



Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues

Arthur Robinet

► To cite this version:

Arthur Robinet. Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2017. Français. NNT : 2017BORD0946 . tel-01755070

HAL Id: tel-01755070

<https://theses.hal.science/tel-01755070>

Submitted on 30 Mar 2018

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

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

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par Arthur ROBINET

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITÉ : PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

**Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte
le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues**

Sous la direction de **Dr. Bruno CASTELLE** et **Dr. Déborah IDIER**

Soutenue le 15 Décembre 2017

Devant la commission d'examen formée de :

M. Philippe BONNETON	DR CNRS, Université de Bordeaux	Président
M. Stéphane ABADIE	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Rapporteur
M. Éric BARTHÉLEMY	Professeur, Groupe Grenoble INP/ENSE3	Rapporteur
M. Bruno CASTELLE	DR CNRS, Université de Bordeaux	Directeur
Mme Déborah IDIER	Docteur, BRGM	Co-Directrice
M. Xavier BERTIN	DR CNRS, Université de La Rochelle	Examineur
M. Christophe CASSOU	CR CNRS, CERFACS	Examineur
M. Gonéri LE COZANNET	Docteur, BRGM	Invité
M. Vincent MARIEU	IR CNRS, Université de Bordeaux	Invité

Remerciements

Pour ouvrir le bal des remerciements, je souhaite tout d'abord exprimer ma gratitude envers mes deux directeurs de thèse Bruno Castelle et Déborah Idier, avec qui j'ai eu la chance de réaliser ce travail de thèse. Vous êtes, tous deux, des personnes formidables, qui m'ont énormément apporté au cours de ces trois années passées ensemble, autant sur le plan professionnel que personnel. J'espère avoir l'opportunité de pouvoir continuer à travailler avec vous. Un grand grand merci pour votre investissement !

Je souhaite vivement remercier Vincent Marieu pour tous les échanges et les conseils plus qu'avisés sur l'implémentation numérique de LX-Shore. Merci aussi pour m'avoir guidé depuis le stage de master 1 dans toutes mes aventures (et déboires) en programmation. Un grand merci à toi aussi Benjamin Dubarbier pour tes scripts et tes astuces numériques qui m'ont fait économiser des heures de boulot !

Je souhaite aussi remercier Gonéri Le Cozannet, Rodrigo Pedreros et Sophie Le-cacheux que j'ai côtoyé lors de mon passage au BRGM Orléans et qui m'ont aidé sur différents aspects de mon travail de thèse.

Je souhaite remercier chaleureusement Albert Falquès, Kristen Splinter et Mitchell Harley pour avoir accepté de suivre mon travail de manière critique et d'en discuter les priorités.

Je souhaite exprimé ma gratitude envers les autres membres de mon jury de thèse que je n'ai pas encore cité, Philippe Bonneton, Éric Barthélémy, Stéphane Abadie, Xavier Bertin et Christophe Cassou, d'avoir accepté leur rôle respectif et dont les remarques, plus que pertinentes, ouvrent de nouvelles voies d'amélioration concernant mes travaux de thèse.

Je souhaite remercier chaleureusement Carlos Oliveros et Jean-Luc Foucher pour m'avoir permis de réaliser cette thèse en grande partie à EPOC, mais aussi pour la proposition de post-Doc.

Un grand merci à tous les collègues de l'équipe METHYS (du laboratoire EPOC) et de l'équipe R3C (BRGM Orléans) pour les bons moments de détente passés lors des pauses cafés, de picnics, ou de la traditionnelle galettes des rois.

Un grand merci à tous les thésards et stagiaires côtoyés pendant ces 5 années sur Bordeaux pour les bons moments passés ensemble en tout genre, tels que : les apéros doctorants avec toutes la clique des motivés comme Salomé, Barbarra, Cassandra, Barabarra et les autres cités après, les virées au café des moines avec les infatigables Maxi

Brioch et Antonie the Rat, les soirées Relâche avec Clément, Xav, Gab, Vinc mais surtout le maitre en la matière Jojo, le Halloween 2017 super gore mais gourmet de Mélina, les weekends au ski avec Lolo, Stéph, Klet, Pauline (et Kiara aussi j'imagine), Katix, Junior et Daminou, et surtout les innombrables aller-retour à l'océan avec les matinaux qui se reconnaîtront !

