes en intensité largement

supérieures aux autres. Dans l'estimation statistique des caractéristiques des vagues, il est important que toutes les vagues aient le même poids. C'est l'objectif de la normalisation du signal. Nous avons développé un algorithme qui permet d'attribuer aux vagues une amplitude qui va de -1 (creux) à 1 (crêtes) quelque soit l'amplitude initiale. Le principe est le suivant. La valeur moyenne est retranchée au signal. Les valeurs absolues des intensités instantanées sont alors divisées par les valeurs des maxima locaux. La Figure IV.24.b représente un champ d'intensité de pixel (image spatio-temporelle) après normalisation. Les vagues ont toutes la même amplitude ce qui permet une meilleure estimation des caractéristiques d'ensemble des vagues.

### IV.3.2.c Utilisation d'images spatio-temporelles pour obtenir les caractéristiques des vagues

La Figure IV.22.a représente une image spatio-temporelle obtenue par le système vidéo de Biscarrosse et extraite sur une section perpendiculaire à la plage, à une fréquence de 2 Hz durant 10 min. Ce type d'image correspond à la mesure de la surface de l'eau au cours du temps à une multitude de positions dans une direction (similaire à une rangée resserrée de capteurs de pression). Les crêtes et les creux des vagues sont par exemple clairement visibles. Les caractéristiques des vagues comme la célérité, la période et la longueur d'onde sont observables et sont par conséquent mesurables.

#### IV.3.2.c. i Estimation de la célérité des vagues $C$

La célérité des vagues est estimée à partir de la trajectoire des vagues : plus la trajectoire est inclinée, moins la célérité est importante. Cette célérité  $C$  correspond au temps  $\Delta x$  mis pour parcourir la distance  $\Delta t$ .

$$C = \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (\text{IV.16})$$

La précision sur  $C$  dépend de la résolution spatiale (m/pixel) et temporelle (fréquence d'acquisition).  $C$  est obtenue facilement dans des zones de déferlement homogènes (vagues déferlées dans la zone de surf, vagues non déferlées au large) où les propriétés du signal optique sont conservées. Au contraire, les propriétés optiques du signal (phase) varient brusquement au point de déferlement, ce qui introduit un artefact local (sur ou sous estimation) dans l'estimation de la célérité.

Au point de déferlement, la formation du rouleau (*Svendsen et al.*, 2003; *Catalan and Haller*, 2008) induit également une surestimation de  $C$  via deux mécanismes : en cas de déferlement plongeant, une partie de la vague est expulsée vers l'avant (Figure IV.23.c) et pour un déferlement glissant, le rouleau descend la pente de la vague, sa vitesse est alors supérieure à celle de la vague (*Basco*, 1985). Nous reviendrons dans la suite de ce chapitre sur les méthodes d'extraction de  $C$  à partir d'images spatio-temporelles et les différents biais seront discutés.



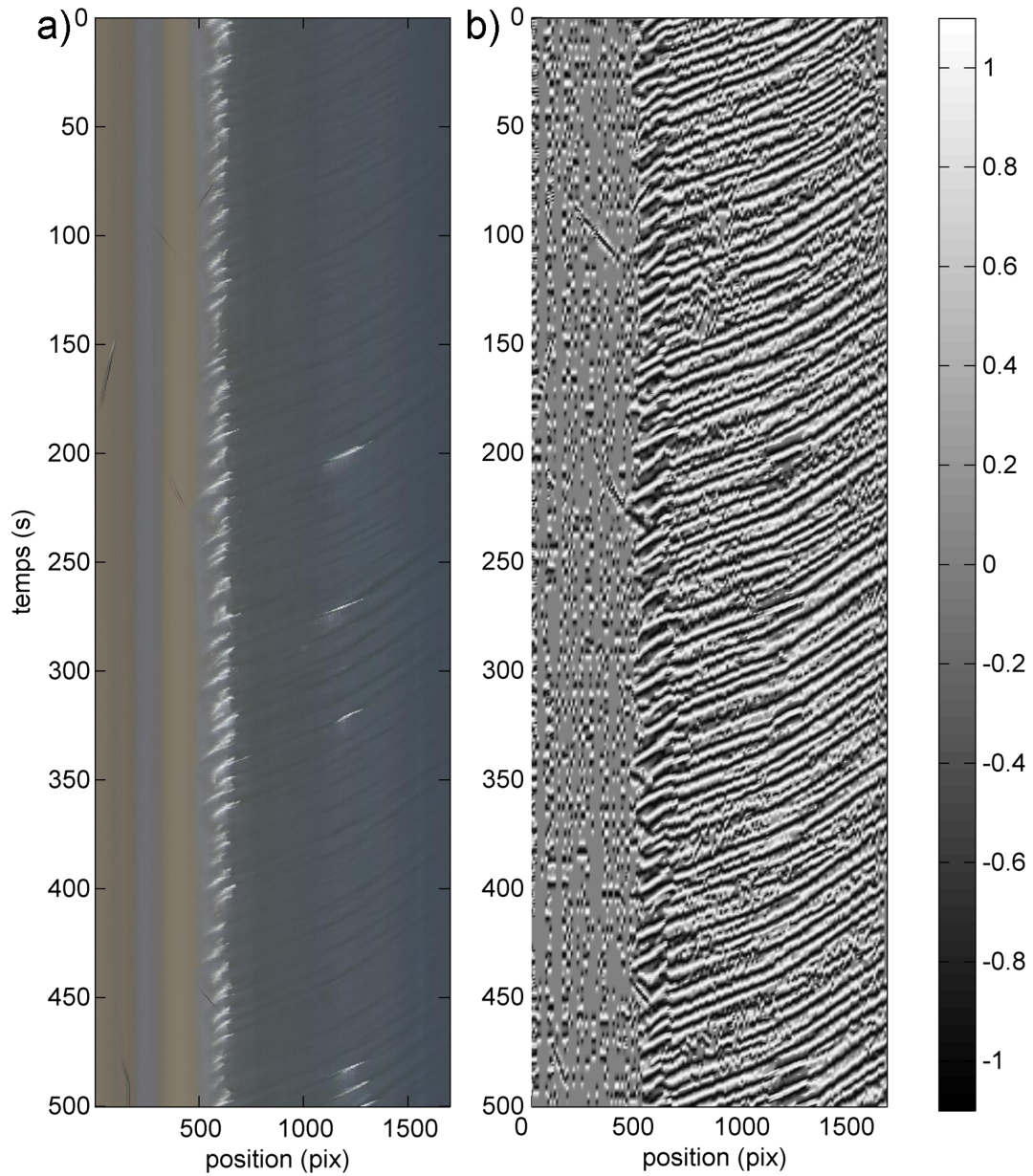


FIGURE IV.24 – Illustration de la normalisation d'une image spatio-temporelle. (a) image spatio-temporelle originale avec le temps en ordonnée et la position en abscisse. (b) image normalisée (entre -1 et 1). Les trajectoires des vagues apparaissent de manière plus évidente après normalisation.

### IV.3.2.c. ii Estimation de la période $T$

A partir de séries temporelles d'intensité vidéo, deux approches sont possibles pour calculer la période, la méthode spectrale et temporelle.

- Pour l'approche spectrale, la bande dans laquelle la fréquence pic  $f_p$  est calculée doit être étroite autour de la fréquence de la houle incidente (0.05-0.20 Hz dans *Stockdon and Holman* (2000)). En effet, les fréquences plus petites sont incohérentes et les plus hautes correspondent souvent aux vagues secondaires (harmoniques) (*Stockdon and Holman*, 2000).  $f_p$  est définie comme :

$$f_p = \frac{\int_{f_{c_{inf}}}^{f_{c_{sup}}} S.f.df}{\int_{f_{c_{inf}}}^{f_{c_{sup}}} S.df} \quad (\text{IV.17})$$

Où  $S$  est le spectre obtenue à partir de séries temporelles d'intensités et  $f_{c_{inf}}$  et  $f_{c_{sup}}$  les fréquences de coupures respectivement inférieures et supérieures. Cette approche spectrale pose néanmoins problème étant donné que l'intensité vidéo n'est pas liée à l'élévation de la surface. L'estimation de  $f_p$  est également difficile dans le cas de spectres larges (mer de vent), comme décrit dans plusieurs études précédentes *Bos* (2006); *Yoo et al.* (2006); *Plant et al.* (2008).

- La période se calcule également dans le domaine temporel par une approche "vague à vague". Plusieurs périodes peuvent être calculées, la demi-période allant des minima aux maxima successifs, ou des maxima aux minima. La valeur de la période varie selon l'utilisation de ces différentes méthodes car plus que le signal d'élévation, le signal d'intensité vidéo présente une forte asymétrie entre la face avant (augmentation brusque) et arrière des vagues (variation lente). Après application d'un filtrage temporel, une période est calculée individuellement entre les vagues successives et une période unique  $T$  est ensuite calculée pour l'ensemble de la série temporelle.

Les périodes issues de hauteurs d'eau ou d'intensité de pixel ont été comparées (Figure IV.25) en utilisant les données de la campagne Biscarrosse 2007, sur une durée de 3 jours pour laquelle  $T_p$  (au large) a varié de 8 à 11 s et la hauteur significative  $H_s$  de 1 à 2.5 m. Le capteur de pression utilisé pour la comparaison était situé dans un chenal intertidal, donc protégé de l'incidence directe des vagues de mi-marée à marée basse, par un déferlement sur la barre interne. Les périodes calculées avec une approche vague à vague à partir des hauteurs d'eau et des intensités de pixel montrent une bonne corrélation ( $R^2 = 0.64$ ) avec une erreur RMS moyenne de 0.6 s, soit une valeur légèrement supérieure à la période d'échantillonnage des données vidéo (0.5 s).

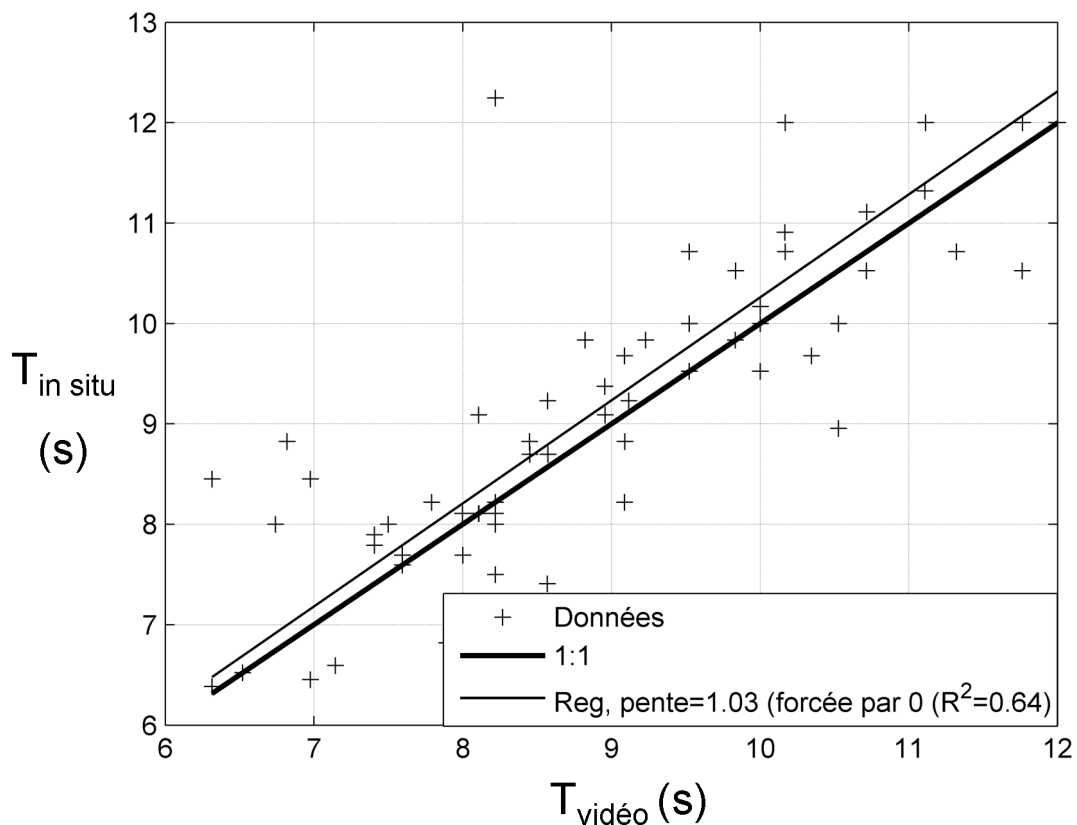


FIGURE IV.25 – Validation de la période mesurée par la vidéo. Comparaison de la période estimée par la vidéo et mesurée in situ sur une durée de 3 jours lors de la campagne de Biscarrosse 2007. La régression linéaire présente une pente de 1.03. Le coefficient de détermination est de 0.64.

### IV.3.2.c. iii Estimation de la longueur d'onde $L$

La longueur d'onde  $L$  des vagues estimée à partir de la vidéo est utilisée dans plusieurs techniques d'inversion bathymétrique (*Stockdon and Holman, 2000; Yoo et al., 2006; Plant et al., 2008*).  $L$  peut être obtenue par l'application d'une analyse spectrale "Complex empirical orthogonal function" (CEOF) à une image spatio-temporelle vidéo (*Stockdon and Holman (2000)* - voir Section IV.3.3.a. ii). Pourtant, comme le souligne *Yoo et al. (2006)*, dans la zone de surf, le signal perd la forme de vague sinusoïdale (linéaire) ce qui biaise l'analyse spectrale et l'estimation de  $L$ . *Yoo et al. (2006)* calcule alors la longueur d'onde comme le produit de la vitesse  $C$  et de la période  $T_p$ , toutes deux mesurées par la vidéo.

$$L = C.T_p \quad (\text{IV.18})$$

### IV.3.3 Méthode vidéo d'estimation de la célérité

Les méthodes d'estimation de la bathymétrie subtidale sont basées sur l'estimation des caractéristiques des vagues, principalement la dissipation d'énergie (*Aarninkhof, 2003*) et la célérité des vagues (*Stockdon and Holman, 2000*). Les méthodes basées sur la dissipation énergétique des vagues sont limitées aux zones de déferlement des vagues. Par conséquent, dans le cas de topographies littorales complexes telles que les plages à barre, le caractère non-continu du déferlement réduit l'applicabilité de cette méthode. Pour ces mêmes topographies, les méthodes basées sur la célérité des vagues peuvent à l'inverse être appliquées à l'ensemble de la zone littorale.

Plusieurs méthodes vidéo ont été développées pour extraire la célérité (ou la longueur d'onde des vagues). Nous n'abordons dans cette thèse que le groupe de méthodes basées sur les images spatio-temporelles. Trois types de méthodes sont possible pour extraire la célérité à partir de ces images.

#### IV.3.3.a État de l'art des méthodes existantes

##### IV.3.3.a. i Méthode des crêtes

Cette méthode, la plus immédiate, consiste à suivre individuellement les trajectoires des crêtes des vagues sur les images spatio-temporelles pour obtenir une célérité, considérée comme la dérivée première de la position des crêtes dans le temps (Figure IV.26). Dans une étude in situ, *Pradal et al. (2002)* suit manuellement les trajectoires des crêtes des vagues définies comme les maxima d'intensité. Plus récemment, *Catalan (2005)* détecte automatiquement le front des vagues déferlées. Les caractéristiques des vagues obtenues individuellement sont ensuite moyennées de manière à lisser le caractère irrégulier des vagues prises individuellement. *Catalan and Haller (2008)* a comparé la célérité vidéo et issues de capteurs de pression dans un canal à houle. Les résultats

montrent que cette méthode estime bien la vitesse des vagues déferlées. Plusieurs sources d'erreurs sont toutefois évoquées. En particulier, les crêtes des vagues sont repérées par un maximum d'intensité et des résidus de mousse blanche peuvent biaiser l'estimation des trajectoires. Faible en canal à houle, cet artefact peut devenir important pour une utilisation en zone littorale.

*Yoo et al.* (2006) ont adapté cette méthode pour des conditions in situ en prenant en compte le fait que les résidus de mousse peuvent être associées à des intensités élevées en zone de surf. Les crêtes des vagues sont détectées comme étant les maxima locaux d'intensité compris dans des fenêtres de taille réduite (Figure IV.26). Les trajectoires sont suivies pour des vagues déferlées mais aussi non déferlées. La principale limitation à l'application de cette méthode dans un cas réel résulte du suivi individuel des trajectoires. Dans le cas de topographies à barre, les bifurcations ou appariements de vagues dus aux non-linéarités rendent impossible le suivi individuel des vagues du large vers le bord (*Pradal et al.*, 2002; *Yoo*, 2007). Ces limitations seront discutées plus loin. Même si ces méthodes offrent la possibilité intéressante d'estimer la célérité individuelle des vagues, une approche statistique sur un ensemble de vagues est plus robuste pour une application sur le littoral (au lieu d'un canal à houle).

#### IV.3.3.a. ii Stockdon et Holman (2000)

*Stockdon and Holman* (2000) ont développé une approche basée sur une analyse Complex Empirical Orthogonal Function (CEOF) (*Merrifield and Guza*, 1990; *Stockdon and Holman*, 2000). A l'inverse de la méthode précédente qui calcule la célérité localement, cette technique est globale, le signal est utilisé sur l'ensemble de la durée et des positions de l'image spatio-temporelle. Le signal correspondant au mode de variabilité principal (ici les vagues) est isolé et utilisé pour calculer la phase et la longueur d'onde. L'analyse dans le domaine complexe permet d'extraire le signal propagatif du signal spatio-temporel d'intensité  $I(x, t)$ ,  $x$  étant la dimension spatiale et  $t$  temporelle. La première étape est une transformation de Fourier (FT)  $Y$  de  $I$  :

$$Y(x, f) = FT[I(x, t)] \quad (IV.19)$$

où  $f$  est la fréquence. La matrice de corrélation croisée spectrale  $Q$  est alors calculée en utilisant le conjugué complexe  $Y_c^*$  de  $Y$  :

$$Q(f) = \langle Y_c^* \cdot Y \rangle \quad (IV.20)$$

où  $\langle \rangle$  représente une moyenne sur l'ensemble des fréquences de la bande considérée. Les vecteurs propres  $V(f)$  sont ensuite calculées par une analyse en composantes principales (EOF) sur  $Q$ .

$$V(f) = EOF [Q(f)] \quad (IV.21)$$

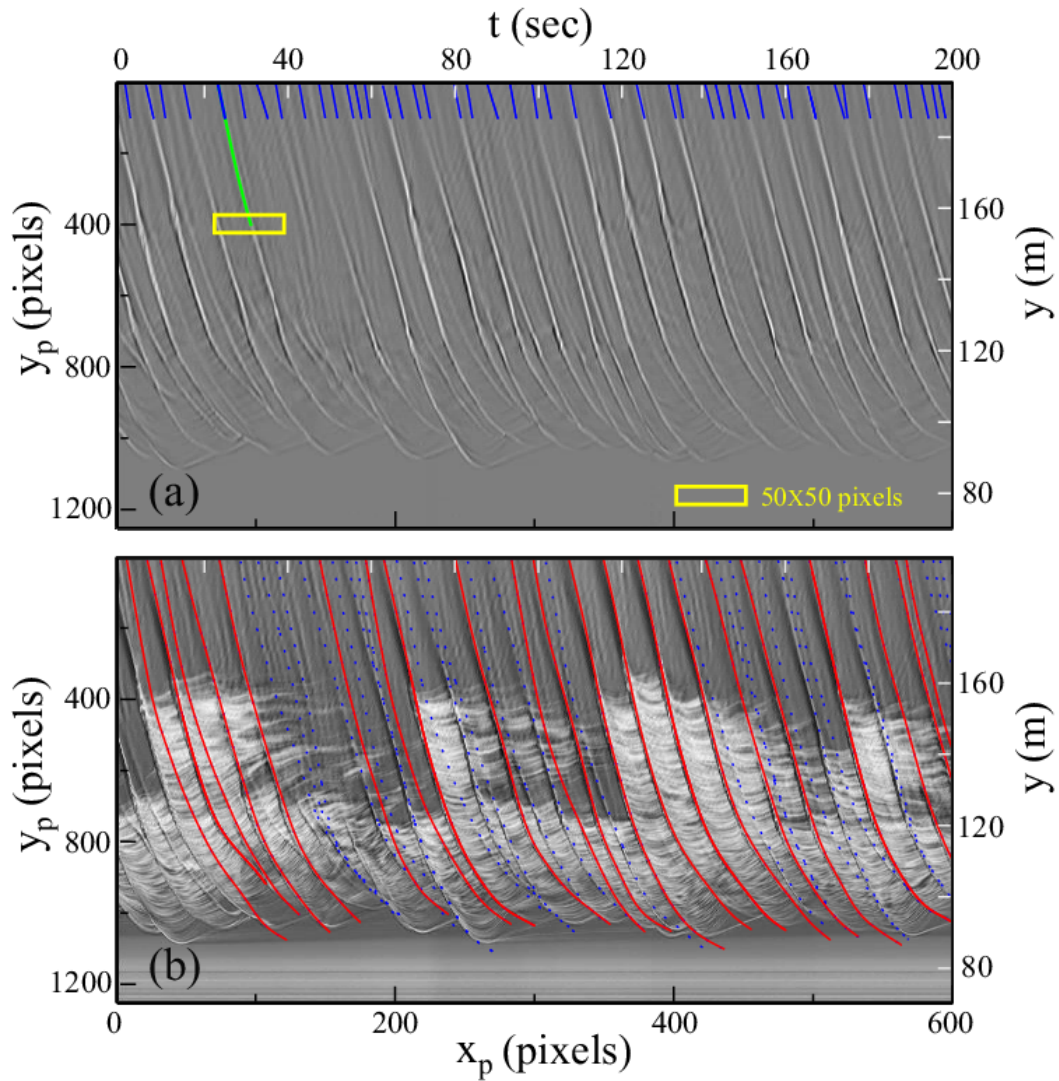


FIGURE IV.26 – Illustration de la méthode des crêtes décrite dans *Yoo* (2007). (a) représentation d'une image spatio-temporelle, avec le temps en abscisses et la position en ordonnées. Cette méthode est basée sur le suivi individuel des crêtes des vagues par la détection des maxima locaux dans des fenêtres glissantes (cadre jaune). (b) l'utilisation de ces fenêtres glissantes permet de suivre les crêtes des vagues (trajectoires en rouge) en dehors et dans la zone de surf. D'après *Yoo* (2007).

En notant les valeurs propres  $\lambda$ , le pourcentage de variance représenté par le premier mode  $V_1$  est donné par :

$$Var_1 = \frac{\lambda_1}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} \quad (IV.22)$$

Où  $n$  est le nombre de modes calculés. D'après *Merrifield and Guza* (1990), le premier mode contient la majorité de la variabilité contenue dans les données  $I$ . Il contient la structure du signal dominant, ici les vagues. Le premier vecteur propre complexe  $V_1$  s'écrit :

$$V_1 = a(x) + ib(x) \quad (IV.23)$$

A partir de  $V_1$ , la phase spatiale  $\Phi(x)$  peut être calculée :

$$\Phi(x) = \tan^{-1} \frac{b(x)}{a(x)} \quad (IV.24)$$

Où  $a$  et  $b$  sont respectivement les parties réelles et imaginaires de  $V_1$ . Dans des conditions favorables, la signature des vagues est visible depuis le large vers le bord, la phase obtenue est monotone croissante. Le nombre d'onde  $k(x)$  est alors calculé comme le gradient de la phase  $\Phi(x)$  dans la direction  $X$  (*Merrifield and Guza*, 1990).

$$k(x) = \frac{d\Phi}{dx} \quad (IV.25)$$

Cette méthode a été validée en utilisant les données de la campagne SandyDuck (États-Unis). *Stockdon and Holman* (2000) obtiennent une erreur RMS de 0.91 m en utilisant la relation de dispersion linéaire (voir description - Section IV.3.1.a). En excluant les zones pour lesquelles les non-linéarités sont importantes comme au dessus de la barre sableuse, l'erreur diminue (erreur RMS de 0.75 m). Les hypothèses de validité de cette méthode peuvent néanmoins se révéler inadaptées à une utilisation en zone littorale (*Yoo et al.*, 2006). En effet, la nécessité d'un signal de vagues linéaire qui conserve sa répartition en fréquence lors de sa propagation vers le bord est problématique en milieu littoral. De plus cette méthode nécessite une cohérence globale du signal à toutes les positions et au cours du temps, or une topographie à barre et la présence d'ondes de groupe provoquent respectivement une variation spatiale et temporelle du signal. Une méthode d'estimation locale et temporelle de la célérité semble plus adaptée à ces conditions.

#### IV.3.3.a. iii Inter-corrélations temporelles

Les techniques d'inter-corrélation temporelles sont basées sur le calcul d'un déphasage entre séries temporelles enregistrées à deux positions données. Le temps moyen de parcours des vagues entre deux positions est défini comme le déphasage temporel associé au maximum de corrélation entre les signaux à ces positions.

Cette approche offre plusieurs avantages majeurs : (1) l'estimation de la vitesse se fait à partir de statistiques sur un ensemble de vagues (série temporelle), (2) l'estimation est locale et ne nécessite pas un signal cohérent sur l'ensemble des positions et enfin (3) la corrélation dans le domaine temporel n'est pas sensible à la forte non-linéarité du signal vidéo des vagues en zone littorale.

La méthode développée dans *Bos* (2006) a été validée pour la plage à barre de Egmond aan Zee (Pays Bas). L'étude se concentre sur un profil selon la direction perpendiculaire à la plage. La comparaison de profils topographiques vidéo et réel montre que les variations de topographie sont bien représentées. L'erreur augmente toutefois en s'éloignant du système vidéo à cause de la diminution de la résolution. L'erreur maximale se produit dans les zones de transition (déferlement, reformation des vagues après déferlement). L'estimation de la hauteur de la barre intertidale est bonne malgré un décalage spatial. La profondeur du chenal intertidal est sur-estimée. L'erreur moyenne RMS est d'environ 1.5 m en vertical, soit une erreur de 30 à 40% en utilisant la relation de dispersion linéaire (voir Section IV.3.1.a). Même si cette erreur est relativement importante, ces résultats sont encourageants, notamment quant à la robustesse de la méthode pour des conditions de vagues et de topographie variées.

Peu utilisées en vidéo, les méthodes basées sur les inter-corrélation temporelles semblent pourtant les plus appropriées pour l'estimation de la vitesse des vagues en zone littorale au vu des singularités du signal vidéo, encore plus en présence d'une topographie complexe.

### IV.3.3.b Nouvelle méthode

#### IV.3.3.b. i Motivations au développement d'une nouvelle méthode

Au cours de cette thèse, nous avons reproduit et testé plusieurs méthodes existantes : la méthode des crêtes, CEOF, et d'inter-corrélation temporelles. Ces méthodes n'avaient été testé jusqu'à présent que pour des topographies peu complexes, présentant des structures tridimensionnelles de faibles amplitudes. Nous les avons appliquées à la topographie intertidale complexe de la plage de Biscarrosse. Ces résultats ne sont restés que préliminaires car peu encourageants mais ont aiguillé notre recherche d'une méthode adaptée aux topographies complexes. La méthode des crêtes n'a pas permis une estimation robuste, par exemple, lors de la génération de vagues secondaires, ou avec une faible signature visuelle des vagues. La méthode CEOF a présenté de bons résultats à marée haute mais a posé problème à marée basse, lorsque le signal n'est plus continu du large jusqu'au bord (déferlement sur la barre intertidale) ou lorsque le déferlement est intermittent. Nous avons également testé une méthode d'inter-corrélation temporelle, similaire à celle décrite dans *Bos* (2006). Cette méthode s'est révélée la plus robuste face à des



conditions de vagues et de marée variées. La précision n'était toutefois pas suffisante pour suivre les faibles variations de célérité (ex : variations très basse fréquence) ou pour que la méthode soit utilisée dans le cadre d'une inversion bathymétrique.

Ceci nous a amené à développer une nouvelle méthode *Almar et al.* (2008a) adaptée aux conditions rencontrées sur le littoral aquitain. Nous avons choisi le type d'image spatio-temporel qui permet d'obtenir des caractéristiques statistiques des vagues, à la fois dans le domaine spatial et temporel. Contrairement aux méthodes "classiques" de suivi vidéo de déplacement d'objet individuels (ex : PIV) entre deux instants, l'utilisation des images spatio-temporelles permet le suivi d'un ensemble de vagues.

L'analyse est effectuée dans le domaine temporel (par opposition à spectral), ce qui permet de s'affranchir des problèmes de non-linéarités du signal d'intensité vidéo. La méthode s'appuie sur une technique d'inter-corrélation qui permet une mesure locale des vagues et n'est donc pas affectée par le changement de forme du signal du large vers le bord.

Contrairement à la méthode de *Bos* (2006) qui fixe la distance et effectue une inter-corrélation dans le domaine temporel pour trouver un déphasage, nous avons choisi d'effectuer une inter-corrélation dans le domaine temporel mais en fixant un déphasage. Nous recherchons ensuite la distance à laquelle la corrélation est maximale. Ce procédé est également différent des méthodes qui fixent un déphasage pour ensuite effectuer une inter-corrélation dans le domaine spatial afin de déterminer la distance parcourue. Notre approche offre plusieurs avantages :

- L'inter-corrélation dans le domaine temporel permet d'utiliser un ensemble de vagues (environ 60 vagues pour 10 minutes d'enregistrement) ce qui rend la méthode robuste.
- Rechercher dans le domaine spatial la distance parcourue offre une meilleure précision (dépend de la résolution de la caméra) que rechercher un déphasage dans le domaine temporel. En effet, étant données les grandeurs caractéristiques et les précisions pour  $T$  ( $O(5 - 10 \text{ s})$ , résolution de 0.5 s) et  $L$  ( $O(40 - 80 \text{ m})$ , résolution de 0.1-0.5 m), les précisions sur l'estimation de  $T$  et  $L$  sont respectivement de 5 % et 1 %. Reportés en termes de célérité ( $O(5 \text{ m/s})$ ), les ordres de grandeur des précisions des méthodes sont respectivement de 25 cm/s et 5 cm/s.
- Un autre avantage à fixer  $\Delta t$  plutôt qu'une distance  $\Delta x$  comme fait dans *Bos* (2006) est que contrairement à la longueur d'onde  $L$ ,  $T$  se conserve pratiquement lors de la propagation des vagues. Alors que le rapport  $\Delta x/L$  varie, le rapport  $\Delta t/T$  est quasiment constant à toutes les positions. Ceci permet un meilleur contrôle de la méthode en fixant le déphasage en terme de fraction de période (ex :  $T/2$ ).

### IV.3.3.b. ii Description de la méthode

Contrairement aux méthodes d'inter-corrélation temporelles existantes, la méthode que nous avons développé utilise à la fois des informations temporelles et spatiales. Premièrement, un décalage temporel  $\Delta t$  est fixé, sa valeur devant être inférieure à la période de la houle. Ensuite pour chaque position  $x_i$  du signal spatio-temporel d'intensité  $I(x, t)$ , une inter-corrélation dans le domaine temporel  $t$  est effectuée avec les positions voisines  $x_{1..nx}$ , la valeur maximale  $nx$  étant fixé arbitrairement. Pour l'inter-corrélation, le déphasage de  $\Delta t$  est appliqué au signal en  $x_i$ ,  $I(x_i, t + \Delta t)$  (Figure IV.27).

Une matrice de coefficient de corrélation  $R(x_i, x_{i+1..nx})$  est alors obtenue pour chaque position  $x_i$  et chaque position voisine  $x_{1..nx}$ .

$$R(x_i, x_{i+1..nx}) = \frac{Cov(x_i, x_{i+1..nx})}{\sqrt{Cov(x_i, x_i)Cov(x_{i+1..nx}, x_{i+1..nx})}} \quad (\text{IV.26})$$

Où  $Cov$  est la covariance.

Pour chaque position  $x_i$ , la distance  $\Delta x_{max}$  correspondant au maximum de  $R(x_i, x_{i+1..nx})$  donne une estimation intégrée dans le temps de la distance parcourue par les vagues durant  $\Delta t$ . Nous obtenons alors une estimation locale de la célérité<sup>1 2</sup>  $C = \Delta x_{max} / \Delta t$  (Figure IV.27). Ces étapes sont répétées pour chaque position  $x_i$ .

L'angle local de propagation des vagues peut être calculé en effectuant une estimation de la célérité à la fois dans la direction parallèle et perpendiculaire à la plage.

La méthode est basée sur deux hypothèses : (1) la première est de considérer des formes de vagues variant peu sur la distance de calcul de l'inter-corrélation, (2) nous faisons ensuite l'approximation d'un spectre de vagues étroit et des vagues se propageant toutes dans la même direction (un seul train de houle).

Il est couramment admis que le changement de la forme des vagues n'est pas significatif sur une distance de l'ordre d'une longueur d'onde ( $O(10 - 80 \text{ m})$ ). Les longueurs d'ondes minimum sont associées aux profondeurs d'eau les plus faibles or pour  $\Delta t = 2 \text{ s}$ , la distance parcourue par les vagues est de  $\sim 6 \text{ m}$  ce qui reste inférieur à la longueur d'onde correspondante ( $L \sim 15 \text{ m}$  pour  $T \sim 5 \text{ s}$  et  $C = 3 \text{ m/s}$ ). Nous pouvons alors considérer que la variation de la forme des vagues n'est pas un problème pour l'utilisation de notre méthode.

L'estimation de  $C$  est toutefois problématique en présence de spectres larges (mer de vent), de vagues secondaires, ou dans le cas de plusieurs houles ayant des angles d'incidence différents. Ces points seront discutés ultérieurement (Section IV.3.3.b. v).

---

1. Notons ici que même si la corrélation est temporelle, contrairement aux méthodes d'inter-corrélation classiques, la variable recherchée n'est pas temporelle mais spatiale.

2. Il est intéressant de noter que, de la même manière qu'une méthode de corrélation temporelle permet de calculer la période du signal (temps entre deux pics de corrélation, *Bos* (2006)), notre méthode permet une estimation locale de la longueur d'onde (Figure IV.27).

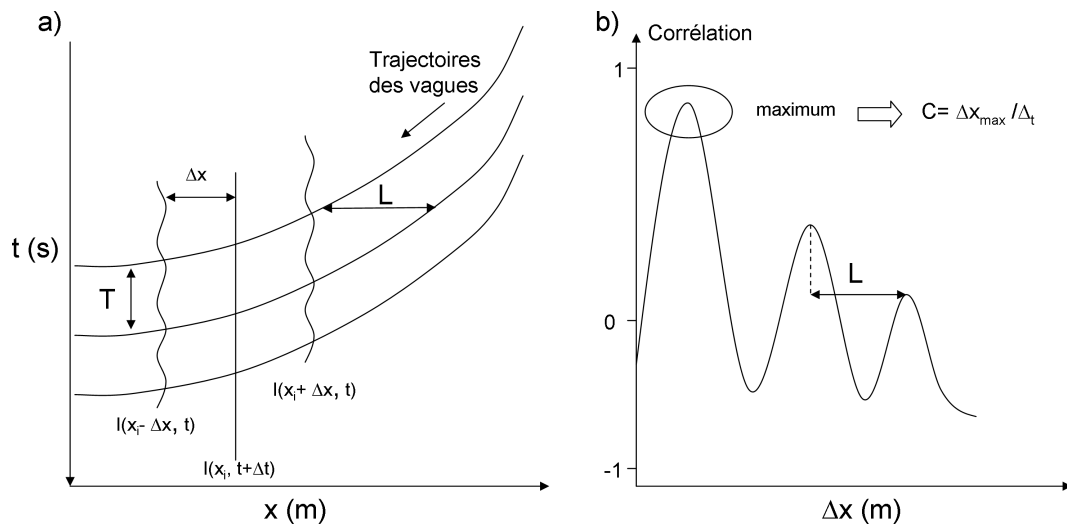


FIGURE IV.27 – Description de la méthode spatio-temporelle développée. (a) représentation schématique des trajectoires des vagues et des séries temporelles d'intensité  $I(x, t)$  (ondulations verticales).  $x_i$  est la position pour laquelle est calculée la célérité. Ce calcul se fait par une inter-corrélation entre les séries temporelles d'intensité en  $x_i$  et les positions voisines, en appliquant un déphasage  $\Delta t$  au signal en  $x_i$  tel que  $I(x_i, t + \Delta t)$ . La période  $T$  correspond au décalage temporel entre deux crêtes de vagues et la longueur d'onde  $L$ , le décalage spatial entre deux crêtes. (b) représentation des coefficients de corrélation,  $R(x_i, \Delta x)$ , entre une position donnée et les positions voisines. Pour un  $\Delta t$  donné, la corrélation est maximale pour un  $\Delta x_{max}$ . La célérité est calculée comme  $C = \Delta x_{max} / \Delta t$ . La longueur d'onde correspond à la distance entre deux maxima de corrélation.

### IV.3.3.b. iii Illustration

Afin d'illustrer la méthode, nous avons choisi deux cas tests qui présentent des conditions de vagues et de niveau d'eau (marée) différents. Les images spatio-temporelles ont été choisies sur des transects perpendiculaires à la plage. La Figure IV.28 représente un cas test pour des petites vagues ( $H_s \sim 1$  m) à marée haute. La Figure IV.28.a est l'image originale avec le temps en ordonnées et la position  $X$  en abscisses. La Figure IV.28.b représente les valeurs des coefficients de corrélation ( $R$ ) pour toutes les positions  $x_i$  (positions représentées en abscisses) et la distance à cette position  $\Delta x = 1..150$  (distances représentées en ordonnées). Le maximum de corrélation, correspondant à la distance parcourue par l'ensemble des vagues en  $\Delta t$  est clairement visible à toutes les positions. La Figure IV.28.c montre l'image originale à laquelle la célérité des vagues a été retranchée. Si la célérité est bien estimée, alors les trajectoires doivent apparaître horizontales. Ici, les trajectoires horizontales indiquent que la célérité est bien estimée à toutes les positions.

Le second cas test (Figure IV.29) correspond à des conditions de petites vagues ( $H_s \sim 1$  m) avec une hauteur de plan d'eau proche de mi-marée et un déferlement intermittent sur la barre intertidale ( $x \sim 1200$ ). Le coefficient  $R$  dans la Figure IV.29.b présente un pic qui est plus étalé que dans le cas précédent. Aussi, la valeur du pic de  $R$  varie dans la direction  $X$  avec des maxima situés en zone de surf, zone de déferlement sur la barre et dans les zones de levée.  $R$  est plus faible dans les zones de transition comme au point de déferlement et à l'endroit où les vagues arrêtent de déferler dans le chenal après la barre. Malgré ces inhomogénéités, la célérité des vagues est bien estimée à toutes les positions (Figure IV.29.c).

### IV.3.3.b. iv Validation

Les résultats présentés par la suite sont basés sur les données acquises lors de la campagne de Biscarrosse 2007. Des capteurs de pression, alignés dans la direction perpendiculaire à la plage ont été installés dans des zones où la bathymétrie variait peu dans la direction parallèle à la côte. Les vagues se propageaient alors sur les capteurs avec une incidence quasi-normale à la plage, ce qui permet de négliger la composante de célérité parallèle à la plage.

Nous avons réalisé une comparaison de la célérité vidéo estimée avec la célérité mesurée in situ. La validation porte sur trois périodes durant lesquelles à la fois la vidéo et les mesures in situ étaient disponibles. Les conditions de vagues ont varié de moins d'un mètre à 2.5 m pour des périodes correspondantes de 8 à 11 s. Les conditions de marée de vives eaux ont fait varier le niveau d'eau avec une amplitude proche de 4 m. La

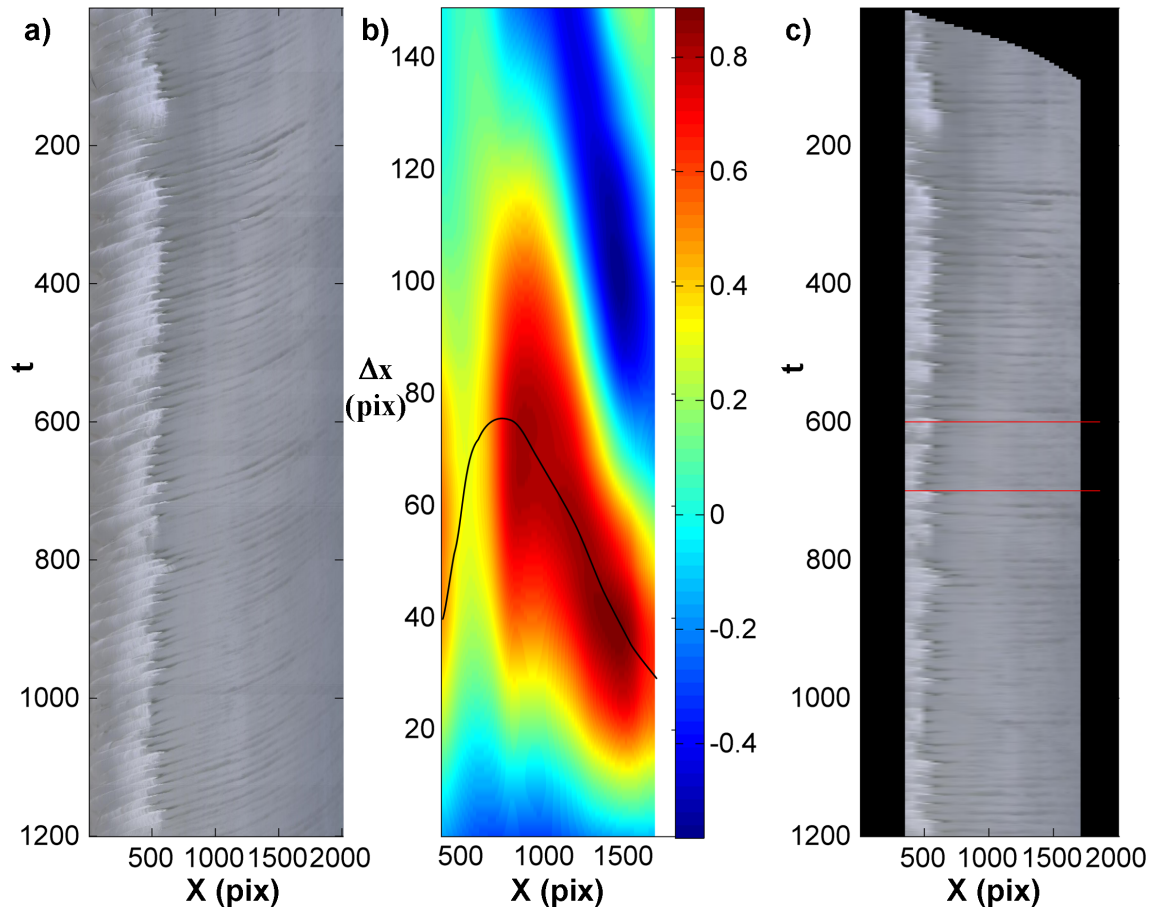


FIGURE IV.28 – Illustration de l'estimation vidéo de la célérité des vagues. Conditions de petites vagues, à marée haute. (a) image spatio-temporelle, les abscisses  $x$  représentent la position perpendiculaire à la plage. Les ordonnées  $t$  représente l'évolution temporelle (vers le bas). (b) Matrice de coefficients de corrélation  $R$  entre chaque position  $x$ , en abscisses, et la distance  $\Delta x$  à cette position en ordonnées. Le déphasage  $\Delta t$  a été fixé à 2 s. La courbe noire indique la distance  $\Delta x$  correspondant au maximum de corrélation pour chaque position  $x$ . (c) image spatio-temporelle dans laquelle la vitesse des vagues (estimée) a été retranchée. Les trajectoires rectilignes indiquent que la vitesse est bien estimée.

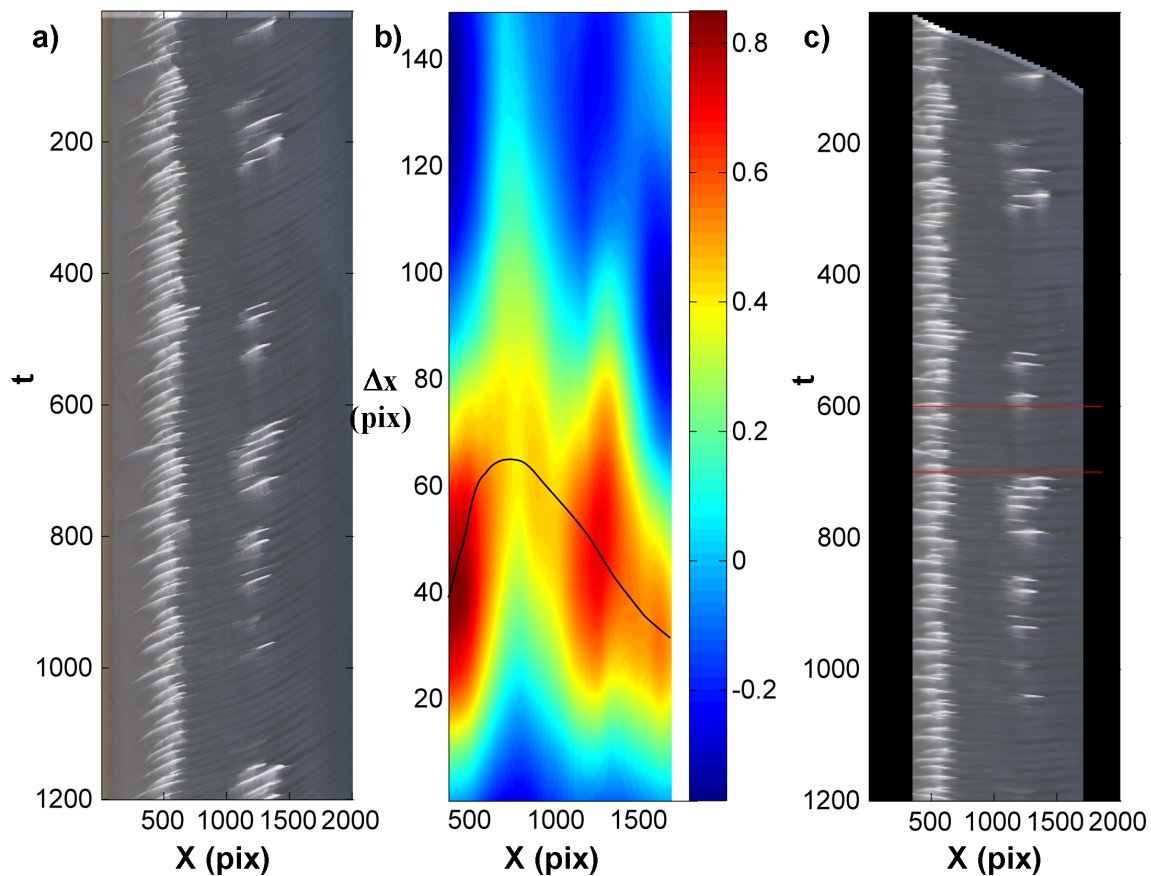


FIGURE IV.29 – Illustration de l'estimation vidéo de la célérité des vagues. Conditions de petites vagues, à mi-haute. Un déferlement intermittent est présent sur la barre (intertidale) immergée. La légende est identique à celle de la Figure IV.28.

Figure IV.30 montre que l'estimation vidéo de la célérité est proche de la mesure in situ. L'erreur RMS moyenne est de 0.28 m/s. Toutefois, dans certaines conditions, l'erreur peut temporairement augmenter comme le 16 juin à mi-marée (erreur supérieure à 0.5 m/s). Les célérités vidéo sont également représentées en fonction des célérités mesurées in situ sur la Figure IV.31 sur l'ensemble de ces 3 périodes. La corrélation entre les célérités est bonne ( $R^2 = 0.91$ ) et aucun biais systématique n'est constaté (pente de la régression = 1.05).

#### IV.3.3.b. v Complément et discussion de la nouvelle méthode

Malgré la bonne précision de notre méthode mais aussi des autres méthodes vidéo d'estimation de la célérité en général, l'erreur peut être localement et ponctuellement importante. En particulier, une topographie complexe et une faible profondeur d'eau peuvent induire des erreurs importantes. Ces erreurs proviennent de la différence accrue, dans ces conditions, entre le signal de vagues en hauteur d'eau et en intensité de pixel. Comme vu précédemment, les vagues les plus pentues ont la plus forte signature visuelle et donc les vagues secondaires, raides, dont la vitesse est différente des vagues "libres", peuvent dominer le signal. Ceci est d'autant plus envisageable que la génération de vagues secondaires peut être forte après le déferlement sur la barre interne ou une brusque variation de topographie (*Masselink, 1998; Sénéchal et al., 2002*).

Une autre source d'erreur de l'estimation vidéo de la célérité peut se produire au niveau des zones de transition, comme au point de déferlement. A ces positions, nous avons vu précédemment que la phase du signal vidéo de vagues varie artificiellement. Cet artefact conduit localement à une sur- ou sous-estimation de la célérité.

Dans notre méthode, nous avons résolu des problèmes spécifiques à l'estimation vidéo de la célérité pour des morphologies complexes. La célérité est estimée sur une distance inférieure à la longueur d'onde des vagues. La méthode ne nécessite pas une cohérence globale du signal de vagues comme requise pour les méthodes basées sur les EOF. Le caractère local de notre estimation de la célérité rend notre méthode appropriée lorsque le signal de vagues n'est pas continu lors de la propagation des vagues, comme c'est le cas pour les plages à barre. Notre méthode est basée sur une corrélation dans le domaine temporel plutôt que spectral ce qui la rend plus robuste à des formes de vagues complexes en signal d'intensité.

Toutes les vagues de la durée choisie sont prises en compte pour estimer une seule célérité. Cette caractéristique est clairement un point clé pour la robustesse de la méthode comme par exemple en cas de vagues peu distinguables ou de déferlement intermittent. Ce point est également essentiel en profondeur intermédiaire, lorsque l'on considère la forte variabilité de célérité entre les vagues (*Catalan and Haller, 2008*).

Comme décrit dans *Stockdon and Holman (2000)* et *Plant et al. (2008)*, l'approximation

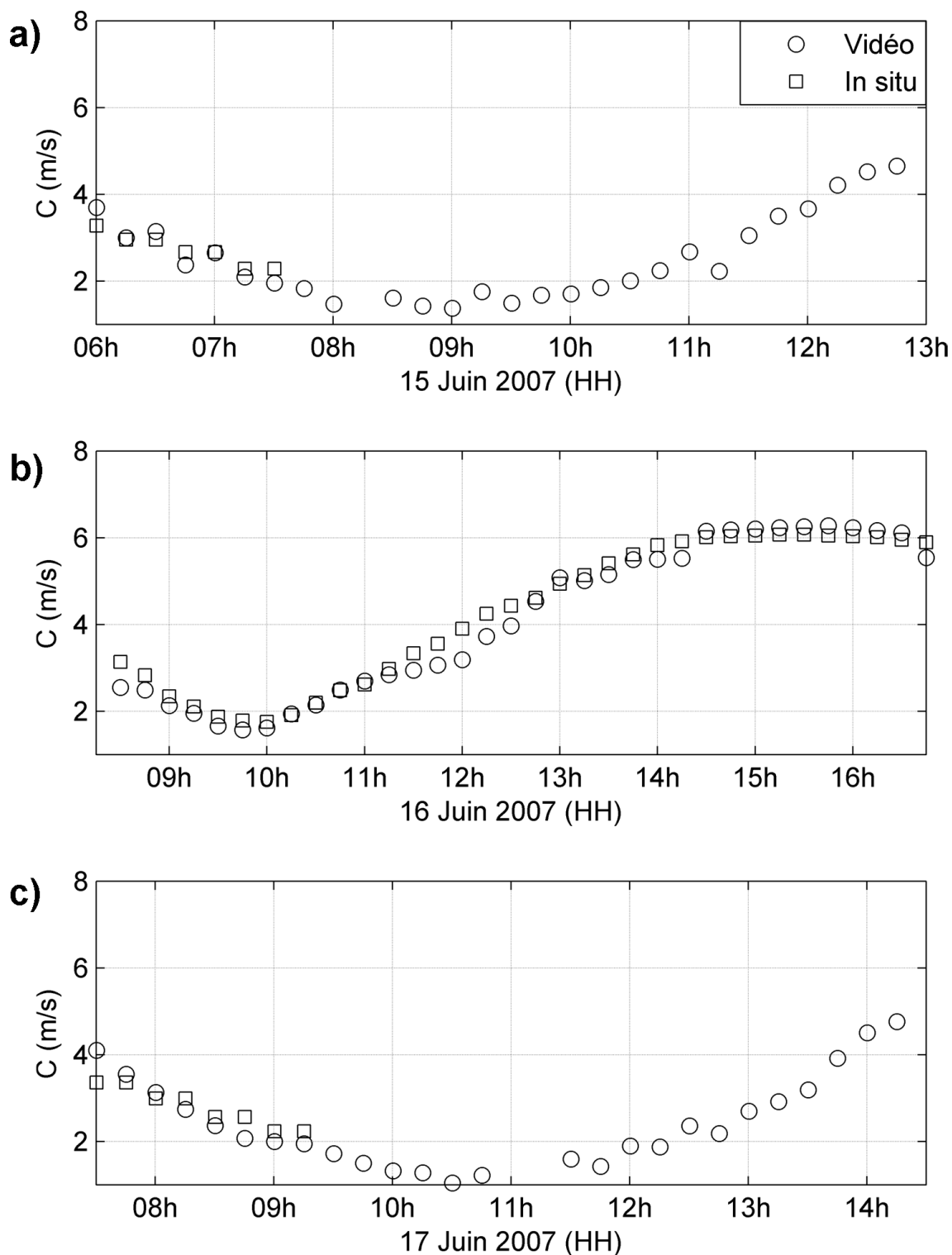


FIGURE IV.30 – Séries temporelles de célérité in situ (rectangles) et calculées à partir de la vidéo (cercles), sur une durée de 3 jours durant la campagne de Biscarrosse 2007. (a) le 15 juin, (b) le 16 juin et (c) le 17 juin. Les célérités vidéo et in situ ont été obtenues à partir de points co-localisés. La variation basse fréquence (~ 12 h) est due à la variation du niveau d'eau induite par la marée. Les courbes montrent un bon accord.



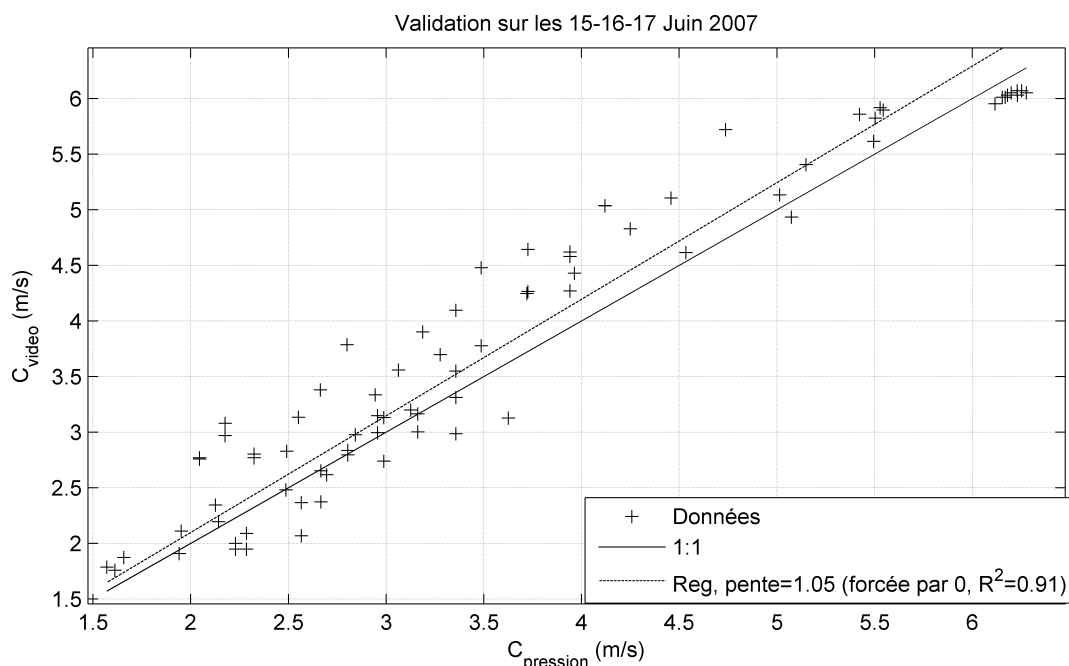


FIGURE IV.31 – Représentation de la célérité calculée à partir de la vidéo en fonction de la célérité mesurée in situ (abscisses). La période de calcul (15-16-17 juin 2007) est la même que celle représentée sur la Figure IV.30. L'accord entre les deux séries de données est bonne, la pente de la régression linéaire étant proche de 1 (1.05) et le coefficient de détermination,  $R^2$  de 0.91.

de houle monochromatique est discutable. La validation de notre méthode a porté sur les données de la campagne de Biscarrosse 2007, durant laquelle le spectre de houle était très étroit avec la présence d'une houle longue. Pour un spectre de vagues plus large (mer de vent et houle) comme fréquemment rencontré sur d'autres sites (Mer du Nord), l'estimation de la célérité est plus difficile (Bos, 2006). Par exemple, calculer une célérité moyenne à partir de deux houles venant de deux directions différentes est problématique. Un moyen de remédier à ce problème est de calculer plusieurs célérités liées à des bandes de fréquences très fines, comme proposé par Catalan and Haller (2008) ou Stockdon and Holman (2000).

Finalement, l'application de cette méthode nécessite l'estimation de l'incertitude associée à la mesure vidéo de célérité. Une façon d'estimer cette incertitude est de calculer la largeur du pic du coefficient  $R$  à chaque position. Plus le pic est large, moins la mesure est précise (voir Figure IV.29). Par exemple, le paramètre de référence peut être la largeur (en m) du pic principal à 2/3 de la valeur maximale. Connaissant  $\Delta t$ , cette valeur peut être ramenée à une incertitude homogène à une célérité (en m/s).

## IV.4 Validation globale des méthodes de reconstruction de la topographie

### IV.4.1 Description

La validation de notre méthode vidéo sur un champ 2D étendu a été rendue possible par la réalisation d'un relevé bathymétrique début avril 2008 (le 3ème réalisé sur la plage du Truc Vert depuis 1969) à la fin de la campagne de Truc Vert 2008 (Figure IV.34) alors que le système vidéo fonctionnait. La barre externe présentait alors une structure tridimensionnelle, bien que moins marquée qu'au début de la campagne (Figure III.8). Ce relevé a été réalisé en présence d'une houle longue peu énergétique ( $H_s \approx 1\text{m}$ ,  $T > 10\text{s}$ ) arrivant avec un angle d'incidence de  $20^\circ$  par rapport à la direction normale. Du 4 au 7 avril, le déferlement sur la barre externe était quasiment inexistant. Durant cette période, nous avons estimé la topographie intertidale et subtidale en nous appuyant à la fois sur les méthodes vidéo MSV et de célérité des vagues. Pour la méthode MSV, les coordonnées (x,y,z) de toutes lignes d'eau du 4 au 7 avril, avec une résolution temporelle de 15 min, ont été utilisées afin de calculer une topographie moyenne. Pour la méthode de célérité de vagues, l'estimation de la célérité a été faite sur des transects allant jusqu'à 900 m au large dans la direction perpendiculaire à la plage et espacés de 50 m dans la direction parallèle à la plage. La célérité a été estimée sur des durées de 15 min (à 2 Hz) pour une résolution temporelle de une heure. Ces vitesses ont été corrigées de l'angle d'incidence des vagues (à partir des données mesurées au large) puis moyennées sur toute la période. L'estimation de la topographie a été réalisée en appliquant la relation de dispersion linéaire à partir des périodes et célérités mesurées par la vidéo.

### IV.4.2 Résultats

La Figure IV.32 représente les topographies intertidales obtenues à partir de la méthode MSV et par relevé in situ. Ces topographies ont été interpolées sur une grille régulière de 5 m x 5 m. L'estimation vidéo représente bien la topographie réelle avec une erreur RMS de 0.44 m (similaire à l'erreur reportée dans la Section IV.2). La barre et le chenal intertidaux sont correctement situés. Un écart important est présent au fond du chenal, comme décrit dans la Section IV.2, avec une surestimation de la profondeur par la vidéo. Une autre zone d'erreur de la vidéo, spécifique aux topographies tridimensionnelles de grande amplitude, est localisée dans le chenal, et en sortie de chenal, avec une sous-estimation de la profondeur. Cette erreur vient du fait que les chenaux ne sont pas découverts, même à marée basse, ne permettant pas d'appliquer correctement les méthodes basées sur la détection de la ligne d'eau à ces endroits là. Par conséquent, lors de l'interpolation sur une grille, la profondeur des chenaux est fortement sous-estimée.

#### IV.4 - Validation globale des méthodes de reconstruction de la topographie

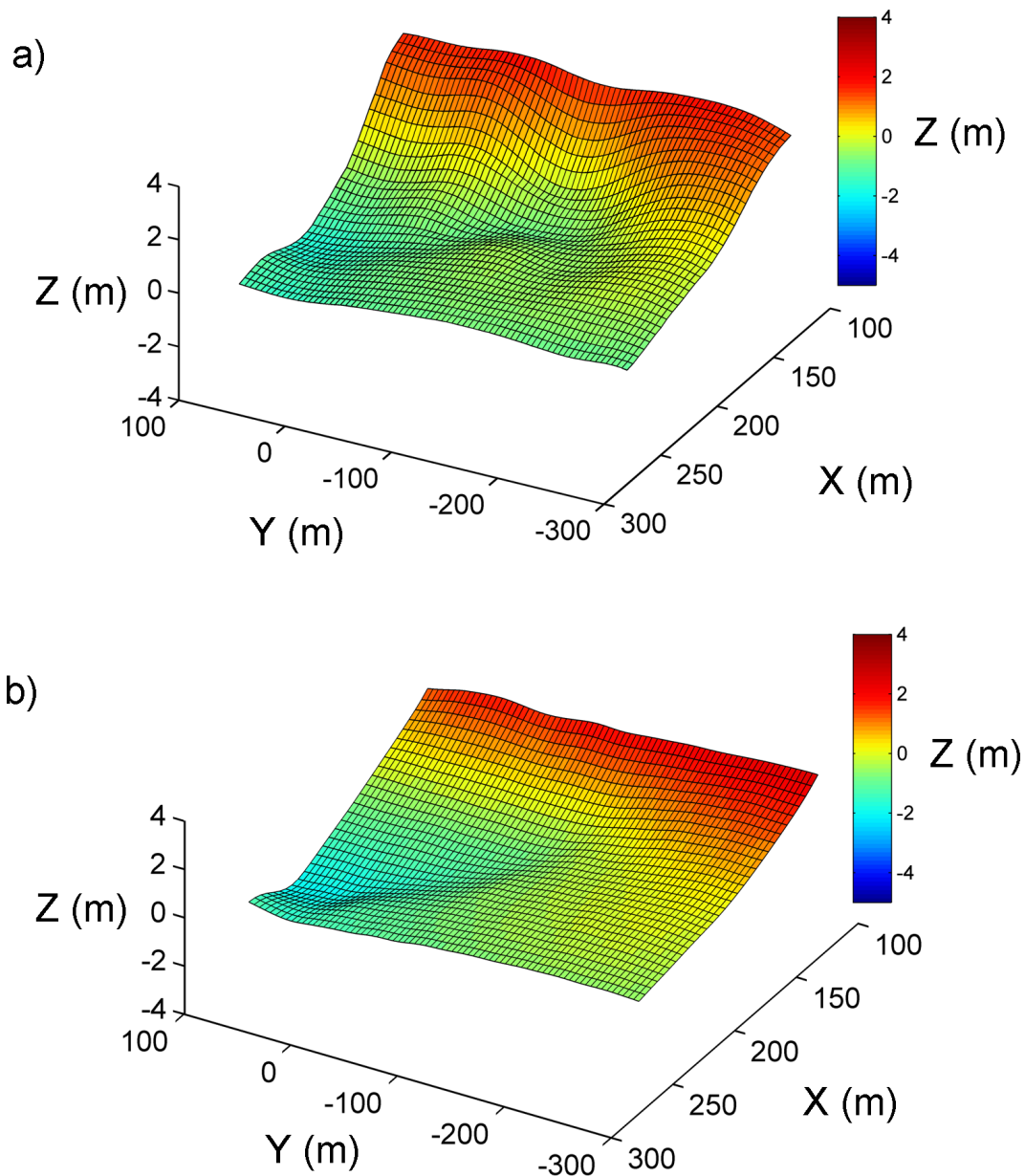


FIGURE IV.32 – Bathymétries intertidales obtenues (a) à partir de la méthode MSV et (b) relevée in situ. Les données sont interpolées sur une même grille régulière 5x5 m. Les structures morphologiques présentes sont bien reproduites. Des écarts sont toutefois constatés au niveau du chenal.

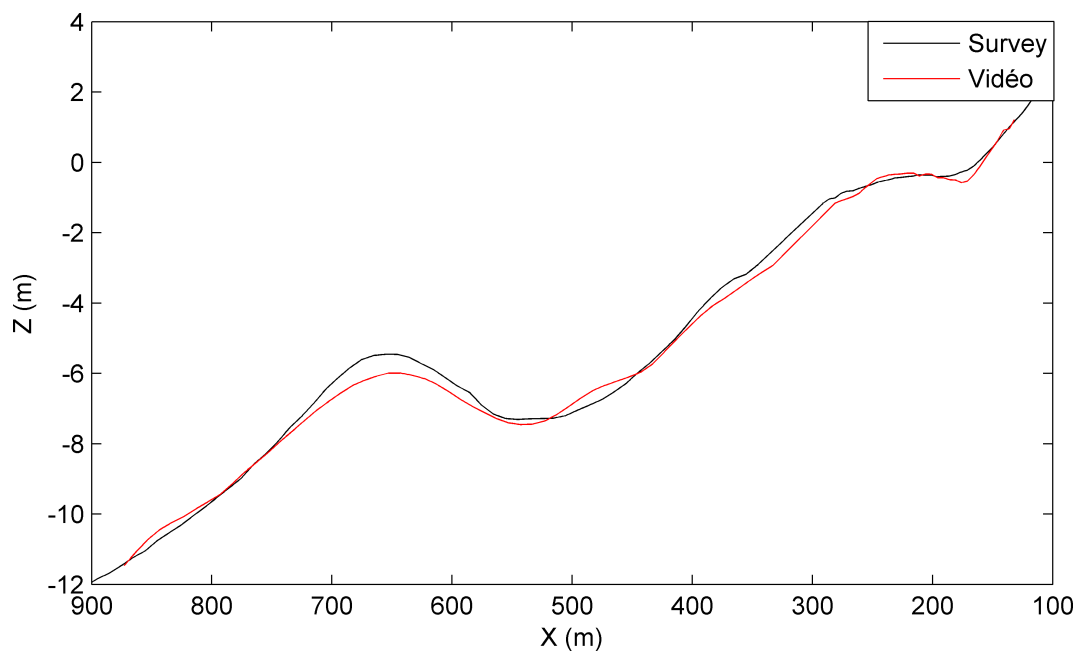


FIGURE IV.33 – Profils topographiques de bathymétries, moyennés dans la direction parallèle à la plage. Les profils sont obtenus à partir de la combinaison entre la méthode MSV et de célérité des vagues (inversion linéaire) (en rouge) et par relevé in situ (en noir) en avril 2008 lors de la campagne Truc Vert 2008. 4 jours de données vidéo ont été utilisés pour obtenir ce profil. Les deux courbes présente un bon accord, les structures (position des barres, amplitude) sont bien reproduites. L'erreur RMS moyenne sur le profil est de 0.3 m.

Finalement l'ensemble des données vidéo ont été interpolées sur une grille régulière de 10 m et 50 m dans les directions perpendiculaires et parallèles à la plage, de même pour les données de bathymétrie réelles. La Figure IV.33 représente les profils de topographie selon la direction perpendiculaire à la plage, vidéo et réel, moyennés dans la direction parallèle à la plage. La correspondance est très bonne entre ces deux profils, même pour les positions les plus éloignées ( $X = 900$  m), avec une erreur RMS moyenne de 0.3 m. La profondeur de la fosse subtidale est bien estimée. La position et l'amplitude de la barre externe sont également bien reproduites. L'estimation vidéo lisse toutefois l'amplitude de la barre (2.1 m) en surestimant localement la profondeur (Erreur de 0.58 m).

Les Figures IV.34a et b représentent les topographies vidéo et réelles interpolées sur la grille de 10 m x 50 m sur un champ de 900 m et 800 m dans les directions perpendiculaires et parallèles à la plage. La correspondance entre ces champs est bonne avec une erreur RMS moyenne de 0.95 m. La géométrie de la barre externe ainsi que les positions sont bien reproduites par la méthode vidéo. La corne dirigée vers la plage est bien située ainsi que les fosses qui l'encadrent. On notera toutefois la présence dans la topographie vidéo d'un artefact de barre (situé à  $X = 450$  m) qui ne se retrouve pas

## IV.4 - Validation globale des méthodes de reconstruction de la topographie

dans la topographie réelle.

### IV.4.3 Discussion

Même si les résultats obtenus sont très encourageants, ils ne suffisent pas à établir une validation complète de la méthode vidéo (MSV et célérité des vagues). En effet, cette validation est ponctuelle avec des conditions de vagues favorables (voir discussion de la méthode dans la Section IV.3.3.b). Il est tout à fait envisageable que les erreurs augmentent nettement pour des conditions différentes. De plus, notre estimation de la topographie est basée sur 4 jours de données vidéo et il est fort probable qu'un calcul sur une durée plus courte dégrade la précision. Nous montrons toutefois que l'estimation quantitative de la topographie littorale est possible avec une bonne précision (Erreur RMS = 0.95 m) et pour une zone étendue (jusqu'à 900 m au large) en appliquant la théorie linéaire.

Malgré l'utilisation de la simple théorie linéaire pour l'inversion bathymétrique et le fait de la valider sur une zone très étendue, la comparaison de la précision avec celles des autres méthodes d'inversion bathymétrique indique que notre méthode présente de bonnes performances par rapport à celles existantes. L'erreur (<20% , 0.95 cm) se situe à une bonne position par rapport à celles des autres méthodes (12-60% , 0.5-1.5 m, voir sections précédentes) qui ont été validées in situ sur des zones plus petites (quelques centaines de mètres) et moins profondes. Cette comparaison n'est toutefois donnée qu'à titre indicatif car les différentes méthodes n'ont pas été appliquées dans les mêmes conditions (topographie, vagues).

Il est intéressant de noter que les structures sableuses dans la topographie vidéo reconstituée sont plus lisses que les réelles. Ceci provient vraisemblablement du fait que pour la méthode vidéo, nous avons estimé les caractéristiques des vagues avec un  $\Delta t$  fixé à 3 s. Or la distance parcourue par les vagues en eau intermédiaire en 3 s peut atteindre  $\sim 30$  m. Toute variation de topographie d'échelle spatiale inférieure est donc filtrée.

De plus les vagues ne réagissent pas linéairement à des variations de topographie brusques. Les effets non linéaires *Grilli and Skourup* (1998) peuvent alors expliquer ce lissage observé des structures dans la topographie vidéo, avec par exemple, la surestimation de la profondeur de la barre externe. L'application d'une inversion non-linéaire dans notre méthode permettrait d'améliorer la qualité de l'estimation.

En plus des non linéarités, deux effets devraient être pris en compte pour affiner l'estimation de la topographie à partir de la célérité des vagues. Dans un premier temps, même si le courant de retour (situé au fond) exerce un effet peu important sur la célérité des vagues (Erreur de 2.5 % trouvée dans *Tissier et al.* (2009)), les courants ont généralement une influence non-négligeable sur la célérité des vagues en zone littorale (*Bonneton*, 2003). Les cellules de circulation tridimensionnelles littorales induites par les vagues provoquent

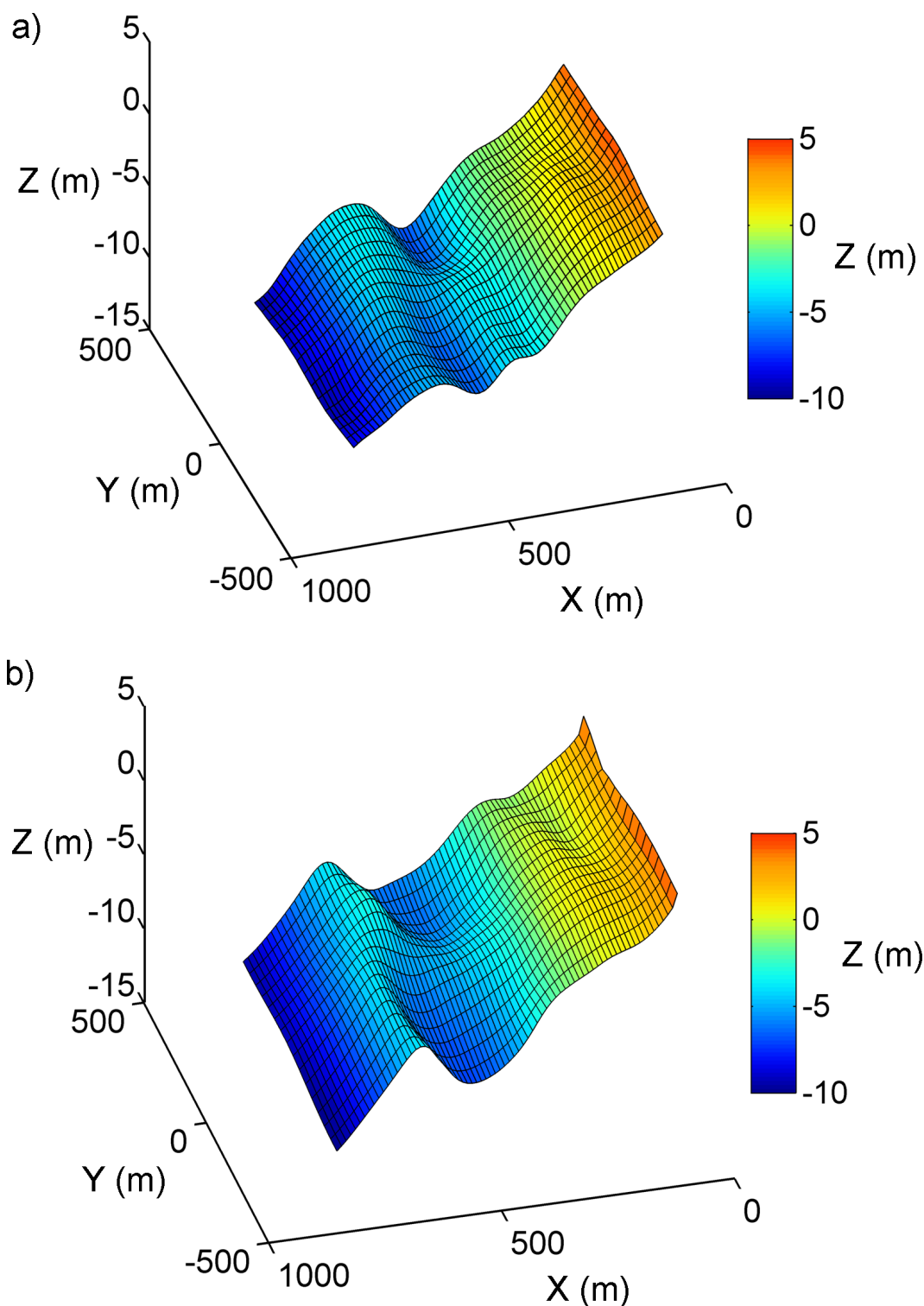


FIGURE IV.34 – Topographies obtenues (a) à partir de la combinaison entre la méthode MSV et de célérité des vagues (inversion linéaire) et (b) relevée in situ. 4 jours de données vidéo ont été utilisés. Les structures sont bien reproduites. L'erreur RMS moyenne est de 0.95 m.

#### **IV.4 - Validation globale des méthodes de reconstruction de la topographie**

---

notamment une surestimation de la célérité des vagues sur les barres et une sous estimation au niveau des sorties de chenaux (*Bonneton, 2001; Castelle and Bonneton, 2004; Castelle et al., 2006*). Deuxièmement, l'estimation précise de la réfraction des vagues sur les structures devrait également permettre d'affiner notre estimation de la topographie. Enfin, l'utilisation couplée d'un modèle hydrodynamique pour estimer certaines variables comme les courants induits par les vagues,  $H_s$ , mais également pour réaliser l'inversion bathymétrique (non-linéaire), apparaît comme la prochaine étape (*van Dongeren et al., 2008*) du développement de notre outil.

En terme de chronologie, ces méthodes vidéo d'estimation de la topographie ont, durant cette thèse, été développées en parallèle aux analyses physiques sur la dynamique des plages. Une validation préalable a été nécessaire avant une utilisation de ces méthodes en opérationnel. Ces validations n'ont pu être menées que consécutivement au traitement des données in situ, après le déroulement des campagnes de mesure (*Biscarosse 2007 et Truc Vert 2008*). C'est pourquoi les analyses présentées dans le Chapitre V sur la dynamique des barres n'utilisent pas ces méthodes, en particulier celle pour la topographie immergée. Les résultats sur la dynamique du haut de plage présentés dans le Chapitre VI font au contraire appel à notre méthode vidéo d'estimation de la topographie intertidale, déjà bien avancée et validée lors des analyses.

## Synthèse du Chapitre IV

### • Objectifs

Développer un outil vidéo permettant de reconstruire des topographies littorales complexes, à haute fréquence ( $\sim 1$  jour) pour le suivi de la morphodynamique à court terme.

### • Traits principaux

#### Estimation vidéo de la topographie intertidale

- Nous avons introduit une nouvelle méthode vidéo de détection de la ligne d'eau pour des morphologies complexes : la méthode MSV (précision de  $\sim 2-5$  m en horizontal, 10-20 m maximum).
- Nous avons décrit comment une amélioration de la précision de 30 % est obtenue par calcul de la ligne d'eau sur des durées plus courtes ( $< 2$  min) et par correction locale à partir de la longueur d'excursion de swash calculée par la vidéo.
- Des mesures in situ ont montré que des variations de l'élévation de la ligne d'eau dans la direction parallèle ( $O(0.1\text{ m})$ ) à la plage sont possibles pour une topographie complexe.
- L'erreur sur l'estimation de l'élévation verticale de la ligne d'eau de 0.1-0.2 m et l'erreur globale de notre méthode intertidale (erreur RMS  $\sim 0.4$  m).

#### Estimation vidéo de la topographie immergée

- Les mesures réalisées montrent que la relation de dispersion linéaire des vagues est valable pour les profondeurs intermédiaires et peu profondes mais se dégrade de manière importante sous certaines conditions (ex : très faibles profondeurs).
- Nous avons présenté une nouvelle méthode hybride de mesure de la célérité des vagues basée sur l'inter-corrélation. Contrairement à celles existantes, elle est robuste pour des morphologies complexes et permet une bonne précision (Erreur RMS = 0.28 m/s).

#### Validation globale de notre outil vidéo de reconstruction de la topographie

- Nous avons validé le nouvel outil vidéo (MSV + célérité des vagues) sur une topographie très étendue (900 m x 800 m) et complexe (structures tridimensionnelles). L'erreur est faible (erreur RMS de 0.95 m).
- Les structures morphologiques (amplitudes et positions) sont bien reproduites.
- Amélioration possible en prenant en compte les effets non-linéaires et l'influence du courant sur les vagues.

### • Conclusions et perspectives

Notre outil d'estimation vidéo de la topographie est robuste pour une large gamme de conditions, de vagues, de marée, et de morphologies. L'utilisation conjointe à la vidéo d'un modèle numérique hydrodynamique pour prendre en compte l'influence de la morphologie sur le setup, les interactions vagues-courant et les effets non linéaires des vagues, devrait permettre d'améliorer la précision globale. Cet outil peut être utilisé de manière opérationnelle pour suivre l'évolution de la topographie, ou pour faire de la prévision dans une technique d'assimilation (*van Dongeren et al.*, 2008).



# Chapitre V

## Réponse d'un système double barre à une séquence de tempêtes

## Contents

---

<b>V.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>143</b>
<b>V.2</b>	<b>Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)</b>	<b>146</b>
V.2.1	Introduction	148
V.2.2	Data	149
V.2.2.a	Study area description	149
V.2.2.b	ECORS08 wave and tide data	152
V.2.2.c	ECORS08 video data	152
V.2.2.d	Hydro- and morphological indexes	154
V.2.3	Results	155
V.2.3.a	Description of the evolution of the double sandbar system	155
V.2.3.b	SPAW dynamics	157
V.2.3.c	Morphological changes and link with offshore wave and tide forcing	162
V.2.4	Discussion	163
V.2.4.a	Short term evolution of morphology	163
V.2.4.b	Morphological interactions	165
V.2.4.b. i	SPAW generation	165
V.2.4.b. ii	SPAW control on the inner bar	166
V.2.4.c	Tidal influence	167
V.2.5	Conclusions	168
<b>V.3</b>	<b>Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête</b>	<b>170</b>
V.3.1	Description de l'évolution temporelle simultanée de deux systèmes à double barre	171
V.3.2	Facteurs hydrodynamiques contrôlant les changements morphologiques	172
V.3.3	Discussion	175
V.3.4	Conclusions	177

---

## V.1 Introduction

Nous décrivons, dans ce chapitre, la dynamique des systèmes doubles barres en conditions de vagues énergétiques. Lors de telles conditions, les changements morphologiques sont importants, à la fois en termes de rapidité et d'amplitude. La majorité des études se sont pourtant consacrées à caractériser la dynamique de la plage en conditions de vagues peu énergétiques. Elle est restée peu étudiée en période de tempêtes car considérée comme "simple", gouvernée par un fort courant de retour. Dans la littérature, la dynamique en période de tempête est souvent simplement évoquée comme une simple réinitialisation de la plage vers un état plus dissipatif (*Wright and Short, 1984*), uniforme dans la direction parallèle à la plage. La migration des barres est décrite comme correspondant à un simple ajustement horizontal par rapport au point de déferlement des vagues (voir Chapitre II.3.1) (*King and Williams, 1949; Aagaard et al., 1998*). Le comportement des barres est cependant plus complexe. Pour l'illustrer, citons les études de *Plant et al. (2001, 2006)* qui ont montré à partir d'un suivi longue durée (jusqu'à 16 ans) du profil de plages, que la position des barres n'est jamais à l'équilibre avec le forçage en vague, même lorsque ce forçage est constant. Aussi, la réponse des barres à des variations du forçage en vagues, en particulier lors des tempêtes, est influencée par différents facteurs : rétroaction de la morphologie sur l'hydrodynamique, interactions entre barres, influence du marnage, environnement à plus grande échelle

De multiples études se sont attachées à estimer le temps de réponse des barres aux variations du forçage en vagues. Les temps de réponses calculés vont de quelques jours à plusieurs années (*Plant et al., 2001*), les barres ne répondant pas à des tempêtes individuelles mais à des séquences de tempêtes (*Enckevort and Ruessink, 2003a; Ruessink et al., 2009*). Des observations ont montré que ce temps de réponse dépend des caractéristiques des barres : amplitude et position (*Pape et al., 2009*). *Pape et al. (2009)* suppose que les non-uniformités (ex : barre en croissant) ont également une influence cruciale sur la réponse (amplitude, rapidité) des barres à une tempête, mais ce point n'a encore jamais été prouvé ni quantifié.

Le comportement d'un système à double barre est rendu encore plus complexe de par les interactions qui existent entre les barres. La barre externe modifie l'énergie incidente des vagues sur la barre interne et donc son comportement (*Lippmann and Holman, 1989*). En conditions peu énergétiques, nous avons vu au Chapitre II que l'évolution de la barre interne vers une géométrie tridimensionnelle est plus complexe que pour une barre unique car elle est gouvernée à la fois par un mécanisme d'auto-organisation et un couplage avec la barre externe (*Ruessink et al., 2007; Castelle et al., 2008*). La géométrie non-uniforme de la barre externe impacte celle de la barre interne.

## V - Réponse d'un système double barre à une séquence de tempêtes

---

Les mécanismes d'interactions entre barres concernent surtout des conditions de vagues peu énergétiques. Le seul mécanisme d'interaction reconnu pour des conditions de tempête est celui de protection de la barre interne par dissipation d'énergie lors du déferlement des vagues sur la barre externe (*Masselink and Puleo, 2006*). Ce mécanisme limite, lors des tempêtes, la hauteur des vagues incidentes sur la barre interne de manière uniforme dans la direction parallèle à la plage. Même si des interactions tridimensionnelles sont supposées également exister (*Shand, 2007; Wijnberg and Holman, 2007*), elles n'ont pas été clairement mises en évidence. Malgré de nombreuses recherches, la réponse d'un système double barre à une tempête est encore très mal comprise, en particulier pour la barre interne (*Castelle et al., 2007b*).

L'influence d'un large marnage ajoute également un degré supplémentaire à la complexité de la dynamique d'un système double barre. Au Chapitre II, nous avons montré qu'un changement de marnage induit une variation du temps de résidence et de l'intensité des processus hydrodynamiques en un endroit, modifiant ainsi les flux hydrosédimentaires et donc la morphodynamique. De manière étonnante, en dépit de leur forte présence de par le monde (*Short, 1991*), les plages à large marnage n'ont pas fait l'objet de nombreuses études. L'influence de la marée dans la réponse d'un système double barre à une tempête est pourtant supposée être importante mais reste à ce jour très mal comprise.

Enfin, l'environnement à grande échelle (spatiale et temporelle) joue un rôle crucial sur le comportement à court terme du système littoral. *Ruggiero et al. (2005)* montre par exemple que les évolutions du littoral à grande et à petite échelle interagissent. La réponse des plages aux tempêtes dépend en particulier de l'évolution du stock de sable disponible. Aussi, l'évolution d'une structure morphologique de grande échelle (ex : flèche sableuse) modifie l'hydro-morphodynamique des plages environnantes. Comme souligné dans *Wijnberg and Kroon (2002)*, la dynamique des plages à barre est donc largement influencée par l'environnement à grande échelle, à la fois morphologique, sédimentaire et hydrodynamique.

Sur le littoral aquitain, des différences d'évolution pluriannuelle entre les plages sont observées (*Castelle, 2004*). Les variations d'environnement à grande échelle de la côte Aquitaine jouent un rôle évident sur cette évolution, mais cette influence doit également se retrouver dans le comportement à court terme des plages. En particulier, la réponse du système double barre à une tempête est supposée dépendre de cet environnement à grande échelle, en plus des facteurs internes au système évoqués dans les paragraphes précédents.

Nous décrivons dans une première section le comportement d'un système double barre soumis à une séquence de tempêtes, durant la campagne Truc Vert 2008, en repro-

duisant un article soumis au journal *Continental Shelf Research* (Almar et al., 2009a). Dans une deuxième section (V.3), nous nous attachons à évaluer la représentativité de l'évolution de cette plage pour l'ensemble des plages aquitaines, en la comparant avec celle d'une autre plage, Biscarrosse (Almar et al., 2009b) (voir Annexe B).

## V.2 Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

### Résumé de l'article

L'article suivant décrit l'évolution temporelle de la plage à double barre de Truc Vert sous un forçage intense en vague. L'analyse est obtenue à partir de 5 semaines d'images vidéo moyennées sur 10 min. Les quatre tempêtes, dont une a présenté des hauteurs de vagues supérieures à 8 m, ont induit des changements importants sur le système à double barre. La barre externe a migré rapidement vers le large (jusqu'à 30-50 m/jour) durant les deux jours qu'a duré la plus forte tempête, simultanément à l'effacement de sa géométrie tridimensionnelle (ou en croissant). Curieusement, les baies de la barre externe n'ont migré que faiblement vers le large durant la plus forte tempête. Les extrémités des cornes se sont quant à elles dissociées de la barre externe et se sont rapidement propagées vers le bord et connectées à la barre interne. Sur la durée d'étude, l'évolution de la barre externe a été dominée par les changements uniformes dans la direction parallèle à la côte plutôt que par des changements non-uniformes. Le comportement contraire a été observé pour la barre interne. De plus, la dynamique de la barre externe a été principalement gouvernée par les variations temporelles du forçage en vagues alors que la dynamique de la barre interne a été fortement influencée par les variations du marnage (cycle mortes-eaux, vives-eaux). Nos observations mettent en avant le rôle clé de la morphologie existante (en particulier la présence d'une barre subtidale et de sa géométrie) et du marnage dans l'évolution d'un système double barre. Ces résultats impliquent aussi que les barres ne peuvent pas être étudiées de manière isolée.

## Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range

R. Almar<sup>1</sup>, B. Castelle<sup>1</sup>, B.G. Ruessink<sup>2</sup>, N. Sénéchal<sup>1</sup>, P. Bonneton<sup>1</sup>, and V. Marieu<sup>1</sup>

### Abstract

Five weeks of hourly, 10-minute time-exposure video images were used to analyze the meso-macro-tidal double-barred Truc Vert Beach, SW France, under intense wave forcing. The four storms experienced, one of which with an offshore significant wave height over 8 m, induced dramatic changes in the double sandbar system. The subtidal outer bar migrated offshore rapidly (up to 30-50 m/day) and its pre-existing crescentic pattern was wiped out. Intriguingly, the outer-bar bays barely migrated offshore during the most intense storm, whereas a former horn was shed off and propagated onshore to weld with the inner, intertidal bar within a single day. Over the entire study period, the outer-bar dynamics was dominated by alongshore-averaged changes rather than alongshore non-uniform changes, while the opposite was observed for the inner bar. In addition, the outer-bar dynamics was predominantly controlled by the time-varying offshore wave conditions, whereas the inner-bar dynamics was influenced largely by the tide-range variations. Our observations put forward the key role of morphological settings (the presence of a subtidal bar and its shape) and tidal range in governing inner-bar behaviour within a double sandbar dynamics, and imply that sandbars cannot be studied in isolation.

**Keywords** : double-sandbar system, meso-macro tidal environment, storm impact, nearshore, video imaging, short-term morphodynamics, Truc Vert Beach

---

1. Université Bordeaux 1 ; CNRS ; UMR 5805-EPOC, Talence, F-33405, France.

2. Department of Physical Geography, Faculty of Geosciences, Institute for Marine and Atmospheric research, Utrecht University, The Netherlands.

### V.2.1 Introduction

Double nearshore sandbar systems are common morphological features along sandy, wave-dominated, micro- to meso-macro-tidal coastlines (*Ruessink et al.*, 2003a; *Enckevort et al.*, 2004; *Castelle et al.*, 2007b). Both bars can exhibit a wide range of planshapes, varying from linear to undulating. Alongshore non-uniformities in nearshore sandbars are traditionally classified into discrete states within the conceptual model of Wright and Short (1984). Initially developed for single-barred, micro-tidal beaches, this conceptual model identifies three main beach states from dissipative to reflective with, in-between, an intermediate state further divided into 4 sub-states. Within this intermediate state, immediately below the dissipative state is the Longshore Bar and Through (LBT), next the Rhythmic Bar and Rip (RBR), then the Transverse Bar and Rip (TBR), and finally the Low Tide Terrace (LTT). High-energy wave conditions generally induce an up-state transition toward the LBT or the fully dissipative state, which is associated with rapid seaward bar migration of up to 10-20 m/day (e.g., *Gallagher et al.* (1998)). During post-storm, decreasing wave-energy conditions, undulating patterns develop (down-state transition); also, the bar slowly propagates shoreward (*Sallenger et al.*, 1985; *Gallagher et al.*, 1998). In double sandbar systems, both bars are expected to go through all the states within the intermediate classification and independently follow the same up-state and down-state schemes as single-barred systems (*Short and Aagaard*, 1993).

Alongshore-averaged (or, two-dimensional 2D) cross-shore sandbar migration has primarily been considered as a morphologic adjustment to the hydrodynamic forcing (among others, *King and Williams* (1949); *Aagaard et al.* (1998)). However, this theory has been recently challenged by observations (*Ruessink et al.*, 2000; *Plant et al.*, 2001) and numerical modelling (*Aarninkhof et al.*, 1998; *Masselink*, 2004) which put forward that 2D sandbar behaviour is more complicated than previously envisaged. Sandbar dynamics may be driven by an interaction of the evolving sandbar itself and the hydrodynamic forcing. A sandbar strongly controls the wave breaking location (*Lippmann and Holman*, 1989) and, hence, cross-shore sediment transport patterns; this may reinforce or suppress further bathymetric modifications (e.g., *Plant et al.* (2001)). For instance, wave-breaking on an outer-bar affects the hydrodynamics and hence the evolution of an inner-bar. Observations (*Ruessink et al.*, 2007) suggest that the distance between the inner and outer-bars might be a critical parameter governing the behaviour of the composite double-bar system during down-state transitions. However, the 2D, cross-shore response of double sandbar systems to storms is still poorly understood (e.g., *Castelle et al.* (2007b)), especially that of the inner bar. The role of morphological feedback in forming alongshore non-uniform (three-dimensional, 3D) sandbar patterns is now also widely acknowledged (*Coco and Murray*, 2007). In double-sandbar systems, the outer bar often exhibits a reasonably regular crescentic pattern (*Enckevort et al.*, 2004), defined as an alongshore sequence of horns and bays where horns extend landward and bays



## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

---

seaward. Recent observations (*Ruessink et al.*, 2007) and numerical modelling (*Castelle et al.*, 2008) showed that the generation of 3D inner-bar patterns may be more complicated, typically being a mixture of self-organization and outer-inner-bar interactions (or "morphological coupling") rather than self-organization alone. As opposed to the relatively well-known down-state sequence, up-state double-sandbar system interactions during storms, whereby pre-existing 3D patterns disappear into an alongshore 2D bar, are still poorly understood. It is possible that during up-state transitions the inner and outer bar may also strongly interact. For instance, during intense (storm) wave forcing, *Wijnberg and Holman* (2007) observed at a single-barred beach (Duck, USA) that a crescentic bar may shed a bar-like feature that later on merged with the subaerial beach. They named this spatially isolated feature a Shoreward Propagating Accretionary Wave (SPAW). Similar features have been described for Wanganui, New Zealand (*Shand*, 2007). It is possible that a SPAW shed off from an outer bar may similarly affect the evolution of an inner bar. The link between 2D and 3D changes has never been investigated for up-state transition in double-bar systems. Recent studies have shown that the tidal range can affect sandbar dynamics by changing the type and duration of shoaling-wave, surf and swash processes across the bar (*Masselink and Turner*, 1999; *Masselink and Puleo*, 2006; *Price and Ruessink*, 2008). A small tidal range is expected to increase surf zone and swash processes and thus to result in rather short response times to time-varying incident wave conditions, whereas a large meso- to macro-tidal ranges favours shoaling-wave processes and, hence, increases the response time. Curiously, despite their common occurrence (*Short*, 1991), double-barred systems exposed to a large tidal range have barely been studied (among others; *Kroon and Masselink* (2002); *Masselink et al.* (2007, 2008)). In particular, the effect of such a large tidal range on the double-sandbar system response to storms is poorly understood. In this paper, we present the first high-frequency ( $\sim$ daily) observations of double sandbar dynamics in a high-energy, meso-macro-tidal environment. In Section 2, we present the hydrodynamic and video data gathered during a five-week period of intense wave forcing at Truc Vert Beach, SW France. In Section 3, we describe the temporal evolution of this system. Also, we investigate outer-inner-bar interactions as well as the link between offshore forcing (offshore wave and tide) and the observed double-sandbar evolution. The observed complexity of the double-sandbar system response to storm and tide conditions is discussed in Section 4.

### V.2.2 Data

#### V.2.2.a Study area description

The field site is Truc Vert Beach (TVB), located along the southern part of the French Atlantic Coast (Figure V.1) and typical of the relatively undisturbed coast ex-

tending 100 km between the Gironde Estuary (90 km to the North) and the Arcachon Lagoon inlet (10 km to the south). TVB's straight sandy coastline is almost N-S-oriented and bordered by high aeolian dunes. The sediment consists of quartz sand with a mean grain size ranging from 200 to 400  $\mu\text{m}$  (Pedreros *et al.*, 1996). TVB is a wave-dominated environment characterized by mainly low-steepness waves associated with long-distance swell travelling from the W-NW direction. The seasonal modulation of the incoming wave energy is strong, with a minimum in wave energy during summer ; in winter the offshore significant wave height ( $H_s$ ) may reach 10 m during severe storms. The mean annual  $H_s$  is 1.4 m with a corresponding mean period of 6.5 s (Butel *et al.*, 2002). The tide is semi-diurnal with a neap and spring tidal range of 2 and 5 m, respectively. TVB is a highly dynamic, intermediate double-barred beach (Castelle *et al.*, 2007b; Sénéchal *et al.*, 2009) following the classification of Wright and Short (1984) and Short and Aagaard (1993).

Long-term satellite monitoring and monthly topographic surveys showed that the inner-bar can go through all the intermediate sub-states within the classification of Wright and Short (1984). The inner intertidal bar usually exhibits a Transverse Bar and Rip (TBR) morphology with a mean alongshore-averaged wavelength of about 400 m (Lafon *et al.*, 2002; Apoluceno *et al.*, 2002; Sénéchal *et al.*, 2009). From recurrent observations, Apoluceno (2003) established that a significantly longer period than for other sites (Owens and Frobel, 1977) was required for the down-state transition from LBT to LTT to occur at TVB. Apoluceno (2003) suggested that waves with  $H_s > 3$  m were required for enforcing an up-state from the LTT morphology, despite some observations (Apoluceno, 2003) have shown that LTT morphology can persist during storm events with  $H_s > 3$  m and TBR morphology during storm events with  $H_s > 5$  m. Alongshore southward migration rates of 0.5 to 4.5 m/day were deduced from sparse satellite images and shoreline maps, and are limited to fair weather conditions. Long-term satellite monitoring and monthly topographic surveys showed that the inner-bar can go through all the intermediate sub-states within the classification of Wright and Short (1984). The inner intertidal bar usually exhibits a Transverse Bar and Rip (TBR) morphology with a mean alongshore-averaged wavelength of about 400 m (Lafon *et al.*, 2002; Apoluceno *et al.*, 2002; Sénéchal *et al.*, 2009). From recurrent observations, De Melo Apoluceno (2003) established that a significantly longer period than for other sites (Owens and Frobel, 1977) was required for the down-state transition from LBT to LTT to occur at TVB. Apoluceno (2003) suggested that waves with  $H_s > 3$  m were required for enforcing an up-state from the LTT morphology, despite some observations (Apoluceno, 2003) have shown that LTT morphology can persist during storm events with  $H_s > 3$  m and TBR morphology during storm events with  $H_s > 5$  m. Alongshore southward migration rates of 0.5 to 4.5 m/day were deduced from sparse satellite images and shoreline maps, and are limited to fair weather conditions. Most of the time the outer bar exhibits crescentic patterns with a mean alongshore wavelength of about 700 m (Froidefond *et al.*,

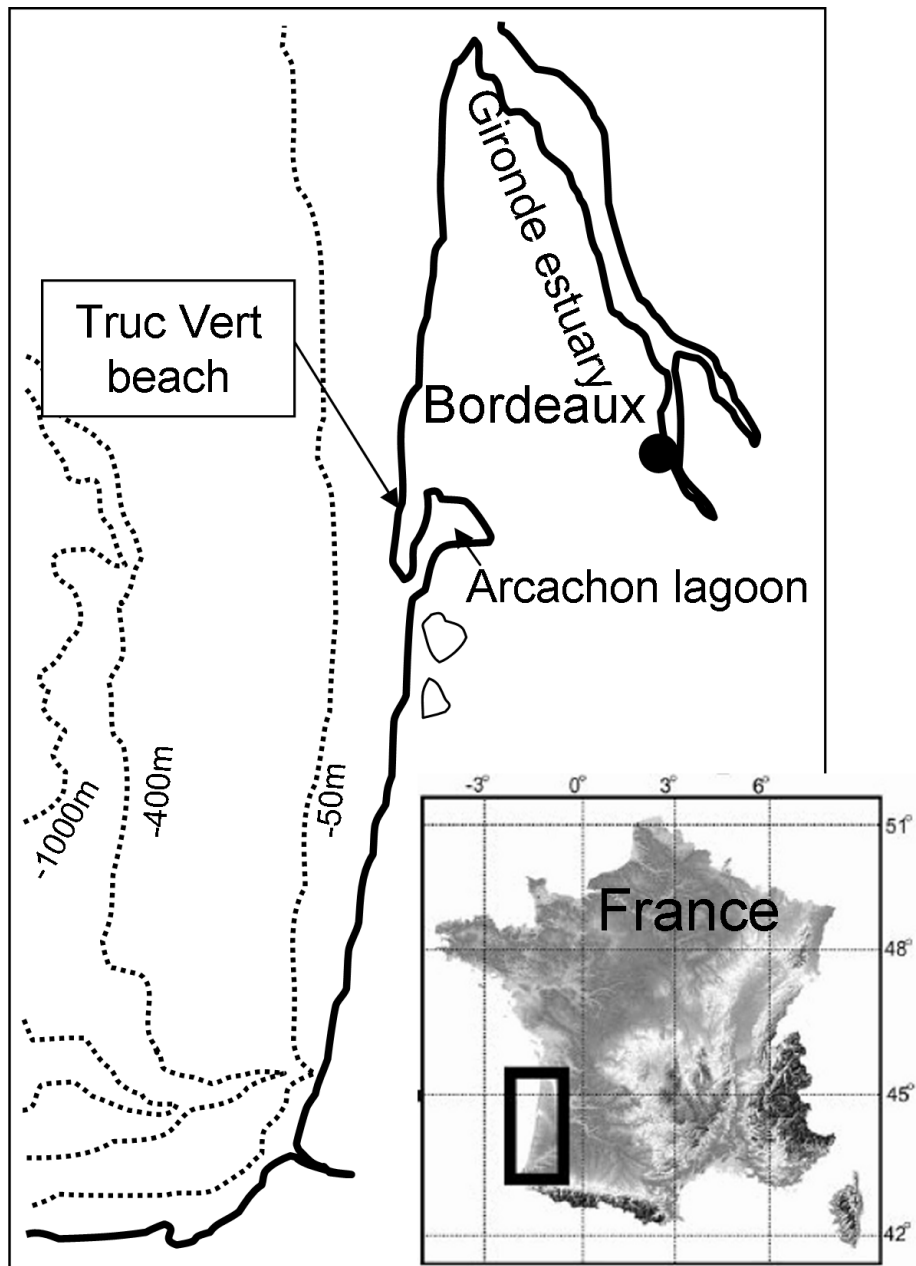


FIGURE V.1 – Location of the field study site, Truc Vert Beach, on the French Aquitanian Coast.

1990; *Castelle and Bonneton, 2004; Lafon et al., 2004*). Sparse bathymetric surveys have shown that the shallowest landward-protruding section of the bar, the deepest seaward-protruding section of the bar and the trough are on the order of 2 m, 4.5 m and 6 m above the Lowest Astronomical Tide (LAT), respectively (*Desmazes et al., 2002*). These values are likely to vary significantly given the highly variable wave conditions TVB is exposed to, and given that the available bathymetric surveys were undertaken during fair weather conditions only. The outer-bar shape can vary from a regular crescentic shape to a strongly skewed crescentic shape (*Lafon et al., 2004*), presumably related to angle of wave incidence (*Castelle et al., 2005*). Over a 3-month period of relatively fair weather, *Lafon et al. (2004)* reported a southerly migration rate of about 1 m/day.

### V.2.2.b ECORS08 wave and tide data

The ECORS (DGA-SHOM) field experiment took place at TVB from March 1 to April 9, 2008, and involved 120 scientists from 16 international institutions. One of the aims of the experiment was to study short-term TVB response to storms (more details can be found in *Sénéchal et al. (2008)*). These storm condition expectations were fully satisfied as, during the experiment, the Aquitanian Coast was exposed to 4 severe storms with  $H_s$  larger than 4 m, comprising a 10-year return storm with  $H_s$  larger than 8 m coinciding with spring tidal ranges. Wave characteristics ( $H_s$ , peak period ( $T_p$ ) and direction) were sampled half-hourly from a waverider buoy, located offshore in 54-m depth (SHOM - "Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine"). The tidal level was obtained from prediction (SHOM). Time series of the offshore wave and tide parameters during the experiment are shown in Figure V.2. Nearshore subtidal bathymetric surveys have been carried out by the SHOM on February 22 and April 7-9. Intertidal and subaerial beach surveys were performed daily with centimetric accuracy using DGPS (*Parisot et al., 2009*). Figure V.3 shows the combination of the topographic and bathymetric data on February 22, in which strikingly well-developed outer-bar crescents with a wavelength of about 600 m can be seen.