J'en profite pour remercier tous les ami(e)s qui m'ont accompagné et supporté pendant ces trois années et qui on su me changer les idées quand c'était nécessaire ! Merci JR et Clem pour la régalade continue à vos côtés ! Merci Zacaritus et Gros-tonir de m'avoir toujours gardé une place au Lizay les jours où ça bombardait ! Merci Arthuro alias la crevette et Antoine alias la Kliff pour ce weekend de folie à Montpellier qui m'a bien reboosté en début de rédaction de thèse. Merci Romain alias romich ou michmuch (en fonction de l'humeur) pour les coups de tel réguliers et les minutes artistiques. Un grand grand merci à Charlotte pour m'avoir tant apporté sur la dernière ligne droite !

Enfin, je souhaite remercier ma famille qui m'a soutenu et aidé tout au long de ma thèse. Un grand merci à mes parents Martine et Martin qui maintenant vont pouvoir se rassurer ... les études c'est officiellement terminées ! Merci aux frangins Seb et Jim et les belles sœur respectives Yip et Hélène pour vos conseils et aussi pour m'avoir impliqué dans vos vies respectives ! Viva la familia ! Un grand merci à toi Jim pour le coaching finale avant de monter sur le ring ! Merci aux grands parents, aux tantes et oncles et à la cousinade pour avoir toujours été présent.

Merci à tous les autres qui m'ont accompagné de près ou de loin dans cette aventure et que je n'ai pas cité par manque de ... temps ! Oulala, j'avais pas vu l'heure ! Il faut que je file à la BU, vite vite !

Table des matières

Remerciements	i
1 Introduction	1
1.1 Contexte général	1
1.2 Problématiques et objectifs de la thèse	2
1.3 Organisation du manuscrit	6
2 État de l’art	9
2.1 Introduction	9
2.2 Phénomènes et processus	12
2.2.1 Circulation atmosphérique et vents de surface	12
a) Description générale	12
b) Variabilité	14
2.2.2 Vagues et transport sédimentaire induit en zone littorale	16
a) Caractérisation des vagues	16
b) Zones de génération et climat de vagues	18
c) Propagation en zone littorale et déferlement	20
d) Courants et transport sédimentaire induits	21
2.2.3 Évolution des plages et trait de côte	24
a) Mécanismes	24
b) Le trait de côte	27
2.3 Les modèles numériques d’évolution du trait de côte	29
2.3.1 Modèles basés sur les processus physiques	29
2.3.2 Modèles cross-shore : approche empirique	30
a) Concept	30
b) Le modèle de <i>Yates et al.</i> (2009)	31
c) Le modèle ShoreFor de <i>Davidson et al.</i> (2013)	33
2.3.3 Modèles longshore : approche <i>one-line</i>	34
a) Concept	34
b) Le modèle CEM de <i>Ashton et al.</i> (2001)	38
c) Le modèle CEMSWAN de <i>Limber et al.</i> (2017)	39
d) Le modèle de <i>Hurst et al.</i> (2015)	40

2.3.4	Modèles hybrides	41
a)	Le modèle Q2D-morfo de <i>van den Berg et al.</i> (2012) . .	41
b)	Le modèle de <i>Kaergaard and Fredsoe</i> (2013a)	42
c)	Le modèle CoSMoS-COAST de <i>Vitousek et al.</i> (2017) . .	44
2.4	Positionnement des travaux de thèse	46
3	Circulations atmosphériques et évolution du trait de côte : développement d'un modèle statistique	49
3.1	Introduction	49
3.2	Modèle statistique de trait de côte basé sur les régimes de temps	51
3.2.1	Résumé	51
3.2.2	Article	51
3.2.3	Limitations et perspectives	64
3.3	Conclusions	66
4	Nouveau modèle numérique d'évolution du trait de côte : LX-Shore	67
4.1	Introduction	67
4.2	Généralités	68
4.3	Modèle cellulaire	69
4.3.1	Fraction en sédiment et trait de côte	70
4.3.2	Évolution de la fraction en sédiment	73
4.3.3	Zones non-érodables	75
4.4	Caractéristiques du trait de côte et reconstruction	76
4.4.1	Orientation locale	77
4.4.2	Positions représentatives et trait de côte complet	78
4.4.3	Prise en compte de multiples zones marines	79
4.5	Vagues	81
4.5.1	Option 1 : formule directe de <i>Larson et al.</i> (2010)	81
4.5.2	Option 2 : SWAN	82
a)	SWAN	83
b)	Grille hydrodynamique et bathymétrie	84
c)	Processus physiques et paramètres utilisés	84
d)	Conditions aux frontières et conditions initiales	85
e)	Extraction des conditions de vagues au déferlement . . .	86
f)	Couplage entre LX-Shore et SWAN	87
4.5.3	Reconstruction bathymétrique	88
4.6	Transport sédimentaire	89
4.6.1	Transport longshore	91
4.6.2	Transport cross-shore	93
4.7	Conclusions	95
5	Application de LX-Shore	97
5.1	Introduction	97

5.2	Cas test longshore : cas synthétiques	99
5.2.1	Formation d'instabilités de trait de côte	99
5.2.2	Évolutions induites par la présence d'ouvrages côtiers	101
5.3	Cas test cross-shore : site du Truc Vert	105
5.4	Cas test couplant longshore et cross-shore : plage en baie idéalisée	109
5.5	Discussion	113
5.5.1	Capacités et contributions de LX-Shore	113
5.5.2	Limitations et perspectives	118
5.6	Conclusion	120
6	Conclusion générale	123
6.1	Modèle statistique basé sur les régimes de temps	124
6.2	Modèle numérique basé sur les vagues : LX-Shore	124
6.3	Perspectives : développements, sites de test et utilisation	125
6.3.1	Modélisation statistique	125
6.3.2	Modèle LX-Shore	126
A	Article soumis à <i>Environmental Modelling & Software</i>	147
B	Résumé étendu paru dans le <i>proceeding</i> de la conférence <i>Coastal Dynamics 2017</i>	179
C	Compléments sur l'implémentation numérique de LX-Shore	191
C.1	Phase d'initialisation	191
C.1.1	Fichier de paramètres pour LX-Shore	191
C.1.2	Forçage de vagues au large	193
C.1.3	Pas de temps de calcul	193
C.1.4	Traits de côte de départ et contours rocheux	194
C.1.5	Déclaration et allocations des variables	195
C.1.6	Initialisation de la fraction en sédiment et de la fraction rocheuse	195
C.1.7	Application des lois de comportement	197
C.2	Boucle de simulation	197
C.2.1	Fichier de paramètres pour SWAN - CreateSWANInputFile	197
C.2.2	Cellules de trait de côte et caractéristiques - GetCellTypeAndSLInfo	198
C.2.3	Traits de côte continus et interpolation - GetContinuousSLAndInterpSLPos	198
C.2.4	Bathymétrie - CreateBathy	199
C.2.5	Exécution de SWAN - SYSTEM(swan_ExeName)	199
C.2.6	Paramètres de vagues au déferlement - EstimateBreakingWaveParameters	199
C.2.7	Transport sédimentaire - EstimateSedimentTransport	200
C.2.8	Évolution du trait de côte - CleanAndUpdateMorphoGrid	201
D	Exemple de fichier de paramètres pour LX-Shore	203

E Exemple de fichier de paramètres pour SWAN	207
---	------------

Chapitre 1

Introduction

1.1 Contexte général

A travers le monde, un très grand nombre de zones côtières sont devenues des zones d'urbanisation très dense (*Small and Nicholls, 2003; Hanson et al., 2011*) du fait de leur forte attractivité (Fig. 1.1a-d). Cette attractivité s'explique par le fait qu'elles offrent entre autres : l'accès à de nombreuses ressources alimentaires (pêche et aquaculture) ; des espaces de loisirs (plages et plans d'eau pour la navigation de plaisance) ; une ouverture sur le monde (transport de personnes et de marchandises) ; un climat plus tempéré que les zones continentales. Néanmoins, ce sont aussi des zones exposées à de nombreux risques naturels majeurs (Fig. 1.1e-h), tels que les cyclones (vents extrêmes), la submersion marine (d'origine météorologique, sismique ou gravitaire), ou encore l'effondrement de falaises (érosion des côtes) (*Nicholls et al., 2008; Hanson et al., 2011; Brown et al., 2013; Kron, 2013; Kennedy et al., 2013*). Des politiques de développement et d'urbanisation inadaptées peuvent rapidement fragiliser les littoraux et rendre ces zones plus vulnérables qu'elles ne le sont déjà. La mise en place de politiques de gestion raisonnée et durable, permettant de faire face aux problématiques actuelles et futures, requiert une très bonne connaissance du fonctionnement de ces zones. C'est dans ce contexte que, depuis plusieurs décennies, de nombreuses études scientifiques ont été conduites pour améliorer la compréhension des mécanismes impliqués dans la dynamique de la zone littorale (ex. : *Wright and Short, 1984; Miller, 1999; Falqués et al., 2000*), pour mieux jauger leur vulnérabilité face aux aléas climatiques (*Idier et al., 2013b; Barnard et al., 2015; Ranasinghe, 2016*), et pour proposer des stratégies de gestion adaptées et pérennes (ex. : *Stive et al., 2013; Huguet et al., 2017*). Ces études s'appuient sur des

observations actuelles (mesures directes ou indirectes de paramètres environnementaux) (ex. : *Holman and Stanley*, 2007; *Capo et al.*, 2014; *de Schipper et al.*, 2016; *Bouvier et al.*, 2017) ou historiques (archives, mémoires des anciens) (ex. : *Garnier*, 2010), mais également sur des travaux de modélisation physique en laboratoire (ex. : *Smith et al.*, 2003; *Masselink et al.*, 2016b) et numérique (ex. : *Ashton et al.*, 2001; *List and Ashton*, 2007; *Idier et al.*, 2011; *Castelle and Coco*, 2012; *Nicolae Lerma et al.*, 2017).