### V.2.2.c ECORS08 video data

A video system (Cam-Era technology - NIWA) was set up for the duration of the experiment, mounted on a 8-m high scaffolding implemented on the top of the dune (27 m above the Mean Sea Level (MSL)). The system contained two high-resolution cameras (3.5 MegaPixel) covering an alongshore distance of the inner- and outer-bar of 1200 m and 2500 m, respectively. The system collected full frames continuously at 2 Hz during daylight hours for the entire experiment. Because the storm on March 5 damaged the scaffolding, images are available from March 6 to April 9 only. Time-exposure images were generated by averaging over 1200 consecutive images (10 minutes) every hour. The two camera images were rectified from pixel to world coordinates (*Holland et al., 1997*)

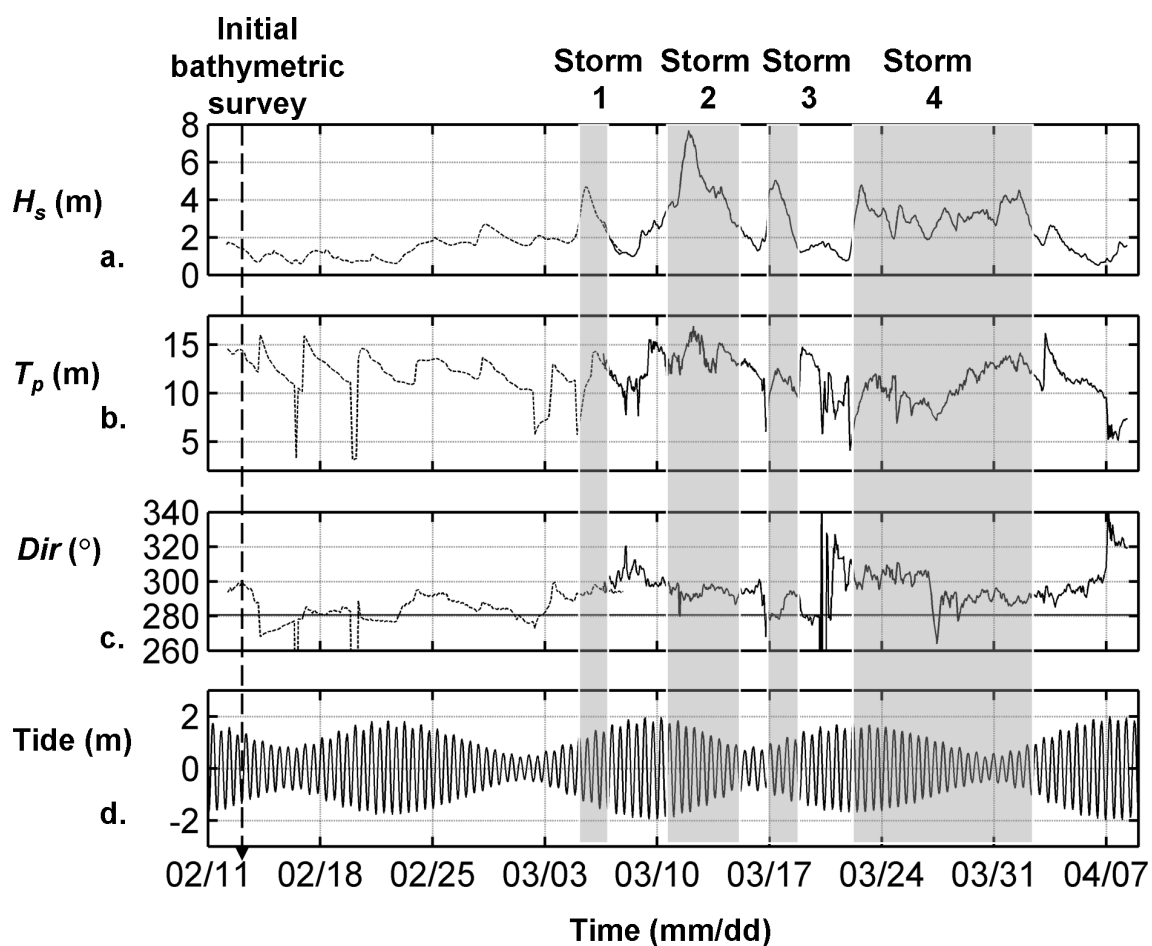


FIGURE V.2 – Time series of offshore (a) significant wave height  $H_s$ , (b) peak period  $T_p$ , (c) angle of incidence and (d) water level (tide) versus time at Truc Vert Beach. The horizontal line in (c) indicates the shore-normal direction. Vertical grey bands correspond to the 4 storm periods described in the text.

and merged to yield a single plan view image, referenced to the tidal level. The grid resolution in the plan view images was 2 x 2 m. In the inner-bar area, in front of the video cameras ( $x = 0$  m,  $y = 0$  m), the pixel footprint dimensions were about 0.5 m and 1 m in the alongshore  $y$  and cross-shore  $x$  directions, respectively. These dimensions worsen to about 10 and 20 m at both alongshore ends of the field site. On the selected time-exposure images, white bands are present due to predominant wave breaking over the underlying sandbar morphology (*Lippmann and Holman, 1989; Enckevort and Ruessink, 2001*). The bar crest locations were digitalized by manually tracking the cross-shore location of the image intensity peaks in the alongshore direction. Following *Enckevort and Ruessink (2003a,b)*, a matrix  $X(t,y)$  was constructed for both bars, consisting of bar crest locations in cross-shore direction  $X$  at time  $t$  and alongshore location  $y$ . Bar crests cross-shore locations were corrected from waves- and tide- artificial shift using the method described in *Pape and Ruessink (2008)*. On the whole, the difference between tracked and real bar crest position depends on (1) the quality of the bar tracking, (2) the pixel footprint, (3) the photogrammetric error that mainly results from the difference between actual elevation and tidal level and (4) the tide- and wave-induced artificial shift (corrected). For the daily averaged bar crest positions, the resulting overall uncertainty in the cross-shore direction is estimated as about 20 m and 10 m for the outer bar and the inner bar, respectively. The bar crest data was used to describe both the alongshore averaged cross-shore bar crest location  $\langle X \rangle$  and the cross-shore distance  $D$  between horns and bays positions which indicates how well crescentic patterns and rip channels are developed. In addition to bar crest lines, the alongshore position of each outer-bar horn, and the seaward exit and landward end of each inner-bar rip channel was manually digitized from the available video time-exposure images. As we will demonstrate below, we observed a SPAW during part of the field experiment. Information on the observed SPAW morphology and evolution were derived from wave-breaking pattern on video time-exposure images. As described in *Wijnberg and Holman (2007)*, the maximum alongshore length ( $L$ ) and area of a SPAW were computed from digitized SPAW contours.

### V.2.2.d Hydro- and morphological indexes

To link offshore hydrodynamic forcing to nearshore bar morphological changes, specific indexes were computed. A new offshore hydrodynamic forcing parameter has been created, the Hydrodynamic Forcing Index (HFI) that allow to represent the cumulative effect of wave and tide forcing. The HFI index is defined as the ratio of offshore significant wave height  $H_s$  (averaged over a tidal cycle) to  $d_{min}$  the lowest offshore water level experienced over a tidal cycle (high-low-high tide) above the lowest astronomical tide :

$$HFI = \frac{H_s}{d_{min}} \quad (V.1)$$

## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

HFI is large for large  $H_s$  and large tidal range, when  $dmin$  is low. Our choice to use a new index is motivated by the fact that the existing RTR index (ratio of  $H_s$  to tide range, see *Masselink and D.Short* (1993) commonly used in inter-tidal morphodynamic studies (among others; *Kroon and Masselink* (2002); *Masselink and Puleo* (2006); *Price and Ruessink* (2008) is not appropriate when considering the observed enhanced impact of storm by a large tide range. This would result in a rather low RTR, indistinguishable from a situation of moderate  $H_s$  and neap-tide conditions.

A simple Morphological Index (MI) was computed with the objective to represent the changes of both the inner (MIi) and the outer-bar (MIo). The 2D bar changes (MI2D) were determined as the absolute value of the alongshore-averaged cross-shore bar migration rate

$$MI_{2D} = \left| \frac{d\langle X \rangle}{dt} \right| \quad (\text{V.2})$$

The 3D bar changes ( $MI_{3D}$ ) were determined by computing the absolute variation rate of the cross-shore amplitude  $A=D/2$  (mathematical definition, half the distance  $D$  between bays and horns cross-shore positions) over time,

$$MI_{3D} = \left| \frac{dA}{dt} \right| \quad (\text{V.3})$$

We did not consider alongshore migration of crescentic and rip patterns in  $MI_{3D}$ . The MI index combines  $MI_{2D}$  and  $MI_{3D}$ ,

$$MI = \frac{MI_{2D} + MI_{3D}}{\max(MI_{2D} + MI_{3D})} \quad (\text{V.4})$$

Its maximum value of 1 occurs when the combined cross-shore migration rate and amplitude change are maximum.

### V.2.3 Results

#### V.2.3.a Description of the evolution of the double sandbar system

Prior to the storm sequence, on February 22, the outer bar was characterized by well-developed and regular crescentic patterns (Figure V.3). The alongshore-averaged wavelength was about 600 m and  $D_o$  was about 370 m, which is the largest value in our dataset and is substantially larger than observed elsewhere (e.g., *Enckevort et al.* (2004)). The mean vertical difference between shallowest landward-protruding sections of the bar horns and the troughs was about 4 m. In contrast, the inner bar was reasonably alongshore uniform. A one-day storm ( $H_s > 4$  m,  $T_p = 14$  s) hit TVB on March 5 (Figure V.2). The tidal range during this day was intermediate, close to 3 m. Moderate wave angle with respect to shore-normal ( $8^\circ$ , W-NW) coupled with moderate  $H_s$  induced a southerly longshore current that resulted in a southward migration of the outer-bar crescentic pattern by 20-30 m without any substantial change in the outer-bar shape

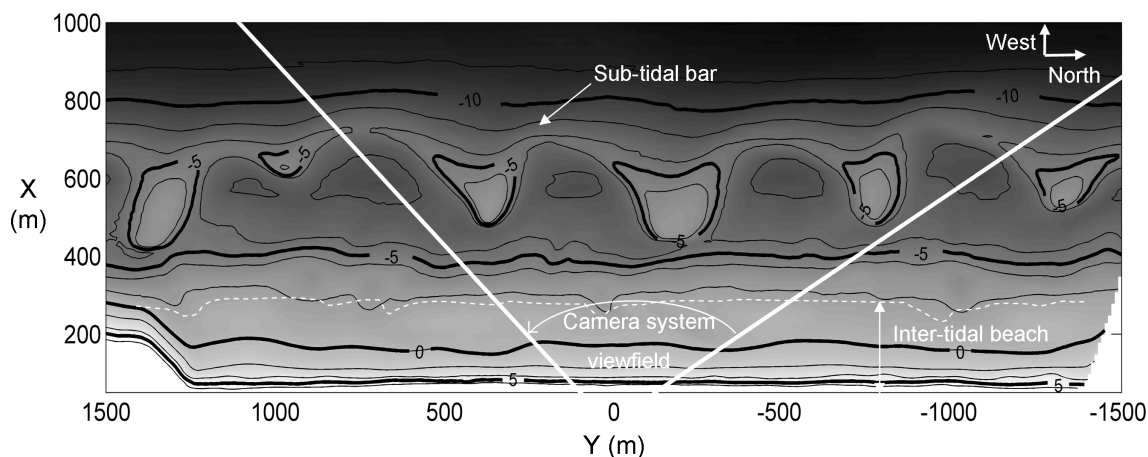


FIGURE V.3 – Truc Vert Beach bathymetry surveyed on February 14, 2008, 3 weeks prior to the field experiment. The origin ( $X=0$ ,  $Y=0$ ) of the system coordinate corresponds to the camera system location and vertical reference is the mean sea level. White thick lines delimit the view field of the cameras. White dashed line represents an approximate location for the lowest-tide shorelines.

(Figure V.4a). This migration was inferred by comparing the video images of March 8 to the February 22 survey.

The second storm that hit TVB, from March 10 to 13, was severe with maximum  $H_s$  of about 8 m and a corresponding  $T_p$  of 18 s, with  $H_s > 4$  m during 3 days (Figure V.2). The wave angle with respect to shore-normal was about  $15^\circ$  (W-NW). The tidal range was close to 4 m (spring tide). Morphologic changes associated to this storm are shown in Figure V.4a and Figure V.4b, on March 8 and 14, respectively. The high-energy wave conditions induced an up-state transition (*Wright and Short, 1984*) of the outer-bar geometry that evolved from well-developed crescentic patterns to a more alongshore linear shape (Do decreased from  $\sim 350$  to  $\sim 90$  m, Figure V.5a). In addition to this outer-bar straightening, the bar migrated some 100 m offshore (Figure V.5a). Interestingly, an isolated bar-like feature (that we henceforth refer to as a SPAW) shed from one of the outer-bar horns, visible as an isolated and coherent patch of foam between the inner and outer bar (Figure V.4b and V.4c). This phenomenon and its evolution are explored in the next subsection. Due to the combined effects of large  $H_s$  and wave angle, a 150 m southward migration of the outer bar was observed (see tracked outer-bar horn positions in Figure V.6). Not following an expected up-state transition (*Wright and Short, 1984*), the inner-bar alongshore non-uniformity increased during the storm (Di increased from  $\sim 30$  to  $\sim 80$  m, Figure V.5b), with the formation of a bulk of sand facing the transverse sandbar (which can be deduced from the undulating inner-bar wave-breaking pattern at about  $x = 200$  m, Figure V.4c). From March 16 to 17, TVB was exposed to a short-duration storm ( $H_s = 6$  m,  $T_p = 12$  s), with shore-normal waves during neap tide (tidal range of about 2.5 m). Figure V.4c and V.4d show the plan-view images before and after



## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

---

this third storm, respectively. The outer bar was not substantially affected as no significant outer-bar cross-shore migration, alongshore migration and amplitude changes were observed (Figure V.5a). The SPAW that had appeared during the previous storm welded to the inner bar. As a consequence the inner-bar morphology changed significantly, with increasing alongshore non-uniformities and a slight smoothing of the inner-bar bulk of sand (Figure V.4d). The inner bar did not migrate significantly in the cross-shore direction during this storm.

After a 5-day low-energy period, the fourth storm hit TVB from March 21 to 31, which constitutes a very uncommon long period of high-energy waves for this stretch of coastline, combined with high wave angle with respect to shore-normal (between 15 and 20 ° W-NW). During this period the tidal range varied from spring (3.8 m) to neap (1.5 m) tide. During this 10-day period of high-energy waves ( $H_s > 3$  m,  $T_p > 12$  s), because of lower energy in comparison to the two previous storms, the outer bar developed crescentic patterns (down-state transition,  $D_o$  increased from 100 to 250 m, see Figure V.5b) and migrated some 200 m southward (Figure V.6). The outer-bar cross-shore migration was only minor. An up-state sequence of the inner-bar was observed, with decreasing alongshore non-uniformities (Figure V.4e and V.5b). Following this 4-storm sequence, waves remained low from April 1 to 9 with  $H_s$  lower than 2 m (Figure V.2). During this calm period, the outer bar was inactive whereas the inner bar developed alongshore short-scale ( $\sim 300$  m) non-uniformities (Figure V.5a and V.5b) ( $D_i$  increased to 80 m, Figure V.4f), with the development of shore-normal well-developed rip channels.

### V.2.3.b SPAW dynamics

The destruction and evolution of the outer-bar horns initiated by the 10-year return storm on March 11-12 is further analyzed here. Prior to this storm, the outer-bar crescentic pattern was strongly developed with horns almost welded to the inner-bar (see section 3.1). During the 10-year return storm, hourly video images showed that the outer bar experienced a clear reshaping into a more alongshore-uniform bar, comprising crescent horn shedding of bar-like feature from its shoreward facing side, whereas the seaward part migrated offshore. The SPAW transited the through and merged with the inner bar (Figure V.4b and V.4c). Despite its rapid creation ( $\sim$  hours) during the severe storm, the SPAW later evolved continuously and was clearly present until the end of the experiment, 3 weeks later (Figure V.4f).

During its existence, the SPAW did not migrate significantly in the alongshore direction, despite persistent high-energy oblique waves. The evolution of the SPAW contours shown in Figure V.7 indicates that, while the alongshore location remained constant, the area covered by the SPAW decreased continuously over time. The erosion of the feature was mainly localised at its seaward protruding part whereas the whole feature's geometry maintained alike, exhibiting a straight shore-normal oriented face. The

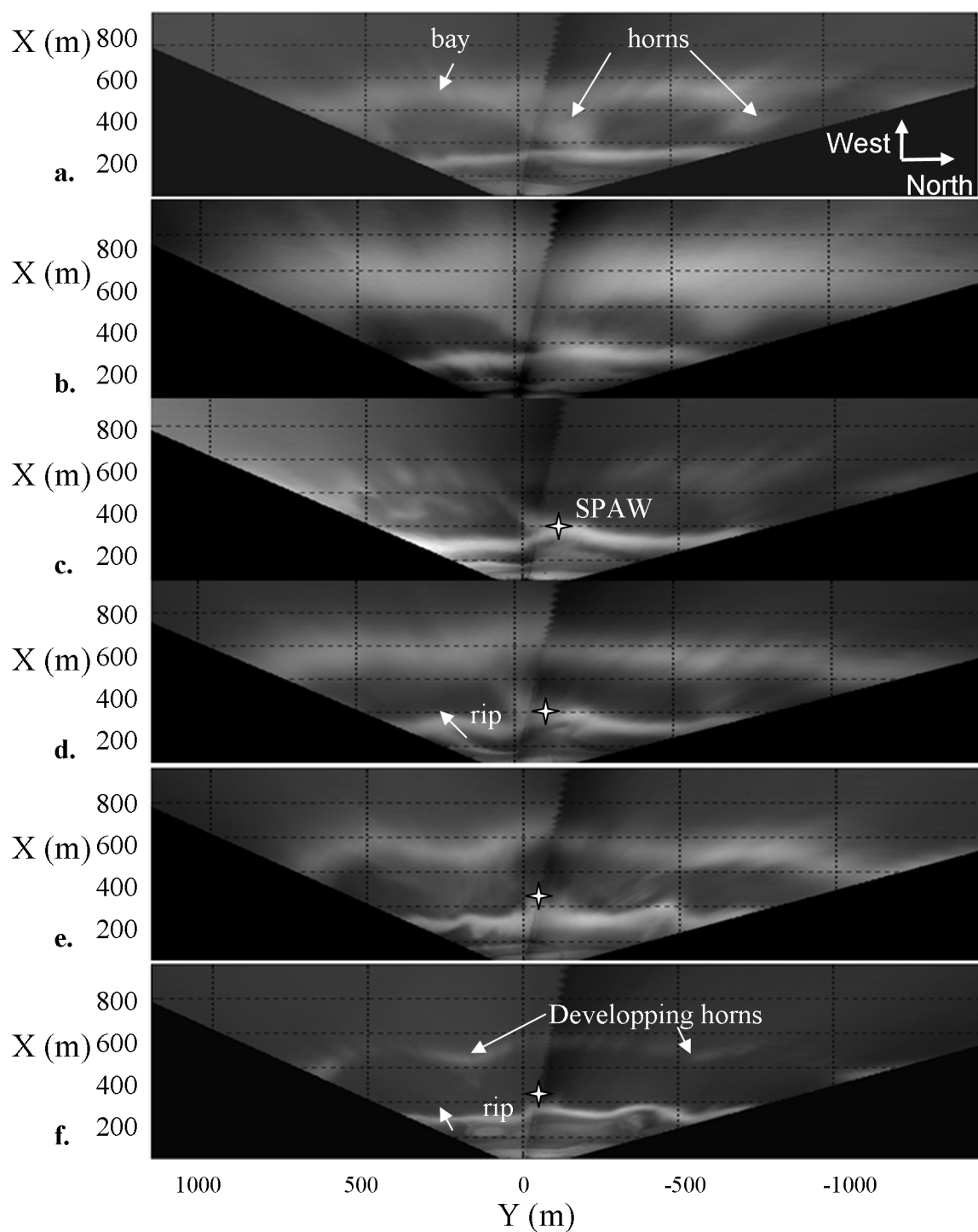


FIGURE V.4 – Truc Vert Beach planview images on March (a) 8, (b) 12, (c), 14 (d), 22 (e), April 2 (f) and 7 (g). The SPAW location is marked with a white star.

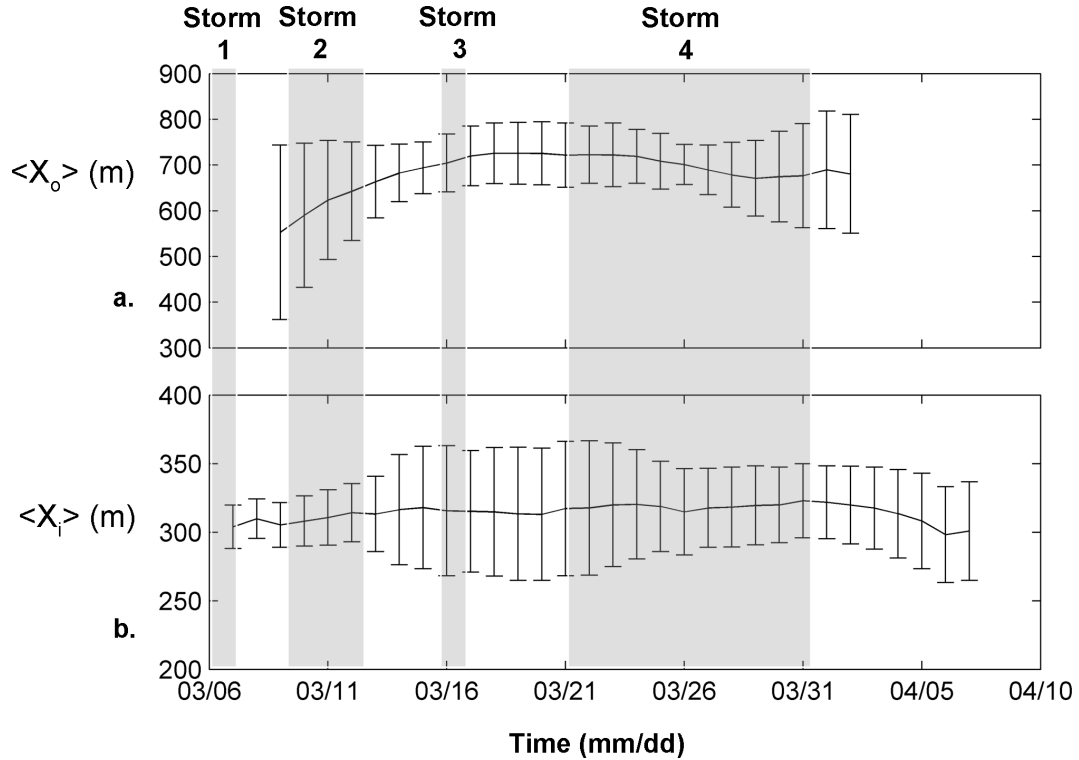


FIGURE V.5 – Time series of outer (o) and inner bar (i) alongshore-averaged crest line cross-shore position ( $\langle X \rangle$ ) with corresponding amplitudes ( $A$ ) as errorbars for the (a) outer bar and (b) the inner bar.

SPAW's erosion is also indicated, in Figure V.8, by the evolution of its maximum length ( $L$ ), which reduced from about 250 to 100 m ( $\sim -5$  m/day). To assess the longer-term ( $\sim$ weeks) contribution of the SPAW to the intertidal morphology, the alongshore position of the SPAW was compared over time to the inner- and outer-bar feature positions (Figure V.6). From March 12 to 15, an outer-bar horn, the SPAW and an inner-bar rip channel were approximately aligned. During the long-duration storm from March 20 to 31, characterised by a  $15^\circ$  wave-incidence angle, both the outer-bar horns and the rip channels migrated southward whereas the SPAW and the inner-bar rip feeder channels did not migrate noteworthy. The following calm period induced a southward migration of the rip feeder channels, the rip channels orienting shore-normal. During this period, it is to be noted that inner-bar rip channels were facing the outer-bar horns (Figure V.4f). In contrast, the SPAW did not migrate. The fact that the inter-tidal bar migrated independently of the SPAW (located in the subtidal domain) during the following weeks after the SPAW generation clearly indicates that the SPAW did not control the weekly evolution of the inter-tidal morphology.

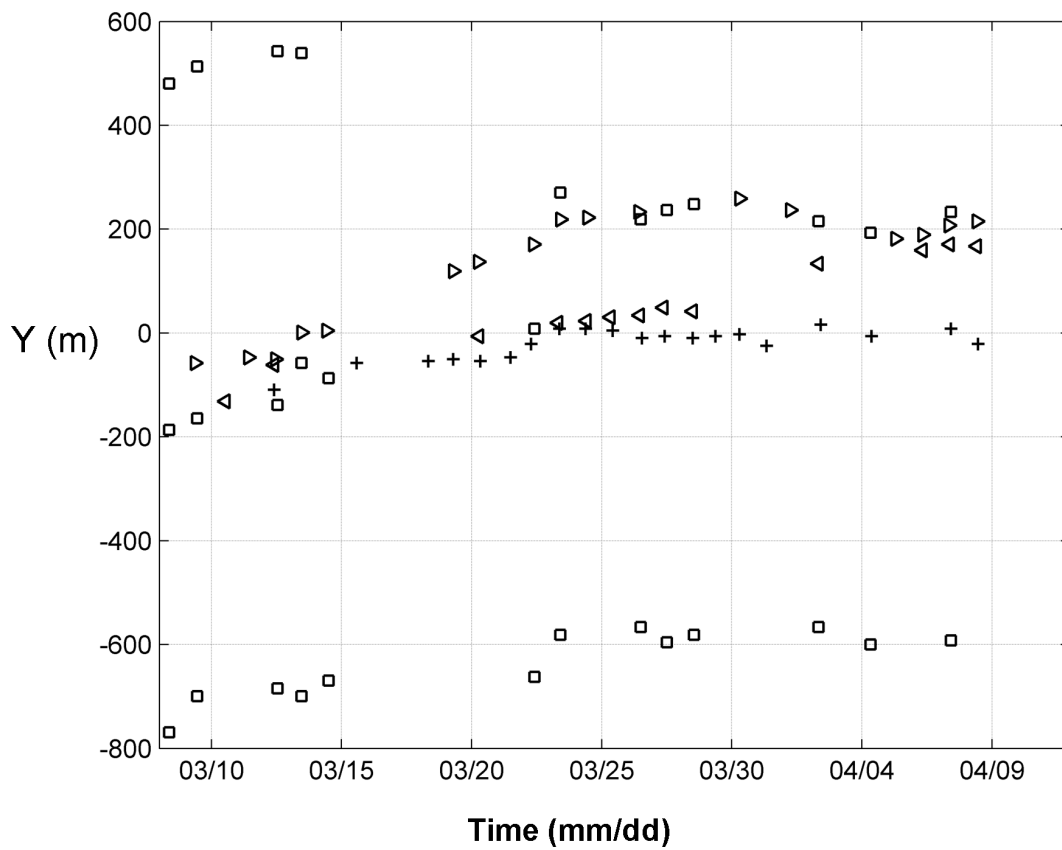


FIGURE V.6 – Evolution over time of the alongshore position of the outer bar horns (squares), SPAW mean position (pluses) and rip feeder (left pointing triangles), and rip head (right pointing triangles)

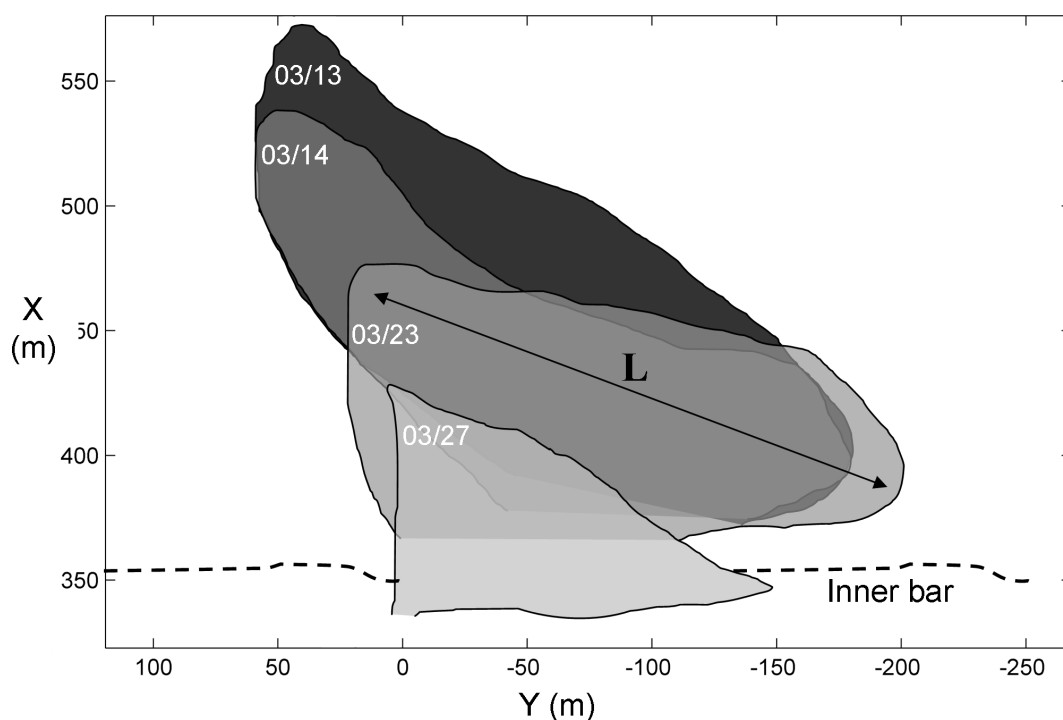


FIGURE V.7 – Evolution over time of the SPAW geometry on March 13, 14, 23, and 27, ranging from dark to bright. The double-arrow represents the maximum length ( $L$ ) of the SPAW.

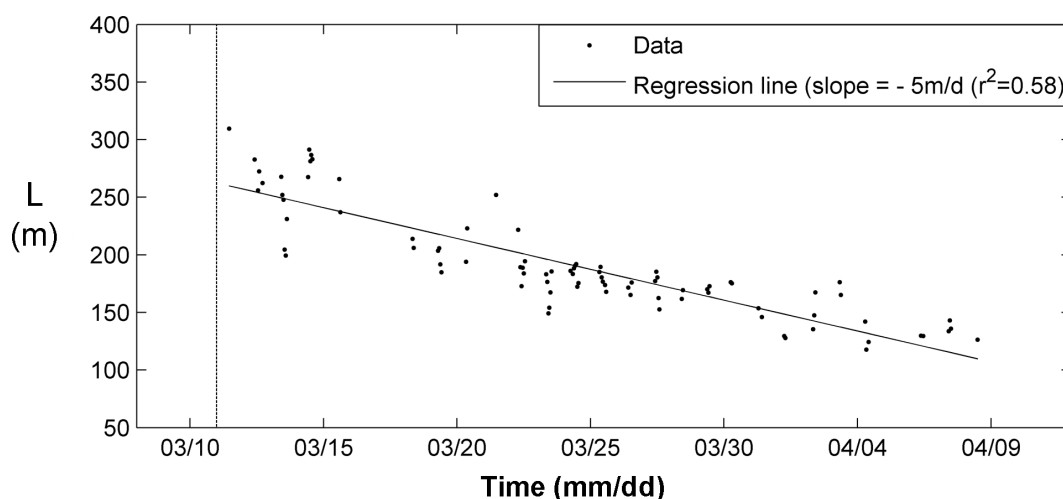


FIGURE V.8 – Time series of SPAW maximal length  $L$  (see Figure V.7). The solid line represents the linear regression of  $L$  time series. Vertical line represents the time of SPAW generation.

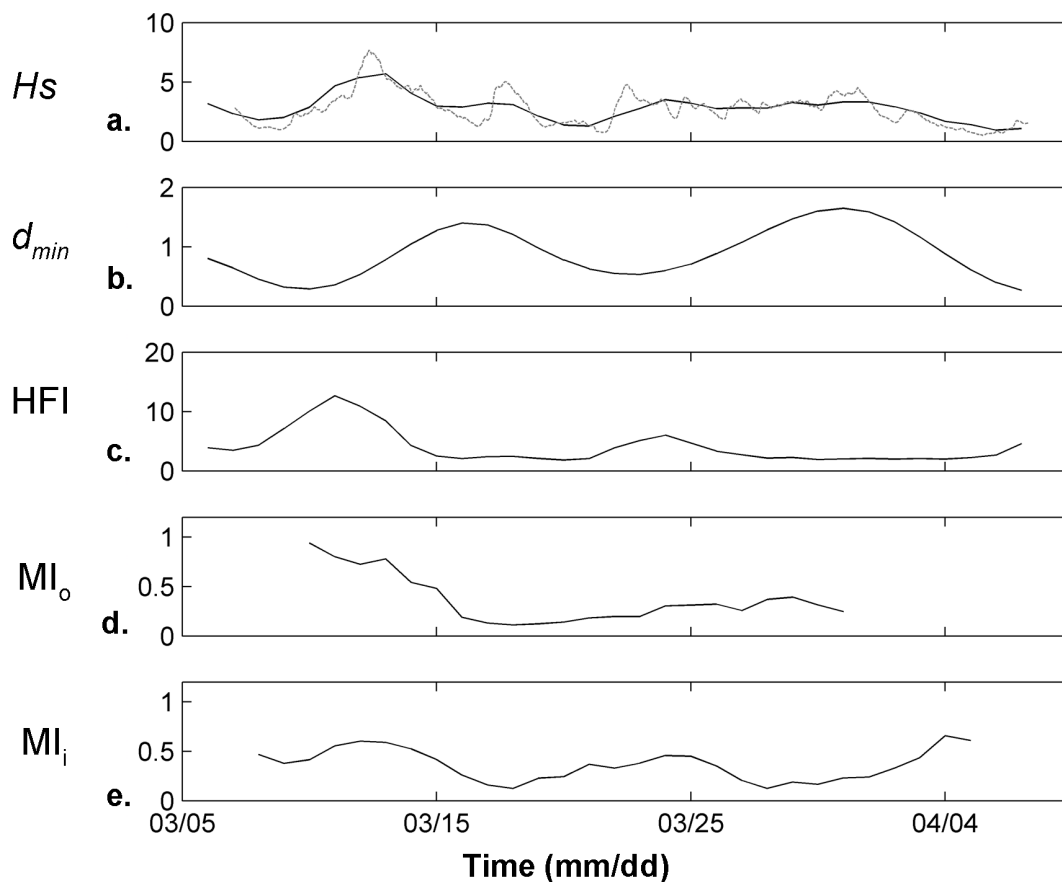


FIGURE V.9 – Time series of (a) offshore  $H_s$ , (b)  $d_{min}$  the lowest offshore water level experienced over a tidal cycle, (c) HFI index and morphological variation indexes (MI) for (d) the outer bar and (e) the inner bar. Data are daily interpolated. Dashed line in (a) represents non daily-averaged  $H_s$  data.

### V.2.3.c Morphological changes and link with offshore wave and tide forcing

The offshore hydrodynamic HFI index (Eq. 1) exhibited a large peak during the 10-year return storm (Figure V.9), due the combined effect of large  $H_s$  and large tidal range ( $\sim 4$  m). For the following storm (March 16), even though  $H_s$  was large ( $H_s > 5$  m), the smaller tidal range ( $\sim 2$  m) substantially reduced HFI. During the long-duration storm (from March 21 to 31), moderate  $H_s$  reduced HFI even during large tidal range. On the whole study period, 52 % of the MI variance was explained by  $H_s$  and 48 % by  $d_{min}$  (Figure V.9).

In the meantime, the morphological change index MI (Equation 4) was maximum for the outer-bar ( $MI_o$ ) during the 10-year return storm (Figure V.9) and minimum during the relatively calm period (from March 17 to 20). On the whole, 56 % of the  $MI_o$  variability is explained by  $MI_o2D$  and 44 % by  $MI_o3D$  (Equations 2 and 3, respectively). For the inner bar, the  $MI_i$  index time-evolution was clearly different, presenting maxima on March 14-15 and 24-25. In contrast to  $MI_o$ , the  $MI_i$  variability was rather more related to  $MI_i3D$  (71 %) than to  $MI_i2D$  (29 %). Cross-correlation analysis was performed over

## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

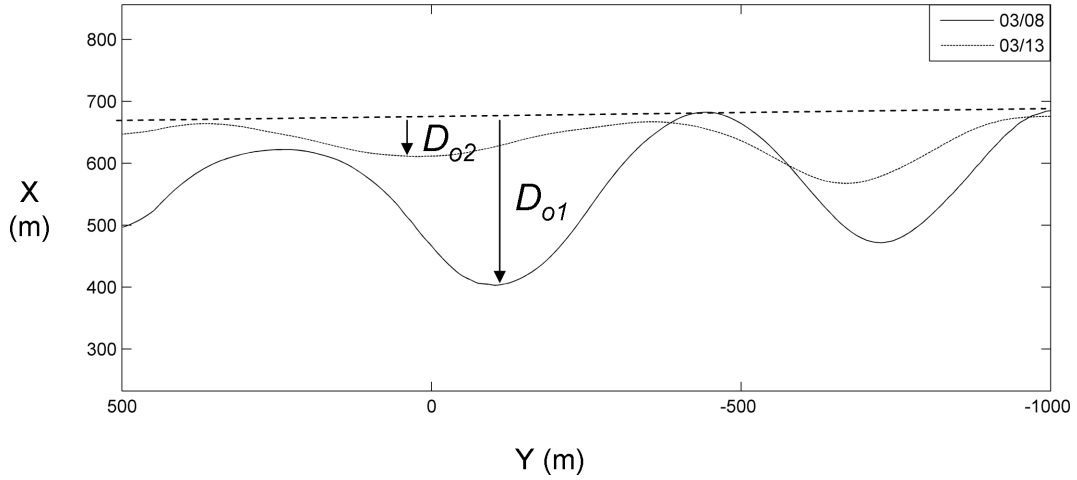


FIGURE V.10 – Digitized (from video) position of the TVB outer bar crest before the 10-year return storm (March, 11), on March 8 (solid line) and 13 (dashed line).  $D_{o1}$  and  $D_{o2}$  indicate the cross-shore distance between the horns and bays before and after the storm, respectively.

the study period (35 points, 1 per day) between offshore wave- and tide-based indexes ( $H_s$ , HFI) and morphological indexes (MIO and MIi). Outer-bar changes (MIO) are well correlated with  $H_s$  and HFI, as are MIO2D and MIO3D with a correlation maximum ( $\sim 0.6$ , significant at the 95 % level) at a 1-2 day time lag. The fact that the correlation with HFI was not larger than with  $H_s$  indicates that tide-induced outer-bar changes were limited. In contrast, inner-bar changes (MIi) were not significantly correlated with  $H_s$  ( $<0.2$ , not significant at the 95 % level). Correlation was much larger with HFI, showing a maximum ( $\sim 0.5$ , significant at the 95 % level) at a 4-5 day time lag. We found that correlation with HFI was larger for MIi3D (0.7) than for MIi2D (0.2). Thus, the inner-bar changes, and more particularly the 3D changes, were predominantly related to tidal range variations. This is discussed further in Section 4.3.

### V.2.4 Discussion

#### V.2.4.a Short term evolution of morphology

Our analysis of the ECORS08 TVB hourly video images dataset clearly shows that the double sandbar system response was highly variable with respect to which storm the beach was exposed to. This, together with the small correlation time-lag ( $\sim 1-2$  days) between the outer-bar changes (MIO) and  $H_s$  contrasts with earlier studies that mentioned longer bar time response to storms. Observations reported in Ruessink et al. (2000) suggested a minor individual storm impact on the bars, the bars reacting to a sequence of storms rather to individual storm at a double-barred beach of Noordwijk (2-3 days smoothed observation by *Enckevort and Ruessink (2003a)* and even longer time response spanning from 20 days to 1 year (*Plant et al., 1999, 2006*). The small response

time observed at TVB may result from the exceptionally large waves experienced.

The distance between the inner bar and the outer-bar was close to 400 m at TVB which represents one of the largest observed values at double-barred beaches ( $\sim 230$  m at Noordwijk, Netherlands and  $\sim 100$  m on the Gold Coast, Australia; *Enckevoort et al.* (2004)). Noteworthy, distances between bars in triple-barred systems can exceed 500 (*Ruessink and Kroon*, 1994; *Ruggiero et al.*, 2005). The outer-bar seaward migration reached 30-50 m/day during high-energy wave conditions on March 11-12, a value close to the highest observed values at other sites (10-50 m/day, *Enckevoort and Ruessink* (2003a); *Enckevoort et al.* (2004)). These observations are not surprising given that TVB was exposed to a 10-year return storm. The rapid and large offshore migration, assumed to be the result of a breakpoint adjustment mechanism, was increased by the large distance between sandbar position and offshore located breakpoint at the beginning of the storm. The observed large offshore alongshore-averaged bar migration resulted from the straightening of the pre-existing crescentic pattern rather than from the offshore migration of the entire bar. In other words, the bays did not significantly migrate in the cross-shore direction but the outer-bar amplitude decreased, the horns being more dynamic than the bays (Figure V.10). We developed a simple model to describe the alongshore-averaged cross-shore bar position by separating the contributions of the two processes : the bar cross-shore migration and the bar three-dimensional development. The first contribution is defined in the model as the position of the bays,  $\langle X_{bays} \rangle$ , and the second contribution is  $kD$ , a linear dependence on the distance between bays and horns. The alongshore-averaged bar position can be approximated as :

$$\langle X \rangle = \langle X_{bays} \rangle - kD \quad (\text{V.5})$$

Fitting the data from the outer bar to Eq. (5) results in  $k = 0.3$  and an excellent fit between the reconstructed and actually observed alongshore-averaged outer-bar sandbar position (Figure V.11). For the study period, the reconstructed position is very similar to the measured position, containing 92 % of its variance, with  $\langle X \rangle_{bays}$  and  $kD$  explaining respectively 55 % and 37 % of  $\langle X \rangle$  variance. Thus, the different response of horns and bays contributed considerably to the observed overall cross-shore migration of the outer bar. This observed non-linear evolution suggests that bar behaviour is even more complex than previously envisaged, in particular when considering the bar response to storms, which is different from a whole migration or a symmetric (bar-horns) amplitude reduction. With respect to the inner bar, we observed large inner-bar 3D changes (71 % of total changes) associated with small alongshore-averaged cross-shore migration. This result can be related to the findings of *Ruessink et al.* (2000) who showed that, for the inner bar at Egmond aan Zee (Netherlands), 85 % of the variance in the inner-bar crest short-term changes corresponded to alongshore non-uniformity variations or alongshore migration whereas only 10 % were associated to alongshore-averaged cross-



## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

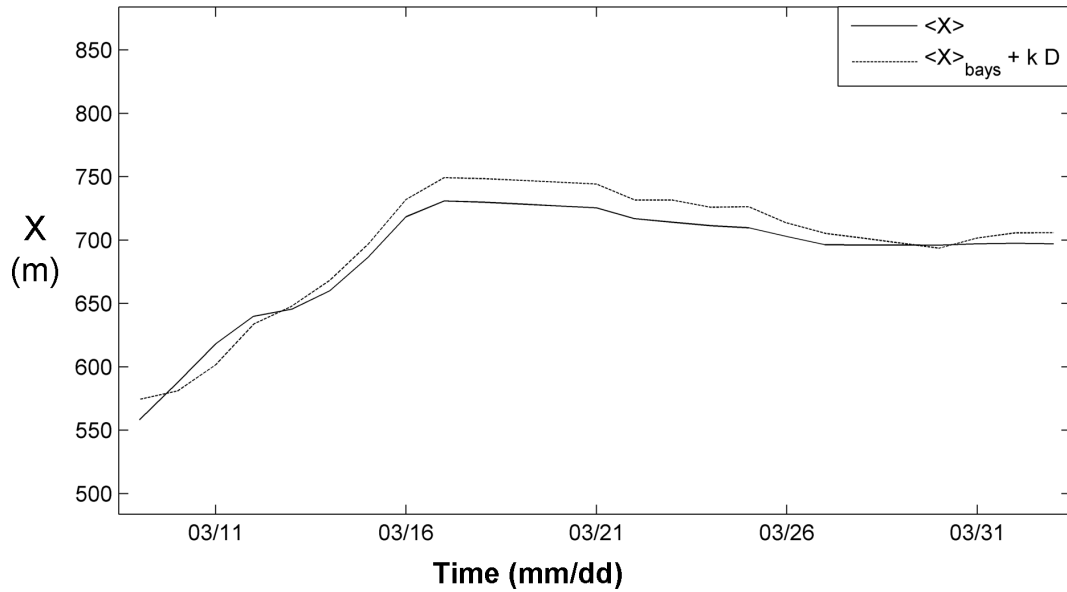


FIGURE V.11 – Timeseries of outer-bar alongshore-averaged position ( $\langle X \rangle$ ) and reconstructed position from linear model ( $\langle X \rangle_{bays} + kD$ ) (Eq. 5), using  $k = 0.3$ .

shore migration.

### V.2.4.b Morphological interactions

#### V.2.4.b. i SPAW generation

The mechanism leading to the formation of the SPAW is not understood. Existing SPAW observations *Wijnberg and Holman* (2007) and *Shand* (2007) report the presence of well developed 3D bar geometries prior to the SPAW formation. In a study on transverse-bars dynamic, *Konicki and Holman* (2000) found that, under some conditions, well developed 3D bar horns may detach and either dissipate within the trough or migrate landward. Wave incidence angle and resulting alongshore current are believed to play a key role in the SPAW formation and through transiting. The conditions at TVB and Duck during SPAW formation are intense wave forcing combined with well-developed outer-bar crescents. This is confirmed tentatively by the numerical modelling study of *Castelle and Bonneton* (2004). In a model run with  $H_s = 3$  m and a well-developed crescentic outer-bar (vertical amplitude of the horn/bay sequence of about 3.5 m) at  $t = 7$  days, he obtained a local shoreward propagation of sediment resulting from horn degeneration, similar to the observed SPAW events. This behaviour was not observed for lower (yet energetic) waves (for instance,  $H_s = 3$  m), neither for weakly- to reasonably-developed crescentic patterns (for the  $H_s = 4$  m run, for instance at  $t = 5$  days when the vertical amplitude of the horn/bay sequence amounted 2 m). *Castelle and Bonneton* (2004) numerical study was not set-up specifically to study SPAW behaviour and the SPAW generation mechanism, therefore, remains unclear. At TVB, the SPAW required only one day to transit the trough and merge to the inner-bar whereas a much longer time

was reported for Duck (17 days on average, *Wijnberg and Holman (2007)*). This rapid propagation is believed to be related to exceptionally large waves at TVB, but also to the pre-existing well developed crescentic outer-bar geometry comprising horns that were, prior to the severe storm, already very close to the inner bar ( $\sim 50$  m).

### V.2.4.b. ii SPAW control on the inner bar

Figure V.12 shows the estimated SPAW volume, using a SPAW height of 1 m (the approximate inner-bar height, see *Wijnberg and Holman (2007)* for further details) and the area shown in Figure V.7. The remaining SPAW feature volume, which was initially close to  $25\,000\text{ m}^3$  (Figure V.12), decreased to  $5\,000\text{ m}^3$  within 3 weeks ( $\sim -700\text{ m}^3/\text{day}$ ), caused by a reduction of the SPAW area (Figure V.7). The SPAW represented a large input of sediment for the inner bar and the whole intertidal area. The onshore sediment flux was estimated to reach  $5 - 8\,000\text{ m}^3/\text{day}$  after the SPAW welded to the inner bar which is close to 5 times the observed fluxes at Duck (*Wijnberg and Holman, 2007*). The video estimated onshore sediment flux was compared to surveyed intertidal beach volume changes facing the SPAW. The amount of sediment were similar, showing a local total accretion of  $+30\,000\text{ m}^3$  at a rate that reached  $10\,000\text{ m}^3/\text{day}$  rapidly after the peak of the storm (on March 12-13; *Capo et al. (2009)*) whereas the remainder of the intertidal beach (outside of the SPAW influence) eroded (up to  $-27\text{ m}^3/\text{m}$ ; *Capo et al. (2009)*). In line with observations reported by *Shand (2007)*, this clearly suggests that a SPAW causes a major input of sand into the intertidal domain, preventing a stretch of beach from eroding even during intense wave forcing. During the storm (March 16-17) following the SPAW generation, the alongshore non-uniformity in the inner bar evolved from being large-scale and low-amplitude into short-scale and high-amplitude. The formation of intertidal non-uniformities has previously been related to a nearshore topography readjustment of excess sediment (*Komar, 1998*). This point suggests that the massive input of sand to the inter-tidal area during the large storm (March 11) rearranged during the following storm (March 16-17). Moreover, the fact that the outer bar was almost alongshore uniform during the second storm acts in favour of a self-organization origin of the development of the inner-bar non-uniformities rather than a morphological coupling (template) origin. The SPAW was still present 3 weeks later at the same location (Figure V.7). However, the longer-term ( $\sim$ weeks) impact of the SPAW on the inner-bar morphology is less understood. More generic conclusions about the SPAW contribution on the double sandbar dynamics are limited by the short alongshore distance of the video monitored inner-bar area ( $\sim 1000$  m, Figure V.3). Yet, the fact that intertidal features migrated southward and that the subtidal SPAW feature remained at the same position suggests that the inter-tidal bar rapidly evolved independently of the SPAW. In addition, our results indicate that during the storm from March 20 to 30, the tracked inner-bar rip channel migrated southward, facing an outer-bar horn (Figure V.6). This is consistent

## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

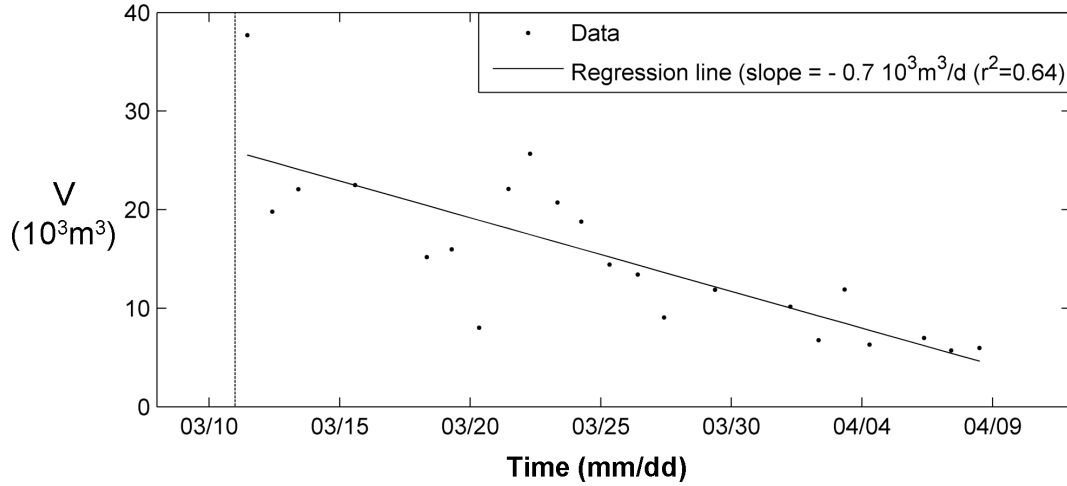


FIGURE V.12 – Timeseries of SPAW estimated volume ( $V$ ), starting when the SPAW has been pinched off from outer bar (on March 11-12). Vertical line represents the time of SPAW generation.

with observations by *Enckevort and Wijnberg* (1999) and numerical modelling (*Castelle et al.*, 2008) who indicated that inner- and outer-bar out-of-phase coupling can occur in the presence of well-developed outer-bar crescentic patterns and moderate energy waves. Our results suggest that the short-term contribution of the SPAW event to the inner-bar was a large input of sediment that re-arranged within days into short-scale features. The longer-term ( $\sim$ weeks) contribution was not substantial although the SPAW remained present after 3 weeks. The evolution of inter-tidal morphology during the storm from March 20 to 30 is assumed to be rather controlled by the developing outer-bar crescents, in a similar manner as documented by *Ruessink et al.* (2007).