Les littoraux sableux ont la particularité d’être composés essentiellement de sédiments très mobiles, les rendant très vulnérables au risque d’érosion (en plus des autres risques naturels). Les plages sont en permanence remodelées par différents processus physiques agissant sur des échelles spatio-temporelles variables. A l’échelle de quelques heures à quelques jours, les courants induits par les vagues atteignant la côte peuvent provoquer des évolutions de la topographie de la plage de l’ordre de quelques mètres. On observe en particulier des variations de la pente moyenne de la plage, le déplacement des barres sableuses, et la formation/disparition de la berme de haut de plage (*Sallenger et al.*, 1985; *Gallagher et al.*, 1998; *Ruessink et al.*, 2007). A plus petites échelles temporelles, de l’ordre de quelques secondes à quelques minutes, le phénomène de jet de rive (va-et-vient de la ligne d’eau sur la partie émergée de la plage) entraîne des transferts importants de sédiments entre la partie sous-marine et aérienne de la plage. Il peut notamment conduire à une érosion rapide du pied de dune (*Nishi and Kraus*, 1996) lorsque les conditions de vagues sont intenses ou en période de niveau d’eau élevé (surcote atmosphérique, marée haute astronomique). Enfin, sur des échelles de temps supérieures, de quelques années ou décennies, des processus agissant sur le long-terme, tels que la remontée du niveau marin ou la variabilité de la dérive littorale et du débit solide des fleuves, causent des évolutions plus lentes (*Bruun*, 1962; *Ashton et al.*, 2001; *Ranasinghe et al.*, 2012). Cet effet est particulièrement visible le long des côtes où la limite du haut de plage est imposée par la présence d’infrastructures en dur et où la surface aérienne de la plage se réduit au fil des années.

1.2 Problématiques et objectifs de la thèse

Cette forte variabilité spatio-temporelle de la morphologie des plages pose alors la question de la pérennité des infrastructures construites en bordures des littoraux sableux et de la sécurité des personnes occupant ces espaces. Cette interrogation est d’autant plus justifiée que le changement climatique engendrera une élévation quasi-certaine du niveau moyen des mers de plusieurs dizaines de centimètres d’ici la fin du XXI^e siècle.