### V.2.4.c Tidal influence

The outer-bar changes were predominantly linked to  $H_s$ , and although the correlation was slightly higher considering a combination of  $H_s$  and  $dmin$  (HFI) there was no clear evidence of any tide contribution to outer bar changes. In our data, we believe that the effect of  $dmin$  may have been negligible because waves were always breaking when the bar was morphologically most active. In contrast, the inner-bar changes were more strongly related to HFI than to  $H_s$ . This contrasts with the results presented in *Kroon and Masselink* (2002) where intertidal-bar dynamics was found to be controlled by both  $H_s$  and the tidal range. We hypothesise that, in our observations, the observed stronger influence of tide on the inner-bar dynamics was caused by the combined effects of large tidal range variations, large waves and the presence of the subtidal bar. Firstly, as reported in *Masselink et al.* (2008) for TVB, the large subtidal bar protects the intertidal beach from exposure to extreme wave conditions, thus, inshore significant wave heights are generally less than 2.5 m. In the present study, the wave-breaking across the

outer bar and quasi-persistent saturation in the inter-tidal area resulted in inshore wave heights strongly controlled by the water depth, therefore, by the tide level. We found an even higher correlation coefficient value for MLI and  $d_{min}$  (0.6) than with HFI or  $H_s$ . Noteworthy, the peak of correlation between MLI and  $d_{min}$  was present for a 5-day lag. This time-lag is close to a quarter of the neap-spring tide cycle period (28 days) indicating that inner-bar changes maxima occurred when the tide range changed from spring tide to neap tide ( $max(\delta d_{min}/\delta t)$ ). The observed peaks in MLI may thus be attributed to transitions from a persisting high-tidal range regime to a small-tidal range regime. This peak of MLI did not appear from neap to spring tide (near March 20), presumably because the waves were too small ( $H_s < 1$  m) to induce beach change.

### V.2.5 Conclusions

We analyzed a 5-week data set of hourly, 10-minute time-exposure video images of the double-barred meso-macro tidal Truc Vert Beach during intense wave forcing, comprising a 10-year return storm. The short-term (days) response of the outer, subtidal bar to the storms was significant and rapid (1-2 days) for both the dominant (56 % of total changes) 2D component with an observed 30-50 m/day maximum seaward migration rate, and for the 3D component (44 %), comprising a reshaping of the crescentic patterns into a shore-parallel linear bar. We found that the 3D behaviour influenced the 2D behaviour (37 %). In particular, the rapid seaward migration of the alongshore-averaged crest position was partially due to the seaward migration of the horns (reshaping crescents into a shore-parallel linear bar), while the bays did not migrate subsequently. This contrasts with the common perception that the bar, as a whole, migrate seaward during storm events. Inner-bar dynamics was dominated by 3D changes (71 % of total changes) comprising the local merging of a SPAW (a former outer-bar horn) and the development of alongshore non-uniformities. The inner-bar 2D component (29 % of total changes) was associated with cross-shore migration rates of less than 5 m/day. Whereas outer-bar changes were primarily governed by  $H_s$  variability, the tidal range appeared to be the steering parameter for inner-bar changes. The straightening of the outer bar during the most intense storm strongly affected the subsequent evolution of the inner bar. The SPAW represented a large input of sediment ( $\sim 30.000$  m<sup>3</sup>) for the inter-tidal area. Three weeks later, although the subtidal SPAW remaining feature was still present and attached to the intertidal bar, inter-tidal bar pattern showed no evidence of forcing by the SPAW template any more. We believe that the generation of the SPAW was stimulated by the well-developed outer-bar crescentic pattern before the storm. In summary, our results indicate that inner-bar behaviour depends on the morphological setting prior to the main storm (the presence of a subtidal bar and its well-developed crescentic shape) and the tide range rather than on storm characteristics only. Inner and outer bars should, therefore, not be studied in isolation.

## V.2 - Dynamique 2D et 3D d'un système double barre soumis à un forçage en vagues intense et un large marnage (Article)

---

**Acknowledgments** The ECORS experiment and TVB video system were supported by the French "Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine" (SHOM). RA's PhD work is funded by the French "Délégation Générale de l'Armement" (DGA). BC and PB acknowledge financial support from the Project MODLIT (RELIEFS/INSU). BGR was supported by the Netherlands Organisation for Scientific Research NWO under project 864.04.007.

### V.3 Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête

Dans l'article précédent, nous avons décrit la réponse du système double-barre de la plage du Truc Vert à une succession de tempêtes. Nous nous attachons maintenant à évaluer la représentativité de l'évolution de cette plage pour l'ensemble des plages aquitaines en la comparant avec celle d'une autre plage, Biscarrosse (*Almar et al.*, 2009b).

Dans une synthèse sur les plages du littoral aquitain, *Castelle et al.* (2007b) a proposé un modèle conceptuel d'évolution des plages aquitaines à partir d'images satellites et de relevés topographiques durant les conditions de petites vagues et d'observations visuelles durant les tempêtes hivernales. L'évolution de la plage du Truc Vert, présentée dans la section V.2, vérifie la plupart du temps ce modèle. Par exemple, il est confirmé que seule une tempête très importante peut provoquer un effacement des croissants de la barre externe et un retour à une géométrie rectiligne. Des écarts ont toutefois été constatés avec notamment une augmentation des non-uniformités lors de la tempête décennale du 11 mars au lieu d'un retour attendu à une géométrie rectiligne.

Ce modèle d'évolution, développé à partir de données recueillies sur la plage du Truc Vert, est supposé s'appliquer à l'ensemble des plages aquitaines. De même, la plage de Truc vert est souvent considérée représentative de l'évolution des plages aquitaines et malgré quelques campagnes qui se sont déroulées sur d'autres sites, la plupart se sont déroulées sur la plage du Truc Vert. Aucune étude ne s'est attachée à comparer l'évolution de la plage de Truc Vert avec d'autres plages aquitaines. La représentativité de la plage de Truc Vert, bien que largement admise, n'a jamais été montré.

Pourtant, comme souligné dans *Castelle et al.* (2007b), des différences significatives existent entre les plages, notamment pour les longueurs d'ondes et les temps de réponses morphologiques. Ces différences proviendraient de l'environnement à grande échelle (*Castelle*, 2004). Étant données les différentes réponses aux tempêtes observées au sein même de la plage de Truc Vert, il est alors fort envisageable que des écarts importants (rapidité, amplitude) soient aussi observées entre des plages différentes. Aucune information sur l'évolution simultanée à court terme des plages Aquitaines n'était toutefois disponible avant cette thèse.

Les plages de Truc Vert et de Biscarrosse sont situées respectivement à 20 km au Nord et 30 km au Sud de l'entrée du bassin d'Arcachon. Ces plages présentent (*Castelle et al.*, 2007b) des caractéristiques géomorphologiques et hydrodynamiques proches (Chapitre III) :

- Présence de systèmes à double barre,
- Pente et granulométrie similaires (*Bordier*, 2006),

### V.3 - Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête

---

- En dehors de l'influence des courants de marée,
- Forçage en vagues similaire.

Malgré des similarités, ces plages montrent depuis quelques années une évolution à long terme différente : alors que la plage de Truc Vert est plutôt stable, voire en légère accrétion, la plage de Biscarrosse est quant à elle en érosion. En particulier, le suivi à long terme montre que la position du trait de côte est constante à Truc Vert (*Sénéchal et al.*, 2009) alors qu'un réensablement artificiel de la plage de Biscarrosse est nécessaire pour lutter contre l'érosion (*Lafon*, 2008). En plus des différences d'évolution à long terme, la réponse de ces deux plages aux tempêtes doit être également différente.

Le fait que ces deux sites aient été tous deux équipés d'un système d'observation vidéo durant la période de mars-avril 2008 nous a permis, pour la première fois, d'effectuer une comparaison du comportement de la plage du Truc Vert avec une autre plage aquitaine qui présente des caractéristiques similaires, ici Biscarrosse.

#### V.3.1 Description de l'évolution temporelle simultanée de deux systèmes à double barre

La même méthode de suivi vidéo de la position des crêtes des barres que celle employée dans l'étude présentée dans la Section V.2 a été appliquée à Biscarrosse.

L'évolution temporelle a été :

- Avant la première tempête, les barres externes présentaient une géométrie en croissant très développée, avec les cornes quasiment connectées à la barre interne (Figures V.13a et V.13b). Pour la barre externe, la distance moyenne  $D_o$  entre les baies et les cornes de la barre externe, perpendiculairement à la plage, était respectivement de 350 m et 150 m à Truc Vert (Figure V.4.a) et Biscarrosse (Figure V.14.a).
- Durant la seconde tempête très énergétique du 11 mars (Figure V.2), comme pour Truc Vert, l'amplitude des cornes s'est réduite, la barre évoluant vers une géométrie plus rectiligne ( $D = 60$  m). Alors que la barre externe a migré d'environ 100 m à Truc Vert, elle n'a migré que d'environ 50 m à Biscarrosse. Le comportement des barres interne a été similaire, avec une augmentation des non-uniformités,  $D_i$  variant de 20 m à 60 m, sans toutefois qu'il n'y ait de migration significative ( $< 20$  m).
- La troisième tempête du 16 mars a eu un faible impact.
- A suivie une période calme ( $H_s < 2$  m) de reconstruction de la plage qui a permis, comme à Truc Vert, le développement de non-uniformités de de la barre interne ( $D_i = 100$  m).
- Une quatrième tempête a succédé, du 21 au 31 mars. Cette longue période de vagues énergétiques, contrairement à ce qui a été observé à Truc Vert, n'a pas

permis la reconstruction significative des croissants de la barre externe,  $D_o$  n'augmentant que légèrement (jusqu'à 70 m). L'impact de cette tempête sur la barre interne a été assez similaire à Truc Vert et Biscarrosse, avec une réduction significative des non-uniformités ( $D_i \sim 20$  m).

- La période de reconstruction qui a suivie (du 31 mars au 9 avril) a vu, comme à Truc Vert, les non-uniformités augmenter significativement ( $D_i \sim 150$  m).

Le suivi temporel de la position des non-uniformités de la crête de la barre externe nous a permis de calculer la migration de la barre externe parallèlement à la plage. Comme évoqué dans la Section V.2, l'importance de l'angle d'incidence des vagues (15 °, Figure V.2) et leur taille exceptionnelle ont induit lors de la tempête du 11 mars une migration de la barre externe vers le sud de 150 m à Truc Vert mais de 100 m seulement à Biscarrosse. Durant la troisième tempête, la combinaison d'une longue durée avec un angle d'incidence important a permis une migration de la barre externe de 200 m à Truc Vert et de seulement 100 m à Biscarrosse.

Les migrations totales des barres externes sur les 5 semaines qu'ont duré la campagne sont de environ 350 m vers le sud à Truc Vert et seulement 200 m à Biscarrosse. Les migrations vers le large des barres externes durant la forte tempête ont été de environ 100 m à Truc Vert et 50 m à Biscarrosse. Les taux de migration maximum approximatifs ont atteint 30-50 m/jour à Truc Vert et seulement 20-30 m/jour à Biscarrosse. Sur les deux sites, la migration de la barre interne dans la direction perpendiculaire à la plage totale a été étonnement faible par rapport à ce que l'on pourrait s'attendre au vu des fortes tempêtes qui ont frappé les plages.

### V.3.2 Facteurs hydrodynamiques contrôlant les changements morphologiques

Nous avons réalisé, pour Biscarrosse, les mêmes calculs de corrélation entre les facteurs de forçage et les changements morphologiques que ceux réalisés à Truc Vert (Section V.2). Les différentes variables ont également été moyennées de manière journalière sur les 35 jours de campagne. Les coefficients de corrélation calculés montrent des tendances identiques que pour Truc Vert : les changements de la barre externe ont été principalement induits par les variations de vagues, alors qu'au contraire, les changements de la barre interne ont été largement influencés par les variations de niveau de marnage. Les corrélations entre les changements de la barre externe  $MI_o$  (Eq. V.4) avec  $HFI$  (Eq. V.1) et  $H_s$  sont similaires ( $\sim 0.4$ ), mais plus faibles qu'à Truc Vert ( $> 0.5$ ). De même, les changements de la barre interne  $MI_i$ , sont plus corrélés à  $HFI$  (0.3) qu'à  $H_s$  (0.1), mais avec une corrélation plus faible qu'à Truc Vert (respectivement 0.5 et 0.2).



### V.3 - Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête

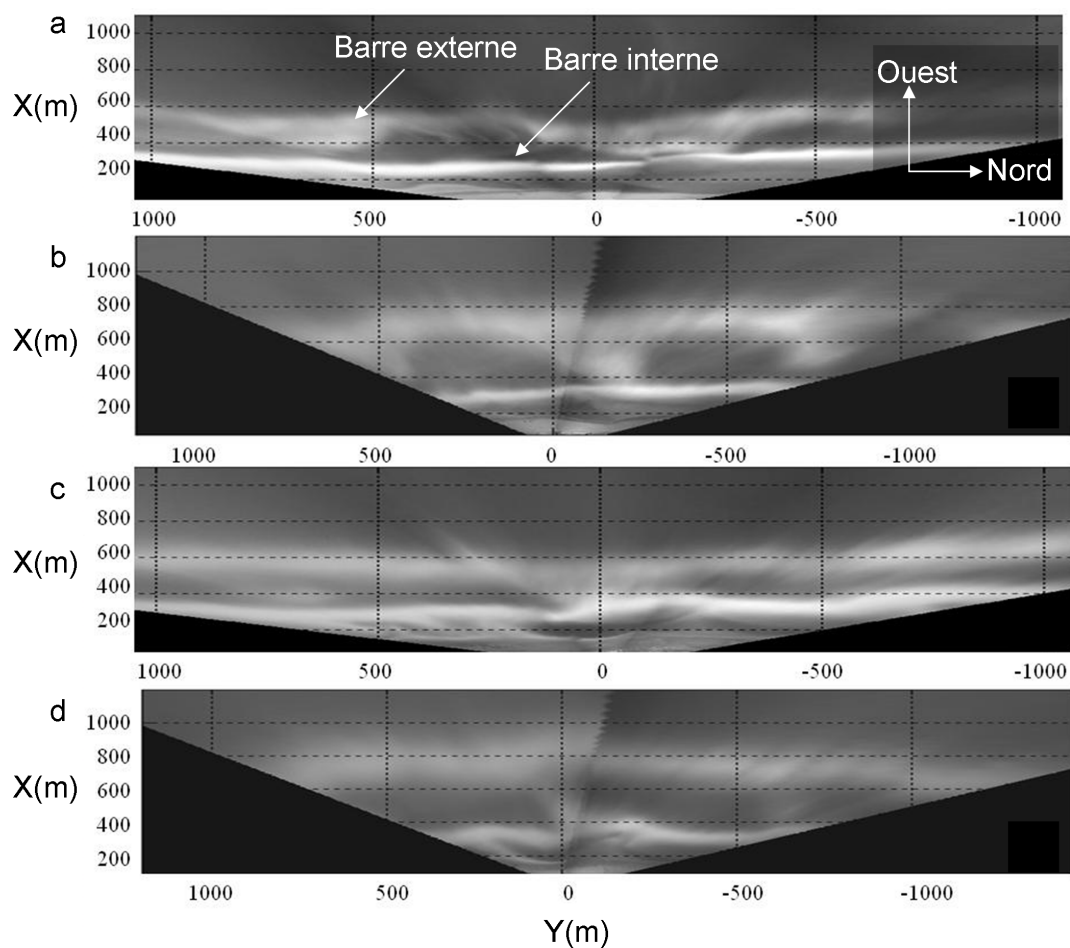


FIGURE V.13 – Images vidéo moyennées (10 min), redressées (au niveau moyen de la marée) et assemblées : le 8 mars 2008 (a) à Biscarrosse (BB) et (b) Truc Vert (TVB), et le 22 mars (c) à Biscarrosse et (d) à Truc Vert. Alors que la géométrie de la barre externe est en croissant le 8, avant les tempêtes, elle est rectiligne le 22.

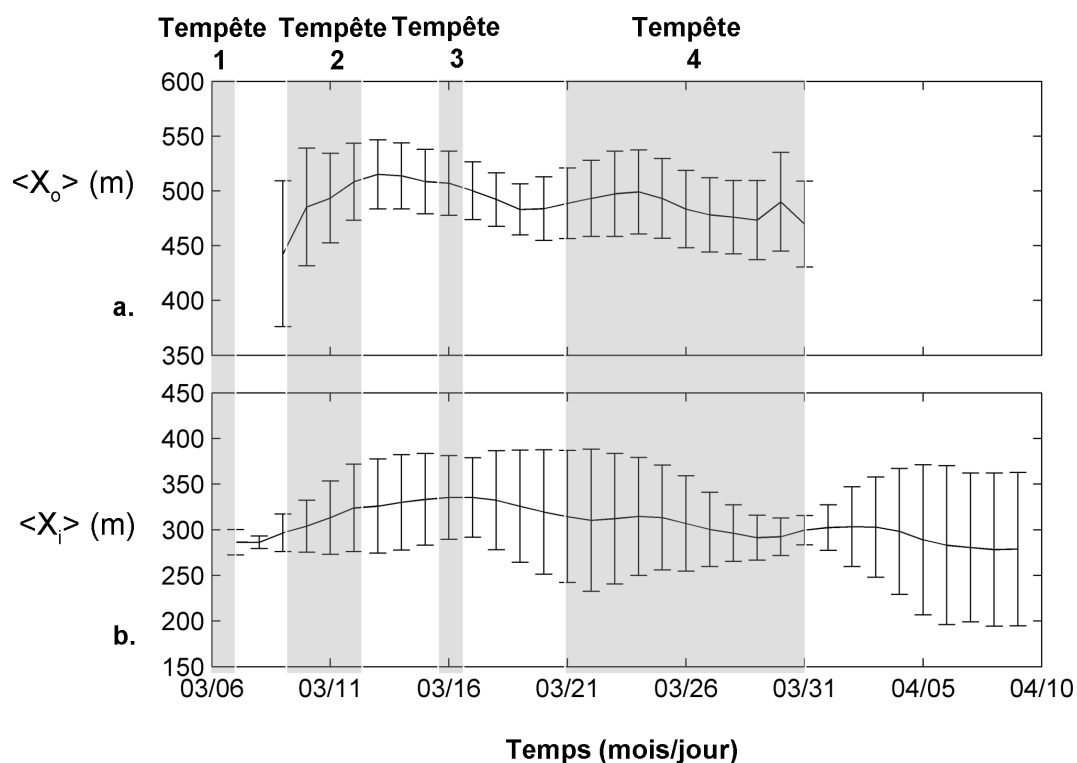


FIGURE V.14 – (a) Séries temporelles de la position de la barre externe ( $X_o$ ) à Biscarosse, moyennée dans la direction Y. (b) idem pour la position de la barre interne. Les barres d'erreurs ( $D$ ) correspondent aux amplitudes perpendiculaires à la plage. Les zones grisées correspondent aux périodes de tempêtes. Les vagues étaient trop petites en fin de campagne pour qu'il y ait déferlement sur la barre externe, elle n'était pas alors distinguable. La deuxième tempête (la plus forte) a induit une migration de la barre externe vers le large associée à une réduction de l'amplitude. La barre interne a peu migré mais l'amplitude a augmenté.

### V.3.3 Discussion

Il est intéressant de noter que la distance entre la barre externe et interne pour l'ensemble de la période d'étude était plus importante à Truc Vert ( $\sim 350$  m) qu'à Biscarrosse ( $\sim 200$  m). Nous savons que cette distance est un paramètre morphologique clé de l'évolution du système double barre (*Ruessink et al.*, 2007), une faible distance favorisant notamment les interactions entre barres. L'écart observé entre les deux plages (150 m) représente une piste pour expliquer la différence de réponse aux tempêtes. Par exemple, cette distance plus grande à Truc Vert a vraisemblablement favorisé l'extension des cornes de la barre externe d'une manière plus importante qu'à Biscarrosse. La réduction des cornes durant la tempête du 11 mars a par conséquent été plus rapide à Truc Vert et a accéléré la migration moyenne vers le large, 30-50 m au lieu de 20-30 m à Biscarrosse. Une étude plus spécifique serait intéressante pour comprendre l'influence de cette distance dans l'extension maximale des cornes de la barre externe et dans la réponse du système double barre à une tempête.

En plus de cette différence de distance entre les barres, nous avons vu que les facteurs influençant les changements morphologiques sont également contrastés. En particulier, le fait que la corrélation entre le forçage hydrodynamiques au large et les changements morphologiques soit plus faible qu'à Truc Vert met en évidence la présence d'un facteur d'influence supplémentaire à Biscarrosse.

Comme suggéré dans *Wijnberg and Kroon* (2002) ce sont vraisemblablement les caractéristiques de l'environnement à grande échelle, morphologiques, sédimentaires ou hydrodynamiques qui expliquent les comportements contrastés de ces deux plages. Deux différences d'environnement à grande échelle sont notamment observées entre les plages de Truc Vert et de Biscarrosse :

- La première provient de la présence du Bassin d'Arcachon.

Les plages sont situées de part et d'autre de l'entrée du Bassin et la dérive littorale (flux sédimentaires parallèle à la côte) est Nord-Sud. La dérive littorale, qui n'est pas affectée par la présence du Bassin au Nord, est vraisemblablement perturbée au Sud (*Cayocca*, 2001). En effet, même si la plage de Biscarrosse est hors de la zone d'influence des courants de marée du Bassin (*Bruneau et al.*, 2009b), les flux sédimentaires de la plage de Biscarrosse sont influencés par la présence du Bassin, notamment avec le franchissement des passes, dont l'échelle de temps caractéristique est de la dizaine d'années (*Lafon*, 2008).

En plus d'une perturbation des flux sédimentaires, le bassin d'Arcachon induit des variations du trait de côte à grande échelle. Alors que comme le montre la Figure V.15.a, il est rectiligne autour de Truc Vert, il est irrégulier autour de Biscarrosse (Figure V.15.b).

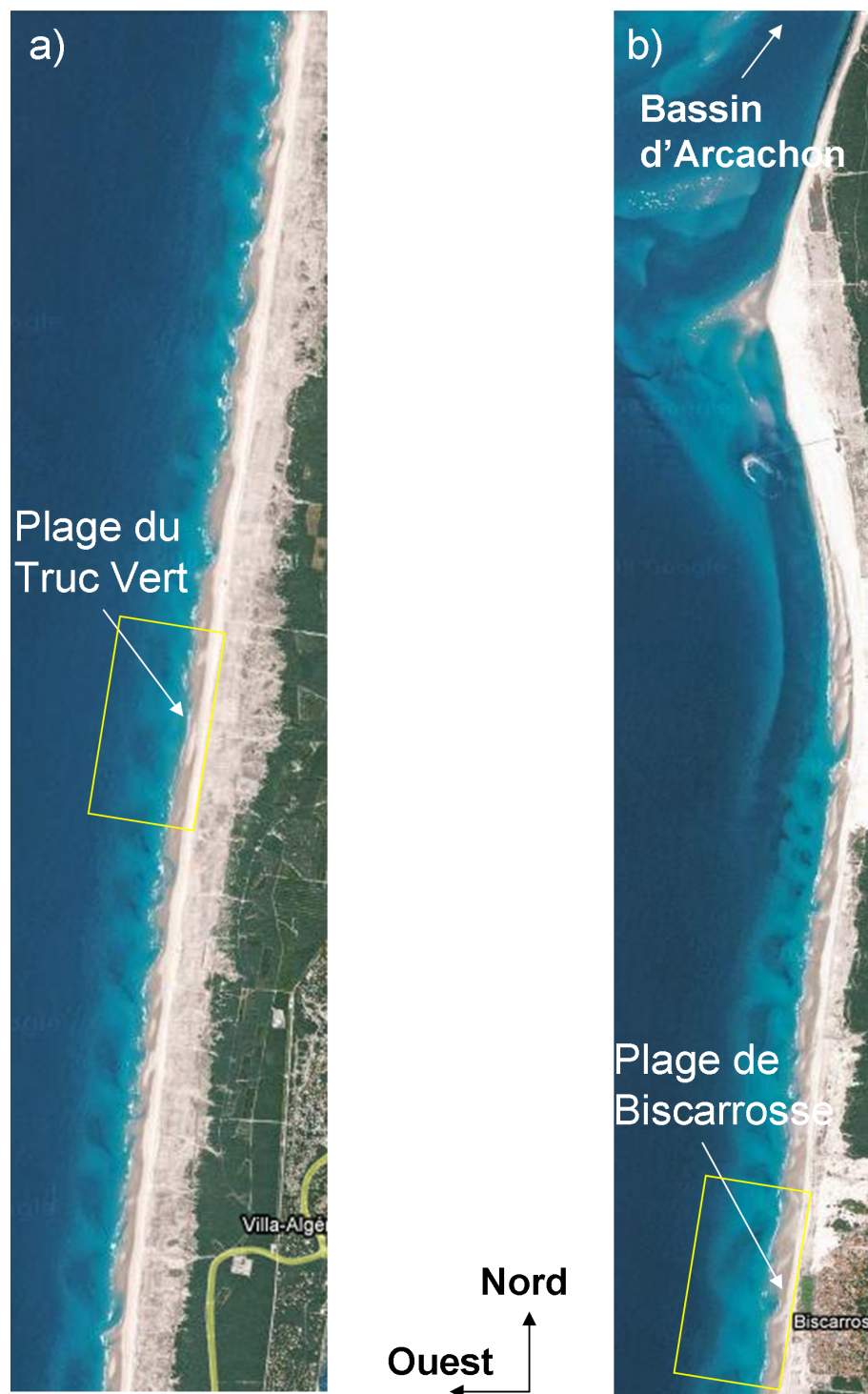


FIGURE V.15 – Comparaison de la morphologie grande échelle entre les sites de Truc Vert et de Biscarrosse. (a) image satellite de la zone du Truc Vert. (b) image satellite de la zone de Biscarrosse. Les rectangles jaunes représentent les zones couvertes par les systèmes vidéo. Alors que la morphologie à grande échelle est régulière autour de Truc Vert (Nord du Bassin d’Arcachon), elle est en revanche très irrégulière autour de Biscarrosse (Sud du Bassin d’Arcachon). Les barres subtidales en croissant sont bien visibles sur ces images. D’après Google Earth ©.

### V.3 - Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête

---

Une protubérance du trait de côte à grande échelle spatiale se développe notamment à environ 10 km au Sud du Bassin et 20 km au Nord de Biscarrosse (Figure V.15.b) *Castelle* (2004). Le développement de cette structure entraîne la modification de l'hydro-morphodynamique sur une large zone (*Michel*, 1997) et perturbe vraisemblablement le comportement de la plage de Biscarrosse. La Figure V.15.b montre en particulier que le développement de la barre subtidale, plus au Sud, est perturbé par la forme du trait de côte à grande échelle. La barre externe ne redevenant périodique que progressivement en allant vers le Sud (*Castelle*, 2004; *Castelle et al.*, 2007b).

- La seconde différence d'environnement à grande échelle entre Truc Vert et Biscarrosse est la morphologie au large.

Alors que cette morphologie est uniforme dans la zone située au large de Truc Vert (Figure III.8), la Figure V.16 montre que ce n'est pas le cas pour Biscarrosse, des non-uniformités de près de 5 m de hauteur étant observées à des distances de plus de 1000 m de la plage (*Bruneau et al.*, 2009b). Ces variations topographiques influent probablement sur l'hydrodynamique à l'échelle de la plage, en favorisant par exemple des zones de focalisation d'énergie des vagues.

Des recherches plus approfondies pourraient être menées, notamment, et comme le suggère *Castelle et al.* (2007b), avec la réalisation d'un relevé topographique de large emprise spatiale. Une approche de modélisation numérique hydro-morphodynamique permettraient aussi l'obtention de résultats cruciaux concernant l'influence de l'environnement à grande échelle sur le comportement de ces deux plages.

#### V.3.4 Conclusions

Nous avons présenté la première observation simultanée de la réponse de deux plages aquitaines, Truc Vert et Biscarrosse, à une séquence de tempêtes. Cette étude nous a permis de montrer que le modèle conceptuel d'évolution des plages d'Aquitaine proposé par *Castelle et al.* (2007b) est globalement vérifié. Notre étude montre que les plages aquitaines ont des évolutions à court terme similaires dans l'ensemble. Ce résultat valide le choix (au sein du laboratoire EPOC) d'observer la plage de Truc Vert en tant que site d'étude représentatif des plages aquitaines. Nos résultats montrent toutefois qu'en plus d'une différence importante de la réponse aux tempêtes au sein même de la plage du Truc Vert (voir Section V.2), le contraste entre les deux sites est également marqué.

Aussi, malgré des tendances d'évolution similaires, le système de Truc Vert a été plus dynamique sur l'ensemble de la période d'étude. En terme de dynamique 2D, la

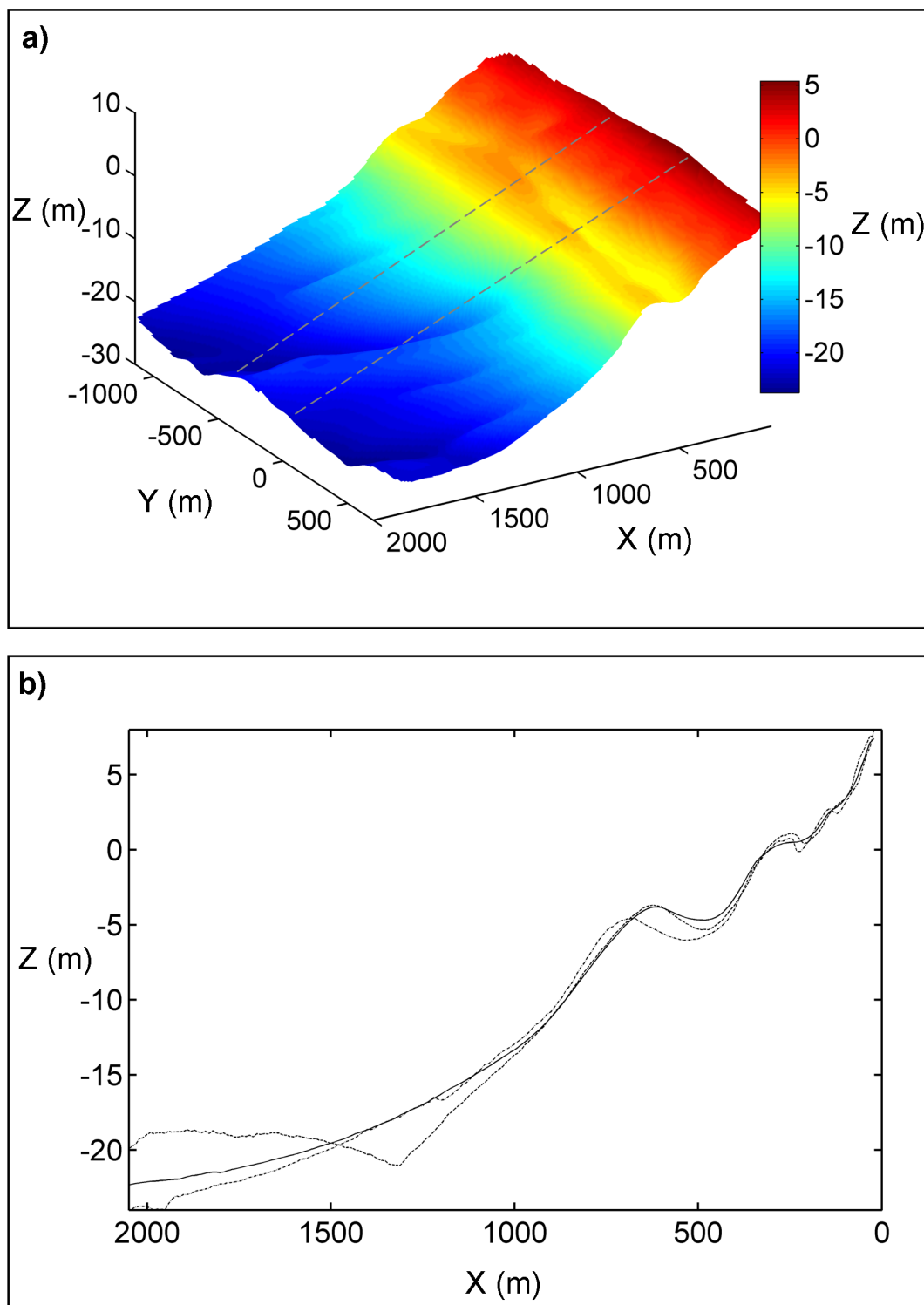


FIGURE V.16 – Relevé topographique de large emprise de la plage de Biscarrosse. (a) représentation de la topographie, sur approximativement 1500 m dans la direction parallèle à la plage et 2000 m dans la direction perpendiculaire. (b) profils topographiques de 0 à 2000 m. En trait plein, profil moyenné dans la direction parallèle à la plage. En traits tiretés, profils aux positions indiquées en (a). Des non-uniformités de près de 5 m sont observées entre les deux profils.

### V.3 - Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête

---

tempête du 11 mars a provoqué une migration vers le large de la barre externe plus importante et plus rapide à Truc Vert (100 m, 30-50 m/jour) qu'à Biscarrosse (50 m, 20-30 m/jour). En terme de dynamique 3D, les croissants de la barre externe se sont, par exemple, reformés durant la troisième tempête à Truc Vert alors que les observations ne l'indiquent pas pour Biscarrosse.

Nous pensons que les réponses contrastées de ces deux plages à la séquence de tempêtes proviennent de différences d'environnement à grande échelle résultant notamment des perturbations induites par le bassin d'Arcachon et de la morphologie accidentée observée au large de Biscarrosse. Ces réponses différentes à court terme proviennent aussi des paramètres morphologiques internes des systèmes doubles barres, à savoir de la différence de distance moyenne entre les barres (150 m) et d'extension initiale des cornes de la barre externe (200 m).

## Synthèse du chapitre V

### • Objectifs

Caractériser la réponse des barres sableuses à des conditions énergétiques. En particulier mieux comprendre les interactions entre la barre externe et interne dans un système double barre, qui n'ont jamais été caractérisées en conditions énergétiques. Comprendre les facteurs gouvernant cette dynamique, et quantifier leur influence.

### • Résultats principaux

#### Dynamique 2D et 3D

- Nous présentons la première description d'un mécanisme d'interaction entre barres en conditions de tempête. Alors que les interactions en conditions calmes se font via "l'hydrodynamique" (modification du champ de vagues), en conditions énergétiques, elles se font par transfert sédimentaire intense.
- La tempête décennale ( $H_s > 8$  m,  $T_p = 18$  s) a provoqué une migration rapide (temps de réponse 1-2 jours) et intense de la barre externe (30-50 m/jour) alors que la barre interne n'a pas migré de manière significative.
- Les barres ont évolué principalement en 3D (en opposition à 2D), surtout la barre interne. Cette dynamique 3D a contribué aux échanges de sédiment entre le large et la plage.
- Le forçage en vagues est responsable des changements de la barre externe mais ce sont les variations de marnage qui ont principalement influencé ceux de la barre interne.

### Comparaison de la réponse de deux plages voisines à une séquence de tempête

- Les deux plages présentent les mêmes tendances d'évolution à court terme, validant globalement le modèle conceptuel des plages d'Aquitaine proposé par *Castelle et al.* (2007b). L'évolution d'une plage peut être considéré comme représentatif de l'évolution de l'ensemble des plages aquitaines.
- La réponse aux tempêtes ont été différentes à Truc Vert et à Biscarrosse : migration maximum vers le large respectivement de 30-50 et 20-30 m/jour.
- Des différences, à la fois d'environnement à grande échelle (présence du Bassin d'Arcachon et topographie non-uniforme au large) et des morphologies pré-tempête des systèmes doubles barres expliquent vraisemblablement les comportements contrastés observés à Truc Vert et à Biscarrosse.

### • Conclusions et perspectives

Nous avons montré qu'en conditions de tempêtes, la dynamique des systèmes doubles barres étudiés est principalement 3D, que les barres interagissent et que la dynamique est influencée par le marnage, l'état du système avant la tempête et l'environnement à grande échelle. Il serait intéressant de prolonger nos travaux par l'étude de la contribution de la dynamique 3D sur les échanges sédimentaires entre le large et la plage. Une période d'étude plus longue permettrait, grâce au système permanent de Biscarrosse, de généraliser nos résultats ou de réaliser une analyse statistique sur le temps de réponse, l'influence du marnage, les interactions entre barres.



# Chapitre VI

## Morphodynamique du haut de plage

**Contents**

---

<b>VI.1 Introduction</b> . . . . .	<b>183</b>
<b>VI.2 Morphodynamique des croissants de plage (Article)</b> . . . . .	<b>185</b>
<b>VI.3 Dynamique post-tempête du haut de plage</b> . . . . .	<b>194</b>
VI.3.1 Contexte de cette étude . . . . .	194
VI.3.2 Description des données . . . . .	195
VI.3.3 Résultats et discussion . . . . .	196
VI.3.4 Conclusions . . . . .	197

---

## VI.1 Introduction

Ce chapitre traite de la dynamique à court terme de la zone de haut de plage. Cette zone a longtemps été étudiée de manière isolée par rapport au reste de la plage située plus au large, comme résultant uniquement du forçage des vagues au large. De nombreuses études (*Dean, 1973; Armbruster et al., 1995; Jackson, 1999*) se sont ainsi attachées à relier les variations de volume de plage ou le développement de structures sableuses (bermes, croissants de plage) avec le forçage des vagues au large. Les résultats n'ont montré qu'un succès relatif. *Jackson (1999)* indique par exemple que l'application de prédicteurs d'évolution du volume de plage en fonction des caractéristiques des vagues n'explique qu'en partie les évolutions observées. Nous avons vu au Chapitre II que longtemps, l'hypothèse la plus répandue pour expliquer la formation des croissants de plage a été le forçage par une onde de bord stationnaire dépendant des vagues au large (*Guza and Inman, 1975*). De telles ondes possédant des caractéristiques capables de générer les croissants de plage n'ont néanmoins jamais été observées conjointement à la formation de croissants (*Coco et al., 1999*), remettant en cause cette hypothèse. Ces résultats indiquent clairement que d'autres facteurs déterminent la réponse du haut de plage face au forçage hydrodynamique.

Nous avons vu au Chapitre V que le comportement de la barre interne est largement influencé par celui de la barre externe. La géométrie 3D de la barre interne résulte à la fois de mécanismes d'auto-organisation mais aussi d'un couplage avec la barre externe *Ruessink et al. (2007); Castelle et al. (2008)*. De manière similaire, il est envisageable que l'évolution du haut de plage résulte d'une influence des barres situées plus au large et de mécanismes d'auto-organisation. Par exemple, *Coco et al. (2005)* ont observé des non-uniformités du haut de plage de même taille et bien corrélées avec celles de la barre interne, suggérant la présence d'un couplage. Les travaux de *Werner and Fink (1993)* indiquent que les croissants de plage pourraient être formés par des rétroactions entre la topographie et le swash par un mécanisme d'auto-organisation. Néanmoins, comme pour les ondes de bords, aucune étude n'a pu mettre en évidence l'implication de la théorie d'auto-organisation dans la formation des croissants de plage. La formation de géométries périodiques en haut de plage, en particulier les croissants de plage, reste largement un sujet de controverses (*Coco and Murray, 2007*).

En plus des mécanismes conduisant à la formation des structures sableuses tridimensionnelles, peu d'informations sont disponibles sur les variations de volume de plage associées. En particulier, une incertitude existe sur la phase, d'érosion ou d'accrétion de plage, associée au développement des croissants. Alors qu'ils étaient initialement associés à des processus d'érosion (*Smith and Dolan, 1960*), la plupart des observations

## VI - Morphodynamique du haut de plage

---

ont montré qu'ils pouvaient résulter de processus d'accrétion (*Sallenger, 1979*).

Mais le haut de plage dépend de l'évolution de la plage intertidale. La barre intertidale protège le haut de plage de l'attaque directe des vagues lors des tempêtes, elle représente aussi un stock de sable disponible pour l'engraisser en conditions post-tempêtes de reconstruction de la plage. Le comportement de la barre intertidale influence donc l'évolution du volume de haut de plage. La relation entre l'évolution post-tempête de la barre intertidale (ex : transition de TBR à LTT) et le volume de haut de plage n'a cependant pas fait l'objet d'étude spécifique.

Ces points d'incompréhension proviennent en partie du fait que les techniques classiques de suivi de la topographie (relevés topographiques in-situ) ne sont utilisées qu'à haute fréquence lors de campagnes (courtes durées, semaines) ou à basse fréquence (relevés mensuels) sur de longues durées. Ne disposant que de données discontinues, les évènements clés de l'évolution rapide (jour) du haut de plage peuvent donc être manqués. Dans ce contexte, l'imagerie vidéo présente un intérêt tout particulier pour le suivi de l'évolution rapide du haut de plage. Elle fournit en effet une observation permanente et à haute fréquence permettant de suivre visuellement l'évolution des structures. Il est par ce moyen possible de déterminer, par exemple, le type d'état de la plage (ex : *Lippmann and Holman (1990)* et *Ranasinghe et al. (2004)*), la présence de croissants de plage ainsi que leur caractéristiques spatiales. Des méthodes vidéo comme la méthode MSV présentée au Chapitre IV apportent la possibilité nouvelle de suivre à haute fréquence (jour) les variations de volume de la plage.

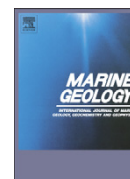
Dans une première section, nous présentons une étude qui a fait l'objet d'une publication dans le journal *Marine Geology (Almar et al., 2008a)*. Pour la première fois, des évènements de croissants de plage sont décrits, dans leur intégralité, de leur formation à leur destruction. Sont également mesurées les variations temporelles des caractéristiques du swash et du volume de plage. Différentes théories sur l'origine de la formation des croissants de plage sont comparées.

Dans une deuxième section, nous présentons une étude dans laquelle nous avons cherché à relier le volume de haut de plage avec l'évolution temporelle des états de plage (selon *Wright and Short (1984)*) et le forçage hydrodynamique au large (vagues et marée), en se focalisant sur la période post-tempête de reconstruction de la plage (*Almar et al., 2008c*) (voir Annexe C).

## VI.2 Morphodynamique des croissants de plage (Article)

### Résumé de l'article

Dans l'article intitulé «Vidéo observations of beach cusp morphodynamics», nous présentons une analyse d'évènements de formation-évolution-destruction de croissants de plage sur une durée de 3 ans réalisée à partir de l'imagerie vidéo pour la plage réfléchive microtidale de Tairua (Nouvelle-Zélande). Durant cette période, 24 évènements ont pu être identifiés. Pour ces évènements, le volume de la plage intertidale, la pente, la taille des croissants ont été calculés ainsi que des caractéristiques hydrodynamiques : la période et la longueur de swash. Nous avons également montré que le changement de taille des croissants était dû à des appariements de croissants adjacents, le reste des croissants se réajustant par la suite. Même si la théorie de l'auto-organisation procure une meilleure prédiction de la taille des croissants, la théorie des ondes de bord la prédit également. Nos observations montrent également que la formation des croissants de plage se produit rapidement après une tempête et sous des conditions d'accrétion modérées (pour 70 % des épisodes) et que la persistance de conditions d'accrétion peut conduire à l'ensablement des croissants et au développement d'une berme rectiligne.



## Video observations of beach cusp morphodynamics

Rafael Almar<sup>a</sup>, Giovanni Coco<sup>b,\*</sup>, Karin R. Bryan<sup>c</sup>, D.A. Huntley<sup>d</sup>, A.D. Short<sup>e</sup>, N. Senechal<sup>a</sup>

<sup>a</sup> UMR EPOC 5805, Université Bordeaux 1, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France

<sup>b</sup> National Institute of Water and Atmospheric Research, Hamilton, New Zealand

<sup>c</sup> Department of Earth and Ocean Sciences, University of Waikato, Hamilton, New Zealand

<sup>d</sup> Centre for Coastal Dynamics and Engineering, School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, University of Plymouth, UK

<sup>e</sup> Coastal Studies Unit, School of Geosciences, University of Sydney, Australia

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 29 November 2007

Received in revised form 8 May 2008

Accepted 11 May 2008

#### Keywords:

beach cusps  
swash zone  
image analysis  
nearshore  
pattern formation

### ABSTRACT

Beach cusps are a common feature of steep reflective and intermediate beaches. Although many observations of beach cusp spacing exist, there are few observations quantifying the incipient formation, evolution and eventual destruction of these features. Beach cusp morphodynamics were analyzed using a 3-year dataset of video images collected at Tairua Beach (New Zealand). Twenty-four beach cusp episodes were selected to monitor the cycle of beach face changes, from planar to the appearance of the cusp patterns and back to planar again. Observations show that beach cusp disappearance can be ascribed not only to the erosive influence of storms but also to the persistence of accretionary conditions leading to the infilling of beach cusp bays and the development of an alongshore continuous berm. We also report observations of changes in beach cusp spacing over time which can be attributed to the merging of adjacent cusps within the cusp field, with the overall cusp spacing re-adjusting to accommodate the disappearance of a horn. Although the self-organization theory provides a better fit to the data and theory, we were unable to conclusively refute any of the mechanisms causing beach cusp formation since both existing theories, subharmonic standing edge wave and self-organization, can predict the trend in the observed beach cusp spacing. These observations show that initial beach cusp formation primarily occurs (around 70% of the episodes analyzed) under mildly accretionary conditions and, when accretion persists, the pattern disappearance is likely to occur as a result of bay infilling to form a featureless berm.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

Beach cusps are undulations in the beachface morphology characterized by distinctive alongshore periodicity. A beach cusp is usually defined as a sequence of a horn–bay–horn where the horns extend seaward, coupled with steeper slopes, and bays landward coupled with milder slopes. Sequences of beach cusps can be highly regular in the alongshore direction with a spacing, defined as the distance between consecutive horns, ranging from centimetres (Komar, 1973) to tens of metres (see Coco et al., 1999 for a review of existing observations). Beach cusps have been observed over a variety of beach-types but more commonly develop on beaches experiencing relatively low wave energy and with medium to coarse sediment size.

The striking regularity of beach cusps has attracted a concentrated effort primarily focused on predicting the spacing of the features as a function of the incoming wave conditions. The mode-zero subharmonic or synchronous standing edge wave approach to the formation of beach cusps (Guza and Inman, 1975; Huntley and Bowen, 1978;

Guza and Bowen, 1981; Inman and Guza, 1982) predicts beach cusp spacing as:

$$\lambda_c = m \frac{g}{\pi} T_i^2 \sin \beta \quad (1)$$

with  $m=1$  and  $m=0.5$  for subharmonic and synchronous edge waves,  $g$  is gravity,  $\beta$  is the beach slope and  $T_i$  is the period of the incoming waves. The edge wave explanation has been recently challenged by detailed laboratory (Aoki and Sunamura, 2000) and field observations (Holland and Holman, 1996; Masselink et al., 1997, 2004; Masselink, 1999; Ciriano et al., 2005) and by an alternative explanation, the self-organization hypothesis, put forward by Werner and Fink (1993). According to this hypothesis beach cusps arise because of nonlinear interactions between flow, sediment transport and morphology and the spacing is given by:

$$\lambda_c = fS \quad (2)$$

where  $f$  is a dimensionless constant having a value around 1.6 (Werner and Fink, 1993; Coco et al., 1999) and  $S$  represents the horizontal cross-shore swash excursion.

Field observations aimed at testing these theories or that focus on the temporal evolution of a beach cusp pattern have been hampered

\* Corresponding author. Tel.: +64 7 8561701; fax: +64 7 8560151.  
E-mail address: [g.coco@niwa.co.nz](mailto:g.coco@niwa.co.nz) (G. Coco).

by very limited datasets, many of which lack generality because they are limited to one episode only (e.g. Dubois, 1981; Holland and Holman, 1996) or even a single cusp (Masselink et al., 1997; Masselink and Pattiaratchi, 1998). One of the most temporally-extensive datasets was obtained using video observations of beach cusps, where the pattern was shown to develop mostly after storm events while incoming energy decreases and conditions become more reflective (Holland, 1998). However, no changes to the general beach face morphology, such as slope and volume variations, were reported. Observations such as Dubois (1981) and Holland and Holman (1996) reported an increase in beach cusp spacing from initial formation to disappearance but again are limited by the lack of observations of general forcing mechanisms, and as such could not isolate the processes responsible for observed changes.

Early work suggested that beach volume change might play a pivotal role in controlling the evolution of beach cusps. Smith and Dolan (1960) attribute the appearance of beach cusps to erosional processes. Later observations by Sallenger (1979) show the converse and generally it is more accepted the idea that beach cusps appear under accretionary conditions. Laboratory (Aoki and Sunamura, 2000) and field (Dubois, 1981; Miller et al., 1989) observations indicate that beach cusps arise as a result of some combination of the erosion and accretion with tides complicating the temporal and spatial patterns of net morphological changes (Masselink et al., 1997; Coco et al., 2004). Beach cusp destruction has been traditionally related to erosive conditions with the action of storms and/or the presence of strong longshore current. Short (1999) also hypothesised that beach cusps might naturally evolve into a straight berm but this hypothesis has never been substantiated by detailed observations. Such contradictory observations result from the limited coverage of available data sets, which makes it difficult to relate the dynamics of the overall pattern to the macroscale changes to the beachface (volume, slope) with any certainty.

Here we present observations of 24 beach cusp episodes, each consisting of the complete life cycle of a beach cusp field from incipient formation to natural infilling or erosion. We use video images to derive beach cusp spacing, foreshore characteristics (intertidal slope, temporal variations in intertidal beach volume), and swash characteristics (period, horizontal excursion). Video imagery techniques are a key element of this study because they provide the necessary spatial and temporal resolution and coverage which would be prohibitively expensive with more traditional surveying techniques. This is a very recent technique, with only a few previous video-cusp studies which have simply focused on either determining bulk

statistics such as mean beach cusp spacing and related standard deviation (Holland, 1998) or on monitoring a single event (Sunamura and Aoki, 2000). In contrast, the present work captures complete episodes, and thus can quantify long-term temporal changes in beach cusp spacing, evaluate the influence of beachface erosion/accretion, identify drivers of beach cusp destruction, and test theories for beach cusp formation.

## 2. Methods

### 2.1. Site description

Tairua beach is situated on the Coromandel Peninsula, on the North Island of New Zealand (Fig. 1). It is an embayed beach of ~1200 m length that faces northeast and is exposed to Pacific Ocean waves of medium energy, with a 1.5 m significant height and a 10 s period (Bogle et al., 2000). Due to the large promontories at the sides of the beach and the presence of outer islands, incident waves can be assumed to be almost always shore-normal. Tidal level ranges between 1.6 m (neap) and 2.2 m (spring). Beach state is intermediate, with one alongshore bar frequently modified by the formation of transverse bars and rips (Bogle et al., 2000; Coco et al., 2005). Beach slope is usually steep with 0.35 mm mean diameter sand.

### 2.2. Video monitoring system

A video camera was installed in September 1997 on Paku Hill, overlooking Tairua beach from the southern end at an elevation of approximately 70 m. The field of view of the camera covers the dune, beach face and nearshore zone apart from the closest 50 meters at the bottom of the hill. The high elevation serves to minimise distortion arising from an oblique viewing angle. The camera captures a 15 min sequence (sampling ~1 Hz) of coloured 760×570 pixel images hourly during daylight hours. From each 15 min segment, an averaged image is computed and stored for analysis (Lippmann and Holman, 1989; Bogle et al., 2000). An example of time-averaged image showing a developed beach cusp field is given in Fig. 2. The averaged-images allow identification of the mean position of the shoreline. Flow variations in the swash were measured by collecting pixels along a cross-shore transect from the 15-minute sequence of video images into a single image (a timestack). The swash edge is clearly identifiable in the timestacks by the sharp contrast of white foam carried by the flow against the reddish colour of the sand on the beach face. Both images, time-averages and timestacks, can be rectified (Bailey and

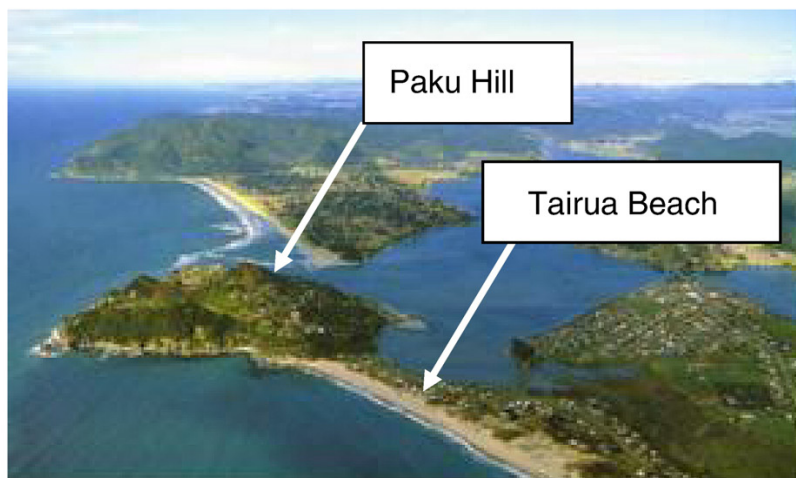
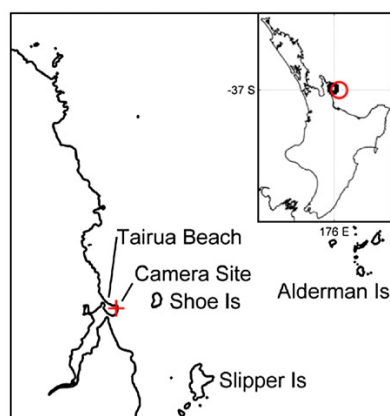


Fig. 1. Location of Tairua Beach (New Zealand), the camera site is indicated with a cross on the left panel.



Fig. 2. Beach cusps at Tairua Beach.

Shand, 1993) and the pixel coordinates in the images transformed into a real-world coordinate system. The images used here were collected during the period 1999–2001.

### 2.3. Beach slope evaluation and relative volume

The foreshore slope and volume were estimated using the intertidal morphology which can be extracted from the averaged video images (Plant and Holman, 1997; Smith and Bryan, 2007). The first step in determining intertidal beach topography is tracking the shoreline in the time-averaged images while water level ranges from

high to low tide (Fig. 3). The shoreline is here defined as the cross-shore location of maximum gradient in the ratio of red to green light in the image (Smith and Bryan, 2007). No in situ measurements of water level were available, so these were generated from tidal and wave-induced set-up predictions. In the absence of any offshore profile information, set-up was predicted using Bowen et al. (1968). The inverse barometer effect on water levels (associated with atmospheric depressions) was neglected because it was generally small, especially during beach cusp episodes which occur during calm conditions. Once the shoreline contours were evaluated for a number of water levels, the intertidal slope was evaluated at each alongshore position  $y$  by

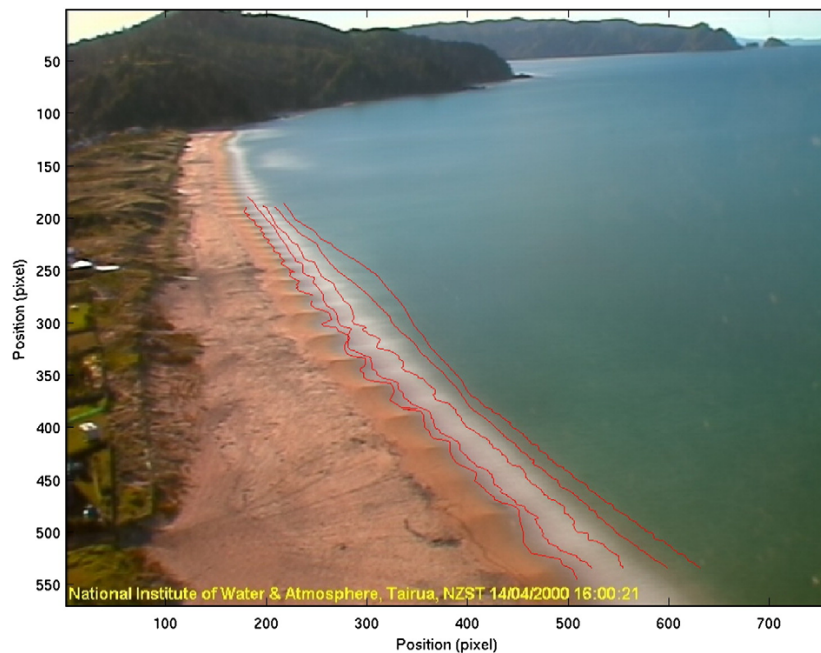
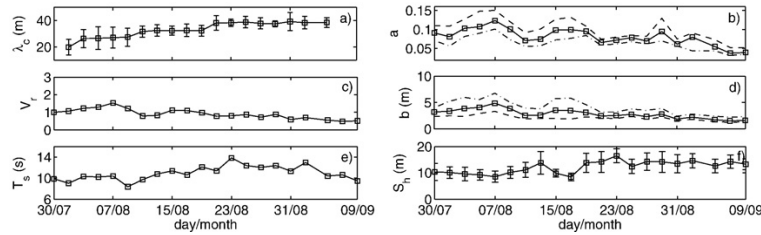


Fig. 3. Shorelines at 5 different water levels. Due to lower resolution, the upper part of the beach is not considered in the analysis. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)





**Fig. 4.** Temporal variations in morphological and hydrodynamic variables during a storm episode. (a) beach cusp spacing,  $\lambda_c$ ; (b) intertidal beach slope obtained from linear regression,  $a$  (Eq. (3)); (c) relative intertidal volume,  $V_r$ ; (d) intercept of linear regression describing intertidal slope,  $b$  (Eq. (3)); (e) swash period,  $T_s$ ; (f) horizontal swash excursion,  $S_h$ . Dashed and dashed-dotted lines indicate min and max values of  $a$  and  $b$ . Vertical bars indicate  $\pm 1$  standard deviation.

assuming a linear intertidal cross-shore profile (which has been confirmed by surveying: [Smith and Bryan, 2007](#)). This is done by means of a linear regression of vertical elevation,  $z$ , versus cross-shore position,  $x$  ([Salmon et al., in press](#)):

$$z = a(y)x + b(y). \quad (3)$$

Beach slope,  $a$ , and intercept,  $b$ , were then averaged in the alongshore direction over a distance of  $\sim 500$  m to remove any possible effect related to the presence of larger scale features ([Coco et al., 2005](#)) or to local irregularities such as the beach cusps themselves. A decrease of the intercept value indicates an onshore movement of the shoreline whereas a decrease of the slope indicates a flattening of the intertidal beach. To take these two effects into account, the relative intertidal volume  $V_r$  is defined here as the alongshore integral of the cross-shore area contained within a unit cross-shore distance (e.g.  $x=0$  to  $x=1$ ) and below the line defined by Eq. (3) (e.g. between  $z=0$  and  $z=ax+b$ ). This formulation of  $V_r$  incorporates the two main beach morphology features (slope and intertidal beach width) and provides a single temporally-varying index for accretion/erosion of the overall beach.

#### 2.4. Swash characteristics

Timestacks of swash excursion were manually digitized to evaluate swash excursion and swash period. Swash excursion was defined as the relative difference between successive minima and maxima. Pixel

coordinates were rectified onto the plane defined by the intertidal beach area, and converted to elevations ([Salmon et al., in press](#)). Swash period was defined as the mean wave to wave zero-crossing period. Information from two timestacks collected at two different alongshore positions located around the centre of the field of view were averaged.

#### 2.5. Beach cusp spacing

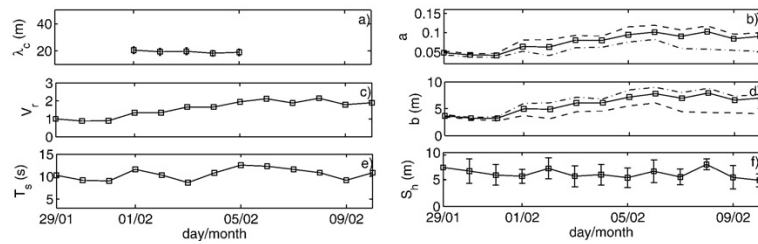
Beach cusp spacing was defined as the distance between two consecutive horns. Beach cusp spacing was manually digitized using the averaged video images ([Fig. 2](#)). Digitization of horn positions was performed once a day using the image with largest colour contrast between horn and bay, i.e. when the sunlight angle is low or at high tide when cusps bays are filled with water. At high tide, horn coordinates were then rectified into real-world coordinates and the distance between consecutive horns was averaged. A minimum of five beach cusp horns had to be present in the field of view to consider the beach state as “patterned” and to evaluate an average spacing. Our tests indicate extremely low sensitivity to the procedure used to detect beach cusp horns.

#### 2.6. Beach cusp episodes

Since images were only available during daylight hours and beach cusp formation/destruction can occur at night-time, the temporal resolution was limited to 1 day. A beach cusp episode was defined as the evolution from the formation of a cusped topography to the



**Fig. 5.** Transition from a cusped pattern (left panel, 02/02/2000) to a straight berm (right panel, 08/02/2000).



**Fig. 6.** Temporal variations in morphological and hydrodynamic variables during a berm episode. (a) beach cusp spacing,  $\lambda_c$ ; (b) intertidal beach slope obtained from linear regression,  $a$  (Eq. (3)); (c) relative intertidal volume,  $V_r$ ; (d) intercept of linear regression describing intertidal slope,  $b$  (Eq. (3)); (e) swash period,  $T_s$ ; (f) horizontal swash excursion,  $S_h$ . Dashed and dashed-dotted lines indicate min and max values of  $a$  and  $b$ . Vertical bars indicate  $\pm 1$  standard deviation.

disappearance of the pattern. During the period 1999–2001, 24 beach cusps episodes were selected for general analysis (where intertidal beach volumes and swash statistics were evaluated at the beginning, middle and end of the episode) and two for detailed analysis (where

these parameters were evaluated ~ daily). The criteria for selection of a beach cusp episode were the presence of at least 5 beach cusps, and high quality images (no raindrops, fog or images missing from the database).

**Table 1**  
Characteristics of beach cusp episodes analyzed

Episode number	Date (start–end)	$\lambda_{\text{initial}}$	$\lambda_{\text{final}}$	Beach slope <sub>initial</sub>	Beach slope <sub>final</sub>	$\frac{V_{\text{final}}}{V_{\text{before}}}$	$\frac{V_{\text{final}}}{V_{\text{initial}}}$	$T_{s_{\text{initial}}}$	$S_{h_{\text{initial}}}$	Cause of disappearance
1	1999/05/24 1999/05/26	18.09	19.68	0.04	0.05	1.0	0.9	9.6	11.6	Storm
2	1999/05/30 1999/06/11	22.71	17.81	0.06	0.02	1.2	0.4	9.6	15.4	Storm
3	1999/06/18 1999/07/02	20.36	23.90	0.04	0.04	1.1	0.5	11.1	11.4	Storm
4	1999/07/05 1999/07/14	17.80	23.84	0.05	0.06	1.0	1.3	8.8	9.8	Berm
5	1999/07/20 1999/07/27	21.33	23.03	0.05	0.08	1.3	1.4	9.0	13.4	Berm
6	1999/08/14 1999/09/12	21.18	21.80	0.11	0.03	1.5	0.3	8.6	10.9	Storm
7	1999/10/11 1999/10/29	19.00	26.53	0.06	0.03	1.2	0.9	9.3	12.0	Storm
8	1999/11/08 1999/11/17	30.49	22.57	0.04	0.05	1.3	0.9	10.5	18.6	Storm
9	1999/11/20 1999/11/28	29.29	16.98	0.06	0.05	1.3	0.7	9.3	17.9	Storm
10	1999/11/30 1999/12/07	23.22	24.57	0.07	0.10	1.4	1.3	13.2	13.7	Berm
11	2000/01/20 2000/01/28	26.44	24.96	0.04	0.07	1.0	0.9	10.8	14.1	Storm
12	2000/02/01 2000/02/05	20.90	19.38	0.06	0.10	1.0	1.6	10.9	12.1	Berm
13	2000/02/14 2000/02/23	25.88	22.64	0.06	0.11	0.8	1.8	8.8	16.6	Berm
14	2000/04/01 2000/04/03	17.34	15.02	0.08	0.08	0.8	0.5	8.6	10.2	Storm
15	2000/06/05 2000/06/27	31.81	30.21	0.06	0.05	1.2	0.7	12.7	16.6	Storm
16	2000/07/23 2000/08/03	27.68	22.53	0.09	0.03	1.1	0.9	10.5	16.0	Storm
17	2000/10/04 2000/10/18	14.81	22.13	0.07	0.10	1.4	1.2	9.6	11.0	Berm
18	2000/11/05 2000/11/12	29.33	28.91	0.11	0.05	1.0	0.8	9.5	18.3	Storm
19	2000/11/24 2000/12/01	15.07	21.98	0.06	0.05	1.1	0.7	9.6	11.1	Storm
20	2000/12/18 2000/12/25	30.56	24.40	0.09	0.11	1.1	1.0	9.1	15.8	Berm
21	2001/04/16 2001/04/29	28.32	29.71	0.06	0.08	1.1	0.9	11.0	17.1	Storm
22	2001/08/01 2001/09/05	20.11	39.10	0.08	0.05	1.1	0.6	8.6	12.1	Storm
23	2001/10/23 2001/11/04	21.87	30.86	0.07	0.05	1.1	0.7	9.9	13.1	Storm
24	2001/11/12 2001/11/21	25.73	22.32	0.05	0.06	1.2	0.9	9.3	12.0	Storm

### 3. Results

#### 3.1. Detailed evolution of beach cusp patterns

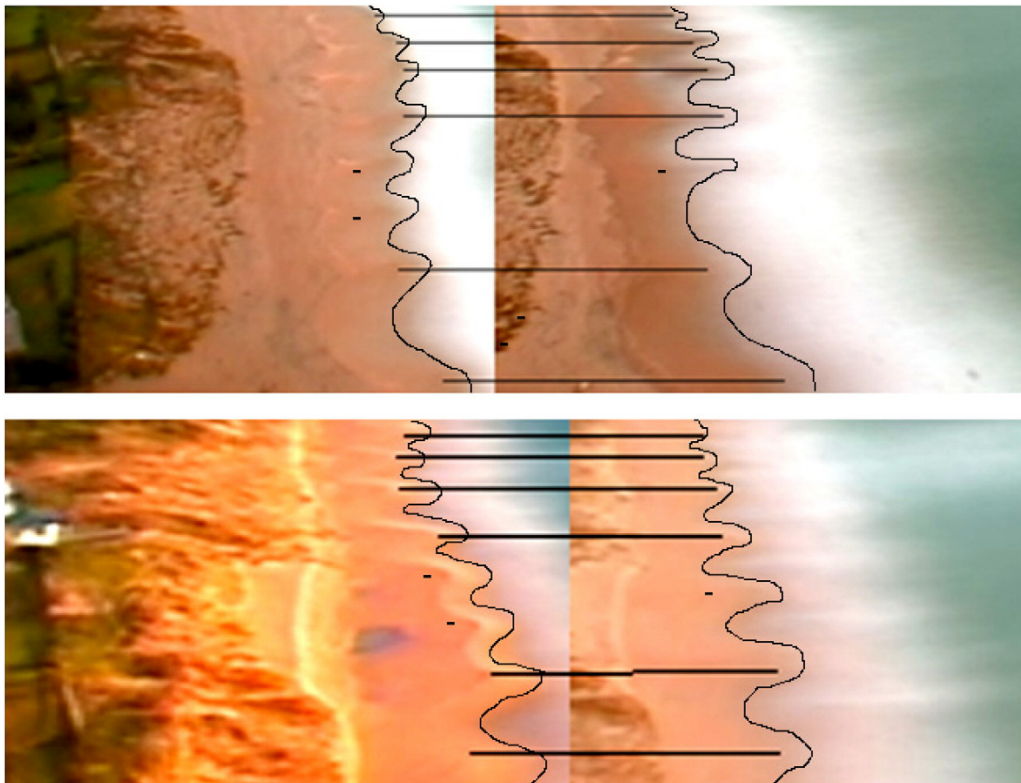
Two of the most striking beach cusp episodes were selected for detailed evaluation. In the first episode, beach cusps were eradicated by a storm and in the second episode, a straight berm developed smothering the cusped pattern. Duration of the two episodes was respectively 42 and 10 days. Physical variables measured were cusp spacing  $\lambda_c$ , intertidal beach slope  $a$ , intercept  $b$  and relative volume  $V_r$ , horizontal swash excursion  $S_h$  and swash period  $T_s$ . Variables were sampled at intervals of 2 and 1 day for the storm and berm episode respectively.

As a result of a storm (30/07/2001), the beach was featureless prior to the beginning of this episode where beach cusps were continuously present for around 40 days and finally eradicated by a storm (08/09/2001). This episode was associated with relatively small swash excursion length and period while the end was associated with larger swash excursion length and period (Fig. 4). Throughout the episode, beach cusp spacing increased from 20 to 40 m. For most of the episode, indicators of beach volume change ( $a$ ,  $b$ ,  $V_r$ ) remained constant indicating no net loss or gain of sediment. At the end of the episode, an increase of the swash length flattened and eroded the beach driving a decrease of  $a$ ,  $b$  and  $V_r$ . Overall, beach cusp formation was associated with initial accretion followed by minor erosion.  $S_h$  and  $T_s$  increased over the episode, probably due to the increasing of the incoming wave energy.  $S_h$  was also likely to be driven by changes to beach slope,  $a$ . This is physically consistent with the hypothesis of swash motions primarily driven by gravity so that when the slope decreased, swash excursion increased accordingly.

The episode which ended in the formation of a berm (Figs. 5 and 6) began while  $S_h$  was high and then decreased over time. Beach cusp spacing was roughly constant over time (Fig. 6). The pre-episode storm (30/01/2001) caused  $a$ ,  $b$  and  $V_r$  to decrease, indicating an overall beach erosion. During beach cusp formation  $a$ ,  $b$  and  $V_r$  increased (Fig. 6). Accretion continued throughout the episode even after cusps were infilled and a straight berm developed (Figs. 5 and 6). Swash excursion was relatively small during the episode. The  $S_h$  decreasing trend is probably an effect of an increasing beach slope  $a$  resulting from the development of a steep berm.

#### 3.2. Description of all episodes

The observations described in the previous section are typical of the cusp episodes on Tairua Beach and similar dynamics were observed in the other 24 episodes analysed (Table 1). In these cases, observations are presented comparing detailed analysis of the first and last day in which beach cusps were observed. Episode duration ranged from 4 to 35 days with an average spacing ranging from 15 to 31 m (Table 1). Seven episodes concluded with the formation of a straight berm and the remaining seventeen with a storm eradicating the beach cusp pattern. Interestingly, all episodes where beach cusps disappear as a result of berm formation are related to low wave heights (offshore wave height is smaller than 1 m) while higher values of offshore wave heights (larger than 1 m) characterize the storm episodes. A comparison of beach volumes prior (1 or at most 2 days before beach cusp formation) and on the first day beach cusps appeared indicated that most of the episode (17 out of 24) are associated to mild accretionary conditions, 5 of the remaining episodes showed no significant change in beach volume while the remaining 2 indicate



**Fig. 7.** Two merging events: the upper is occurred between 09/08 and 11/08 2001 and the lower between 19/08 and 21/08 2001. Merging occurs where – signs are present. Black straight lines connect individual beach cusp horns.

erosive conditions (Table 1). The two erosive episodes are the only ones where a berm was present prior to beach cusp formation.

Most available observations usually provide only the average beach cusp spacing, accompanied in a few cases (e.g. Holland and Holman, 1996) with the standard deviation. In contrast, our dataset allowed us to follow the behaviour of individual cusps over the episode duration. As shown in Fig. 4, spacing can change significantly, even double, over time. Moreover, analysis of all episodes indicated that these changes in spacing are a typical feature of beach cusp patterns. It is interesting to speculate whether this change in spacing is a gradual process in which all cusp horns gradually move further apart, or the consequence of a more abrupt merging or splitting event. For one of the 6 episodes where spacing increased (the storm episode presented in Fig. 4) the dynamics leading to the growth of beach cusp spacing were analyzed by tracking the alongshore position of horns over time. Increases in spacing are the result of merging of individual features (Fig. 7 and the circled areas in Fig. 8), an observation in line with Coco et al. (2003) but in contrast with Masselink et al. (1997) reporting that under increasing energy conditions, the larger swash excursion resulted in the destruction of every second cusp due to horn overtopping. After some initial merging at the start of the episode, the timing of to the two remaining merging events is associated with increases in swash energy (compare Figs. 4 and 8).

Finally, in order to test the two common theories predicting cusps spacing, beach cusp spacing was compared with predictions using Eqs. (1) and (2) and the results are shown in Fig. 9. Mean alongshore beach slope and zero-crossing swash period observed soon after beach cusp formation were used when applying Eq. (1). Overall, both theories provide reasonable predictions of beach cusp spacings (slope of the regression lines is close to 1:1). Although the present dataset cannot conclusively refute either of the theories, it provides support for the self-organization model. Goodness of fit for the two models (self-organization and edge wave) has been evaluated forcing a regression through the origin and calculating the correlation coefficient. In the case of the self-organization model, the regression coefficient,  $r^2$ , is significant ( $r^2=0.7831$ ) and the regression line has a slope equal to 1.69 close to the values suggested in the literature (Coco et al., 1999, 2000). No substantial difference is found if the regression line is not forced through the origin ( $r^2=0.7837$  and the slope of the line is 1.65). On the other hand, if forced through the origin, the correlation for the edge wave model is not significant ( $r^2=0.19$ ) even though the correct trend is predicted (slope of the regression line is 1.02). If the regression is not forced through the origin, the edge wave model results in a higher correlation coefficient ( $r^2=0.45$ ) but the regression line substantially deviates from 1:1 line (the slope of the regression line becomes 0.58). Despite the statistical differences, both theories can

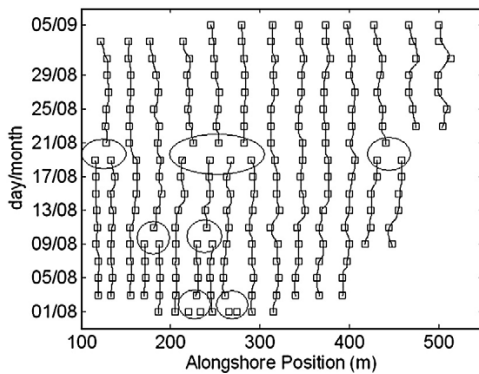


Fig. 8. Temporal trajectory of beach cusp horns. Lines join each beach cusp horn, with squares at each digitized location. Circles indicate horn merging.

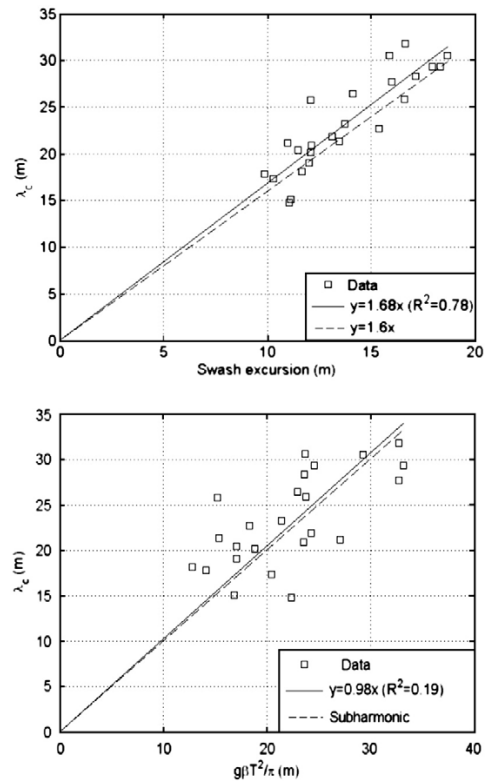


Fig. 9. Observed and predicted beach cusp spacing according to self-organization (top panel) and to the edge wave model (bottom panel).

predict the trend in the observed beach cusp spacing, we can only conclude that, given the link between swash excursion, beach slope and wave period on steep beaches (Werner and Fink, 1993; Baldock and Holmes, 1999), average beach cusp spacing is not a useful measure to differentiate between the two theories.

#### 4. Discussion and conclusions

Analysis of a 3-year dataset of video images sheds new light on the episodes leading to infilling or erosion of beach cusps. The high energy erosive environment caused by the presence of storms eradicates cusps (as already reported in detail in Miller et al., 1989). Our results also demonstrate, that, conversely, the persistence of accretionary conditions can lead to the infilling of beach cusp bays, the development of an alongshore continuous berm and so to the burial of the beach cusps. Our results are also consistent with the observations documented by Masselink et al. (1997) who reported infilling of cusp morphology under persistently calm conditions (even though no straight berm developed) and attributed this phenomenon to a reduction in the horn-divergent flow pattern due to small swash excursion.

Cusp episodes ending in a berm are clearly accretionary events, whereas the cusp episodes ending with storms are clearly erosion-related events (Table 1). Presumably, with respect to the accretionary events, the processes that allow beach cusps to be maintained or grow cannot cope with a large increase in beach volume. Specific measurements of beach volume change and numerical modelling of beach cusp formation under accretionary conditions are necessary to quantify the threshold beyond which beach cusps do not develop.

This study also provides observations that changes in beach cusp spacing over time occur primarily as a result of merging of individual

features, whereas previous studies provided only bulk measurements of changes in mean cusp spacing (Dubois, 1981; Holland and Holman, 1996). Although merging episodes are sometimes concurrent with changes in swash characteristics (compare Figs. 4 and 8) more work is needed to understand why similar changes in hydrodynamic conditions sometimes lead to individual horn merging or disappearance (this study as well as Coco et al., 2003), a doubling of beach cusp spacing (Masselink et al., 1997), and sometimes lead to no change at all. Individual horn merging or disappearance is consistent with numerical simulations of beach cusp formation using a model based on self-organization (Coco et al., 2000). Also, consistent with Masselink et al. (1997), changes in beach cusp spacing could be the result of changes in offshore swash hydrodynamics: if the swash excursion increases, it is more likely that overtopping of pre-existing horns occurs rather than the typical horn-divergent flow pattern. The smaller control exerted by the pre-existing morphology and the larger swash excursion could then result in the development of larger spacing.

With respect to the prediction of beach cusp spacing both theories, subharmonic standing edge wave and self-organization, can predict the trends of the observed values although only the self-organization predictions are closer to theoretical values and statistically significant (Fig. 9). With respect to the edge wave theory, the scatter between predictions and observations could be driven by inaccuracies in the swash period, here in computed as the zero-crossing swash period, and/or beach slope. We have also tried to apply the edge wave theory and predict beach cusp spacing using the offshore wave period or the swash peak period. In both cases, predictions of beach cusp spacing degraded (not shown). As in most cases (see Coco et al., 1999), no direct evidence of the presence of standing subharmonic edge waves could be provided. However, previous studies conducted at Tairua Beach (MacDonald, 2003) provided no evidence for mode-0 standing edge waves during one episode of beach cusp formation. The favourable relationship presented in Fig. 9 could simply be a consequence of the link between swash excursion, beach slope and wave period on steep beaches (Werner and Fink, 1993; Baldock and Holmes, 1999). In fact our results suggest that there has been an over-emphasis in the mean cusp spacing as an indicator of processes. We show that cusp spacing changes as a result of merging events, during which the cusp pattern adjusts locally to the change. This may provide a much clearer indication that the pattern evolves due to feedback rather than due to changes in the overall pattern of hydrodynamic forcing.

Our analysis has combined time-averaged images to detect shoreline position, intertidal beach slope and relative beach volume, and timestack images to detect swash period and swash excursion. This type of analysis has been performed over 24 beach cusp episodes where the beach changed from planar to patterned and then back to planar again. The changes described here are on the larger, days-weeks scale. Therefore, the spatial and temporal detail of the observations is not comparable to previous studies (Masselink et al., 1997; Coco et al., 2004) that resolved complicated patterns of alternating erosion/deposition at different tidal stages. Although digitization of some variables (e.g. beach cusp spacing) can be a potential source of inaccuracy, this study shows how video images can be used to provide a valuable and comprehensive dataset of swash hydro-morphodynamics. The results reported refer to one single beach but it is expected that other studies based on video images will be able to substantiate and generalize the findings presented.

## Acknowledgments

Video images of Tairua Beach are jointly collected by Environment Waikato and NIWA. The (New Zealand) Foundation for Research, Science and Technology supported this work. RA funded by the (French) Delegation Generale pour l'Armement (DGA).

## References

- Aoki, H., Sunamura, T., 2000. A laboratory experiment on the formation and morphology of beach cusps. *Trans. Jpn. Geomorphol. Union* 21 (3), 291–306.
- Bailey, D.G., Shand, R.D., 1993. Determining large scale sandbar evolution. *Proceedings of First New Zealand Conference on Image and Vision Computing*, August 1993, pp. 109–116.
- Baldock, T.E., Holmes, P., 1999. Simulation and prediction of swash oscillations on a steep beach. *Coast. Eng.* 36 (3), 219–242.
- Bogle, J.A., Bryan, K.R., Black, K.P., Hume, T.M., Healy, T.R., 2000. Video observations of rip formation and evolution. *J. Coast. Res., Spec. Issue* 34, 117–127.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., Simmons, V.P., 1968. Wave 'set-down' and 'set-up'. *J. Geophys. Res.* 73 (8), 2569–2577.
- Ciriano, Y., Coco, G., Bryan, K.R., Elgar, S., 2005. Field observations of swash zone infragravity motions and beach cusp evolution. *J. Geophys. Res.* 110, C02018. doi:10.1029/2004JC002485.
- Coco, G., O'Hare, T.J., Huntley, D.A., 1999. Beach cusps: a comparison of data and theories for their formation. *J. Coast. Res.* 15 (3), 741–749.
- Coco, G., Huntley, D.A., O'Hare, T.J., 2000. Investigation of a self-organization model for beach cusp formation and development. *J. Geophys. Res.* 105 (C9), 21991–22002.
- Coco, G., Burnet, T.K., Werner, B.T., Elgar, S., 2003. Test of self-organization in beach cusp formation. *J. Geophys. Res.* 108 (C3), 46.1–46.11 (3101).
- Coco, G., Burnet, T.K., Werner, B.T., Elgar, S., 2004. The role of tides in beach cusp development. *J. Geophys. Res.* 109 (C4), C04011. doi:10.1029/2003JC002154.
- Coco, G., Bryan, K.R., Green, M.O., Ruessink, B.G., Turner, I.L., van Enckevort, I.M.J., 2005. Video observations of shoreline and sandbar coupled dynamics. *Proceedings of Coasts and Ports 2005*, Adelaide, pp. 471–476.
- Dubois, R.N., 1981. Foreshore topography, tides, and beach cusps. *Delaware. Geol. Soc. Am. Bull.* 92, 132–138.
- Guza, R.T., Bowen, A.J., 1981. On the amplitude of beach cusps. *J. Geophys. Res.* 80 (21), 4125–4132.
- Guza, R.T., Inman, D.L., 1975. Edge waves and beach cusps. *J. Geophys. Res.* 80 (21), 2997–3012.
- Holland, K.T., 1998. Beach cusp formation and spacings at Duck, USA. *Cont. Shelf Res.* 18, 1081–1098.
- Holland, K.T., Holman, R.A., 1996. Field observations of beach cusps and swash motions. *Mar. Geol.* 134, 77–93.
- Huntley, D.A., Bowen, A.J., 1978. Beach cusps and edge waves. *Proc. 16th Conf. Coastal Engineers. ASCE*, pp. 1378–1393.
- Inman, D.L., Guza, R.T., 1982. The origin of swash cusps on beaches. *Mar. Geol.* 49, 133–148.
- Komar, P.D., 1973. Observations of beach cusps at Mono lake, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 3593–3600.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *J. Geophys. Res.* 94 (C1), 995–1011.
- MacDonald, I.T., 2003. Edge waves on beaches of arbitrary profile, MSc Thesis, 77 pp., University of Waikato, Hamilton, New Zealand.
- Masselink, G., Russell, P., Coco, G., Huntley, D., 2004. Test of edge wave forcing during formation of rhythmic beach morphology. *J. Geophys. Res.* 109, C06003. doi:10.1029/2004JC002339.
- Masselink, G., 1999. Alongshore variation in beach cusp morphology in a coastal embayment. *Earth Surf. Processes Landf.* 24 (4), 335–348.
- Masselink, G., Pattiaratchi, C.B., 1998. Morphological evolution of beach cusp morphology and associated swash circulation patterns. *Mar. Geol.* 146, 93–113.
- Masselink, G., Hegge, B.J., Pattiaratchi, C.B., 1997. Beach cusp morphodynamics. *Earth Surf. Processes Landf.* 22, 1139–1155.
- Miller, J.R., Miller, S.M.O., Torzynski, C.A., Kochel, R.C., 1989. Beach cusp destruction, formation, and evolution during and subsequent to an extratropical storm, Duck, North Carolina. *J. Geol.* 97 (6), 749–760.
- Plant, N.G., Holman, R.A., 1997. Intertidal beach profile estimation using video images. *Mar. Geol.* 140, 1–24.
- Sallenger, A.H., 1979. Beach cusp formation. *Mar. Geol.* 29, 23–37.
- Salmon, S.A., Bryan, K.R., and Coco, G., The use of video systems to measure run-up on beaches, *Journal of Coastal Research*, S150 (ICS2007), (in press).
- Short, A.D., 1999. In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley, Chichester. 379 pp.
- Smith, D.D., Dolan, R.G., 1960. Erosional development of beach cusps along the outer banks of North Carolina. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 71, 1979.
- Smith, R.K., Bryan, K.R., 2007. Monitoring beach volume using a combination of intermittent profiling and video imagery. *J. Coast. Res.* 23 (4), 892–898.
- Sunamura, T., Aoki, H., 2000. A field experiment of cusp formation on a coarse clastic beach using a suspended camera system. *Earth Surf. Processes Landf.* 25, 329–333.
- Werner, B.T., Fink, T.M., 1993. Beach cusps as self-organised patterns. *Science* 260, 968–971.

### VI.3 Dynamique post-tempête du haut de plage

Dans l'article précédent, nous avons vu que l'hypothèse privilégiée pour expliquer la formation des croissants est l'auto-organisation. Nous avons montré que le développement des croissants est initié rapidement après une tempête alors que le haut de plage est en accrétion. Nous nous intéressons maintenant à comprendre comment fonctionne cette reconstruction post-tempête de la plage. Pour ce faire, nous décrivons la relation entre le volume du haut de plage et la variation du forçage hydrodynamique au large, en cherchant comment le comportement de la barre interne influence l'évolution du volume (*Almar et al.*, 2008a).

#### VI.3.1 Contexte de cette étude

La dynamique post-tempête est essentielle, au même titre que la dynamique en période de tempête, pour la compréhension de l'évolution à moyen et long terme de la plage. Sur une plage microtidale, *Quartel et al.* (2008) observent que l'évolution du haut de plage intertidale possède une composante saisonnière marquée, mais également que la dynamique à court terme, appelée aussi dynamique "tempête post-tempête", est très importante. La phase de reconstruction de la plage après une tempête, et plus particulièrement du haut de plage, reste un processus peu connu. C'est pourtant une phase clé de l'évolution de la plage. En effet, l'évolution à moyen terme dépend du bilan sédimentaire net du cycle "tempête/post-tempête". Étant donné les faibles variations du volume de plage à moyen terme, les érosions individuelles importantes observées lors des tempêtes impliquent que les accrétions post-tempêtes soient également importantes. La dynamique "tempête/post-tempête" est généralement décrite (*Nordstrom*, 1980; *Stive et al.*, 2002) comme étant une séquence d'érosion rapide durant les tempêtes et d'accrétion post-tempête lente, de manière similaire à la dynamique des barres. De même que pour la dynamique des barres, l'évolution du haut de plage est complexe. Par exemple, les observations effectuées lors de la campagne de Truc Vert 2008 ont montré que la relation entre l'évolution du volume de haut de plage et le forçage de vagues n'est pas directe : des vagues de 2 m érodant plus la plage que des vagues de 5 m (*Senechal et al.*, 2009). De même, le suivi post-tempête du volume de plage, présentés dans la section VI.2, a montré que la phase de reconstruction peut être plus complexe qu'une accrétion constante au cours du temps.

L'évolution du haut de plage est liée à celle de la barre interne, en terme de géométrie et de transfert sédimentaire. La barre interne représente un stock de sédiment potentiellement mobilisable pour le haut de plage lors de la phase post-tempête de reconstruction de la plage. La migration ou le développement tridimensionnel de cette barre influence alors vraisemblablement le volume du haut de plage.

Des observations effectuées sur la plage du Truc Vert *Sénéchal et al.* (2009) ont montré, par exemple, un lien entre l'évolution de la plage intertidale et du haut de plage. La présence de berme, considérée ici comme un indicateur d'une forte accrétion du haut de plage, était associée à des morphologies de plage peu tridimensionnelles, de type LTT, alors qu'elles n'étaient pas observées pour des morphologies tridimensionnelles de type TBR. L'influence de l'évolution de la plage intertidale sur les variations de volume de haut de plage reste peu comprise. Les observations suggèrent pourtant que cette influence est grande et qu'elle joue un rôle crucial dans le taux d'accrétion post-tempête du haut de plage.

L'étude présentée ici a été menée afin de déterminer le lien existant entre le forçage de vagues au large et la reconstruction post-tempête du volume de haut de plage. Nous cherchons également à comprendre l'influence de l'évolution de la barre interne sur les variations de ce volume. Nous avons pour cela décrit l'évolution simultanée de l'apparence de la plage (états de plage), des variations de volume ainsi que du forçage hydrodynamique au large.

### VI.3.2 Description des données

Notre étude porte sur la plage de Biscarrosse (voir description au Chapitre III), observée par imagerie vidéo, du 5 août 2007 au 10 octobre 2007. Cette période a été choisie pour les conditions de vagues, relativement peu énergétiques de cette plage. Cette période d'étude est caractérisée par une séquence de tempête-calme-tempête-calme comprenant une période exceptionnellement longue et calme (17 jours de vagues  $< 1$  m) pour cette plage. Sur l'ensemble de la période d'étude, la hauteur des vagues a varié de moins de 1 m à plus de 4 m pour une période correspondante de 3 s à 9 s.

L'évolution temporelle de l'apparence de la plage a été établie visuellement à partir d'images instantanées (Figure VI.1). Les conditions de vagues au large ont été obtenues à partir d'une bouée mouillée au large du Cap Ferret, à une position où la profondeur atteint 20 m. Les données de hauteur de marée proviennent de prévisions calculées par le SHOM.

La méthode MSV décrite au Chapitre IV.2 a été utilisée pour reconstruire la topographie de la plage intertidale. Le volume de plage a ensuite été calculé à partir de cette topographie vidéo. Nous avons choisi de ne calculer le volume de plage que sur la zone de haut de plage. Ce choix est motivé par le fait que les variations du volume du haut de plage sont représentatives des variations de l'ensemble de la plage *Smith and Bryan* (2007), et son calcul permet de s'affranchir, comme indiqué dans *Sénéchal et al.* (2009), de l'importante variabilité de la zone intertidale qui présente notamment une forte composante dans la direction parallèle à la côte. Le volume a été calculé pour

## VI - Morphodynamique du haut de plage

---

une zone d'environ 400 m x 80 m (Figure VI.1.1), respectivement dans les directions parallèles et perpendiculaires à la plage.

Même si aucun relevé topographique permettant la validation de la méthode MSV n'est disponible sur cette période d'étude, l'erreur sur la reconstruction vidéo est supposée faible. En effet, les conditions de temps calme rendent les estimations de hauteur d'eau et de détection de la ligne d'eau optimales. Nous avons vu lors de la validation de la méthode (Chapitre IV.2), que la précision était meilleure en haut de plage intertidale (uniforme et pentue) qu'en bas (complexe et peu pentue). De plus, les estimations vidéo de topographies sont faites en intégrant les données de plusieurs jours (3-4 jours) afin de rendre l'estimation la plus robuste possible.

### VI.3.3 Résultats et discussion

Durant la période d'étude, la morphologie a été comparée aux états de plage de la classification de *Wright and Short* (1984).

- L'analyse des images de la Figure VI.1 indique que la plage a évolué rapidement après la première tempête ( $H_s > 4$  m, Figure VI.2). En moins d'une semaine, elle est passée d'un état TBR (voir états de plage au Chapitre II) à un état LTT, plus réfléchissant (de l'instant 1 à 2). Cette transition a été associée à un fort taux d'accrétion de la zone de haut de plage (Figure VI.2). Cette transition rapide contredit notamment les conclusions de *Apoluceno* (2003) pour le site de Truc Vert qui indiquaient qu'une durée plus longue que sur d'autres sites était nécessaire pour induire une transition de TBR à LTT.
- Durant le prolongement de la période de calme, de début septembre au 18 septembre (des instants 2 à 3), l'énergie des vagues était très faible ( $H_s < 1$  m et  $T < 4$  s). La plage n'a pas évolué de manière significative excepté le développement d'une berme dans la zone de haut de plage. Le volume est resté quasiment constant.  
Ce comportement peut être expliqué par le faible niveau d'énergie incidente, notamment, une petite hauteur ( $H_s$ ) et période ( $T$ ) associée. Ce niveau d'énergie n'est pas suffisant pour remobiliser le sédiment vers la plage.
- La seconde période de tempête ( $H_s$  jusqu'à 3 m, du 18 au 28 septembre) a entraîné une transition d'un état LTT à TBR, plus dissipatif. Le haut de plage a subi une érosion induite par l'effet combiné de forts marnages de marée et de fortes vagues (Figure VI.2).
- Durant la période de calme suivant la tempête, du 29 septembre au 10 octobre (instants de 4 à 5), le volume de plage initial a rapidement été retrouvé, simul-



tanément au développement d'une morphologie LTT. Durant cette période et contrairement à la période de calme précédente (des instants 2 à 3), le volume a continué à augmenter avec la formation d'une berme importante en haut de plage. L'énergie des vagues incidentes ( $H_s \sim 1$  m,  $T \sim 7$  s), est restée à un niveau supérieur à celui de la période de calme précédente, entre les instants 2 et 3. Cette différence de niveau d'énergie explique probablement la différence de comportement observée durant les deux périodes de calme. Alors que dans un cas, la plage est restée inactive sous l'effet de vagues très peu énergétiques, dans le second cas, l'énergie a été suffisante pour transporter du sédiment vers la plage et induire de l'accrétion.

### VI.3.4 Conclusions

Nous avons présenté une étude d'observation vidéo de la plage de Biscarrosse sur une période de deux mois caractérisée par le passage de deux tempêtes ( $H_s > 3$  m) et des périodes post-tempêtes longues ( $>10$  jours). Ces observations montrent que globalement, la variation du volume de haut de plage est liée à l'énergie incidente des vagues. Cette variation de volume est aussi étroitement liée à l'évolution tridimensionnelle de la plage intertidale.

De manière évidente, les tempêtes ont provoqué une érosion rapide du haut de plage associée à une transition vers un état plus dissipatif (LTT>TBR). Mais les résultats indiquent surtout que la plage peut évoluer rapidement (moins d'une semaine) après une tempête, avec la transition d'un état TBR à LTT, et que cette évolution rapide est associée à une forte accrétion du haut de plage.

Notre étude montre aussi qu'après la phase post-tempête de reconstruction rapide, alors que la morphologie de la plage évolue peu (LTT), la relation entre la variation de volume et l'hydrodynamique au large est complexe. L'accrétion continue si l'énergie incidente des vagues dépasse un certain niveau et s'arrête si elle est trop faible, faisant clairement apparaître la présence d'un seuil. Ce seuil est essentiel car il montre le rôle crucial joué par les conditions de vagues post-tempêtes pour reconstruire la plage. L'origine de ce seuil n'est toutefois pas clairement définie à ce jour : elle peut être attribuée soit à des vagues trop peu énergétiques pour remobiliser le sable et engraisser le haut de plage, soit au fait que le haut de plage atteigne un "équilibre" avec les conditions de petites vagues au cours de la longue période calme.

Les résultats présentés dans cette étude ne sont que qualitatifs. Ils représentent surtout des pistes d'exploration pour de recherches futures sur les interactions entre l'évolution de la barre intertidale et le haut de plage ainsi que les conditions (hydrodynamiques et de morphologie de la barre intertidale) qui favorisent la reconstruction

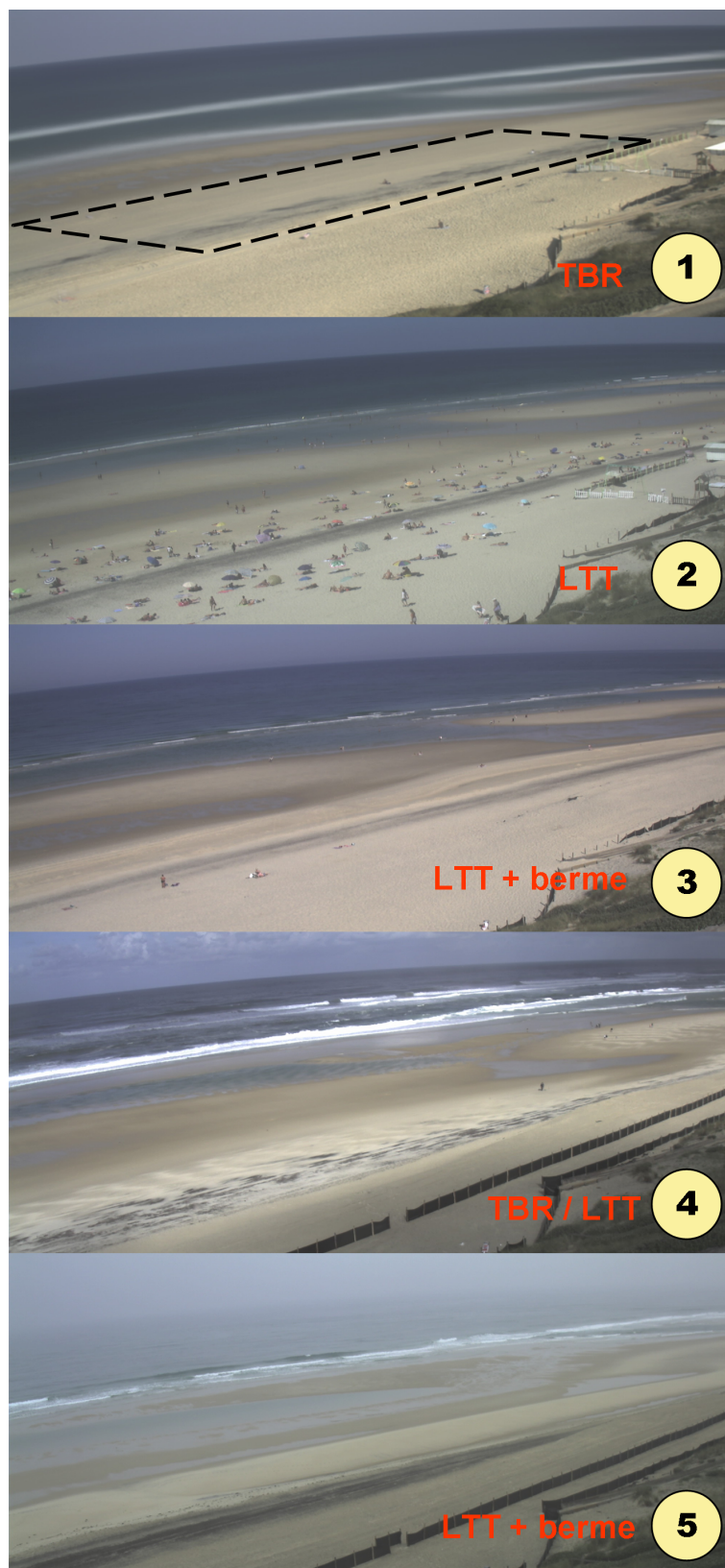


FIGURE VI.1 – Évolution de la plage de Biscarrosse du 5 Aout au 10 septembre 2007. Apparences de la plage à différentes dates : (1) TBR le 30/08, (2) LTT le 01/09, (3) LTT avec berme le 10/09, (4) TBR/LTT le 26/09 et (5) LTT avec berme le 09/10. Le cadre en tiretés (à l'instant 1) marque la zone pour laquelle le volume a été calculé. Les images vidéo sont issues du système vidéo de Biscarrosse.

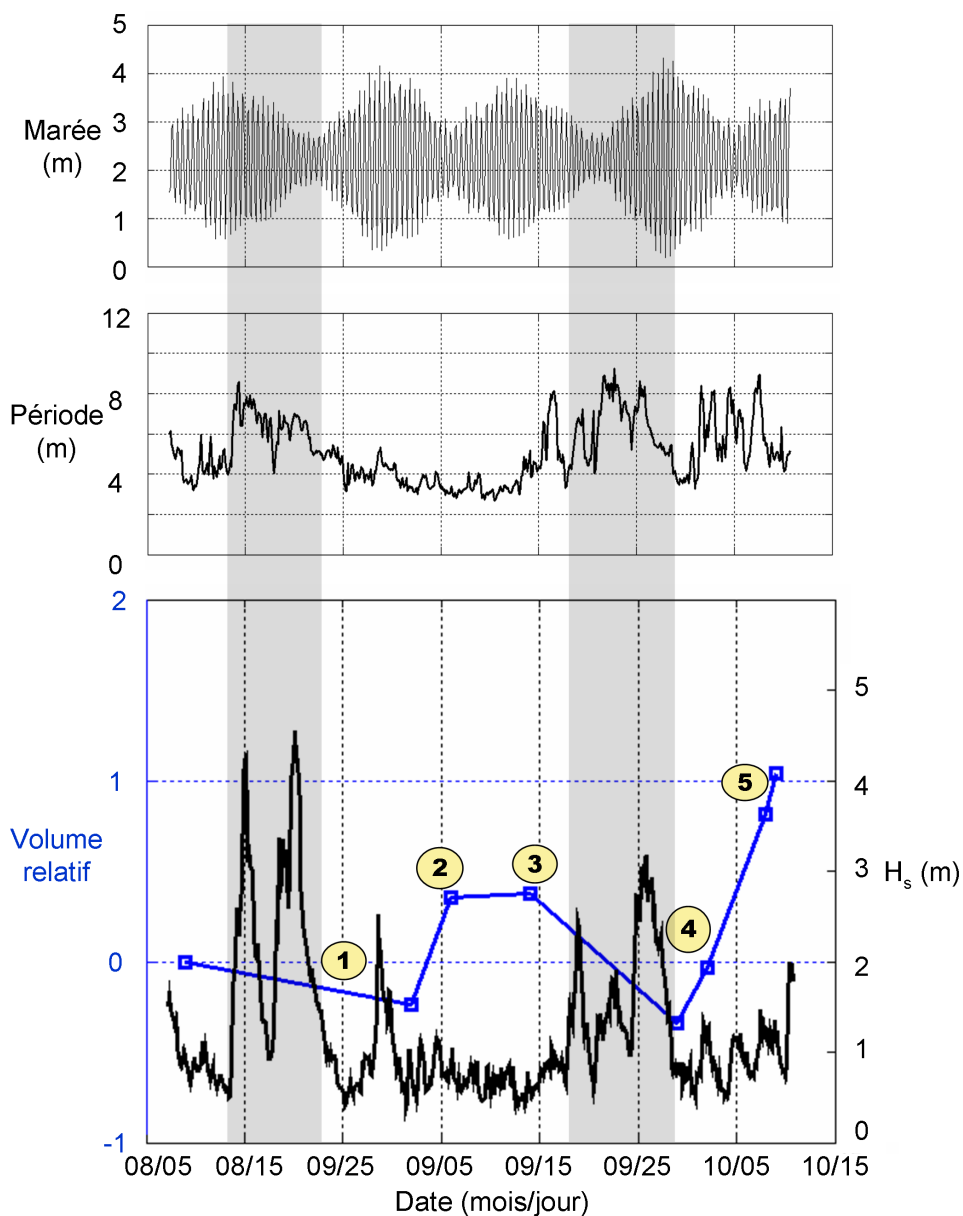


FIGURE VI.2 – Dynamique "tempête/post tempête" du haut de plage (Biscarrosse), sur une période de deux mois, du 5 Aout 2007 au 10 octobre 2007. Les instants numérotés de 1 à 5 correspondent aux images de la Figure VI.1. Séries temporelles des conditions hydrodynamiques : (a) marée, (b) hauteur des vagues au large ( $H_s$ ), (c) période des vagues ( $T$ ) et (d) évolution du volume relatif (par rapport au volume initial) de la plage sur la période d'étude.