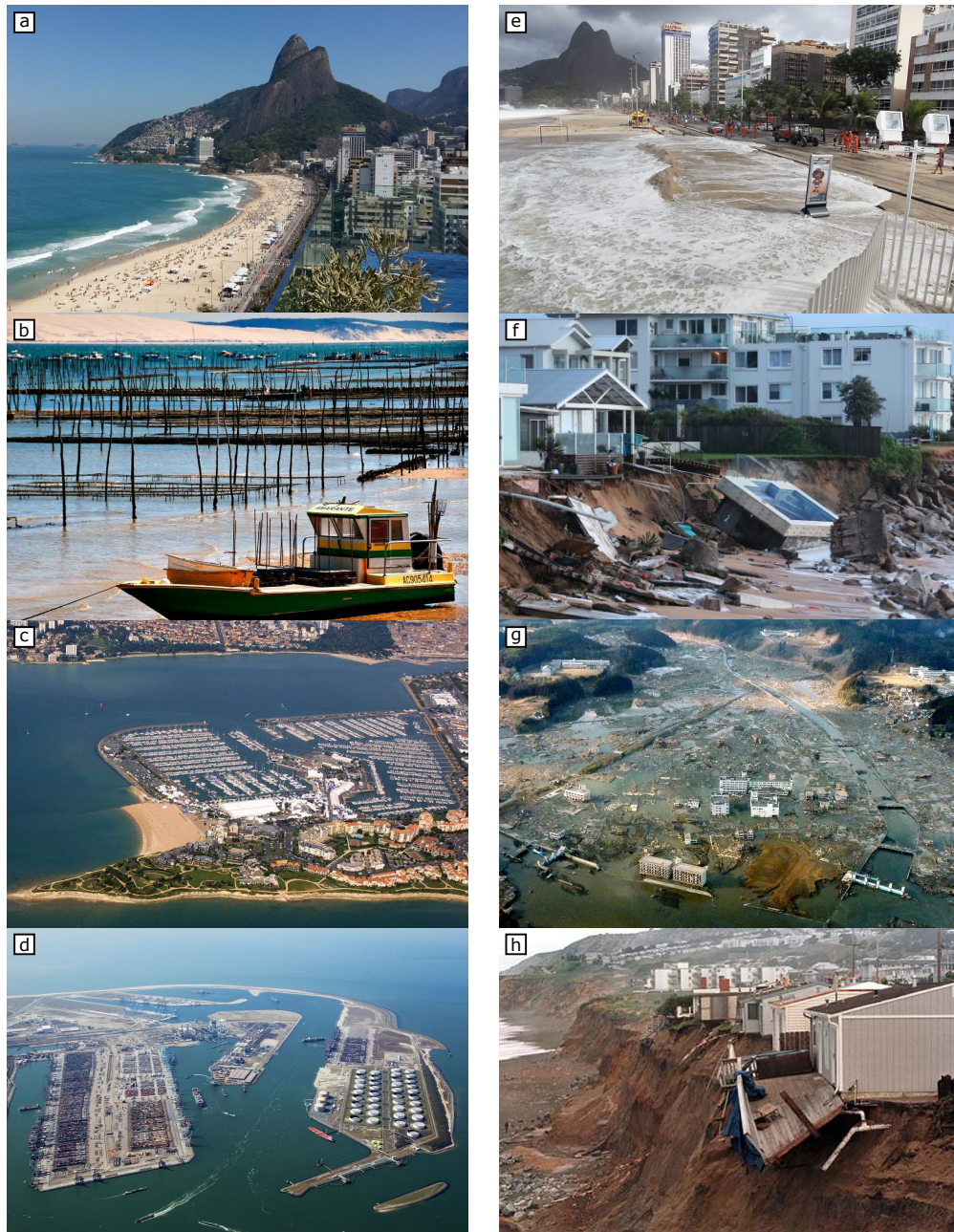


Fig. 1.1 Illustration de différents facteurs d'attractivité des zones côtières (**a-d**) et risques existants (**e-g**), avec dans l'ordre : plage d'Ipanema (Rio de Janeiro, Brésil) ; parcs ostréicoles sur le banc d'Arguin (Nouvelle Aquitaine, France) ; port de plaisance de La Rochelle (France) ; partie du port industriel de Rotterdam (Pays-Bas) ; submersion liée aux vagues sur la plage d'Ipanema ; forte érosion de la plage de Collaroy (Nouvelle-Galle du Sud, Australie) ; submersion liée au Tsunami de 2011 à Minami-sanriku (Japon) ; effondrement de falaises urbanisées le long des côtes Californienne (EU). Images obtenues via Google Image. Sources respectives : i.pinming.com ; geo.fr ; en-charente-maritime.com ; portofrotterdam.com ; rw-rjnews.blogspot.fr ; Peter Rae ; parismatch.fr ; USGS.

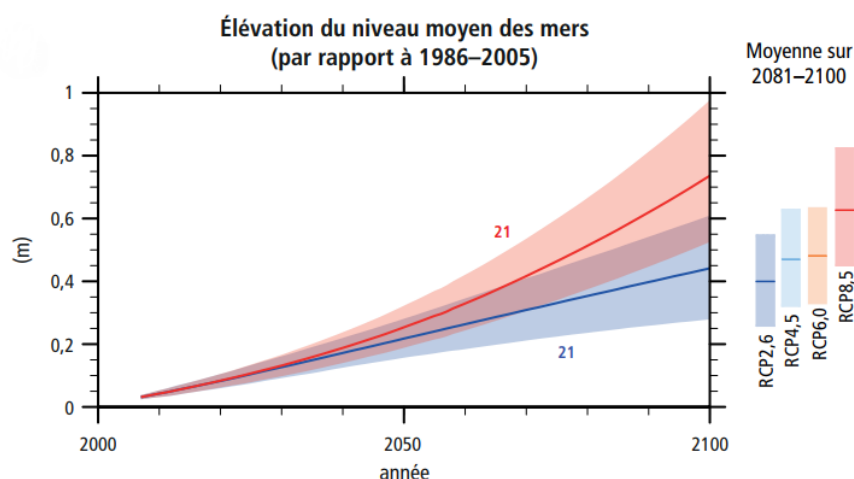


Fig. 1.2 Élévation du niveau moyen des mers entre 2006 et 2100, déterminée par des simulations multimodèles, par rapport à la période 1986-2005. Séries temporelles d'évolutions et enveloppes d'incertitudes associées pour le scénarios RCP2.6 (bleu) et scénario RCP8.5 (rouge). Les moyennes et incertitudes associées aux quatre scénarios RCP de l'IPCC sont représentées à droite du graphique. Source : GIEC (2014)