## VI - Morphodynamique du haut de plage

---

post-tempête du haut de plage.

## Synthèse du chapitre VI

### • Objectifs

Caractériser la dynamique à court terme du haut de plage, en se focalisant sur la dynamique en conditions de vagues peu énergétiques. Mieux comprendre les conditions de formation des croissants de plage et les mécanismes à l'origine de leur formation. Caractériser l'influence du forçage en vague et de la barre intertidale lors de la phase de reconstruction post-tempête du haut de plage.

### • Principaux résultats

#### Dynamique des croissants de plage

- Nous présentons la première description temporelle complète d'évènements de formation de croissants de plage, comprenant notamment les caractéristiques de swash, des croissants et le volume de plage.
- Première observation d'appariement de croissants, le reste des croissants s'adaptant ensuite (favorisant la théorie d'auto-organisation).
- Les théories d'onde de bord et d'auto-organisation prédisent toutes les deux la taille des croissants de plage observée, même si cette dernière la prédit plus précisément.
- La formation des croissants correspond à une phase d'accrétion, et non d'érosion.
- Si les conditions de petites vagues et d'accrétion continuent, les baies des croissants s'ensablent pour former une berme rectiligne.

#### Dynamique post-tempête du haut de plage

- Transition rapide ( $< 1$  semaine) d'un état TBR à LTT, combiné à un maximum d'accrétion post-tempête, puis ralentissement de l'accrétion.
- Importance des seuils du niveau d'énergie des vagues incidentes entre une plage inactive et en accrétion.
- Lien entre le comportement de la barre interne et l'évolution du haut de plage.

### • Conclusions et perspectives

Comme pour l'évolution de la barre interne, la dynamique du haut de plage peut résulter à la fois d'une évolution interne par auto-organisation (croissants) et de l'influence des structures sableuses situées plus au large. La période qui suit les tempêtes est cruciale car la dynamique du haut de plage est rapide (jour-semaine) et intense avec une forte accrétion et la formation éventuelle de croissants. Le haut de plage ne peut être étudié de manière distincte du reste de la plage. Des informations détaillées (swash et topographie locale) ou plus haute fréquence (échelle de la vague, (*Russell et al.*, 2009)) sont maintenant nécessaires pour poursuivre notre étude. Il serait intéressant de prolonger l'étude sur le couplage entre la barre interne et le haut de plage.



# Chapitre VII

## Conclusions et Perspectives





## VII.1 Conclusions générales

L'objectif de cette thèse était d'améliorer nos connaissances sur le comportement des plages soumises à l'action des vagues, en se concentrant sur l'échelle court terme ou "échelle des tempêtes". La dynamique à cette échelle est cruciale, car rapide et intense, pouvant représenter une grande partie (plus de  $2/3^1$ ) de la variabilité totale de la plage, mais restait jusqu'alors peu comprise à cause du manque d'outil d'observation adapté.

La démarche suivie repose sur l'observation des plages à haute fréquence, par imagerie vidéo. Cette technique permet l'observation d'une grande partie des processus hydro-morphodynamiques littoraux (*Holland et al.*, 1997). Elle a l'avantage de couvrir une gamme d'échelles spatio-temporelles bien plus étendue que les techniques d'observation classiques. L'imagerie vidéo offre une multitude de nouvelles possibilités permettant des avancées majeures dans notre connaissance du littoral.

Nous avons mis en place, au cours de cette thèse, un système vidéo d'observation permanent de la plage, système dont le besoin pour la communauté de recherche littorale en Aquitaine s'était fait ressentir depuis plusieurs années (*Castelle*, 2004; *Castelle et al.*, 2007b). Nous avons développé un outil vidéo de reconstruction de la topographie littorale basé sur la mesure des caractéristiques hydrodynamiques. Cet outil permet d'estimer la topographie à distance, à un coût bien moindre que les techniques classiques (relevés bathymétriques), sur une zone très étendue (environ 1 km x 1 km), à haute fréquence ( $\sim$ jour) et avec une bonne précision (erreur quadratique moyenne,  $E_{RMS} = 1$  m). Cet outil comprend 2 parties :

- La topographie de la plage intertidale est reconstruite à partir d'une méthode innovante de détection de la position de la ligne d'eau (erreur quadratique moyenne,  $E_{RMS} = 2-5$  m en horizontal) et de l'estimation de son élévation ( $E_{RMS} = 0.2$  m en vertical). L'erreur est faible ( $E_{RMS} \sim 0.4$  m en vertical), même pour des topographies complexes.
- La topographie de la plage subtidale (ou immergée en permanence) est reconstruite à partir de la mesure des caractéristiques des vagues : la période ( $E_{RMS} \sim 0.5$  s) et la célérité ( $E_{RMS} \sim 0.2-0.3$  m/s) que nous mesurons par une nouvelle méthode développée durant cette thèse. Ces caractéristiques sont ensuite employées à l'estimation de la profondeur en appliquant la théorie linéaire.

Cet outil a été développé durant cette thèse en parallèle aux analyses physiques, ce qui fait qu'il n'a pu être utilisé que partiellement (méthode intertidale) pour réaliser ces analyses. Les validations ont néanmoins montré que les performances de cet outil le place en bonne position par rapport à ceux existants. Il pourra donc être appliqué directement et

---

1. Calculé à partir du suivi vidéo continu de la plage de Biscarrosse sur une période de près de 2 ans (2007-2009)

dans son ensemble par la suite.

Deux campagnes de mesures se sont déroulées dans le cadre de cette thèse sur les plages de Biscarrosse (5 jours en juin 2007, SHOM-BRGM) et de Truc Vert (5 semaines en mars-avril 2008, SHOM-DGA). Couplées à l'observation vidéo, elles ont permis de collecter un ensemble complet de données hydro-morphodynamiques riches en enseignement scientifique. Des protocoles de validation et de tests de nos méthodes vidéo ont également pu être mis en place.

Cette thèse apporte les premières observations morphodynamiques à court terme sur la côte Aquitaine. Auparavant, les mesures étaient soit réalisées de manière intensive sur une courte durée de temps (campagnes), soit à basse résolution temporelle sur une durée long-terme (suivi topographique mensuel, satellite), ne permettant pas un suivi haute fréquence et continu du littoral.

### **Dynamique tridimensionnelle**

L'imagerie vidéo a rendu possible l'observation de la plage dans son ensemble, au lieu classiquement d'un profil perpendiculaire à la plage. Cela nous a permis de montrer que, contrairement à ce qui était précédemment envisagé, le comportement des plages en conditions de vagues énergétiques peut être dominé par une évolution non-uniforme parallèlement à la plage. Ces non-uniformités sont cruciales car elles contribuent aux échanges sédimentaires entre le large et la plage.

Des observations telles que celles reportées par *Enckevort et al.* (2004) ont montré l'implication des mécanismes d'auto-organisation dans la formation des barres en croissant. Nous avons mis en évidence leur implication dans la formation des croissants de plage. La dynamique tridimensionnelle d'une barre subtidale et la formation de croissants de plage sont gouvernées par les processus liés aux vagues. Dans le cas d'un système double barre soumis à un forçage en vagues énergétique et un large marnage, l'évolution tridimensionnelle de la barre interne est plutôt influencée par les variations de marnage.

### **Interactions entre les structures sableuses**

Les interactions entre la barre externe et interne en conditions de vagues peu et fortement énergétiques sont différentes. Pour des conditions de vagues peu énergétiques, *Ruessink et al.* (2007) ont montré que les barres interagissent via la modification du champ hydrodynamique par les non-uniformités. Ce mécanisme est appelé le "couplage morphologique".

Nous avons mis en évidence un mécanisme d'interaction différent pour des conditions énergétiques. Contrairement à une migration des barres vers le large comme précédemment envisagé lors des tempêtes, ce mécanisme correspond à un transfert rapide et local de sédiment de la barre externe vers la barre interne, constituant un apport sédimentaire

important pour la barre interne et le haut de plage.

Nous avons également montré que l'évolution du haut de plage dépend de l'évolution de la barre intertidale, notamment en ce qui concerne les transferts sédimentaires lors de la reconstruction de la plage.

L'existence de ces interactions, par modification du champ hydrodynamique ou par transfert sédimentaire, suggère qu'à l'échelle court terme, l'évolution individuelle d'une structure sableuse dépend de l'évolution de l'ensemble du système littoral.

### **Dynamique "tempête post-tempête"**

Pour la première fois la dynamique à court terme d'une plage à double barre dans un environnement à large marnage (plages Aquitaines) a été caractérisée. Le comportement des différentes structures sableuses est très contrasté.

Les taux de migration de la barre externe peuvent être très importants, à la fois perpendiculairement mais aussi parallèlement à la plage. Alors que la barre externe reste inactive la plupart du temps pour des vagues petites à intermédiaires ( $< 3$  m), le temps de réponse à une tempête décennale ( $> 8$  m) est très court (1-2 jours). Des analyses effectuées sur d'autres sites ont montré que les barres répondent à des séquences de tempêtes plutôt qu'à des tempêtes individuelles (*Enkevort and Ruessink, 2003a*). Nos observations sur le littoral aquitain indiquent que seule une forte tempête (décennale) provoque un retour à une géométrie rectiligne.

La barre interne migre surtout dans la direction parallèle à la plage et peu dans la direction perpendiculaire. Le temps de réponse aux tempêtes peut être assez long (4-6 jours), car la dynamique de la barre interne dépend, en plus du forçage exercé par les vagues, de l'influence du marnage.

Le haut de plage évolue rapidement (heures), surtout avec l'érosion lors de tempêtes mais aussi en phase post-tempête de reconstruction de plage (moins d'une semaine après la tempête). Cette évolution est toutefois dépendante du marnage. La reconstruction du haut de plage est complexe car elle dépend du forçage en vagues, avec la présence de seuils entre une plage inactive et en accrétion, mais aussi de l'évolution de la plage intertidale.

### **Pour conclure, cette thèse suggère que :**

- Les différentes structures sableuses littorales ne peuvent pas être étudiées de manière isolée. L'évolution des structures sableuses les plus au large influence celles situées plus au bord. Cette constatation montre le rôle crucial joué par la barre externe (pour une plage double barre) et met en évidence que l'amélioration de notre compréhension de cette barre doit être considérée comme une priorité des études de morphodynamique littorale.

- L'influence du marnage sur la dynamique des structures sableuse ne peut pas être négligé. Plus que la hauteur des vagues, il influence majoritairement la dynamique de la barre intertidale en conditions de tempêtes.
- Suivre l'évolution d'un profil de plage ne permet pas de représenter correctement le comportement de la plage. En effet, la dynamique des barres sableuses peut être fortement non-uniforme dans la direction parallèle à la plage, même en conditions de vagues énergétiques. Cette dynamique est essentielle car elle contribue aux transferts de sédiment entre le large et la plage.
- La résolution temporelle d'observation adéquate doit être de l'ordre de 1-2 jours pour représenter la majorité de la variabilité temporelle de la plage.
- Notre nouvel outil vidéo permet de reconstruire la topographie avec une bonne précision, à haute fréquence (jour) et sur une large zone (1 km x 1 km). Il peut être utilisé en recherche littorale, en ingénierie et pour des applications militaires.

### VII.2 Perspectives

#### **Comprendre les mécanismes hydro-sédimentaires de la dynamique tridimensionnelle**

Nous avons vu que sur les plages aquitaines, la majorité de la morphodynamique court terme est tridimensionnelle. Il serait intéressant de prolonger notre étude afin de quantifier la contribution de la dynamique tridimensionnelle sur l'évolution du profil moyen de plage. Par exemple, pour estimer l'impact de l'extension des cornes (croissants de plage ou des barres) en conditions de vagues peu énergétiques, ou encore l'impact des transferts sédimentaires entre barres lors de tempêtes.

Les études de *Castelle and Bonneton (2004)* et *Bruneau et al. (2009b)* réalisées en modélisation numérique ont également mis en évidence la présence de cellules de circulations hydrodynamiques lors de conditions peu énergétiques. Cette circulation est supposée être le moteur de la morphodynamique tridimensionnelle. Il serait alors intéressant de lier les mécanismes morphodynamiques décrits dans cette thèse avec ces mécanismes hydrodynamiques.

Les modèles hydro-morphodynamiques n'arrivent pas encore à représenter correctement la morphodynamique observée en conditions énergétiques. Les observations vidéo offrent alors un jeu de données de validation intéressant. Ces deux approches pourraient être combinées en effectuant une analyse numérique d'analyse de processus idéalisés, comme réalisée par *Ranasinghe et al. (2004)*, les observations vidéo permettant de lier les cas théoriques à la réalité. L'objectif serait ici, entre autres, d'expliquer la contribution

de la dynamique tridimensionnelle sur l'évolution du profil moyen de plage.

### **Impact de la dynamique court terme sur le moyen terme**

Pour une vague de swash prise de manière individuelle, le transport sédimentaire est dirigé vers la plage lors de la phase montante et vers le large lors de la phase descendante. C'est le bilan sédimentaire net, très faible, qui correspond à la contribution individuelle de chaque vague (*Russell et al.*, 2009). A l'échelle de quelques heures, ce processus peut induire de manière significative, soit de l'érosion, soit de l'accrétion (ex : berme). De manière similaire, c'est le bilan sédimentaire à court terme du cycle "tempête post-tempête" qui gouverne l'évolution à plus long terme de la plage. Une tempête peut, par exemple, induire une érosion irréversible de la plage qui n'est pas reconstruite lors de la phase d'accrétion post-tempête suivante. Mais également, une période post-tempête trop courte, ou avec des conditions de vagues défavorables, ne permettra pas de rattraper l'érosion induite par la tempête précédente. Pour être bien décrite, la dynamique à moyen terme doit donc être observée, non pas avec une résolution temporelle de l'ordre du mois, mais à l'échelle de la dynamique court terme (jour-semaine). Il serait alors intéressant de comprendre l'implication de la dynamique à l'échelle court terme sur l'évolution à plus long terme.

### **Évolution long terme : génération de statistiques**

La base de données d'observations issues du système vidéo de Biscarrosse se construit depuis Avril 2007.

Lors de cette thèse, nous avons caractérisé la dynamique court terme à partir de durées d'observation d'un ou deux mois maximum. Nos résultats peuvent être complétés par une approche statistique à partir du suivi vidéo à long terme de la plage de Biscarrosse. Les variables vidéo statistiques utilisées peuvent être la position des barres, de la ligne d'eau journalière ou encore le volume de la plage.

Cette approche pourra, par exemple, permettre de caractériser les seuils entre les phases d'érosion, d'accrétion ou de plage inactive, les taux de migrations moyens, maximum des barres et les taux de variation du volume de plage.

La comparaison entre les données morphologiques vidéo et les séries temporelles de vagues et de marée donnera des informations sur la relation qui lie l'hydrodynamique à la morphodynamique de la plage, par exemple, les temps de réponse des structures morphologiques aux variations hydrodynamiques.

La base de données long terme pourra aussi être employée à l'évaluation des tendances pluriannuelles de ces variables, qui intéressent tout particulièrement les décideurs publics.

### **Étendre la gamme de variables physiques mesurées par la vidéo**

Nous avons présenté dans cette thèse des méthodes vidéo de mesure de différentes variables physiques : la période, la célérité, la longueur d'onde des vagues, la ligne d'eau, la position des barres, la période et la longueur d'excursion du swash, la taille et la position des structures (croissants de plage, barres).

Nous avons vu au Chapitre II que d'autres variables peuvent être mesurées. Il serait tout particulièrement intéressant de développer des méthodes afin de mesurer, par exemple, la hauteur des vagues (*Hilmer, 2005*), les courants de surface, ou le pourcentage de vagues déferlées en un point. Ces variables sont en effet, au même titre que la célérité des vagues, des variables clés de l'hydrodynamique littorale. La validation dans une large gamme de conditions serait possible avec les données vidéo de la campagne de Truc Vert 2008.

### Amélioration de la reconstruction vidéo de la topographie

L'outil vidéo de reconstruction de la topographie, présenté au Chapitre IV, donne une erreur quadratique moyenne de 0.95 m. Ce résultat est encourageant mais peut être amélioré. Concernant la topographie immergée, même si peu d'améliorations sont à attendre de la méthode de mesure vidéo de la célérité des vagues, une complexification de l'étape d'inversion bathymétrique pourrait affiner la précision de la reconstruction topographique. Les effets non-linéaires, comme la dispersion d'amplitude, peuvent être importants en eau peu profonde (*Tissier et al., 2009*) et devraient être pris en compte. De plus, l'ajout des interactions houle-courant pourrait permettre d'améliorer la précision de la reconstruction topographique.

Ces effets peuvent être pris en compte en utilisant un modèle numérique hydrodynamique (2DH, Boussinesq) pour réaliser l'inversion bathymétrique. Le principe est de réaliser une convergence itérative de la célérité des vagues entre la mesure vidéo et du modèle, en ajustant la topographie estimée en fonction de l'écart entre la célérité vidéo et celle du modèle.

Une première estimation de la topographie est réalisée à partir de la vidéo en appliquant la théorie linéaire. A partir de cette topographie, le modèle donne un champ de célérité qui est comparé à la célérité vidéo. Si la célérité vidéo est plus importante, la topographie du modèle est localement creusée, au contraire, si elle est plus faible, la topographie modèle est remontée. L'étape est ensuite répétée jusqu'à convergence des célérités vidéo et modèle. Cette méthode devrait permettre d'obtenir une erreur  $< 1$  m.

La validation de cette technique peut être menée en utilisant les données de la campagne MODLIT réalisée dans un bassin à houle comprenant une topographie tridimensionnelle. Les conditions d'utilisation, à la fois pour la vidéo (25 Hz) et pour le modèle hydrodynamique (conditions aux frontières connues), seraient alors optimales. De plus, la validation

serait facilitée par de nombreuses mesures de célérité et de topographies.

### **Prédiction de l'évolution de la plage**

La pression exercée par les décideurs publics et militaires est forte pour réaliser un système opérationnel de prédiction de l'évolution des plages. Pourtant, même si l'évolution saisonnière est relativement prévisible, l'évolution à court terme représente encore un challenge important (*Pape et al.*, 2009; *Ruessink et al.*, 2009).

Les profils de plage moyens saisonniers sont en "équilibre" avec les conditions moyennes saisonnières de vagues : les profils dits "d'été" et "d'hiver" correspondent respectivement à des conditions de petites et de fortes vagues. Comme nous le montrons dans cette thèse, la relation entre les conditions hydrodynamiques et l'apparence de la plage n'est pas si direct à des échelles de temps plus courtes. En réduisant l'échelle de temps, l'influence relative des rétroactions de la morphologie sur l'hydrodynamique augmente, de même que l'influence du marnage.

De plus en plus, l'utilisation de la modélisation numérique hydro-sédimentaire est envisagée pour la prédiction de l'évolution de la plage à court terme. A ce jour, ces modèles présentent des erreurs et des dérives qui peuvent être importantes, notamment lors de conditions de vagues énergétiques. L'assimilation d'observations vidéo, comme réalisé dans le projet "BeachWizard" (*van Dongeren et al.*, 2008), permet de réduire la dérive des modèles et d'améliorer la prédiction. Le principe est d'ajuster la prévision du modèle à partir d'observations vidéo intermittentes, en effectuant une correction proportionnelle à l'écart constaté, de manière similaire à ce qui est réalisé en météorologie depuis déjà de longues années (*Talagrand*, 1997).

Avec l'amélioration des modèles numériques de transport sédimentaire et des méthodes vidéo d'observation (ex : mesure de la hauteur des vagues), le développement de cette technique d'assimilation est une des prochaines étapes clés de la recherche littorale (ex : Projet FONDECYT, *Cienfuegos* (2009)).





# Bibliographie

- Aagaard, T., J. Nielsen, and B. Greenwood, Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach, *Marine Geology*, 148, 203–225, 1998.
- Aagaard, Troels, Aart Kroon, Steffen Andersen, Regin Møller Sørensen, Susanne Quartel, and Niels Vinther, Intertidal beach change during storm conditions; egmond, the netherlands, *Marine Geology*, 218(1–4), 65 – 80, 2005.
- Aarninkhof, S.G.J., Nearshore bathymetry derived from video imagery, *Delft University Thesis*, 2003.
- Aarninkhof, S.G.J., and J.A. Roelvink, Argus-based monitoring of intertidal beach morphodynamics, *In : Proc. of Coastal Sediments Conf., Long Island (NY), USA*, pp. 2429–2444, 1999.
- Aarninkhof, S.G.J., C.L. Hinton, and K.M. Wijnberg, On the predictability of breaker bar behaviour, *Proc. 26th Int. Conf. on Coastal Engineering, Copenhagen, Denmark, ASCE*, pp. 2409–2422, 1998.
- Aarninkhof, S.G.J., B.G. Ruessink, and J.A. Roelvink, Nearshore subtidal bathymetry from time-exposure video images, *Journal of Geophysical Research*, 110, C06011, 2005.
- Abadie, S., R. Butel, S. Mauriet, D. Morichon, and H. Dupuis, Wave climate and long-shore drift on the south aquitaine coast, *Continental Shelf Research*, 26, 1924–1939, 2006.
- Airy, G. B., *Tides and waves*, 289 pp., London, 1845.
- Almar, R., G. Coco, K. Bryan, D. Huntley, A. Short, and N. Senechal, Video observations of beach cusp morphodynamics, *Marine Geology*, 254, 216–223, 2008a.
- Almar, R., P. Bonneton, N. Senechal, and D. Roelvink, Video observations of beach cusp morphodynamics, *Proceedings of the ICCE 2008 Conference, (Hamburg, Germany)*, 2008b.

- Almar, R., N. Senechal, and G. Coco, Observation vidéo à l'échelle événementielle d'une plage sableuse : caractérisation des seuils d'engraissement et d'érosion, *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil à Sophia Antipolis*, 2008c.
- Almar, R., B. Castelle, B.G. Ruessink, N. Sénéchal, P. Bonneton, and V. Marieu, Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range, *Continental Shelf research*, (Soumis), 2009a.
- Almar, R., B. Castelle, B.G. Ruessink, N. Sénéchal, P. Bonneton, and V. Marieu, High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing, *Journal of Coastal Research*, *SI 56*, 2009b.
- Almar, R., R. Ranasinghe, N. Senechal, P. Bonneton, D. Roelvink, K. Bryan, V. Marieu, and J-P. Parisot, Video based detection of shorelines at complex meso-macro tidal beaches, *Marine Geology*, (Soumis), 2009c.
- Anthony, E.J., F. Levoy, O. Monfort, and C. Degryse-Kulkarni, Short-term intertidal bar mobility on a ridge and runnel beach, merlimont, northern france, *Earth Surface Processes and Landforms*, *30*, 81–93, 2005.
- Apoluceno, D. De Melo, Morpho-hydrodynamique des plages à barres en domaine méso à macrotidal : exemple de la plage du truc vert - gironde, *Ph.D. thesis, Université Bordeaux I*, 2003.
- Apoluceno, D. De Melo, H. Howa, H. Dupuis, and G. Oggian, Morphodynamics of ridge and runnel systems during summer, *J. Coastal Res.*, *36*, 222–230, 2002.
- Apotsos, A., B. Raubenheimer, S. Elgar, and R.T. Guza, Wave-driven setup and along-shore flows observed onshore of a submarine canyon, *Journal of Geophysical Research*, *113*, JC004514, 2008.
- Armbruster, C.K., G.W. Stone, and J.P. Xu, Episodic atmospheric forcing and bayside foreshore erosion : Santa rosa island, florida, *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies XLV*, *30*, 31–37, 1995.
- Bailey, D.G., and R.D. Shand, Determining large-scale sand bar evolution, *Proceedings of the First New Zealand Conference on Image and Vision Computing*, pp. 109–116, 1993.
- Bailey, D.G., and R.D. Shand, Determining large-scale sand bar behaviour, *Proceedings of the IEEE International Conference on Image Processing, Lausanne, Switzerland*, pp. 637–640, 1996.
- Basco, D.R., A qualitative description of wave breaking, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, *111*, 513–527, 1985.

- Battjes, J.A., Surf similarity, *Proceedings of the 14th Conference of Coastal Engineering, ASCE*, pp. 466–480, 1974.
- Bell, P.S., Shallow water bathymetry derived from an analysis of x-band marine radar images of waves, *Coastal Engineering*, 37, 513–527, 1999.
- Bell, R., and G. Coco, Wave-assisted coastal flooding, *Water and Atmosphere - Natural Hazards Management*, 13, 2005.
- Bendat, J.S., and A.G. Piersol, *it random data : Analysis and measurement techniques*, Wiley Intersciences, New York, p. 566, 1986.
- B.G. Ruessink, M.G. Kleinhaus, and P.G.L. van den Beukel, Observations of swash under highly dissipative conditions, *Journal of Geophysical Research*, 103, 3111–3118, 1998.
- Birkemeier, W.A., Time scales of nearshore profile changes, *Proc. 19th Int. Conf. on Coastal Engineering. ASCE, New York*, pp. 1507–1521, 1984.
- Boak, E.H., and I.L. Turner, Shoreline definition and detection : A review, *J. of Coastal Res.*, 21, 688–703, 2005.
- Bonneton, P., Modélisation des courants générés par la houle en milieu littoral, *Rapport interne Département de Géologie et d’Océanographie, Université de Bordeaux 1*, p. 23, 2001.
- Bonneton, P., Analyse physique et modélisation des processus hydrodynamiques en zone de surf, *Oceanis*, 29, 157–179, 2003.
- Bonneton, P., Wave celerity in the surf zone, *Proceeding, 29th International Conference on Coastal Engineering ASCEP*, pp. 392–401, 2004.
- Bonneton, P., J.P. Lefebvre, P. Bretel, S. Ouillon, and P. Douillet, Tidal modulation of wave-setup and wave-induced currents on the aboré coral reef, new caledonia, *Journal of Coastal Research*, 50, 762–766, 2007.
- Booij, N., Gravity waves on water with non-uniform depth and current, *Tech. Rep. Dept. Civ. Eng., Delft University of Technology*, pp. 81–101, 1981.
- Bordier, R., Etude granulométrique des plages de biscarrosse et du truc vert, *Rapport de stage de Licence, Université de Bordeaux*, p. 16, 2006.
- Bos, C., Wave characteristics derived from video, *Delft master thesis report*, 2006.
- Bowen, A.J., and D.L. Inman, Edge waves and crescentic bars, *J. Geophys. Res.*, 76, 8662–8671, 1971.

- Bowen, A.J., D.L. Inman, and V.P. Simmons, Wave set-down and setup, *Journal of Coastal Research*, 73, 2569–2577, 1968.
- Bruneau, N., Modélisation morphodynamique des plages sableuses, *Thèse de l'Université de Bordeaux*, 2009.
- Bruneau, N., P. Bonneton, R. Pedreros, F. Dumas, and D. Idier, A new morphodynamical modeling platform : Application to characteristic sandy systems of the aquitanian coast, france, *Journal of Coastal Research*, 50, 932–936, 2007.
- Bruneau, N., B. Castelle, P. Bonneton, and R. Pedreros, Very low frequency motions of a rip current system : observations and modeling, *J. of Coast. Res.*, SI 56, 2009a.
- Bruneau, N., B. Castelle, P. Bonneton, R. Pedreros, R. Almar, N. Bonneton, P. Bretel, JP. Parisot, and N. Senechal, Field observations of intense rip current on a well-developed transverse bar and rip system, *Submitted to Continental Shelf Research*, 2009b.
- Bryan, K.R., and A.J. Bowen, Can bar-trapped edge waves cause bar formation, bar movement or bar growth?, *Proceedings of Coasts and Ports*, pp. 1037–1042, 1997.
- Bryan, K.R., and G. Coco, Detecting nonlinearity in run-up on a natural beach, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 14, 385–393, 2007.
- Bryan, K.R., R.K. Smith, and R. Ovenden, The use of video camera to assess beach volume change between april and june 2001 at tairua, new zealand, *Coasts and Ports '03, Proceedings of the 16th Australasian Coastal and Ocean Engineering conference and the 97th Australasian Port and Harbour Conference, Auckland, New Zealand*, pp. 1037–1042, 2003.
- Butel, R., H. Dupuis, and P. Bonneton, Spatial variability of wave conditions on the french atlantic coast using in-situ data, *Journal of Coastal Research*, SI, 36, 96–108, 2002.
- Caballeira, M., G. Coco, A. Falquès, and D.A. Huntley, Self-organization mechanisms for the formation of nearshore crescentic and transverse bars, *J. Fluid Mech.*, 465, 379–410, 2003.
- Capo, S., J.-P. Parisot, S. Bujan, and N. Senechal, Short time morphodynamics response of the truc vert beach to storm conditions, *Journal of Coastal Research*, SI 56, 96–108, 2009.
- Castelle, B., Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine, *Thèse de l'Université de Bordeaux*, p. 344 p, 2004.

- Castelle, B., and P. Bonneton, Wave-induced currents over the aquitanian coast sandbars, *Proceeding of the 8th International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*, 2002.
- Castelle, B., and P. Bonneton, Nearshore waves and currents over crescentic bars, *Journal of Coastal Research*, 39, 687–691, 2004.
- Castelle, B., P. Bonneton, R. Butel, and H. Dupuis, Morphodynamic modelling of near-shore crescentic bar dissymmetry on an open coast : Aquitanian coast, france, *Proc. of Coastal Dynamics '05, ASCE*, p. 11, 2005.
- Castelle, B., P. Bonneton, N. Senechal, H. Dupuis, R. Butel, and D. Michel, Dynamics of wave-induced currents over a multi-barred beach on the aquitanian coast, *Continental Shelf Research*, 26, 113–131, 2006.
- Castelle, B., I.L. Turner, B.G. Ruessink, and R.B. Tomlinson, Impact of storms on beach erosion : Broadbeach (gold coast, australia), *Journal of Coastal Research*, 50, 534–539, 2007a.
- Castelle, B., P. Bonneton, H. Dupuis, and N. Senechal, Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal french aquitanian coast : a review, *Marine Geology*, 245, 141–159, 2007b.
- Castelle, B., B.G. Ruessink, P. Bonneton, N. Bruneau, and V. Marieu, Modeling of coupled and noncoupled behavior of a double sandbar system : self-organization and morphological forcing, *Proc. 31st Int. Conf. on Coastal Engineering, Hamburg, Germany, ASCE*, p. 12p, 2008.
- Catalan, P.A., Hybrid approach to estimating bathymetry using remote sensing, *M.Sc.E Thesis, Oregon State University*, 2005.
- Catalan, P.A., and M.C. Haller, Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to non-linear depth inversions, *Coastal Engineering*, 55, 93–111, 2008.
- Cayocca, Florence, Long-term morphological modeling of a tidal inlet : the arcachon basin, france, *Coastal Engineering*, 42(2), 115 – 142, 2001.
- Certain, R., and J.-P. Barousseau, Conceptual modeling of sand bars morpho-dynamics for a microtidal beach (sètes, france), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 176, 343–354, 2005.
- Cienfuegos, R., Morphodynamic modeling of sandy beaches : From sediment particles to large scale bar dynamics, *Proposed project (FONDECYT)*, p. 53, 2009.
- Coco, G., T.J. O'Hare, and D.A. Huntley, Beach cusps : A comparison of data and theories for their formation, *Journal of Coastal Research*, 15, 741–749, 1999.

- Coco, G., Bryan, and G. Payne, The next era for cam-er, *Coastal news.*, 2004.
- Coco, G., K.R Bryan, M.O. Green, B.G. Ruessink, I.L. Turner, and I.M.J. Van Enckevort, Video observations of shoreline and sandbar coupled dynamics, *Proceedings of Coasts and Ports 2005, Adelaide*, pp. 471–476, 2005.
- Coco, G., G. Payne, K.R. Bryan, D. Ramsay, and T.Dolphin, The use of video-based systems to monitor shoreline dynamics, *Proceedings of the 1st Arabian Coast Conference, Dubai*, 2006.
- Coco, Giovanni, and A. Brad Murray, Patterns in the sand : From forcing templates to self-organization, *Geomorphology*, 91(3–4), 271 – 290, 2007, 38th Binghamton Geomorphology Symposium : Complexity in Geomorphology.
- Cohen, A., A. van Dongeren, and N. Plant, Beach wizard : Application of a nearshore bathymetric data-assimilation model for dutch coastal management, *Proceeding, 31th International Conference on Coastal Engineering*, 2008.
- Corman, D., Utilisation de la vidéo pour le suivi morphologique de la plage du truc vert pendant la campagne ecors 2008, *Rapport de stage de Master 2, Sciences de la Mer et du Littoral, Université de Bretagne Occidentale*, p. 58, 2008.
- Dailoux, D., Video measurements of the adour plume dynamic and its surface water optical characteristics, *Thèse de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour*, 2008.
- Dally, W. R., and R.G. Dean, Suspended sediment transport and beach profile evolution, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 110, 15–33, 1984.
- Davidson, M.A., D.A. Huntley, R.A. Holman, and George, The evaluation of large scale (km) intertidal morphology on a macrotidal beach using video images, *Proc. Coastal Dynamics, '97*, pp. 385–394, 1997.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Form, movement and sedimentological characteristics of wave-formed bars-a study of their role in the nearshore equilibrium, kouchibouguac bay, new brunswick, *unpub. Ph.D. thesis, Univ. of Toronto*, p. 226, 1975.
- Dean, R.G., Heuristic models of sand transport in the surfzone, *Proceedings of the Conference on Engineering Dynamics in the Surfzone, Institute of Engineers, Sydney, Australia*, 36, 208–214, 1973.
- Dean, R.G., and R.A. Dalrymple, Water wave mechanics for engineers and scientists, *Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.*, 1984.
- Desmazes, F., Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. exemple de la plage du truc vert, *Thèse de l'Université de Bordeaux*, p. 292, 2005.

- Desmazes, F., D. Michel, H. Howa, and R. Pedreros, Étude morphodynamique du domaine pré-littoral nord-aquitain, site atelier du truc vert, *Proc. 7ème Journées Nationales GCGC, Anglet*, pp. 155–162, 2002.
- Dolan, T.J., and R.G. Dean, Multiple longshore sand bars in the upper chesapeake bay, *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, *21*, 727–743, 1985.
- Dongeren, Ap van, Nathaniel Plant, Anna Cohen, Dano Roelvink, Merrick C. Haller, and Patricio Catalan, Beach wizard : Nearshore bathymetry estimation through assimilation of model computations and remote observations, *Coastal Engineering*, 2008.
- Dugan, J.P., C.C. Piotrowski, and J. Williams, Water depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity dispersion, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 16903–16915, 2001.
- Enckevort, I.M.J. Van, and B.G. Ruessink, Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 16969–16980, 2001.
- Enckevort, I.M.J. Van, and B.G. Ruessink, Video observations of nearshore bar behaviour. part 1 : alongshore uniform variability, *Continental Shelf Research*, *23*(5), 501 – 512, 2003*a*.
- Enckevort, I.M.J. Van, and B.G. Ruessink, Video observations of nearshore bar behaviour. part 2 : alongshore non-uniform variability, *Continental Shelf Research*, *23*(5), 513 – 532, 2003*b*.
- Enckevort, I.M.J. Van, and K.M. Wijnberg, Intra-annual changes in bar plan shape in a triple bar system, *In Proceedings of Coastal Sediments '99, ASCE*, pp. 2548–2558, 1999.
- Enckevort, I.M.J. Van, B.G. Ruessink, G. Coco, K. Suzuki, I.L. Turner, N.G. Plant, and R.A. Holman, Observations of nearshore crescentic sandbars, *J. Geophys. Res.*, *109*, C06028, 2004.
- Falques, A., G. Coco, and D. A. Huntley, A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 24071–24088, 2000.
- Friedrichs, C.T., D.G. Aubrey, G.S. Gies, and P.E. Speer, Hydrodynamic modeling of a multiple-inlet estuary-barrier system : insight into tidal inlet formation and stability, formation and evolution of multiple tidal inlets, *Coastal Estuarine Stud. (AGU)*, *44*, 95–112, 1993.

- Froidefond, J.M., J.M. Gallissaires, and R. Prud'homme, Spatial variation in sinusoidal on a crescentic nearshore bar : application to the cap ferret coast, *J. Coastal Res.*, 6, 927–942, 1990.
- Gallagher, E.L., S. Elgar, and R.T Guza, Observations of sandbar evolution on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 103, 3203–3215, 1998.
- Garnier, R., D. Calvete, A. Falqués, and M. Caballeria, Generation and nonlinear evolution of shore-oblique/transverse sand bars, *J. Fluid Mech.*, 567, 327–360, 2006.
- Goldsmith, V., and D. Bowman, Sequential stage development of crescentic bars : Hahoterim beach, *Jour. Sedim. Petrol.*, 34, 112–122, 1982.
- Gourlay, M.R., Beach and dune erosion tests, *Report No. M935/M936, Delft Hydraulics Laboratory, Delft, The Netherlands*, 1968.
- Greidanus, H., The use of radar for bathymetry in shallow seas, *The Hydrographic Journal*, 83, 13–18, 1997.
- Grilli, S.T., and J. Skourup, Depth inversion for nonlinear waves shoaling over a barred-beach, *Proceedings, 26th International Conference on Coastal Engr. ASCE*, pp. 603–616, 1998.
- Guza, R.T., and R.E. Davis, Excitation of edge waves by waves incident on a beach, *J. Geophys. Res.*, 86, 1285–1291, 1974.
- Guza, R.T., and D.L. Inman, Edge waves and beach cusps, *J. Geophys. Res.*, 80, 2997–3012, 1975.
- Guza, R.T., and E.B. Thornton, Local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressures and velocities, *Journal of Geophysical Research*, 85, 1524–1530, 1980.
- Guza, R.T., and E.B. Thornton, Wave set-up on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 86, 4133–4137, 1981.
- Haas, K. A., I. A. Svendsen, M. C. Haller, and Q. Zhao, Quasi-three-dimensional modeling of rip current systems, *J. Geophys. Res.*, 108, JC001355, 2003.
- Haller, M. C., R. A. Dalrymple, and I. A. Svendsen, Experimental study of nearshore dynamics on a barred beach with rip channels, *J. Geophys. Res.*, 107, JC000955, 2002.
- Hamm, L., M. Capobianco, H.H. Dette, A. Lechuga, R. Spanhoff, and M.J.F. Stive, A summary of european experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, 47, 237–264, 2002.



- Hansen, J. Buhr, and I.A. Svendsen, Regular waves in shoaling water, experimental data, *Tech. Rep. Ser. Pap. 21, Inst. Hydrdyn. Hydraul. Eng. (ISVA), Tech. Univ. Denmark, Lyngby*, 1979.
- Hansen, J. Buhr, and I.A. Svendsen, Experimental investigation of the wave and current motion over a longshore bar, *Proceedings, 20th International Conference on Coastal Engineering. ASCE*, pp. 1166–1179, 1986.
- Hanslow, D., and P. Nielsen, Shoreline set-up on natural beaches, *Journal of Coastal Research, SI 15, 107*, 1–10, 1993.
- Hedges, T.S., An empirical modification to linear wave theory, *Proceedings of the Institution of Civil Engineers 61 (Part 2)*, pp. 575–579, 1976.
- Heikilla, J., and O. Silven, Calibration procedure for short focal length off-the-shelf ccd cameras, *Proceedings of The 13th International Conference on Pattern Recognition, Vienna, Austria*, pp. 166–170, 1996.
- Hilmer, T., Measuring breaking wave height using video, *Senior thesis of university of Hawaii*, 2005.
- Holland, K.T., Application of the linear dispersion relation with respect to depth inversion and remotely sensed imagery, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39*, 2060–2072, 2001.
- Holland, K.T., R.A. Holman, T.C. Lippmann, J. Stanley, and N. Plant, Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies, *IEEE Journal of Oceanic Engineering, 22*, 81–91, 1997.
- Holman, R.A., Infragravity energy in the surf-zone, *Journal of Geophysical Research, 86 C7*, 6442–6450, 1981.
- Holman, R.A., and A.J. Bowen, Bars, bumps, and holes : models for the generation of complex beach topography, *Journal of Geophysical Research, 87*, 457–468, 1982.
- Holman, R.A., and C.C Chickadel, Optical remote sensing estimates of the incident wave angle field during ncex, in *29th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, Lisbon*, 2004.
- Holman, R.A., and A. H. Sallenger, Setup and swash on a natural beach, *Journal of Geophysical Research, 90*, 945–953, 1985.
- Holman, R.A., and J. Stanley, The history, capabilities and future of argus, *Coastal Engineering, 54*, 477–491, 2007.

- Holman, R.A., A.H. Sallenger, T.C. Lippmann, and J. Haines, The application of video image processing to the study of nearshore processes, *Oceanography*, 6, 78–85, 1993.
- Holman, R.A., J. Stanley, and T. Ozkan-Haller, Applying video sensor networks to near-shore environment monitoring, *Pervasive Comput.*, 2, 14–21, 2003.
- Houwelingen, S.T. Van, G. Masselink, and J.E. Bullard, Characteristics and dynamics of multiple intertidal bars, north lincolnshire, england, *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 428–443, 2006.
- Howd, P.A., and W.A. Birkemeier, Beach and nearshore survey data : 1984-1984 cerc field research facility, *Technical Report CERC-87-9, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS*, 1987.
- Howd, P.A.H., A.J. Bowen, and R.A. Holman, Edge waves in the presence of strong longshore currents, *Journal of Geophysical Research*, 97, 357–11, 1992.
- Hughes, M.G., G. Masselink, and R.W. Brander, Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach, *Marine Geology*, 138, 91–103, 1997.
- Inman, D.L., R.J. Tait, and C.E Nordstrom, Mixing in the surf zone, *Journal of Geophysical Research*, 76, 3493–3514, 1971.
- Izquierdo, P., J. Nieto Borge, C. Guedes Soares, R.S. Gonzalez, and G. Rodriguez, Comparison of wave spectra from nautical radar images and scalar buoy data, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 131, 123–131, 2005.
- Jackson, Nancy L., Karl F. Nordstrom, Ian Eliot, and Gerdhard Masselink, [‘]low energy’ sandy beaches in marine and estuarine environments : a review, *Geomorphology*, 48(1–3), 147 – 162, 2002.
- Jackson, NL., Evaluation of criteria for predicting erosion and accretion on an estuarine sand beach, *Delaware Bay, New Jersey Estuaries*, 22, 215–223, 1999.
- Janssen, P.C., Intertidal beach level estimations from video images, *MSc. thesis, Delft University of Technology, Department of Hydraulic and Geotechnical Engineering (Delft Hydraulics)*, 1997.
- King, C. A., and W. Williams, The formation and movement of sand bars by wave action, *Geographical Journal*, 112, 70–85, 1949.
- Kirby, J.T., and R.A. Dalrymple, An approximate model for nonlinear dispersion in monochromatic wave propagation models, *Coastal Engineering*, 9, 545–561, 1986.
- Komar, P.D., *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 1998.

- Konicki, K.M., and R.A. Holman, The statistics and kinematics of transverse sand bars on an open coast, *Mar. Geol.*, *169*, 69–101, 2000.
- Kroon, A., Sediment-transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near egmond, the netherlands, *PhD-Thesis, Utrecht University*, p. 275, 1994.
- Kroon, A., and G. Masselink, Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, north lincolnshire, england, *Marine Geology*, *190*, 591–608, 2002.
- Lafon, V., Évaluation du risque érosion en domaine littoral : Evolution de la plage de biscarrosse, *Rapport d'étude à destination de la municipalité de Biscarrosse*, 2008.
- Lafon, V., H. Dupuis, H. Howa, and J-M. Froidefond, Determining ridge and runnel longshore migration rate using spot imagery, *Oceanologica Acta*, *25*, 149–158, 2002.
- Lafon, V., D. De Melo Apoluceno, H. Dupuis, D. Michel, H. Howa, and J-M. Froidefond, Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (sw france) :i. mapping beach changes using visible satellite imagery., *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *61*, 289–299, 2004.
- Lafon, V., H. Dupuis, R. Butel, B. Castelle, D. Michel, H. Howa, and D. De Melo Apoluceno, Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (sw france) : 2. physical forcing analysis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *65*, 449–462, 2005.
- Leu, L.G., Y.Y. Kuo, and C.T. Lui, Coastal bathymetry from the wave spectrum of spot images, *Coastal Engineering Journal*, *41*, 21–41, 1999.
- Lippmann, T. C., and R. A. Holman, The spatial and temporal variability of sand bar morphology, *J. Coastal Res*, *95*, 575–590, 1990.
- Lippmann, T. C., and S. Kannan, Observations of large scale alongshore variability in nearshore sand bars, *In : The Fifth International Conference on Coastal Sediments '03, Clearwater Beach, Florida*, pp. 236–237, 2003.
- Lippmann, T.C., and R.A. Holman, Quantification of sand bar morphology : a video technique based on wave dissipation, *J. Geophys. Res.*, pp. 995–1011, 1989.
- Lippmann, T.C., and R.A. Holman, Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques, *Proc. Coastal Sediments '91, New York : ASCE*, pp. 542–556, 1991.
- Liu, P.C., Wave grouping characteristics in nearshore great lakes, *Ocean Engineering*, *27*, 1221–1230, 2000.

- Longuet-Higgins, M. S., and R.W. Stewart, Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf beats", *J. Fluid Mech.*, *13*, 481–504, 1962.
- Lynch, D.K, and W. Livingston, Color and light in nature, *Cambridge Univ. Press, New York*, p. 245, 1995.
- Madsen, A.J., and N.G. Plant, Intertidal beach slope predictions compared to field data, *Marine Geology*, *173*, 121–139, 2001.
- Marieu, V., Modélisation de la dynamique des rides sédimentaires générées par les vagues, *Thèse de l'Université de Bordeaux*, p. 192, 2007.
- Marino-Tapia, I.J., and T.J. O'Hare P.E. Russell, M.A. Davidson, and D.A. Huntley, Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns : 1. field observations and derivation of a transport parameterization, *Journal of Geophysical Research C : Oceans*, *112*, C03001, 2007a.
- Marino-Tapia, I.J., and T.J. O'Hare P.E. Russell, M.A. Davidson, and D.A. Huntley, Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns : 2. application of the field transport parameterization, *Journal of Geophysical Research C : Oceans*, *112*, C03002, 2007b.
- Mason, D. C., M. Amin, I. J. Davenport, R. A. Flather, G. J. Robinson, and J. A. Smith, Measurement of recent intertidal sediment transport in morecambe bay using the waterline method, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *49*, 427–456, 1999.
- Mason, D.C., I.J. Davenport, R.A. Flather, C. Gurney, G.J. Robinson, and J.A. Smith, A sensitivity analysis of the waterline method of constructing a digital elevation model for intertidal areas in ers sar scene of eastern england, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *53*, 759–778, 2001.
- Masselink, G., Simulating the effects of tides on beach morphodynamics, *J. of Coast. Res.*, *SI 15*, 180–197, 1993.
- Masselink, G., Field investigation of wave propagation over a bar and the consequent generation of secondary waves, *Coastal Engineering*, *33 :1*, 1–9, 1998.
- Masselink, G., Formation and evolution of multiple bars on macrotidal beaches : application of a morphodynamic model, *Coastal Engineering*, *51*, 713–730, 2004.
- Masselink, G., and A. D.Short, The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology : a conceptual beach model, *J. of Coast. Res.*, *9*, 785–800, 1993.
- Masselink, G., and J.A. Puleo, Swash-zone morphodynamics, *Continental Shelf Research*, *33 :1*, 661–680, 2006.

- Masselink, G., and I.L Turner, The effect of tides on beach morphodynamics, *In : A.D. Short, Editors, Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, 1999.
- Masselink, G., P. Russel, G. Coco, and D. Huntley, Test of edge wave forcing during formation of rhythmic beach morphology, *Journal of Geophysical Research*, *109*, C06003, 2004.
- Masselink, G., A. Kroon, and R.G.D. Davidson-Arnott, Intertidal bar morphodynamics in wave-dominated coastal settings : a review, *Geomorphology*, *73*, 33–49, 2006.
- Masselink, G., N. Auger, P. Russel, and T. O’Hare, Short-term morphological change and sediment dynamics in the intertidal zone of a macro-tidal beach, *Sedimentology*, *54*, 39–53, 2007.
- Masselink, G., M. Austin, J. Tinker, T. T. O’Hare, and P. Russell, Cross-shore sediment transport and morphological response on a macro-tidal beach with intertidal bar morphology, *Mar. Geol.*, *251*, 141–155, 2008.
- McGregor, J.A., E.M. Poulter, and M.J. Smith, S band doppler radar measurements of bathymetry, wave energy fluxes, and dissipation across an offshore bar, *Journal of Geophysical Research*, *18*, 779–789, 1998.
- Merrifield, M.A., and R.T. Guza, Detecting propagating signals with complex empirical orthogonal functions : A cautionary note, *Journal of Physical Oceanography*, *20*, 1628–1633, 1990.
- Michel, D., Évolution morphodynamique d’un littoral sableux situé à l’aval d’une embouchure lagunaire, *Thèse de l’Université de Bordeaux*, p. 162, 1997.
- Michel, D., and H.L. Howa, Morphological evolution of a littoral sandy bank, modelisation of its dynamics, *Ann. Geophys. EUG Grenoble*, *12*, C240, 1994.
- Michel, D., and H.L. Howa, Morphodynamic behavior of a tidal inlet system in a mixed-energy environment, *Annales Geophysicae*, 1996.
- Michel, D., and H.L. Howa, Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach, *J. Coastal Res.*, *15*, 428–437, 1999.
- Michel, D., H.L. Howa, and J-P. Tastet, Essai de modélisation de l’évolution morphologique d’un banc sableux intertidal (sud du bassin d’arcachon, france), *C.R.A.S*, *321*, 497–504, 1995.
- Morichon, D., D. Dailloux, S. Aarninkhof, and S. Abadie, Using a shore-based video system to hourly remote storm water plumes (adour river, bay of biscay), *Journal of Coastal Research*, *24*, 133–140, 2007.

- Nielsen, P., Wave setup : a field study, *J. Geophys. Res.*, *93*, 15643–15652, 1988.
- Nielsen, P., and S.L. Dunn, Manometer tubes for coastal hydrodynamics investigations, *Coastal Engineering*, *35*, 73–84, 1998.
- Nordstrom, K.F., Cyclic and seasonal beach response : a comparison of ocean and bayside beaches, *Phys. Geogr.*, *15*, 177–196, 1980.
- Owens, E.H., and D.H. Frobel, Ridge and runnel systems in the magdalen islands, quebec., *J. of Sed. Petrology*, *47*, 191–198, 1977.
- Pape, L., and B.G. Ruessink, Multivariate analysis of nonlinearity in sandbar behavior, *Nonlinear Processes in Geophysics*, *15*, 145–158, 2008.
- Pape, L., N. Plant, and B.G. Ruessink, Dynamical attractors for cross-shore sandbar behavior, *J. of Coast. Res.*, *SI*, 2009.
- Parisot, J.-P., S. Capo, S. Bujan, N. Senechal, and J. Brillet, Traitement des données topographiques et bathymétriques acquises sur le littoral aquitain : optimisation des mesures effectuées en quad et au théodolite, *Proceeding of Génie côtier - Génie Civil, Nice, France Oct. 2008*, 2008.
- Parisot, J.-P., S. Capo, Bujan, N. Sénéchal, J. Moreau, A. Réjas, V. Hanquiez, R. Almar, V. Marieu, B. Castelle, J. Gaunet, L. Gluard, I. George, A. Nahon, A. Dehouck, R. Certain, M. Gervais, P. Barthe, F. Ardhuin, F. Le Gall, P.J. Bernardi, R. Le Roy, R. Pedreros, M. Delattre, and Mac Mahan J., Sedimentary processes and morphodynamics of sandy beaches on short time response, *J. of Coast. Res.*, *56*, 2009.
- Pedreros, R., Quantification et modélisation du transport éolien au niveau des zones côtières - application au littoral aquitain, *Ph.D. thesis, University Bordeaux I*, 1996.
- Pedreros, R., H. Howa, and D. Michel, Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas, *Marine Geology*, *135*, 35–49, 1996.
- Piotrowski, C.C., and J.P. Dugan, Accuracy of bathymetry and current retrievals from airborne optical time series of imaging of shoaling waves, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *40*, 2606–2618, 2002.
- Plant, N. G., M. H. Freilich, and R. A. Holman, Role of morphologic feedback in surf zone sandbar response, *J. of Geophys. Res.*, *106*, 973–989, 2001.
- Plant, Nathaniel G., K. Todd Holland, and Merrick C. Haller, Ocean wavenumber estimation from wave-resolving time series imagery, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *46*, 2644–2658, 2008.