En effet, dans un scénario de développement des activités humaines caractérisé par une réduction drastique des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (scénario RCP2.6), un réchauffement moyen de 0.3 à 1.7°C, ainsi qu'une élévation moyenne des mers de 0.26 à 0.55 m (Fig. 1.2), seront probablement atteints au cours de la période 2081-2100, par rapport à la période 1986-2005 (IPCC, 2013). De plus, il est vraisemblable que le changement climatique induira d'ici la fin du siècle des modifications significatives de la circulation atmosphérique de surface (Bengtsson *et al.*, 2006, 2009; Catto *et al.*, 2011) à l'origine de la création des vagues, entraînant avec elles des changements dans les climats de vagues impactant les zones côtières (Charles *et al.*, 2012a; Laugel *et al.*, 2014). Les effets à long-terme de tels changements sur la dynamique des littoraux sableux sont encore méconnus et font l'objet de nombreux travaux de recherches.

L'évolution des littoraux sableux se traduit par des évolutions du trait de côte. L'estimation de l'aléa érosion en zone littorale s'appuie sur la connaissance (actuelle, voire future) de l'évolution de ce trait de côte. En effet, le trait de côte se définit comme l'interface physique entre la terre et la mer et il représente la limite d'action des processus marins sur la zone continentale (Boak and Turner, 2005). Il marque également la limite d'urbanisation possible d'une côte. Être capable de prévoir la variabilité future du trait de côte de manière précise et fiable est alors capital pour la mise en place de stratégies de gestion durable des zones littorales. Dans cette perspective, de nombreux modèles numériques simulant la morphodynamique des plages ont été développés

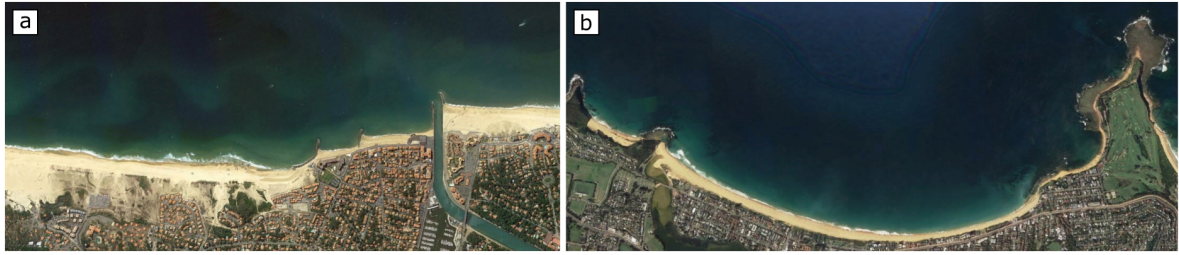


Fig. 1.3 Exemple de littoraux sableux dominés par l'action des vagues. **a** Plage de Capbreton, Nouvelle Aquitaine, France. **b** Plage de Collaroy-Narrabeen, Nouvelle-Galles du Sud, Australie. Source : Google Earth.

au cours des dernières décennies, avec par exemple Delft3D (*Lesser et al.*, 2004) ou XBeach (*Roelvink et al.*, 2009). Certains de ces modèles sont relativement complets et intègrent suffisamment de processus physiques pour obtenir des prédictions fiables. Cependant, ils nécessitent des moyens de calcul lourds et impliquent des temps de calcul très longs (*Daly et al.*, 2014). Mais, dans le cas des littoraux dominés par l'action des vagues, les approximations faites pour décrire certains processus physiques complexes peuvent introduire des erreurs qui cascaded et s'amplifient extrêmement rapidement au fil des simulations, et ce du fait des nombreuses rétroactions non-linéaires présentes dans ces modèles (*Roelvink and Reniers*, 2012). Cet effet, négligeable sur le court-terme, devient significatif dans des simulations visant à étudier la dynamique des plages sur le moyen (de l'année à la décennie) et long-terme (de la décennie aux siècles). D'autres modèles s'appuient sur une vision plus idéalisée de la zone littorale et ne considèrent que quelques processus physiques, considérés comme dominants et souvent représentés de manière simplifiée. Ces approches permettent d'obtenir des prédictions plus fiables sur les plus grandes échelles spatio-temporelles et impliquent des temps de calcul acceptables (*Murray*, 2007). Toutefois, à l'heure actuelle il n'existe pas de modèle capable simuler les évolutions du trait de côte sur des échelles temporelles allant de quelques heures à plusieurs décennies, pour des tailles de domaine d'étude allant de plusieurs centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres, avec des temps de calcul faibles, et pouvant être appliqué à une vaste gamme de littoraux (ex. : côtes ouvertes, plages en baie, flèches sableuses).