- Plant, N.G., and R.A. Holman, Intertidal beach profile estimation using video images, *Marine Geology*, 140, 1–24., 1997.
- Plant, N.G., R.A. Holman, M.H. Freilich, and W.A. Birkemeier, A simple model for interannual sandbar behavior, *J. of Geophys. Res.*, 104, 755–776, 1999.
- Plant, N.G., K.T. Holland, and R.A. Holman, A dynamical attractor governs beach response to storms, *Geophysical Research Letters*, 33, L17607, 2006.
- Plant, N.G., S.G. Aarninkhof, I.L. Turner, and K.S. Kingston, The performance of shoreline detection models applied to video imagery, *J. of Coastal Res.*, 23, 658–670, 2007.
- Pradal, M.A., S.T. Grilli, Z. Williams, and J. Dugan, Application des algorithmes d'inversion de la profondeur à des données de terrain, *Proc. VIIème Journées Nationales Génie Côtier Génie Civil*, 2002.
- Price, T.D., and B.G. Ruessink, Morphodynamic zone variability on a microtidal barred beach, *Marine Geology*, 251, 98–109, 2008.
- Puleo, J.A., G. Farquharson, S.J. Frasier, and K.T. Holland, Comparison of optical and radar measurements of surf and swash zone velocity fields, *Journal of Geophysical Research*, 108, 3100, 2003.
- Quartel, S., E.A. Addink, and B.G. Ruessink, Object-oriented extraction of beach morphology from video images, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 8, 256–269, 2006.
- Quartel, S., A. Kroon, and B.G. Ruessink, Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach, *Marine Geology*, 250(1–2), 19 – 33, 2008.
- Ranasinghe, Roshanka, Graham Symonds, Kerry Black, and Rob Holman, Morphodynamics of intermediate beaches : a video imaging and numerical modelling study, *Coastal Engineering*, 51(7), 629 – 655, 2004.
- Raubenheimer, B., R.T. Guza, and S. Elgar, Field observations of wave-driven setdown and setup, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4629–4638, 2001.
- Reniers, E., D. Roelvink, and E.B. Thornton, Morphodynamic modelling of an embayed beach under wave group forcing, *J. Geophys. Res.*, 109, C01030, 2004.
- Rihouey, D., A. Blangy, J. Dugor, and D. Dailloux, Technique vidéo appliquée à la topographie de la plage intertidale, *Proceedings of "Journées Nationales de Génie Côtier - Génie Civil", 14-16 Octobre 2008, Sophia Antipolis*, pp. 625–634, 2008.
- Ruessink, B.G., and A. Kroon, The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of terschelling : 1965-1993, *Marine Geology*, 121, 187–197, 1994.

- Ruessink, B.G., and J.H.J. Terwindt, The behaviour of nearshore bars on the time scale of years : a conceptual model, *Marine Geology*, *163*, 289–302, 2000.
- Ruessink, B.G., I.M.J. Van Enckevort, K.S. Kingston, and M.A. Davidson, Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour, *Marine Geology*, *169*, 161–183, 2000.
- Ruessink, B.G., P.S. Bell, I.M.J. Van Enckevort, and S.G.J. Aarninkhof, Nearshore bar crest location quantified from time-averaged x-band radar images, *Coastal Engineering*, *45*, 19–32, 2002.
- Ruessink, B.G., D.J.R. Walstra, and H.N. Southgate, Calibration and verification of a parametric wave model on barred beaches, *Coastal Engineering*, *48*, 139–149, 2003a.
- Ruessink, B.G., K.M. Wijnberg, R.A. Holman, Y. Kuriyama, and I.M.J. Van Enckevort, Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior, *J. of Geophys. Res.*, *108*, 3249, 2003b.
- Ruessink, B.G., G. Coco, R. Ranasinghe, and I.L. Turner, Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system, *J. of Geophys. Res.*, *112*, C07002, 2007.
- Ruessink, B.G., L. Pape, and I.L. Turner, Daily to interannual cross-shore sandbar migration : Observations from a multiple sandbar system, *Continental Shelf Research*, *In Press*, *Accepted Manuscript*, –, 2009.
- Ruggiero, P., G.M. Kaminsky, G. Gelfenbaum, and B. Voigt, Seasonal to interannual morphodynamics along a high-energy dissipative littoral cell, *J. of Coast. Res.*, *21*(3), 553–578, 2005.
- Russell, P.E., Mechanisms for beach erosion during storms, *Cont. Shelf Res.*, *13*, 1243–1265, 1993.
- Russell, P.E., G. Masselink, C. Blenkinsopp, and I.L. Turner, A comparison of berm accretion in the swash zone on sand and gravel beaches at the timescale of individual waves, *J. of Coast. Res.*, *56*, 1791–1795, 2009.
- Sallenger, A., H. Stockdon, J. Haines, W. Krabill, R. Swift, and J. Brock, Probabilistic assessment of beach and dune changes, *Proc. Inter. Conf. Coastal Engineering, ASCE, Sydney, Australia*, *64*, 3035–3047, 2001.
- Sallenger, A.H., Beach cusp formation, *Marine Geology*, *29*, 23–37, 1979.
- Sallenger, A.H., R.A. Holman, and W.A. Birkemeier, Storm induced response of a near-shore bar system, *Marine Geology*, *64*, 237–257, 1985.



- Salmon, S. A., K. R. Bryan, and G. Coco, The use of video systems to measure run-up on beaches, *Journal of Coastal Research*, *SI 50*, pp. 211–215, 2007.
- Schmidt, W. E., R. T. Guza, and D. N. Slinn, Surf zone currents over irregular bathymetry : Drifter observations and numerical simulations, *J. Geophys. Res.*, *110*, JC002421, 2005.
- Senechal, N., S. Abadie, F. Ardhuin, S. Bujan, S. Capo, R. Certain, G. Coco, E. Gallagher, T. Garlan, G. Masselink, J.H.M. MacMahan, H. Michallet, R. Pedreros, Ad Reniers, V. Rey, B.G. Ruessink, P. Russell, and I. Turner, The ecors-truc vert 2008 field experiment : extreme storm conditions over a three-dimensional morphology system in a macro-tidal environment, *In Preparation*, 2009.
- Shand, R.D., Bar splitting : system attributes and sediment budget implications for a net offshore migrating bar system, *J. Coast. Res.*, 2007.
- Shand, R.D., and D.G. Bailey, A review of net offshore bar migration with photographic illustrations from wanganui, new zealand, *Journal of Coastal Research*, *15*, 365–378, 1999.
- Shand, Roger D., Donald G. Bailey, and Mike J. Shepherd, Longshore realignment of shore-parallel sand-bars at wanganui, new zealand, *Marine Geology*, *179*(3–4), 147 – 161, 2001.
- Shepard, F.P., Revised nomenclature for depositional coastal features, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, *36*, 1902–1912, 1952.
- Short, A.D., Three dimensional beach-stage model, *Journal of Geology*, *87*, 553–571, 1978.
- Short, A.D., Macro-meso tidal beach morphodynamics- an overview., *J. Coast. Res.*, *72*, 417–436, 1991.
- Short, A.D., Handbook of beach and shoreface morphodynamics, (*ed. A. D. Short*). *Wiley*, 1999.
- Short, A.D., and T. Aagaard, Single and multi-bar beach change models, *J. Coast. Res.*, *SI 15*, 141–157, 1993.
- Smit, M.W.J, S.G.J. Aarninkhof, K.M. Wijnberg, M. Gonzalez, K.S. Kingston, H.N. Southgate, B.G. Ruessink, R.A. Holman, E. Siegle, M. Davidson, and R. Medina, The role of video imagery in predicting daily to monthly coastal evolution, *Coastal Engineering*, *Volume 54*, *Issues 6–7*, 539–553, 2007.

- Smit, M.W.J., A.J.H.M. Reniers, B.G. Ruessink, and J.A. Roelvink, The morphological response of a nearshore double sandbar system to constant wave forcing, *Coastal Engineering*, 55 – Issue 10, 761–770, 2008.
- Smith, D.D., and R.G. Dolan, Erosional development of beach cusps along the outer banks of north carolina, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 1960.
- Smith, R.K., and K.R. Bryan, Monitoring beach face volume with a combination of intermittent profiling and video imagery, *Journal of Coastal Research*, 23, 892–898, 2007.
- Sénéchal, N., Etude de la propagation des vagues au-dessus d’une bathymetrie complexe en zone de surf, *PhD thesis (in french)*, p. 278, 2003.
- Sénéchal, N., P. Bonneton, and H. Dupuis, Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face, *Coastal Engineering*, 46, 233–247, 2002.
- Sénéchal, N., H. Dupuis, and P. Bonneton, Preliminary hydrodynamic results of a field experiment on a barred beach, truc vert beach on october 2001, *Ocean Dynamics*, 54, 408–414, 2004.
- Sénéchal, N., F. Ardhuin, and et al., Qualification des modèles de houle et de morphodynamique, *Papier présenté à Génie Côtier Génie Civil 2008*, 2008.
- Sénéchal, N., T. Gouriou, B. Castelle, J.P. Parisot, S. Capo, S. Bujan, and H. Howa, Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data-set, *Geomorphology*, 2009.
- Sonu, C.J., Three-dimensional beach changes, *J. Geology*, 81, 42–64, 1973.
- Sonu, C.J., and R.J. Russell, Topographic changes in the surf zone profile, *Proceedings of the 10th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York*, 55 – Issue 10, 502–524, 1966.
- Stansell, P., and C. MacFarlane, Experimental investigation of wave breaking criteria based on wve phase speeds, *Journal of Physical Oceanography*, 32, 1269–1283, 2002.
- Stive, Marcel J. F., Stefan G. J. Aarninkhof, Luc Hamm, Hans Hanson, Magnus Larson, Kathelijne M. Wijnberg, Robert J. Nicholls, and Michele Capobianco, Variability of shore and shoreline evolution, *Coastal Engineering*, 47(2), 211 – 235, 2002.
- Stive, M.J.F., Velocity and pressure field of spilling breakers, *Proceedings, 17th International Conference on Coastal Engineering, ASCE*, pp. 547–565, 1980.

- Stive, M.J.F., Energy dissipation in waves breaking on gentle slopes, *Coastal Engineering* 8, pp. 99–127, 1984.
- Stockdon, H.F., and R.A. Holman, Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery, *Journal of Geophysical Research*, 105, 15–22, 2000.
- Suhayda, J.N., and N.R. Pettigrew, Observation of wave height and wave celerity in the surf zone, *Journal of Geophysical Research*, 82, 1419–1424, 1977.
- Svendsen, I.A., Cnoidal waves over a gently sloping bottom, *Tech. Rep. Series Paper No. 6. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark*, 1974.
- Svendsen, I.A., Mass flux and undertow in a surf zone, *Coastal Engineering*, 8, 347–365, 1984.
- Svendsen, I.A., Introduction to nearshore hydrodynamics, *Advanced Series on Ocean Engineering world Sci., River Edge, N.J.*, 24, 2006.
- Svendsen, I.A., and J. Buhr Hansen, Deformation up to breaking of periodic waves on a beach, *Proceedings, 15th International Conference on Coastal Engr. ASCE*, pp. 477–496, 1976.
- Svendsen, I.A., and I.G. Jonsson, Hydrodynamics of coastal regions, *Technical University of Denmark Pub.*, 1980.
- Svendsen, I.A., P.A. Madsen, and J. Buhr Hansen, Wave characteristics in the surf zone, *Proceedings, 16th International Conference on Coastal Engineering, ASCE.*, pp. 477–496, 1978.
- Svendsen, I.A., W. Quin, and B.A. Ebersole, Modeling waves at the lsf and other laboratory facilities, *Coastal Engineering*, pp. 19–45, 2003.
- Talagrand, O., Assimilation of observations, an introduction, *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 191–209, 1997.
- Thornton, E.B., and R.T. Guza, Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 87, 9499–9508, 1982.
- Thornton, E.B., T. Dalrymple, T. Drake, E. Gallagher, B. Guza, A. Hay, R. Holman, J. Kaihatu, T. Lippmann, and T. Ozkan-Haller, Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach, *Technical Report Naval Postgraduate School, Monterey, California*, 2000.

- Tissier, M., P. Bonneton, R. Almar, B. Castelle, and N. Bonneton, Etude expérimentale de la célérité des vagues en zone de surf, *Proceeding 18 ème Congrès Français de Mécanique*, p. 6, 2009.
- Turner, I., V. Leyden, G. Symonds, J. McGrath, A. Jackson, T. Jancar, S.G.J. Aarninkhof, and I.E. Elshoff, Comparison of observed and predicted coasline changes at the gold coast artificial (surfing) reef, sydney, australia, *In : EDGE, B.E. (ed.), Proceeding of the International Conference on Coastal engng, Sydney*, 2001.
- Turner, Ian L., Paul E. Russell, and Tony Butt, Measurement of wave-by-wave bed-levels in the swash zone, *Coastal Engineering*, 55(12), 1237 – 1242, 2008.
- Turner, I.L., S.G.J. Aarninkhof, T.D.T. Dronkers, and J. McGrath, Czm applications of argus coastal imaging at the gold coast, *Journal of Coastal Research*, 20, 739–752, 2004.
- Vriend, H.J. De, Prediction of aggregated-scale coastal evolution, *Proceedings, Congress of the International Association of Hydraulic Research, IAHR*, 2, 1008–1013, 1997.
- Wensink, G.J., G.H.F.M. Hesselmanns, and C.J. Calkoen, The bathymetry assessment system, *Proc. of the Oceanology'98 Conf., Brighton, UK*, pp. 367–370, 1998.
- Werner, B.T., and T.M. Fink, Beach cusps as self-organised patterns, *Science*, 260, 968–971, 1993.
- Wijnberg, K.M., Morphologic behaviour of a barred coast over a period of decades, *PhD thesis - Nederlandse Geographische Studies 195*, 1995.
- Wijnberg, K.M., and R.A. Holman, Video-observations of shoreward propagating accretionary waves, *Proc. RCEM2007, Enschede, The Netherlands*, pp. 737–743, 2007.
- Wijnberg, K.M., and A. Kroon, Barred beaches, *Geomorphology*, 48, 103–120, 2002.
- Wijnberg, K.M., L. Uunk, R. Morelissen, S.J.M.H. Hulscher, and A.B. Cohen, Beach response to storm and post-storm conditions : first results from automated bathymetry measurements, *Proceeding, 31 th International Conference on Coastal Engineering*, 2008.
- Williams, J.Z., and J.P. Dugan, Bathymetry measurements using electro-optical remote sensing, *Proc. of 4th Int. Conf. Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Orlando, FL*, 1997.
- Williams, W.W., The determination of gradients of enemy-held beaches, *Geographical Journal*, 107, 76–93, 1946.

- Worley, C. R., T. C. Lippmann, J. W. Haines, and A. H. Sallenger, An aerial video system for rapidly measuring the spatial variability of very large scale (10-1000 km) sandbar morphology, *Proceeding of Coastal Dynamics*, 33, 1–8, 1997.
- Wright, L.D., Field observations of long period, surf-zone standing waves in relation to contrasting beach morphologies, *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 33, 181–201, 1982.
- Wright, L.D., and A.D. Short, Morphodynamic variability of surf zone and beaches : a synthesis, *Marine Geology*, 56, 93–118, 1984.
- Yoo, J., Nonlinear bathymetry inversion based on wave property estimation from near-shore video imagery, *PhD report of the Georgia Institute of Technology*, 2007.
- Yoo, J., H. Fritz, K. Haas, P. Work, and C. Barnes, Wave celerity estimation and depth inversion using linear feature extraction from nearshore video images, *Coastal engineering*, pp. 438–450, 2006.



## **Annexe A**

# **Wave celerity from video imaging : a new method**

## WAVE CELERITY FROM VIDEO IMAGING: A NEW METHOD

Rafael Almar<sup>1</sup>, Philippe Bonneton<sup>1</sup>, Nadia Senechal<sup>1</sup> and Dan  
Roelvink<sup>2</sup>

Video systems are emerging tools to monitor high frequency nearshore morphodynamics. Bathymetry can be inverted from surface wave celerity. We present here a new and robust method to estimate this celerity. The method is a time and space cross-correlation based on time-stack images. The celerity estimation is local, within a distance smaller than typical encountered wavelength and uses a time-domain correlation that integrates all wave effects within the duration of the time-stack. A validation is given from available in-situ data of the Pre-ECORS experiment. Global RMS error is lower than 0.2 m/s for the available period of comparison. Thus, the method seems to be well adapted to complex morphologies. Sources of error on the celerity estimation in the nearshore area are also investigated.

### INTRODUCTION

Video imaging has become a predominant monitoring tool for nearshore hydro- and morphodynamics processes (Holland et al., 1997). Bathymetry estimation from video imaging is one of the current nearshore video community challenges. Existing video methods that estimate bathymetry from sea surface are based on wave characteristics evaluation: essentially energy dissipation (Aarninkhof et al., 2003) and wave phase speed (Stockdon and Holman, 2000). Wave energy dissipation method is limited to breaking areas. Thus, for complex nearshore morphologies such as barred beaches, the non-continuous wave breaking reduces the applicability of this method (Aarninkhof et al. 2003). Considering these complex morphologies, wave speed methods can potentially be applied within the whole nearshore area.

Various video imaging methods have been explored to estimate wave celerity or wave number. The subject of our paper is the group of methods based on one-dimensional array of pixel or "time-stack" images. In these images, waves' signature is the temporal variation of pixel intensity associated with the propagation of waves front. Non-breaking waves are identified from the intensity contrast between dark wave front and bright back face. Breaking waves are identified from the intensity peak associated with the bright roller crest due to foam (Lippmann and Holman, 1991). Wave phase signal is then obtained from the pixel intensity signal using a transfer function. The phase of this function is

---

<sup>1</sup> EPOC UMR CNRS 5805, University of Bordeaux, avenue des Facultées, 33405 Talence, France

<sup>2</sup> UNESCO-IHE Institute for Water Education, P.O. Box 3015 2601 DA Delft, The Netherlands



constant in homogeneous zones such as shoaling zone or inner surf zone but locally varies in transitions zones (at the breaking point or when waves stop breaking in troughs). The phase variation is explained by the intensity maximum that shifts from back face of the wave to the roller front (Yoo, 2007).

Three ways to get wave characteristics (celerity ( $c$ ), wavenumber ( $\lambda$ )) from video time-stacks are used in bathymetric inversion studies.

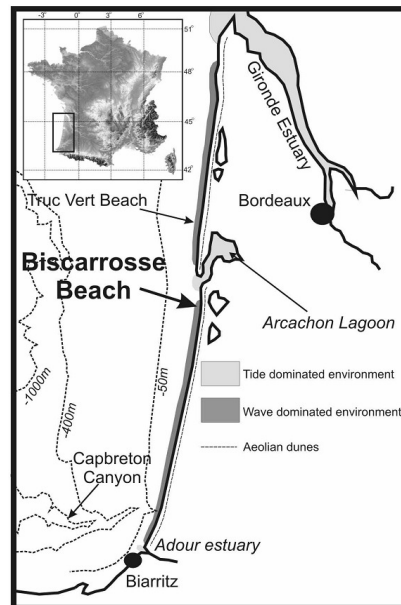
The first type of method is based on a Complex Empirical Orthogonal Function (CEOF) analysis of intensity signal (Stockdon and Holman, 2000). The CEOF technique estimates a wavenumber and a frequency using both space and time domains. The technique works as wave signal is spatially coherent. Thus, technique may have difficulties for barred beaches, where wave signal can change significantly while wave breaks over the bar.

The second type of method is based on individual wave front tracking. In Catalan et al. (2008) breaking wave's fronts are detected as local pixel intensity maxima. Yoo (2007) developed a technique that works both for breaking and non-breaking waves. To remove foam from previous wave breaking and background intensity in shoaling area, intensity peaks are detected in small moving windows. The robustness of these individual wave front tracking methods is uncertain for barred beaches since wave breaking over the bar can lead to harmonics generation but also merging which makes the individual wave tracking inappropriate.

The third type of method is based on intensity timeseries cross-correlation. Time of propagation  $\Delta t$  between two positions  $\Delta x = x_2 - x_1$  is estimated as the maximum of correlation coefficient. Subsequently, celerity is defined as  $C = \Delta x / \Delta t$  (Lippmann and Holman, 1991; Bos, 2006). Spectral-domain cross-correlation has also been applied to video time-stacks to get a local estimation of  $\lambda$  (Plant et al., 2008). These techniques have shown some success in retrieving celerity for barred beaches (Plant et al., 2008). However the assumption of a sinusoidal wave signal associated to spectral method can be discussed while considering the irregular intensity wave signal.

Bathymetry is retrieved from the estimation of wave celerity (or wavenumber) using wave dispersion. On the whole, error on bathymetry estimation from video imaging including celerity estimation and depth inversion ranges between 0.1 m to up to 1 m (Yoo 2007). Error on depth inversion ranges itself between 0.1 and 0.8 m, depending on the complexity of the inversion (linear, non-linear) (Grilli, 1998). Yoo (2007) and Catalan et al. (2008) point out that error coming from the video celerity estimation can be also important. Though, this error remains mainly unknown.

Our motivation is to estimate celerity at barred beaches. Regarding the different assumptions made in existing methods and applicability, we choose to develop a technique based on time cross-correlation, constituting an extension of the method described in Bos et al. (2006). In this paper, field site and video data



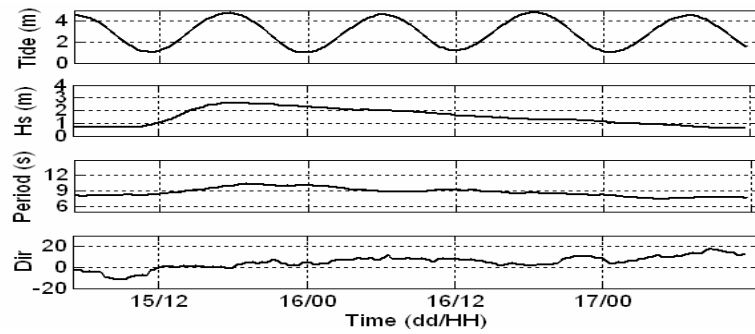
**Figure 1: Localisation of Biscarrosse beach in the South-West of France, facing the North-Atlantic Ocean. The beach is located 30 Km southward of Arcachon Lagoon entrance and is a wave dominated environment.**

are first described. Secondly, our method is described. Finally, a discussion holds on sources of error on celerity estimation from video imaging.

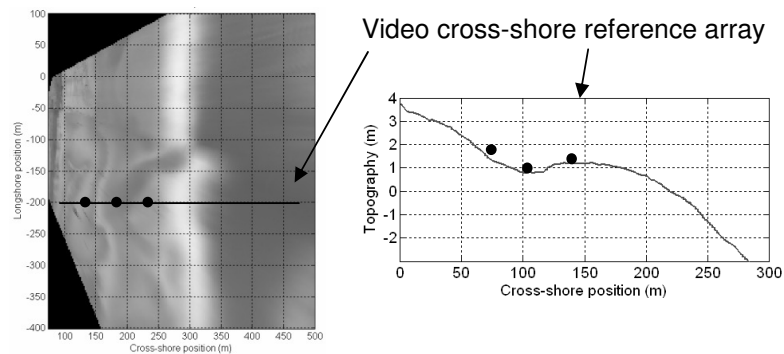
#### **FIELD EXPERIMENT**

The field location used in this study is Biscarrosse Beach located on the sandy Aquitanian Coast, 30 km to the south of the Arcachon Lagoon entrance, France (Figure 1). Biscarrosse Beach is a wave dominated environment which mainly presents a doubled bar system. Over a five-day period in June 2007, morpho- and hydrodynamical data were acquired as part of the Pre-ECORS (SHOM-DGA) experiment (Bruneau et al., 2008). During the experiment, offshore significant wave height have ( $H_s$ ) varied from 0.5 m to up to 2.5 m and again less than 1 m within one week (Figure 2). Wave period ranged between 8 s to 11 s and the peak direction was almost shore normal ( $0^\circ - 10^\circ$ ). Tidal range was about 3.5 m.

Synchronised pressure sensor lines were set in the cross-shore direction. Lines locations were chosen for the validation of video celerity estimation at some positions representative of barred beaches. The sampling frequency was set to 8 Hz. The present study is based on a single transect located in a relative alongshore uniform part of the beach. Topography along this cross-shore transect



**Figure 2:** Time series of wave and tide conditions during the field experiment Pre-ECORS (SHOM-DGA) at Biscarrosse beach when both video and in-situ data were available. Upper panel is the tidal amplitude, second panel is offshore significant wave height (at 15 m deep), wave period and wave direction from the shore normal direction.



**Figure 3:** Morphology of inter-tidal beach at Biscarrosse during the Pre-ECORS experiment. Left image is a plan view image. Black circles stand for location of pressure sensors and black thick line represents the position of the reference cross-shore array used in our study. Right figure shows the topography along this cross-shore section with the location of sensors in black circles.

is shown on Figure 3. Pressure sensors were positioned as follows: one on the inner shoal, one in the trough and the third one on the upper part of the inter-tidal shoal.

Cross-shore wave celerity was obtained from pressure sensor lines. Celerity was computed with a cross-correlation in time-domain between two different sensors timeseries as explained in Lippmann and Holman (1991). Distance between sensors was around 40 - 50 m which is equivalent or greater than one wavelength

in this area. A pass-band filtering between 0.05 and 0.5 Hz has been applied to data to isolate swell-waves and thus to compute wave celerity.

#### VIDEO SYSTEM

A permanent video system CamEra (Coco et al. 2005) has been deployed at Biscarrosse beach in April 2007 (figure 4). Five cameras were positioned at the top of a 12 m pole, located on the eolian dune. The total height above mean sea level is 27 m. Sampling frequency is 2 Hz and three types of images are generated, snapshot images, time-exposure images and 10 minutes time-stacks images. Time-stacks have been positioned to fit the cross-shore pressure lines (Figure 6). In order to describe changes on water level due to the rapid tidal modulation, 4 images per hour are saved. The cross-shore spatial resolution in the inter-tidal area is about 10 cm / pixel.

#### METHOD

Existing remote sensing methods that estimate wave celerity are based on the commonly used assumption that video pixel intensity signal can be linked to water level wave signal (Lippmann and Holman, 1991). This assumption has been tested by comparing synchronized timeseries of co-located video pixel intensity and water level from gauge. The Figure 5 shows an example with non-breaking waves. Steep front faces of waves appear as minima whereas mildly sloping back faces are identified as maxima. Basically, intensity and water level signals show similar temporal characteristics but are different in terms of amplitude.

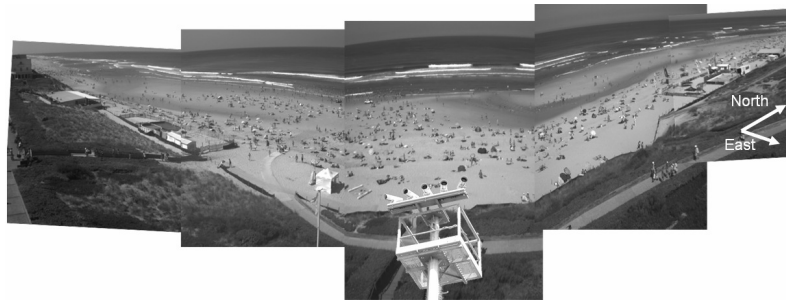
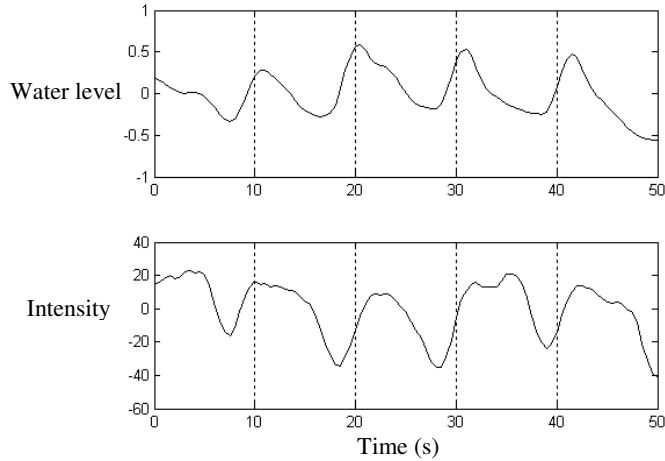
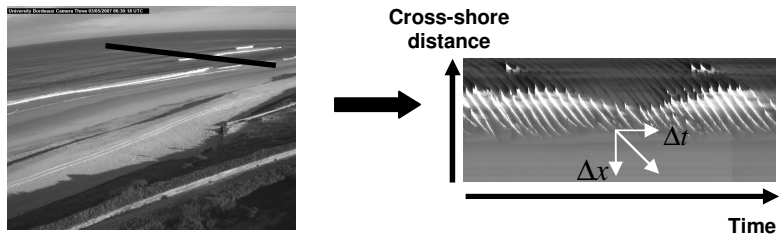


Figure 4: View from the Biscarrosse beach video system. The fifth images are merged. In the lower part is shown the cameras situated at the top of a 12 m pole on the dune.



**Figure 5:** Left hand image shows the location of a pressure sensor line (in white circles). Right hand figure represents synchronized timeseries of water level from a pressure sensor and intensity from video.



**Figure 6:** Left panel is a snapshot image from Biscarrosse video system. The cross-shore transect used in the present study appears as a black line. The right panel is a time and space image (timestack) which represents the previous cross-shore section (cross-shore position in the y axis) sampled at 2 Hz during 10 min (time in the x axis).

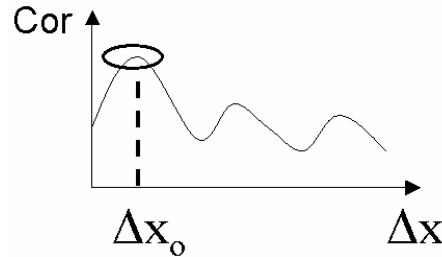
Images are pre-treated to clean up waves intensity signal. First, a pass-band filter between 0.05 and 0.5 Hz is used to remove low frequency (changing in light due to clouds) and high frequency components (wind-waves or a rapid adjustment of the camera “auto-iris”). Secondly, we have previously seen that intensity amplitude cannot be related to water level amplitude. Hence, to give all waves the same weight, the signal is normalized. The intensity wave signal is then divided by the local intensity maximum.

The method uses both a time and space domains correlation. First, an arbitrary time lag  $\Delta t$  is fixed. For each position  $i$ , a time-domain cross-

correlation is computed with neighbour positions  $\mathbf{j}$  from  $\mathbf{1}$  to  $\mathbf{n}$ , using the previously fixed  $\Delta t$ :

$$\text{Cor}_i(\mathbf{j}) = \langle \mathbf{X}_i(t) \cdot \mathbf{X}_{\mathbf{j}:n}(t+\Delta t) \rangle$$

The resulting  $\text{Cor}_i(\mathbf{j})$  is obtained for each of the neighbour positions  $\mathbf{j}_{1:n}$  (Figure 7). The index of the maximum of correlation gives an estimate of the time-integrated distance made by waves during  $\Delta t$ . These steps are repeated for each of the positions  $\mathbf{i}$ .



**Figure 7: Representation of the correlation coefficient between a given position and neighbor positions as a function of the distance  $\Delta x$ . The value  $\Delta x_0$  is the index of the position that is associated with the maximum of correlation.**

Thus, we get a local estimate of the celerity as  $C = \Delta x_0 / \Delta t$  (Figure 6).

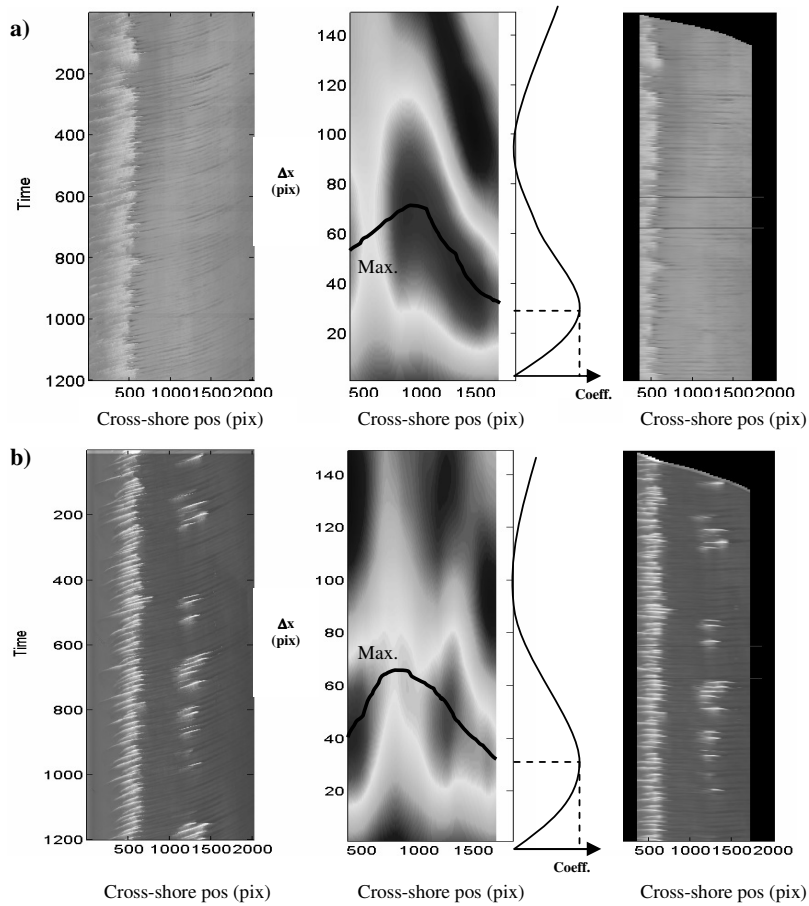
It is commonly admitted that wave shape does not change significantly over a distance lower than one wavelength  $O(10 - 40 \text{ m})$ . Also, minimum wavelengths are associated with shallower water levels. Thus, if we fix  $\Delta t = 1 \text{ s}$ , the distance made by the wave during  $\Delta t$  is  $\sim 2 \text{ m}$  which is much smaller than the wavelength ( $\lambda \sim 10 \text{ m}$  for  $T \sim 5 \text{ s}$ ). Hence, we consider that wave's shape change is not an issue in our method.

Finally, the method can be applied to both cross-shore and alongshore celerities to compute a propagation angle.

### Validation

The method has been validated using Pre-ECORS data. The figure 8 shows two test cases of timestack images located on the reference cross-shore transect (figure 3).

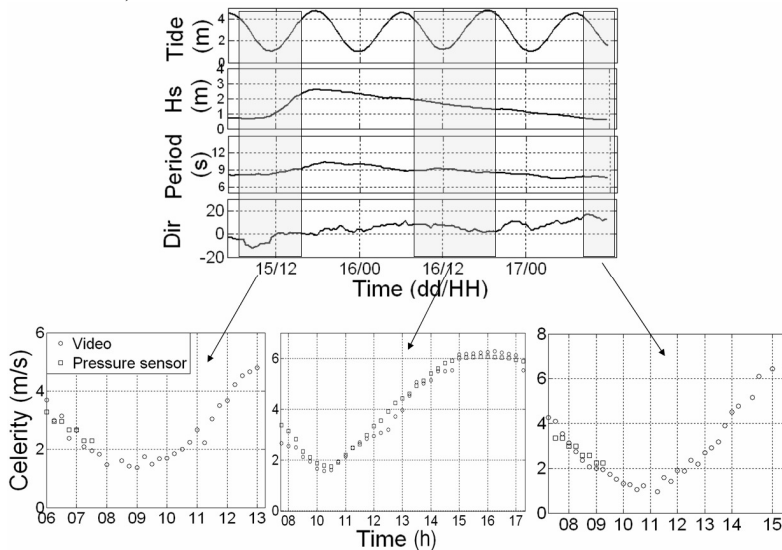
Figure 8.a represents a test case for swell-waves ( $H_s \sim 1 \text{ m}$ ) and high tide conditions. Left panel is the original timestack image. Central panel represents the correlation coefficient computed for each position (horizontal dimension) and distance  $\Delta x$  from this position (vertical dimension). The coefficient maximum clearly appears at all the positions. Right panel shows the original image in which the wave celerity has been removed. If wave celerity is well estimated, wave trajectories should appear horizontally. The horizontal wave's trajectories indicate that wave celerity is well estimated at all the positions.



**Figure 8:** a) image is taken for high tide while waves do not break over the inner bar whereas lower figure b) is taken at mid tide when intermittent breaking occurs. Left panel image is a time-stack along a cross-shore array. Central panel represents the correlation coefficient computed using our method for each cross-shore position (horizontal - in pixel) and each distance from this position (vertical - in pixel). Black line on the right side represents an example of the correlation coefficient at a position as a function of the distance from this position. Right panel shows the initial time-stack in which wave estimated celerity has been removed. If celerity is well estimated, wave trajectories are horizontal. In all of these panels, positions are expressed in pixels, so the reader has to keep in mind that pixel resolution is not constant and varies from about 10 cm to 5 m far away from the camera.

A second test case is shown in Figure 8.b for small swell-waves ( $H_s \sim 1$  m) close to mid-tide with an intermittent wave breaking over the inner-bar. Correlation coefficient in central panel shows a maximum that is not as sharp as in the previous test case. Coefficient pattern presents maxima in homogeneous areas such as surf zone, breaking zone over the bar and in shoaling zones. This coefficient is lower in transition zones like breaking point or in the through where waves stop breaking. In spite of this, the right panel shows that the wave celerity is well estimated at all the positions.

In addition, a comparison between in-situ computed and video estimated celerity is shown on figure 8. The validation is held during three periods of the experiment when both video and in-situ data are available. Wave conditions varied from significant wave height lower than 1 to up to 2.5 m for periods from 8 to 11 s. Spring tide conditions made the water level to vary up to 4 m. Time series of celerity show that our video estimation is close to the in-situ computed celerity for various wave and tide conditions. The mean RMS error on the celerity estimation is lower than 0.2 m/s. Yet, for some reasons, the error can be locally important as encountered the 16<sup>th</sup> of June around mid tide (error greater than 0.4 m/s).



**Figure 9:** Upper panel reminds wave and tide forcing during the Pre-ECORS experiment. Yellow periods show periods for which we had both video and in-situ measurement of wave celerity. The three bottom panels show timeseries of wave celerities computed from pressure sensors (squares) and from video using our method (circles)



## DISCUSSION

Although the global accuracy of video methods for celerity estimation, error can be locally and punctually important. In particular, a complex morphology and shallow water can lead to important errors. These errors come from the increased difference between wave water level signal and video intensity signal. This can be explained by the fact that in video signal, steepest waves have the strongest signal and main incident wave signal can be dominated by steep harmonics waves (Figure 10.a). Furthermore, harmonic generation can be strong after wave breaking over the inner bar or for a sharp variation of topography (Masselink, 1998; Senechal et al, 2002). For instance, spectra shown on Figure 10.b illustrate the difference between in-situ and remote sensing data. While harmonics represent less than 1/5 of main peak waves in the in-situ spectrum, it reaches 1/2 in the video data.

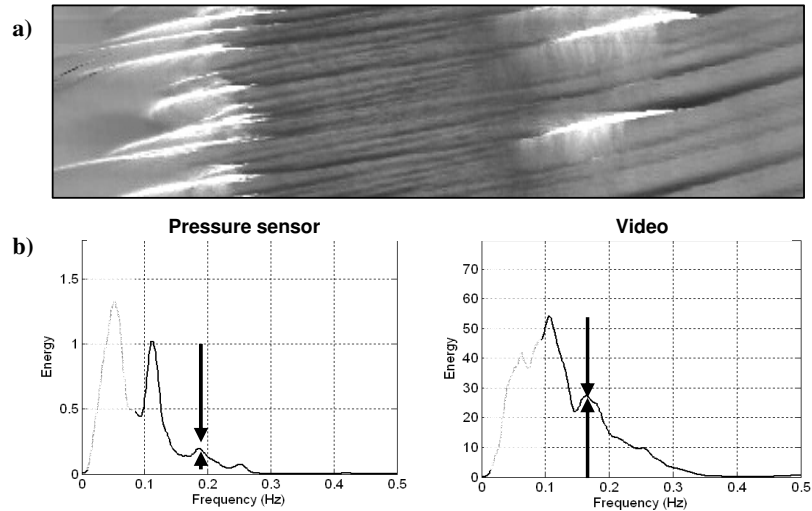
An important error common to video celerity methods can also occur at transition zones such as the breaking point or when waves stop breaking in the trough. At these positions, the transfer function between wave phase signal and video signal shifts sharply: the maximum of intensity moves from back face of waves for the shoaling zone to the front face for breaking waves. This leads locally to an artificial over- or under-estimation of the video celerity.

In our method we have tackled and fixed some issues specific to video celerity estimation in a complex morphology. Celerity is estimated within a distance lower than a wavelength. This implies that it does not need a global coherence of the wave signal as require EOF based methods. The local estimation of the celerity makes our method appropriate when wave signal is not continuous from offshore to the inner surf zone, for instance at low tide for a complex morphology. In addition, in our method, the time-domain correlation which is preferred to spectral-domain makes the method robust for various intensity wave shapes. This characteristic has to be considered because wave intensity signal in nearshore area is often far from a sinusoid.

Furthermore, all waves within the time-stack duration are integrated to estimate a single celerity. This can be important in case of a weak wave signal or intermittent breaking allowing a robust estimation of the celerity. This also can be an important point in shallow water, especially when individual wave celerity is variable due to amplitude dispersion.

Application of our method to a wider range of wave conditions and other sites would extend the validation. In particular, swell spectrum was very narrow banded during Pre-ECORS with swell-waves. For more complex conditions like an addition of incident swells or wind- and swell-waves as found in North Sea, celerity could be trickier to determine. For instance, computing an average celerity for two swells coming from two different directions is somehow ambiguous. To tackle this issue, our method could be tested computing several celerities related to very narrow frequency bands.

Our final aim in video remotely sensing wave celerity is assimilation in a numerical model or an inversion to estimate topography. In this perspective, an



**Figure 10: Sources of errors on the video celerity estimation. a) Upper panel is a time-stack image with time in the y axis and cross-shore position in the x axis. Breaking is intermittent over the inner bar and harmonics are clearly visible in the trough. Merging is also visible in the inner surf zone while approaching the swash zone. b) Lower panels are two spectrums computed in the trough at mid-tide, left spectrum is computed from a pressure sensor and right one is from video intensity signal. Arrows show the relative amplitude of harmonics component when compared to the main peak.**

estimation of the incertitude on the video celerity estimation is required. A way to compute the incertitude would be to get the width of the maximum peak of correlation coefficient at each location (Figures 7 and 8). For instance the reference proxy can be the width in pixel of the main peak at  $2/3$  of the maximum coefficient value. Then, knowing the pixel resolution (m/pixel) and the fixed  $\Delta t$ , this distance can then be turned into an error in m/s for each location.

## CONCLUSIONS

A new method was developed for the estimation of nearshore wave celerity from video imaging. This method is based on time-stack images and requires a pre-treatment consisting in a pass-band filtering and normalization. The method uses both on time and space correlation and the celerity estimation is local which allows a usage for various shapes of wave signal and barred beaches. In addition, a single celerity is estimated by integrating several waves' effect which makes the method robust for intermittent breaking or weak wave signal. Remotely sensed celerity has been validated using Pre-ECORS in-situ data. During the experiment, wave conditions varied from 1 to up to 2.5 m and tidal range was about 4 m. Over the three days of validation, difference between measured and

estimated celerities remained lower than 0.5 m/s with an average difference lower than 0.2 m/s. However, errors common to all video celerity methods arise from barred beaches specificities, harmonics generation and variation of the transfer function between pixel intensity and water level wave signal. Finally, our simple and robust method should be taken into consideration and tested for estimating high frequency nearshore complex morphology.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The Biscarrosse video system was funded by the Aquitaine Region, the Pre-ECORS experiment was supported by the SHOM-DGA and the BRGM. Video system was installed in collaboration with the NIWA (NZ). Almar R. PhD thesis is funded by the Délégation Générale de L'Armement (DGA).

#### REFERENCES

- Aarninkhof, S. (2003): Nearshore Bathymetry derived from Video Imagery. *Delft University of Technology PhD Thesis*
- Bos, C. Wave characteristics derived from video, *Delft University of Technology Master Thesis report*, 2006
- Bruneau, N.; Castelle, B.; Bonneton, P.; Pedreros, R.; Almar, R.; Bonneton, N.; Bretel, P.; Parisot, J. & Senechal, N. : Field observations of intense rip current on a well-developed Transverse Bar and Rip system, *Submitted to Continental Shelf Research*, 2008
- Catalan, P. & Haller, M. Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to non-linear depth inversions *Coastal Engineering*, 2008, 55, 93-111
- Coco, G.; Bryan, K.; Green, M.; Ruessink, B.; Turner, I. & van Enckevort, I. Video observations of shoreline and sandbar coupled dynamics *Proceedings of Coasts and Ports 2005, Adelaide*, 2005, 471-476
- Grilli, S. and Skourup, J. Depth inversion for nonlinear waves shoaling over a barred-beach *Proceedings, 26<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engr. ASCE*, 1998, 603-616
- Holland K.T., Holman R.A., Lippmann T.C., Stanley J. and Plant N., Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies, *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 22 (1997) (1), pp. 81–92.
- Lippmann, T.C., and Holman, R.A. (1991): Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques; *Proc. Coastal Sediments '91, New York: ASCE*, pp. 542-556.
- Masselink, G. Field investigation of wave propagation over a bar and the consequent generation of secondary waves, *Coastal Engineering*, 33:1, pp 1-9 (1998)
- Plant, N. G.; Holland, K. T. & Haller, M. C. Ocean Wavenumber Estimation From Wave-Resolving Time Series Imagery *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2008, 46, N°9

- Senechal, N.; Bonneton, P. & Dupuis, H. Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face *Coastal Engineering*, 2002, 46, 233-247
- Stockdon H.F., Holman R.A. (2000): Estimation of Wave Phase Speed and Nearshore Bathymetry from Video Imagery, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 105, No. C9, pp 22,015-22,033.
- Yoo, J. Nonlinear Bathymetry Inversion Based on Wave Property Estimation from Nearshore Video Imagery *PhD report of the Georgia Institute of Technology*, 2007

## Annexe B

**High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing**

## High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing

R. Almar<sup>†∞</sup>, B. Castelle<sup>†∞</sup>, B.G Ruessink<sup>‡</sup>, N. Sénéchal<sup>†∞</sup>, P. Bonneton<sup>†∞</sup>, V. Marieu<sup>†∞</sup>

<sup>†</sup> CNRS  
UMR 5805-EPOC  
33405, Talence, France  
r.almar@epoc.u-bordeaux1.fr

<sup>∞</sup> Université de Bordeaux  
UMR 5805-EPOC  
Talence, France

<sup>‡</sup> Faculty of Geosciences  
Utrecht University  
P.O. box 80115  
3508 TC Utrecht, The Netherlands  
g.ruessink@geo.uu.nl



### ABSTRACT

ALMAR, R.; CASTELLE, B.; RUESSINK, B.G.; SENECHAL, N.; BONNETON, P.; MARIEU, V., 2009. High-frequency video observation of two nearby double-barred beaches under high-energy wave forcing. Journal of Coastal Research, SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), pg – pg. Lisbon, Portugal, ISBN

Five weeks of hourly time-exposure video images were used to monitor the double-barred Biscarrosse Beach and Truc Vert Beach, both located on the sandy Aquitanian Coast, SW France. This study presents the first high-frequency observations of double-sandbar dynamics in meso-macrotidal settings during storm conditions. Although the sites are only 50 km apart and experienced similar wave and tide forcing, the observed total outer-bar migrations were much larger at Truc Vert Beach ( $\Delta_{\text{cross}} \sim 100$  m,  $\Delta_{\text{long}} \sim 350$  m) than at Biscarrosse Beach ( $\Delta_{\text{cross}} \sim 50$  m,  $\Delta_{\text{long}} \sim 200$  m). The distance between the inner bar and the outer bar was 150 m larger at Truc Vert Beach than at Biscarrosse Beach. We observed a simultaneous straightening of the outer-bar and an increase in the alongshore non-uniformities in the inner bar during the largest wave event (offshore significant wave height  $> 8$  m), which may point to inner-outer bar interactions during extreme wave conditions.

**ADDITIONAL INDEX WORDS:** *nearshore morphology, storm impact, crescentic bar, Truc Vert, Biscarrosse*

### INTRODUCTION

Double sandbars systems are common morphological features along sandy, wave-dominated, micro- to meso-macro-tidal coastlines (RUESSINK *et al.*, 2003; CASTELLE *et al.*, 2007). Double sandbar systems often exhibit reasonably regular outer-bar crescentic patterns and inner-bar transverse bar-rip morphology. These three-dimensional (3D) features are often part of an accretionary, slowly onshore propagating, down-state sequence developing from an alongshore-uniform bar (WRIGHT and SHORT, 1984) following a storm event. Under high waves, the 3D features are reshaped into a straight bar, together with a rapid seaward migration. Investigating two contrasting micro-meso-tidal double-barred beaches, VAN ENCKEVORT *et al.* (2004) noted that the outer-bar crescent wavelength and amplitude variations over space and time were common. They also highlighted the strong non-linear behavior of both the inner and outer bars comprising commonly observed merging and splitting of individual crescents. These intrinsically nonlinear interactions were interpreted as an attempt of the crescentic bar to self-organize into a more regular pattern. More recently, several authors suggested that sandbar dynamics in double-barred beaches is potentially even more complicated than previously envisaged. For instance, RUESSINK *et al.* (2007) suggested that the outer-bar geometry and the distance between the inner and outer bars are critical parameters governing the morphological evolution of the composite double sandbar system. Using a non-linear morphodynamic model, CASTELLE *et al.* (2008) showed that the typical alongshore variability in inner-bar rip channels is indicative of a mixture of self-organization and morphological coupling rather than self-organization alone.

High-frequency ( $\sim$  daily) information of double sandbar dynamics in high-energy meso-macro-tidal settings is, up to now,

non-existent (CASTELLE *et al.*, 2007). Two double-barred beaches are studied in this paper, Biscarrosse Beach (BB) and Truc Vert Beach (TVB), located about 50 km apart. We describe the behavior of BB and TVB during storm conditions over a 5-week period. Using video imagery techniques, we show that despite similar storm responses, the outer bars had contrasting migration amplitudes. In addition, the inner-bar cross-shore migration at both sites is found to be small despite offshore significant wave height  $H_s$  ranging from 1 to 8 m. We also suggest

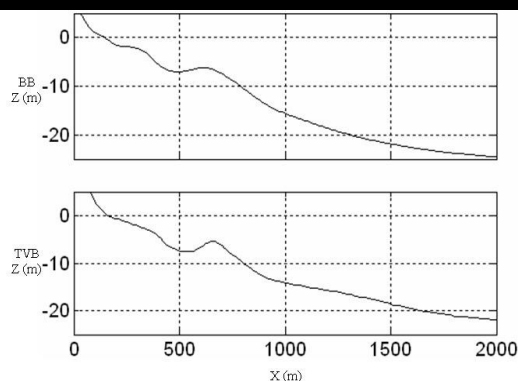


Figure 1. Surveyed alongshore-averaged depth versus cross-shore distance at (a) Biscarrosse Beach (BB) (June 2007) and (b) Truc Vert Beach (TVB) (February 2008). Both surveys were performed by SHOM ('Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine').

the importance of inner-outer bar interactions during storm events.