Ce travail de thèse vise à répondre à ces problématiques, pour le cas des littoraux sableux où l'action des vagues est prédominante (Fig. 1.3). D'une part, l'existence de relations entre la dynamique atmosphérique et les évolutions du trait de côte est étudiée via la construction d'un modèle statistique d'évolution du trait de côte. D'autre part, le cœur de la thèse concerne le développement d'un nouveau modèle numérique d'évolu-

tion de trait de côte est développé, afin de rendre possible la simulation des évolutions du trait de côte sur des échelles de temps allant de l'événementiel (quelques heures, tempêtes) à plusieurs décennies, et avec de faibles temps de calcul. Il doit permettre une meilleure compréhension des processus impliqués (et leur contribution respective) dans les évolutions du trait de côte le long de littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Il vise aussi à déterminer des tendances d'évolution. Le développement d'un tel modèle s'appuie sur une analyse préalable de différents modèles de trait côte existants, ce qui permet d'identifier les caractéristiques clés à prendre compte ainsi que les principales limitations dont il faut s'affranchir.

1.3 Organisation du manuscrit

Le manuscrit se compose de 6 chapitres, dont le premier est cette introduction.

Le chapitre 2 dresse un panorama des différents phénomènes et processus dont il sera fait référence tout au long de ce manuscrit, et met en évidence les liens existants entre la circulation atmosphérique, les vagues et l'évolution des littoraux sableux. Ce chapitre introduit également les principales approches de modélisation utilisées pour simuler les évolutions du trait de côte et présente un certain nombre de modèles ayant des caractéristiques intéressantes au regard des objectifs fixés.

Le chapitre 3 présente l'approche utilisée pour analyser l'existence de relations entre la dynamique atmosphérique et les évolutions du trait de côte. Plus particulièrement, en se basant sur des relations statistiques, un modèle d'évolution de trait de côte relativement simple est développé pour relier les évolutions du trait de côte de la plage du Truc Vert (Nouvelle-Aquitaine, France) à la variabilité des fluctuations atmosphériques du bassin Nord-Atlantique, pour des échelles temporelles allant des échelles saisonnières à interannuelles.

Le chapitre 4 fournit une description complète du modèle numérique d'évolution de trait de côte développé durant la thèse. La première section de ce chapitre présente les caractéristiques principales du modèle et les conditions d'application, tandis que les sections suivantes détaillent points par points ses spécificités.

Le chapitre 5 montre l'application du modèle à plusieurs cas synthétiques, l'objectif est double : donner une vue globale des capacités et performances du modèle ; montrer l'apport de combiner plusieurs approches de modélisation. Les simulations numériques

obtenues sont analysées en s'appuyant sur des observations et des travaux de modélisation similaires existants dans la littérature.

Enfin, le chapitre 6 fait le bilan des travaux présentés dans ce manuscrit et apporte des conclusions sur les méthodes explorées pour simuler les évolutions du trait de côte sur le long-terme. Des perspectives d'améliorations et d'applications sont finalement proposées.

Chapitre 2

État de l'art

2.1 Introduction

Les littoraux sableux dominés par l'action des vagues désignent les zones côtières composées de plages de sable (ouverte, en baie, ou de poche) exposées aux vagues et où les courants de marée et estuariens sont faibles (Fig. 1.3). La notion de profil est couramment utilisée pour caractériser la morphologie des plages. Le profil de plage correspond à une vue en coupe de la plage prise dans le plan vertical perpendiculairement à l'orientation de la côte, et rend compte de l'aspect général de la forme du fond marin dans ces zones (Fig. 2.1). Ces plages sont parfois bordées par un cordon dunaire. Puis de manière générale, du haut vers le bas du profil, les plages incorporent une zone généralement sèche appelée arrière plage, une berme, puis parfois une alternance de fosses et de barres dont le nombre varie en fonction notamment de la taille de grain et des régimes de vagues et de marée (*Wright and Short*, 1984; *Wright et al.*, 1985). La plage peut être découpée en trois zones : la zone supratidale (généralement émergée), la zone intertidale (partiellement immergée), et la zone subtidale (toujours immergée). La délimitation entre ces zones est définie par les limites haute et basse des marées de plus fortes amplitudes (Fig. 2.1). Pour faciliter l'étude des plages et la description des processus régissant les évolutions, il est usuel d'introduire un référentiel cartésien local dont le premier axe est donné par la direction parallèle à la côte, dit *longshore*, et le second axe par la direction perpendiculaire à la côte, dit *cross-shore*, et pointant vers le large.