## FIELD DATA

### Field sites

Our two study sites are the double-barred BB and TVB, both located on the Aquitanian Coast, SW France, facing the North Atlantic Ocean. BB and TVB are located respectively about 20 km to the north and 30 km to the south of the Arcachon Lagoon entrance and are far enough from this entrance to be wave-dominated environments. Coastlines at BB and TVB are aligned  $8.5^\circ$  and  $10.8^\circ$  from the N-S direction, respectively. The wave climate is similar at both sites with a mean offshore significant wave height ( $H_s$ ) of 1.4 m and a corresponding mean period of 6.5 s (BUTEL *et al.*, 2002). The seasonal modulation of incoming wave energy is strong, with minimum energy during summer and recurrent storm waves during winter with maximum  $H_s$  of about 10 m. The Aquitanian Coast is exposed mainly to low-steepness, long-distance swells travelling from W-NW direction, resulting in a strong net southerly longshore drift of approximately  $700,000 \text{ m}^3$  (MICHEL and HOWA, 1999). Although the effect of the Arcachon Lagoon on the hydrodynamics at BB is negligible, the southerly drift is locally affected by the Arcachon Lagoon and south-propagating large-scale sandbars associated with the ebb-tidal delta are often observed until BB location. The tide is semi-diurnal, with neap and spring tidal ranges of 2 and 5 m, respectively (i.e., meso-macro tidal range).

The sediment at the two sites consists of fine to medium quartz sand with mean grain sizes ranging from 200 to 400  $\mu\text{m}$  (PEDREROS *et al.*, 1996). BB and TVB are mainly intermediate double-barred (see profiles in Figure 1) following the classification of WRIGHT and SHORT (1984). At both sites, the inner bar, which is observed in the inter-tidal domain, commonly exhibits a Transverse Bar and Rip (TBR) morphology with a mean rip spacing of about 400 m (LAFON *et al.*, 2002). The outer subtidal bar has been observed to be persistently crescentic at a narrow range of wavelengths of about 700 m (LAFON *et al.*, 2004).

Until recently, only low-frequency (monthly) observations were available. The absence of high-frequency (daily) observations, particularly during high-energy wave events, was an issue raised by CASTELLE *et al.* (2007) when elaborating a conceptual model of the double-barred beaches of the Aquitanian Coast.

Over the last 2 years, both BB and TVB have been recurrently ground surveyed and remotely monitored (satellite and video imaging), providing quantitative information on the high-frequency response of the two double-barred beaches.

### Data

Digitised video images of both sites were obtained from automated video monitoring systems developed by the NIWA (COCO *et al.*, 2004). The BB permanent system was mounted in April 2007 on a 12 m pole. The TVB temporary system was mounted on a 8 m scaffolding during the ECORS 2008 experiment (SHOM-BRGM). Both systems were implemented on a high dune, about 12 m above Mean Sea Level (MSL).

Oblique 10-minute time-exposure video images were collected hourly during daylight hours from the March 6 to April 9, 2008. The advantage of the time-averaged exposure images is that they remove visual features related to individual waves, enhancing features that tend to be related to the underlying bathymetry (LIPPMANN AND HOLMAN, 1989; HOLLAND *et al.*, 1997). For the present work, only low tide images were selected. The images were projected to ground coordinates using standard photogrammetric methods (HOLLAND *et al.*, 1997). The images were projected to MSL which introduces a photogrammetric error caused by the differences in the real elevation of the sea level and MSL. The selected images were transformed into a  $2 \times 2$  m grid, extending 1.2 km and more than 2 km in the cross-shore (X) and alongshore direction (Y), respectively. The grid origins ( $X=0$ ;  $Y=0$ ) at two sites were set to the video system location. Spatial resolutions in the bars area were about 1-10 m in the cross-shore and 5-20 m in the alongshore direction, with the higher values with increasing distance to the camera.

Subsequently, the bar crests locations were digitalized by manually tracking the cross-shore location of the image intensity

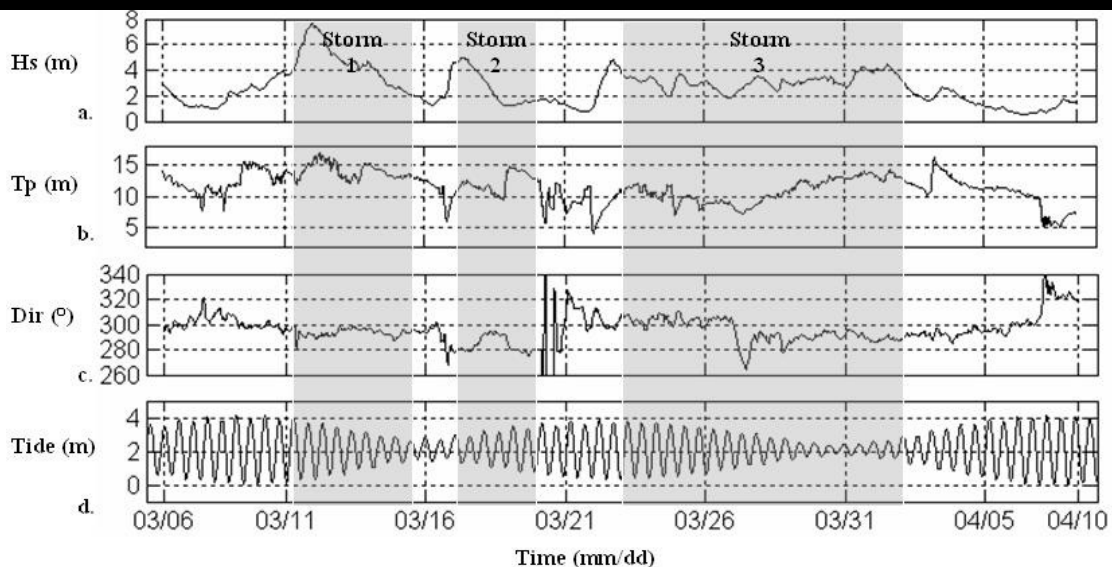


Figure 2. Offshore (a) significant wave height  $H_s$ , (b) peak period  $T_p$ , (c) peak direction and (d) tide level. The 3 grey zones stand for storm episodes.

peaks in the alongshore direction. Following VAN ENCKEVORT and RUESSINK (2003), a matrix  $X(t,Y)$  was constructed for each bar, consisting of bar crest locations as a function of time  $t$  and alongshore distance  $Y$ . Due to the absence of wave-breaking across the outer bar during low-energy wave conditions, the inner-bar position is usually more frequently measured than the outer bar. Actually, the intense wave forcing during the 5-week period made the outer-bar position measurement available throughout the study period, except during the final period of calm conditions ( $H_s < 2$  m). The bar crest data was used to estimate the overall cross-shore position of the bar through the alongshore-averaged bar-crest location  $\langle X \rangle$ . In addition, the corresponding standard deviation  $S$  of each  $X(Y)$  was computed, which is an indication of how well crescentic or rip patterns are developed.

Offshore significant wave height, peak period and direction were collected by a waverider buoy moored in about 20 m depth, located about 1 km seaward of the ECORS08 experiment area. Wave and tide conditions were assumed to be the same at BB. Tide was computed from tidal harmonic propagation (SHOM, Figure 2d).

## RESULTS

The results discussed below were obtained from a 5-week period from March 6 to April 9, 2008, during the ECORS08 campaign. This period comprised a 3-storm sequence, including a 10-year return storm, and ended with 9 days of lower-energy waves (Figure 2).

Prior to the first storm, the outer bars at both sites were characterized by well-developed crescentic patterns with the horns almost welded to inner bars (Figures 3a, b). The outer bar cross-shore standard deviation was larger at TVB (~100 m) than at BB (~50 m). Inner bars were rather alongshore-uniform at both sites. A very energetic storm ( $H_s > 8$  m,  $T > 16$  s) storm event hit the coast from March 10 to 12. During this 10-year return storm, an outer-bar up-state transition, from crescentic to alongshore-uniform, was observed, which is highlighted by vanishing  $S$  values (Figs. 4b, f). The outer bars rapidly migrated seaward: the TVB outer-bar migration (~100 m) was larger than that of BB (~50 m, Figs. 4a, e). Only a small seaward migration (< 20 m, Figures 4c, g) was observed for the inner-bar whereas the alongshore non-uniformities increased (increasing  $S$  in Figs. 4d, h)

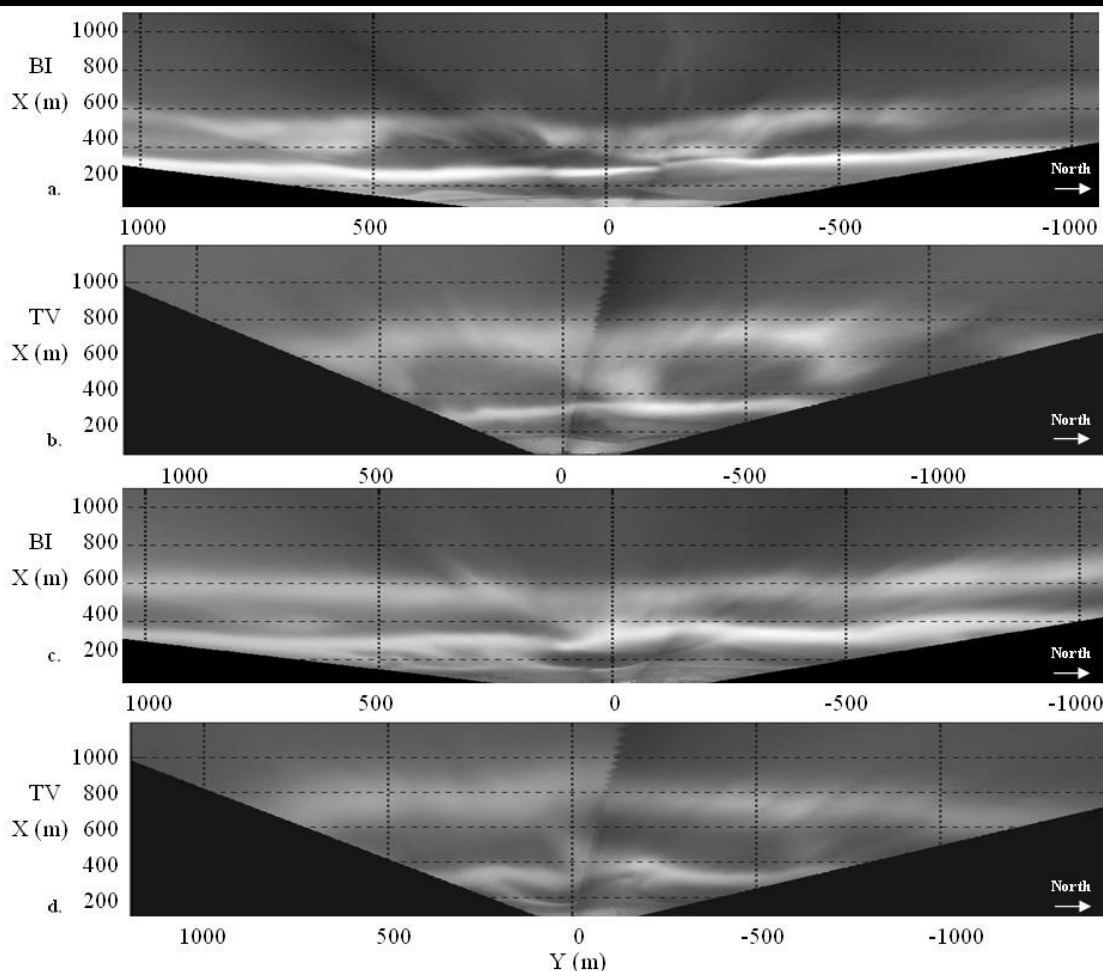


Figure 3. Planview images on the 8<sup>th</sup> of March 2008 at (a) BB and (b) TVB and on the 22<sup>nd</sup> of March at (c) BB and (d) TVB.



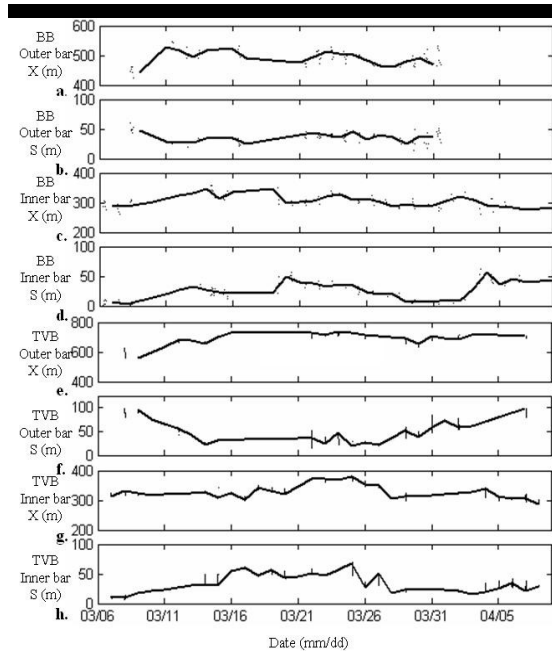


Figure 4. Time series of outer (o) and inner bar (i) crest lines alongshore-averaged cross-shore position ( $\langle X \rangle$ ) and standard deviation (S): (a)  $\langle X_o \rangle$  BB, (b)  $S_o$  BB (c)  $\langle X_i \rangle$  BB, (d)  $S_i$  BB, (e)  $\langle X_o \rangle$  TVB, (f)  $S_o$  TVB, (g)  $\langle X_i \rangle$  TVB, (h)  $S_i$  TVB.

with the development of large-scale ( $\sim 700$  m) alongshore features. After a rather short period of lower-energy waves, the coast was exposed to a second, less energetic, 1-day storm ( $H_s > 4$  m,  $T > 12$  s) on March 16, generating shore-normal incident waves (Fig. 2). Its impact on the dynamics of both double sandbar systems was limited. Alongshore-averaged cross-shore positions and standard deviations did not vary significantly (small variations of  $S$  and  $\langle X \rangle$  compared to the first storm, Fig. 4). The following 5-day recovery period allowed the development of short-scale ( $\sim 300$  m) inner-bar non-uniformities ( $S$  reached maxima dataset values).

Following this calm period, a third storm ( $H_s > 3$  m,  $T > 10$  s) hit the coast from the March 21 to 31, which constitutes a very uncommon long period of high energy waves for this stretch of coastline. Initial (22<sup>nd</sup>) alongshore-uniform geometry of the outer bar at both sites is shown in Figures 3c, d. During this 10-day period of high-energy waves, albeit of lower energy in comparison to the two previous storms, the TVB outer bar developed crescentic patterns (down-state transition, increasing  $S$  in Fig. 4f) while, in contrast, this did not happen at BB (non-varying  $S$  in Fig. 4b). The impact of this storm on the inner bars was quite similar at the two sites with pre-existing non-uniformities that almost vanished (decreasing  $S$  in Figs. 4d, h). Following this 3-storm sequence, a low-energy wave period occurred from April 1 to 9 ( $H_s < 2$  m, Fig. 2). During this period, the outer bars were inactive at both sites whereas the inner bars developed non-uniformities ( $S \sim 50$  m, Fig. 4d, h).

The mean position of the outer bar over the study period indicates that the TVB outer bar ( $\sim 700$  m) was located further offshore than at BB ( $\sim 550$  m). In contrast, inner-bar positions were similar ( $\sim 300$  m). Thus, the distance between the bars was substantially larger at TVB (400 m) than at BB (250 m).

To examine outer-bar behaviour in more detail, the alongshore migration of the non-uniformities was derived by sandbars crest position. The wave angle with respect to shore-normal ( $15^\circ$ , Figure 2) and the exceptionally high-energy waves during the first storm induced an outer-bar southward migration of about 150 m and 100 m at TVB and BB, respectively. Obviously, the second storm had little effect on the alongshore migration with shore-normal waves ( $\sim 0-5^\circ$ ). During the third storm, the combination of oblique incidence (W-NW  $15-20^\circ$ ) and long duration resulted in an about 200 m southward migration at TVB and 100 m at BB, respectively.

The total observed alongshore migrations over the 5-week period were  $\Delta Y \sim 350$  m southward for the outer bar at TVB and only  $\Delta Y \sim 200$  m at BB. Alongshore-averaged cross-shore migrations were  $\Delta X \sim 100$  m seaward for the TVB outer bar and  $\Delta X \sim 50$  m at BB. Estimated maximum alongshore migration rates for the outer bar were about 50 m/day at TVB and 20 m/day at BB. The total inner-bar alongshore-averaged cross-shore migrations were very small at both sites ( $< 10$  m/day).

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In this paper, we have presented preliminary results of daily cross-shore and alongshore behaviour of two double sandbar systems under extreme wave conditions in a meso-macro-tidal settings. This dataset was adequate to explore knowledge gaps highlighted in the review of CASTELLE *et al.* (2007), who proposed a conceptual model of TVB from existing sparse inner-bar surveys, satellite images during fair weather conditions and visual observations during winter storms. Most of the results presented herein corroborate this conceptual model. For instance, it is confirmed that only a severe storm, and not only a typical winter storm, is required to induce a straightening of the outer bar. It is also confirmed herein that, with offshore significant wave height smaller than 3 m, the outer bar remains inactive. Furthermore, as pointed out in CASTELLE *et al.* (2007), the influence of the tidal range on double-sandbar dynamics is still poorly understood. Our dataset thus deserves further analysis to determine the role of tidal range on sandbars response to storms in a meso-macro tidal setting.

The beach state transitions expected from WRIGHT and SHORT (1984; also assumed in CASTELLE *et al.*, 2007) in relation to wave forcing were not systematically observed in our inner-bar data. In particular, during the first high-energy wave event, the inner-bar alongshore non-uniformities became more pronounced, while a straightening (as observed for the outer bar) would have been expected. The imagery shows that during the first storm outer-bar horns split into two sections and that the increase in the inner-bar large-scale non-uniformities was associated with the welding of the landward section of outer-bar horns to the inner bar. The previously underestimated role of coupling and interactions in double systems have been recently highlighted using both observations (RUESSINK *et al.*, 2007; CASTELLE *et al.*, 2007) and non-linear morphodynamic modelling (CASTELLE *et al.*, 2008) as well. Although these earlier observations and modelling efforts dealt with down-state transitions only, our observations suggest that inner-outer bar interactions are relevant to up-state transitions as well.

The distance between inner and outer bars was about 400 m at TVB and 250 m at BB which represents some of the largest observed values at double-barred beaches ( $\sim 230$  m at Noordwijk, Netherlands and  $\sim 100$  m on the Gold Coast, Australia, VAN ENCKEVORT *et al.*, 2004). The TVB outer-bar offshore migration reached 30-50 m/day during high-energy wave conditions on the March 11-12, which was close to the highest observed values at

other sites (10-50 m/day, VAN ENCKEVORT *et al.*, 2004). These observations are not surprising given that BB and TVB were exposed to an exceptionally high-energy wave period comprising a 10-year return storm.

At both TVB and BB, the inner-bar standard deviations strongly varied with changing wave forcing without any large cross-shore migration. This result corroborates the recent findings of RUESSINK *et al.* (2000) who showed that, using a EOF technique, the inner-bar short-term signal was more affected by alongshore non-uniformity development than alongshore-averaged cross-shore migration. The small cross-shore migration rates point to the protecting role of the outer-bar on the inner-bar and the beach.

The observed contrasting behaviour of the double sandbar systems at TVB and BB sandbar systems could be explained from further investigations. Some key points could be found in a difference of nearshore bed slope or in the presence of offshore bathymetric features. Sandbar volumes could be computed as some results in the literature have shown that bars with smaller volume respond more quickly (SMIT *et al.*, 2008). Unfortunately, both BB and TVB can be considered as remote beaches, and undertaking detailed bathymetric at both sites at the same time (necessary for accurate comparison) is objectively a challenging and costly task. A bed sediment collection at the two sites would be also interesting: Although the sites are only 50 km apart and have similar wave and tide forcing, sandbar migration amplitudes were different. Our observations highlight the complexity of the short-term dynamics of double-sandbar systems. With our data we can further examine previously identified knowledge gaps on the Aquitanian Coast beaches, and explore double sandbar systems in general, including the inner-outer bar interactions during storm events that may result in outer-bar straightening and inner-bar non-uniformities.

#### LITERATURE CITED

- BUTEL R., DUPUIS H. and BONNETON P., 2002. Spatial variability of wave conditions at French Atlantic coast using in-situ data, *Journal of Coastal Research*, SI 36, 96-108.
- CASTELLE, B., BONNETON, P., DUPUIS, H. and SÉNÉCHAL, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Marine Geology*, 245, 141-159.
- CASTELLE, B., RUESSINK, G., BONNETON, P., BRUNEAU, N., MARIEU, V., 2008. Modeling of coupled and noncoupled behavior of a double sandbar system: self-organization and morphological forcing. *Proceedings of the 31st International Conference on Coastal Engineering* (Hamburg, Germany, ASCE), in press.
- COCO, G., BRYAN, K., PAYNE, G., 2004. The next Era for Cam-Era, Coastal news.
- HOLLAND, K.T., HOLMAN R.A., LIPPIMANN T.C., STANLEY J. and PLANT, N.G., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of oceanic engineering*, Vol. 22, No. 1.
- LAFON, V., DUPUIS, H., HOWA, H. and FROIDEFOND, J-M, 2002. Determining ridge and runnel longshore migration rate using spot imagery. *Oceanologica Acta* 25, 149-158.
- LAFON, V., DE MELO APOLUCENO, D., DUPUIS, H., MICHEL, D., HOWA, H. and FROIDEFOND, J-M., 2004. Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (Sw France): i. mapping beach changes using visible satellite imagery. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 61 (2), 289-299.
- LIPPIMANN, T. C., and R. A. HOLMAN, 1989. Quantification of sand bar morphology: A video technique based on wave dissipation. *J. Geophys. Res.*, 94(C1), 995-1011.
- MICHEL, D. and HOWA, H., 1999. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. *J. Coast. Res.* 15, 428-437.
- PEDREROS, R., HOWA, H. and MICHEL, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*. v135, 35-49.
- RUESSINK, B.G., I.M.J. VAN ENCKEVORT, K.S. KINGSTON and M.A. DAVIDSON, 2000. Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology*, 169, 161-183.
- RUESSINK, B.G., WIJNBERG, K.M., HOLMAN, R.A., KURIYAMA, K. and VAN ENCKEVORT, I.M.J., 2003. Intersite comparison of interannual nearshore bar behaviour. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2002JC001505
- RUESSINK B.G., G. COCO, R. RANASINGHE, and I.L. TURNER, 2007. Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. *Journal of Geophysical Research*, 112, C07002, doi:10.1029/2006JC003799.
- SMIT, M.W.J., S.G.J. AARNINKHOF, K.M. WIJNBERG, M. GONZÁLEZ, K.S. KINGSTON, H.N. SOUTHGATE, B.G. RUESSINK, R.A. HOLMAN, E. SIEGLE, M. DAVIDSON and R. MEDINA, 2008. The role of video imagery in predicting daily to monthly coastal evolution. *Coastal Engineering*, 54, 539-553.
- VAN ENCKEVORT, I.M.J. and B.G. RUESSINK, 2003. Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23, 501-512.
- VAN ENCKEVORT, I.M.J., B.G. RUESSINK, G. COCO, K. SUZUKI, I.L. TURNER, N.G. PLANT and R.A. HOLMAN, 2004. Observations of nearshore crescentic sandbars. *Journal of Geophysical Research*, 109, C06028, DOI:10.1029/2003JC002214.
- WRIGHT, L.D., and SHORT, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

#### ACKNOWLEDGEMENT

BB video system was founded by Aquitaine Region Council. ECORS08 experiment was founded by SHOM-DGA. R. Almar PhD thesis is supported by the DGA.

## Annexe C

Estimation vidéo haute fréquence de la topographie intertidale d'une plage sableuse : application à la caractérisation des seuils d'engraissement et d'érosion

## **Estimation vidéo haute fréquence de la topographie inter-tidale d'une plage sableuse : application à la caractérisation des seuils d'engraissement et d'érosion**

**Rafael ALMAR<sup>1</sup>, Nadia SENECHAL<sup>1</sup>, Giovanni COCO<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Université Bordeaux I, CNRS, UMR 5805-EPOC, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France  
[r.almar@epoc.u-bordeaux1.fr](mailto:r.almar@epoc.u-bordeaux1.fr)

<sup>2</sup> National Institute of Water and Atmospheric Research, P.O. Box 11-115, Gate 10 Silverdale Road, Hamilton, New Zealand  
[g.coco@niwa.co.nz](mailto:g.coco@niwa.co.nz)

### **Résumé :**

Nous présentons un nouvel outil vidéo d'estimation haute fréquence de la topographie inter-tidale. Cet outil est basé sur le suivi de la ligne d'eau pour différents niveaux d'eau. Le site d'étude choisit est Biscarrosse (Landes, France) où le système vidéo CamEra a été installé en Avril 2007. La méthode d'estimation de la topographie est validée à partir des données issues de la campagne de mesures de Biscarrosse 2007. La méthode haute fréquence est appliquée durant la période du 10 Aout au 10 Octobre 2007 caractérisée par le passage de 2 tempêtes suivies de conditions plus calmes. Les résultats mettent en évidence les seuils existants entre les conditions de forçage favorisant l'érosion, l'accrétion ou une plage inactive.

### **Abstract :**

We present a tool to estimate inter-tidal topography using video images. This tool is based on tracking shorelines for different tidal levels. The Biscarrosse (Landes, France) CamEra video system is also introduced. A validation of the inter-tidal topography tool is done using Biscarrosse 2007 experiment data. A study is held for the outstanding period of 10th of August to 10th of October 2007 characterized by 2 storms followed by very calm forcing conditions. We show that storms induce obviously erosion but accretion needs an incoming energy level higher than a threshold.

### **Mots-clés :**

Morphodynamique côtière – Imagerie vidéo – Analyse d'image – Echelle évènementielle – Ligne d'eau – Seuils d'accrétion

## **1 Introduction**

L'évolution d'une plage peut se caractériser à différentes échelles temporelles : annuelle, saisonnière ou événementielle. De multiples études se sont attachées à caractériser l'évolution des plages sur des échelles saisonnières ou pluriannuelles (QUARTEL et al., 2008). C'est en effet cette échelle qui intéresse les acteurs de la gestion du littoral. Pourtant, les variations les plus importantes peuvent se produire ponctuellement à l'échelle d'un événement de tempête ou d'accrétion important. Il est donc nécessaire de prendre en compte cette composante haute fréquence afin de ne pas omettre les processus importants de la morphodynamique littorale.

Les outils d'observation « usuels » ne permettent d'observer la morphologie que de manière basse fréquence (satellite (échelle bi-mensuelle), relevé GPS mensuel) ou sporadiquement lors de campagnes de mesures. Les moments clés de la morphodynamique littorale peuvent donc être manqués. Avec un faible coût de fonctionnement, l'imagerie vidéo (HOLLAND et al., 1997) permet une couverture temporelle allant de l'horaire jusqu'au pluriannuel. En utilisant cet outil, des méthodes permettent d'estimer la topographie de la plage sub-tidale et inter-tidale. Nous présentons dans ce papier une méthode basée sur le suivi de la ligne d'eau pour différents niveaux de marée permettant de calculer la topographie de la plage inter-tidale (PLANT & HOLMAN, 1997). Une application de cette méthode au suivi du volume de plage est ensuite présentée.

## **2 Site d'étude et système vidéo**

Un système vidéo CamEra (NIWA, NZ) (COCO et al., 2005) a été installé en avril 2007 sur la plage de Biscarrosse (Landes, France). Cette plage est de type double barre et soumise à un forçage hydrodynamique énergétique avec une marée méso-tidale et un régime de vague moyen de 1.5 m (BUTEL et al., 2002).

Le système vidéo se compose de 5 caméras haute résolution (3.5MPix) permettant de couvrir une distance parallèle à la côte de 2 km et perpendiculaire de près de 1 Km. La résolution temporelle est de 4 images par heure et 3 types d'images sont générés : une image instantanée pour vérifier la qualité des images, une image moyennée pour détecter la position des barres sableuses et de la ligne d'eau et des radiales de séries temporelles d'intensité de pixel.

## **3 Présentation de la méthode**

La méthode inter-tidale permet d'estimer la topographie de la plage inter-tidale sur un cycle de marée. Le principe est de suivre la ligne d'eau pour différents niveaux de marée (AARNINKHOF, 2005 ; SMITH & BRYAN, 2007). La topographie est alors reconstruite par interpolation. La figure 1.a représente en

noir les lignes d’eaux détectées au cours d’un cycle de marée sur une journée superposées sur une image moyennée à marée basse. Les lignes noires représentent en fait les isobathes. Ces lignes d’eau sont ensuite rectifiées en coordonnées réelles (rectification : passage coordonnées pixels en coordonnées réelles). La figure 1.b montre un exemple de topographie reconstruite par cette méthode. Les lignes d’eaux décrites précédemment apparaissent en noir avec la laisse de basse mer en trait blanc épais. La morphologie particulière en système complexe de barres intertidales transverses apparaît ici clairement. Pour un système à une fréquence de capture de 4 images par heure et un marnage mésotidal (4-5m) la résolution de cette méthode est de 0.4 m en vertical et d’environ 8 m en horizontal (direction perpendiculaire à la côte).

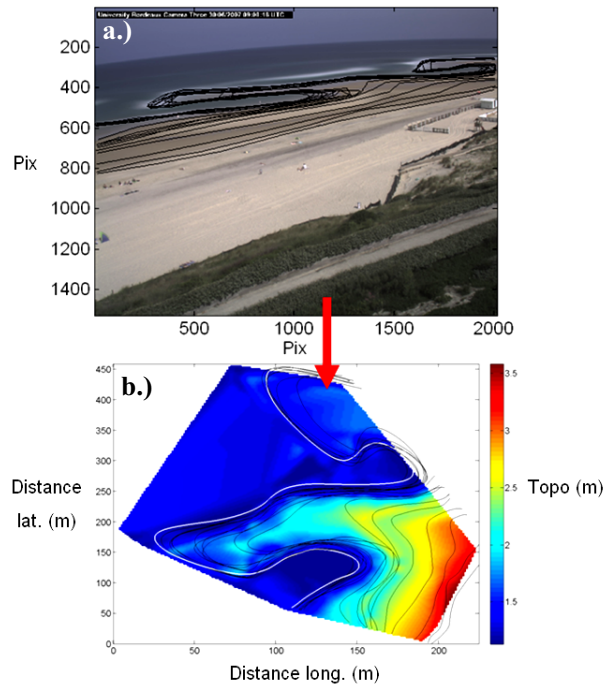


Figure 1. Estimation de la topographie par la méthode inter-tidale de suivi de la ligne d'eau. (a) En haut, lignes d'eau sur un cycle de marée superposées à une image moyennée. (b) En bas, topographie interpolée estimée avec en blanc la ligne de marée basse.

### 3.1 Module d'estimation du niveau d'eau

La hauteur d'eau qui nous intéresse ici est le niveau moyen à la ligne d'eau. Ce niveau est complexe car il dépend de plusieurs forçages. La composante

principale du niveau d'eau sur la ligne d'eau est la marée, viens ensuite la surcôte due au déferlement des vagues, puis l'effet du vent et du baromètre inverse (pression atmosphérique). Le niveau de marée est facilement accessible en utilisant des prévisions fournies par le SHOM. La surcôte au bord est évaluée avec une bonne précision par un modèle paramétrique simple (BOWEN, 1968). Le vent et la pression atmosphériques sont obtenus à partir de stations météorologiques proches du site. Afin de valider ce modèle simple d'estimation de la hauteur d'eau au bord, nous avons utilisé les données de la campagne de mesure qui s'est déroulée à Biscarrosse en Juin 2007. La prévision de marée SHOM est validée à partir d'un ADCP placé en zone subtidale (set-up nul). La comparaison (Figure 2.a) donne un déphasage de 16 minutes et une légère sous-estimation d'amplitude pour la marée prédite. Ces différences peuvent s'expliquer par la proximité avec l'embouchure du bassin d'Arcachon (25 Km) qui perturbe le signal de marée. Un ADV placé dans la zone de surf nous fournit une première approximation de la hauteur d'eau au bord. La figure 2.b montre une évolution temporelle des composantes principales de la hauteur d'eau. Il en résulte que l'association de ces composantes est très proche du niveau d'eau réel. L'erreur sur l'estimation globale est de l'ordre de 10 cm.

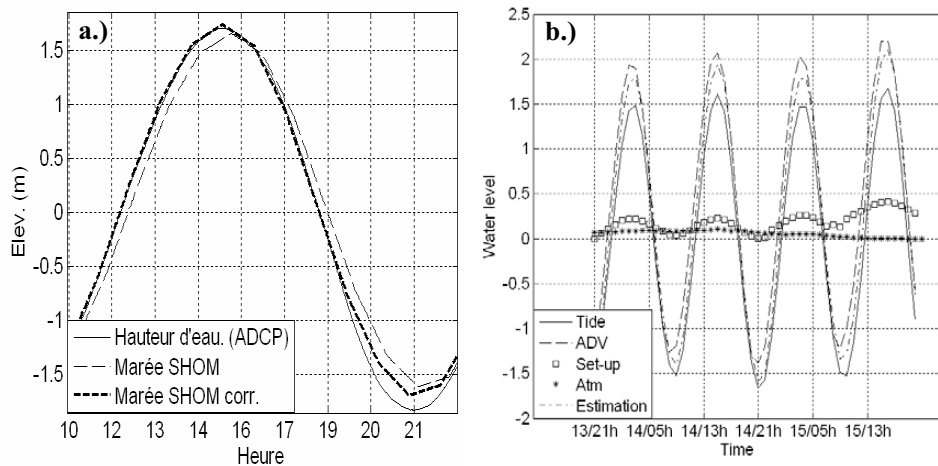


Figure 2. (a) Comparaison de la marée mesurée (ADCP) avec la marée SHOM brute (tirés fins) et corrigés (tirés épais) à Biscarrosse. (b) Contribution (en m) des différentes composantes au niveau d'eau moyen, avec la marée (trait continu), le set-up des vagues (carrés), l'effet de la pression atmosphérique (les étoiles) et l'estimation totale (tirés-pointillés) comparés au niveau d'eau moyen mesuré (ADV) dans la zone de surf (tirés)

Les importances relatives de l'effet du vent et de la pression atmosphériques étant faibles, nous choisissons de négliger ces deux composantes par la suite.

### 3.2 Module de détection de la ligne d'eau

La ligne d'eau possède des définitions variées : cela peut être le pied de dune, la ligne du zéro topographique, le maximum d'intensité lors du déferlement des vagues sur le rivage, l'extension maximum de la nappe phréatique ou encore la ligne de séparation entre le sable et l'eau. Les deux définitions les plus communes en imagerie vidéo car visuelles et adaptées aux applications voulues sont le maximum d'intensité de déferlement (IMAX) et la ligne eau/sable (RV). Certaines conditions de plage ou de luminosité favorisent l'une ou l'autre de ces méthodes : une plage réfléchive favorise RV alors qu'une plage dissipative favorise IMAX (AARNINKHOF, 2005). Pour des morphologies complexes de type doubles barres avec une barre interne transversale, la ligne d'eau ne peut plus seulement être caractérisée par le déferlement (méthode IMAX), en effet, il n'y a pas de déferlement sur la partie interne de la barre inter-tidale. Dans cette configuration, seule la méthode RV est utilisable pour caractériser l'ensemble de la ligne d'eau. Etant donné nos types de plage, nous utilisons la méthode RV par la suite.

La ligne de séparation eau/sable est calculée à partir des images vidéo comme le maximum dans le gradient du ratio (Rouge/Vert). En effet, dans l'eau l'intensité des pixels dans la bande rouge est faible alors que sur le sable, elle est très importante, et inversement pour le vert (ou bleu). Le choix de la bande verte par rapport à la bleue s'explique par le fait que l'eau sur nos côtes a une teinte plus

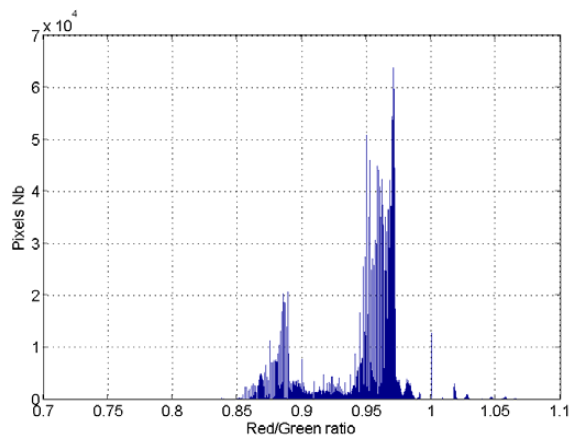


Figure 3. Histogramme représentant le nombre de pixels d'une image en fonction des valeurs du ratio (R/V). Le minimum local entre les deux maxima représente la ligne d'eau.



souvent proche du vert que du bleu (forte présence de chlorophylle). Dans la littérature, le maximum de gradient est souvent calculé sur des profils perpendiculaires le long de la côte. Cette méthode n'est valable que pour des côtes uniformes et n'est pas applicables aux morphologies plus complexes. Afin de localiser la ligne d'eau en 2D, un histogramme global représentant la valeur du ratio (R/G) est réalisé. La figure 3 montre que deux ensembles de pixels se

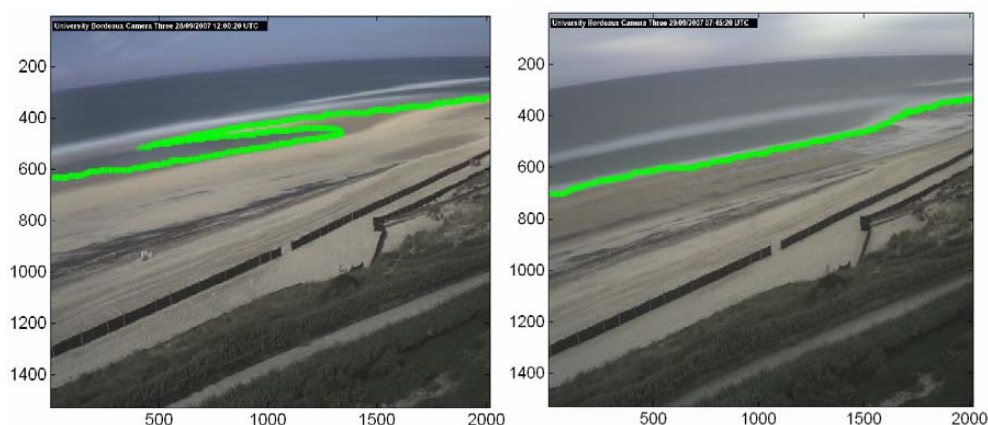


Figure 4. Exemples de détection de la ligne d'eau (en vert) à partir d'images moyennées pour deux situations différentes. A gauche, topographie complexe de marée basse. A droite topographie plus uniforme de marée haute avec présence de plaques de sable mouillé.

détachent, ceux de l'eau (ratio faible) et de la plage (ratio fort). Un minimum local est présent entre ces maxima, il représente la ligne d'eau. Le minimum s'explique par le faible nombre de pixels associés à cette zone transitoire. Afin de s'affranchir des effets de sable mouillé ou de poches d'eau qui sont inclus dans ce minimum, un léger décalage constant empirique est effectué vers des valeurs du ratio (R/G) plus faibles. Enfin, une valeur du ratio est obtenue et la ligne d'eau correspond alors aux pixels de l'image qui sont proches de cette valeur. La figure 4 montre que cette technique est robuste pour des cas de marée et de morphologie différents.

Une validation est faite à partir des données GPS de la campagne de Biscarrosse 2007 pour quantifier l'erreur de la méthode. La validation porte sur une section orthogonale à la plage suivie sur une durée de 5 jours (figure 5). L'estimation est proche de la topographie GPS les jours de faible houle (hs < 1m les 13 et 17 juin) avec une erreur moyenne inférieure à 40 cm. En présence d'une morphologie linéaire (16 juin) l'estimation est également bonne. L'estimation vidéo se dégrade toutefois les jours de forte houle (hs = 2.5 le 15 juin) ou en présence de

topographie plus complexe (14 juin). Pour toutes les topographies journalières, l'estimation vidéo reste meilleure en haut qu'en bas de plage.

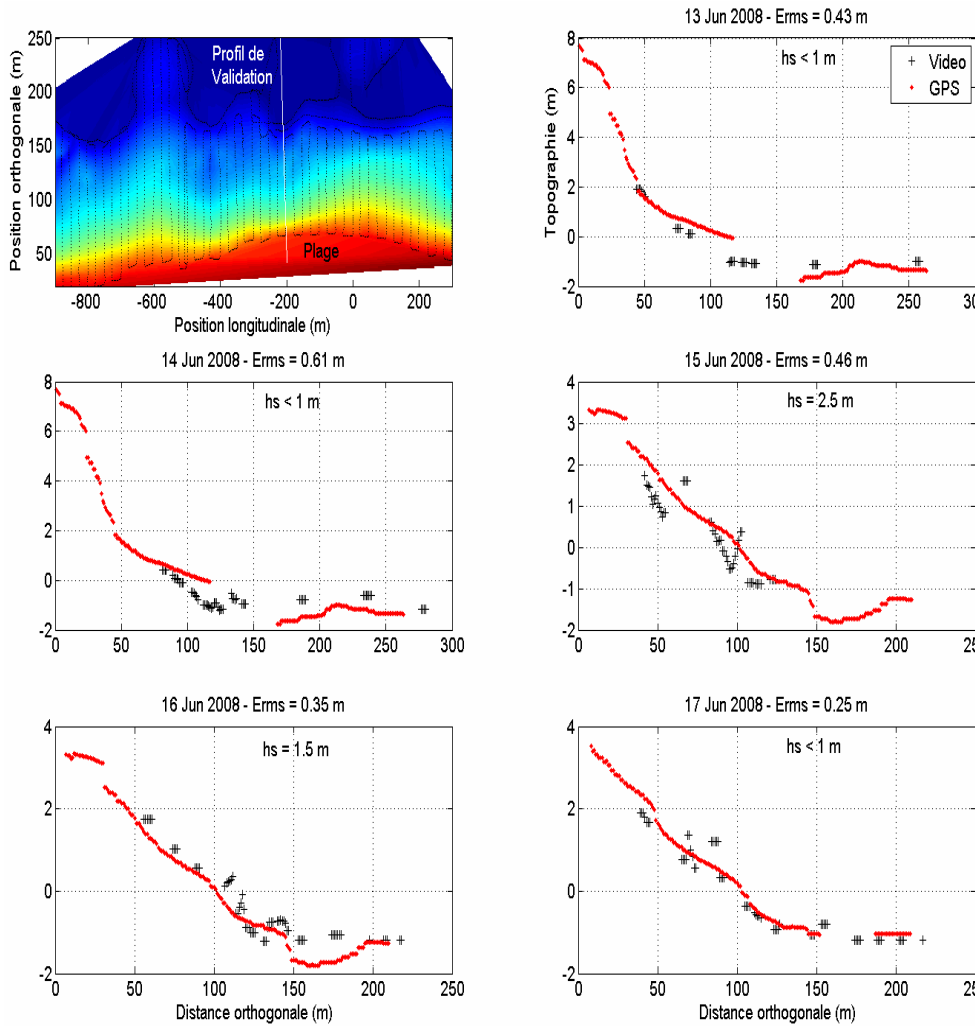


Figure 5. Validation de la méthode d'estimation vidéo de la topographie inter-tidale. La validation porte sur une section orthogonale (ligne blanche – figure en haut à gauche) à partir des points de mesure GPS. Les profils représentent les journées du 13, 14, 15, 16 et 17 Juin 2007 sur la plage de Biscarrosse (Landes, France). Les hauteurs de vague au large ( $hs$ ) sont données à titre indicatif.

#### 4 Application de la méthode

A partir d'une base de données de un an, une période particulière a été sélectionnée. Cette période s'étale du 10 août 2007 au 10 Octobre 2007. Elle est

remarquable par une alternance marquée de périodes de calme et de tempête. Durant cette période, deux événements de tempêtes espacés se sont produits : le premier du 16 au 20 août, la deuxième du 20 au 26 Août.

Durant cette période, nous avons suivi l'évolution de la hauteur significative et de la période (bouée SHOM) et l'avons comparée au volume de la plage intertidale supérieure. Le volume a été calculé par la méthode vidéo inter-tidale. Pour cette méthode, les lignes d'eau issues de plusieurs jours ont été utilisées afin de mieux estimer la topographie. A partir de la topographie estimée, le volume a été calculé sur une zone de 50 m de long correspondant au haut de plage. Pour l'étude, nous avons étudié la variation relative du volume sur cette zone par rapport au début de la période (figure 6).

Les deux événements de tempête provoquent une nette érosion du haut de plage inter-tidale, cependant la deuxième tempête a un effet plus important car elle est associée à un marnage de marée plus grand. En ce qui concerne les périodes de conditions de petites vagues, le comportement du volume est plus complexe. Durant la période post-tempête 1, le volume augmente rapidement en fin de tempête et n'évolue plus alors que le forçage est faible. La hauteur des vagues et la période très petites indiquent la présence de mer de vent. Pour la période post-tempête 2, le forçage est intermédiaire et le volume de la plage augmente tout au long de la période. La hauteur des vagues reste supérieure à un mètre et la période moyenne indique la présence de houle.

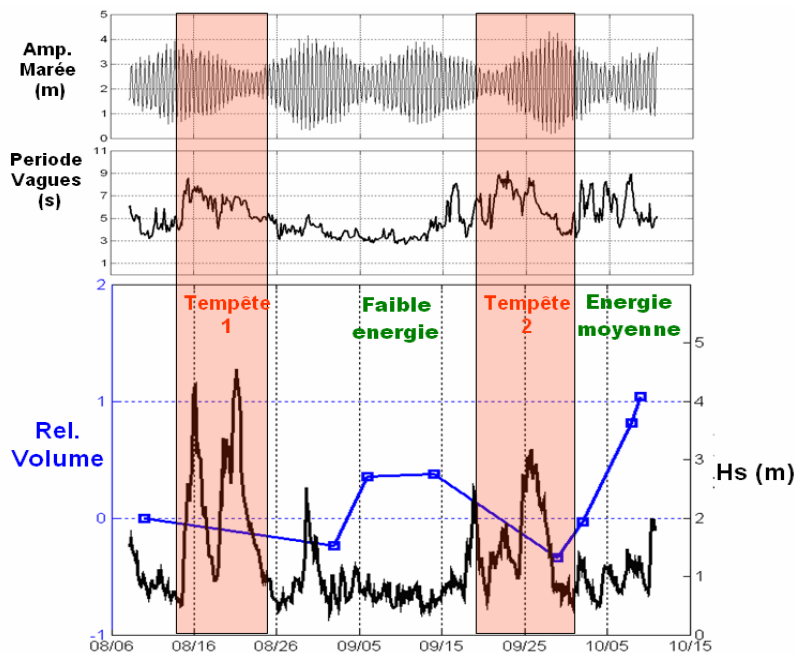


Figure 6. Evolution temporelle du 10 Août au 10 Octobre 2007 du volume relatif en fonction de la hauteur significative des vagues (en bas, courbe noire), de la période (au milieu) ainsi que de l'amplitude de la marée (en haut). Les périodes de tempêtes sont marquées par des bandes rouges.

## **5 Discussion**

Cette étude haute fréquence est limitée à un faible nombre d'évènements. Un modèle conceptuel pourrait être formulé à partir d'une série temporelle plus importante. De plus des incertitudes sont liées aux erreurs sur la méthode en elle-même et également sur la distance longitudinale considérée pour le calcul du volume. Il serait intéressant d'ajouter une estimation du volume du bas de plage inter-tidale et de suivre les transferts avec le haut de plage. Enfin, une étude similaire à JACKSON (1999) pourrait être menée en reliant la variation de volume avec le critère de Dean qui caractérise le transport perpendiculaire à la côte en fonction des conditions de vague.

## **6 Conclusions**

Nous présentons ici une méthode basée sur l'analyse d'images vidéo qui permet une estimation journalière de la topographie de la plage inter-tidale. La validation de cette méthode a été réalisée à partir des mesures GPS issues de la campagne de Biscarrosse 2007. Notre étude montre que les formes morphologiques sont bien reproduites par la méthode. En présence de topographie à barre ou en présence de houle importante, la précision est de l'ordre de 50 cm et peut être localement supérieure. Lors de conditions favorables, c'est à dire en présence d'une topographie linéaire ou de petites vagues, la précision moyenne est de l'ordre de 30 cm. Enfin, l'erreur verticale moyenne est inférieure à 50 cm.

L'application de cette méthode à haute fréquence sur une période de près de 2 mois nous a permis d'obtenir des résultats significatifs concernant les conditions d'érosion et d'accrétion de plage. Pour les deux évènements de tempête, l'érosion est clairement reliée à un pic de hauteur significative de la houle incidente (érosion significative pour  $H_s > 3$  m). La variation de volume durant les périodes de calme est beaucoup plus complexe. Dans les deux cas, l'accrétion est très importante dans les jours qui suivent la tempête alors que les conditions de vague sont intermédiaires (résultats similaires dans ALMAR et al., 2008). Enfin si l'énergie incidente diminue, l'accrétion s'arrête. Si par contre, l'énergie reste au dessus d'un seuil, l'accrétion continue. Nous montrons ici que des seuils existent entre une plage inactive, en accrétion ou en érosion pour une énergie incidente croissante. Sur notre période une « mer de vent » ( $H_s < 1$  m &  $T < 5$  s) entraîne un transport vers la côte très faible. Une petite houle intermédiaire ( $1$  m  $< H_s < 1.5$  m &  $T > 5$  s) provoque par contre de l'accrétion alors qu'une houle énergétique ( $H_s > 3$  m &  $T > 5$  s) induit de l'érosion.

## 7 Références bibliographiques

- 1 AARNINKHOF, S.G.J., TURNER, I.L., DRONKERS, T.D.T., CALJOUW, M., NIPIUS, L. A (2003). *Video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry*, Coastal Engineering, 49 (4), pp.
- 2 ALMAR R., COCO G., BRYAN K., HUNTLEY D.A., SHORT A.D., and SENECHAL N., (2008). *Video observations of beach cusp morphodynamics*, Marine Geology (in press)
- 3 BOWEN AJ, INMAN DL, SIMMONS VP (1968). *Wave set-down and setup*. J Geophys Res 73:2569–2577
- 4 BUTEL, R., Dupuis, H., et BONNETON, P. (2002). *Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data*, J. Coast. Res. **36** (special issue), pp. 96–108.
- 5 COCO, G., BRYAN, K.R., GREEN, M.O., RUESSINK, B.G., TURNER, I.L., and VAN ENCKEVORT, I.M.J., (2005). *Video observations of shoreline and sandbar coupled dynamics*, Proceedings of Coasts and Ports 2005, Adelaide, 471-476.
- 6 HOLLAND, K.T., HOLMAN, R.A.; LIPPMANN, T.C., STANLEY, J., PLANT, N.(1997). *Practical use of video imagery in nearshore oceanographic fieldstudies*. Oceanic Engineering, IEEE: Volume 22, Issue 1, Page(s):81 – 92
- 7 JACKSON, NL., (1999). *Evaluation of Criteria for Predicting Erosion and Accretion on an Estuarine Sand Beach*, Delaware Bay, New Jersey. Estuaries: Vol. 22, No. 2 pp. 215–223
- 8 PLANT, N.G., HOLMAN, R.A., (1997). *Intertidal beach profile estimation using video images*, Mar. Geol., 140, 1-24.
- 9 QUARTEL, S., A. KROON and B.G. RUESSINK, in press. *Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach*. Marine Geology.
- 10 SMITH, R., BRYAN, K. (2007). *Monitoring Beach Face Volume with a Combination of Intermittent Profiling and Video Imagery*. Journal of Coastal Research: Vol. 23, No. 4 pp. 892–898

## 8 Remerciements

La thèse de Rafael Almar est financée par la DGA et Giovanni Coco est financé par la Fondation Néo-zélandaise pour la Recherche, la Science et la Technologie. L'installation du système vidéo de Biscarrosse a bénéficié du soutien du Conseil Régional d'Aquitaine et la campagne de Biscarrosse 2007 a été financée conjointement par le SHOM et le BRGM.