Les évolutions de la plage s'opèrent sur de nombreuses échelles spatiales et temporelles (*Stive et al.*, 2002) qui sont illustrées par la figure 2.2. En règle générale, les

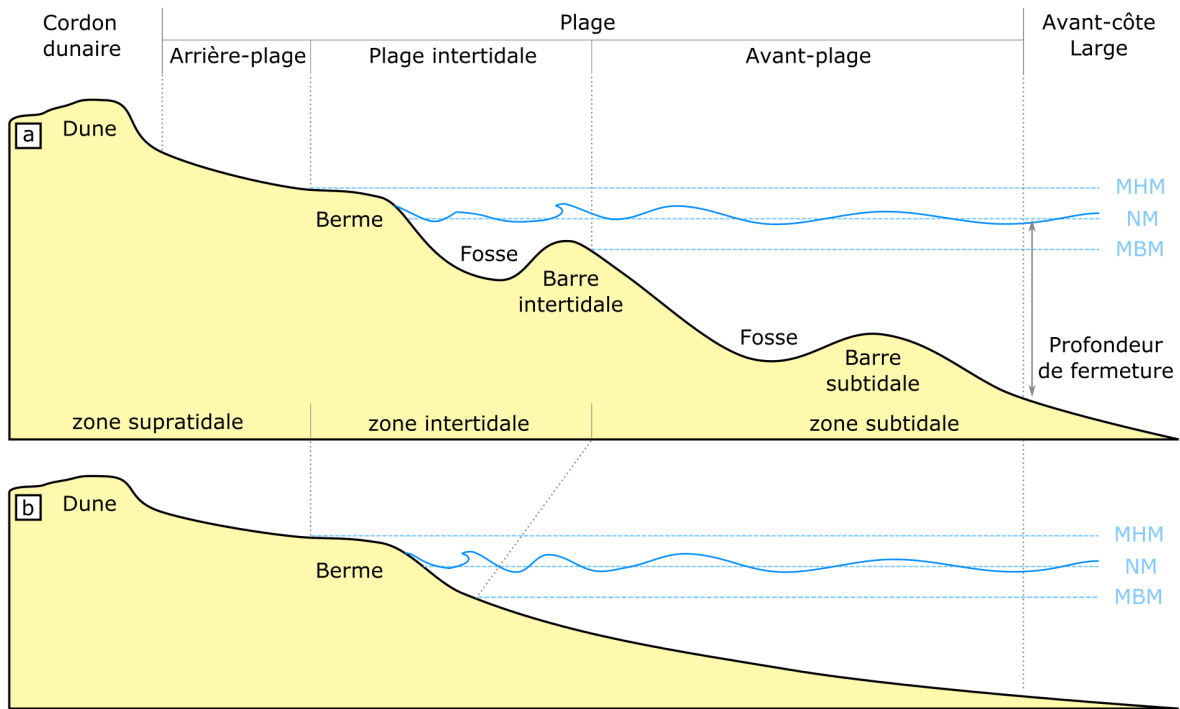


Fig. 2.1 Exemple de profils types pour une plage sableuse à barres (a) ou non (b) dominée par l'action des vagues et dénomination des différents compartiments de la zone littorale. MHM, MBM et NM désignent respectivement la marée haute maximale, la marée basse maximale et le niveau moyen.

échelles spatiales mises en jeu sont relativement proportionnelles aux échelles de temps considérées (*Stive et al.*, 1990). Comprendre la dynamique de la zone littorale nécessite une bonne connaissance des phénomènes impliqués et des processus physiques hydro-sédimentaires qui s'y réalisent. De manière schématique, au large, le vent de surface génère des vagues qui se propagent jusqu'à la côte. La présence de vagues en zone littorale induit de nombreux courants et turbulences dans la colonne d'eau, qui génèrent du transport sédimentaire. Enfin, les gradients de flux sédimentaire contrôlent les zones d'accrétion et d'érosion sur la plage. A cela, s'ajoute la variabilité du niveau marin, qui module l'impact des processus hydro-sédimentaires sur la plage, avec une élévation du niveau moyen des mers pouvant causer une érosion de la côte (*Bruun*, 1962; *Bird and Lewis*, 2015). Enfin les stocks sédimentaires présents sur le plateau continental et le débit solide des fleuves représentent des sources de sédiment qui peuvent aussi participer à la dynamique de la zone littorale.

Le développement de modèles d'évolution du trait de côte peut se faire selon plusieurs niveaux de complexité en fonction du nombre de processus qu'ils intègrent. Ces modèles sont le plus souvent appliqués localement au niveau de la zone littorale (ex. :

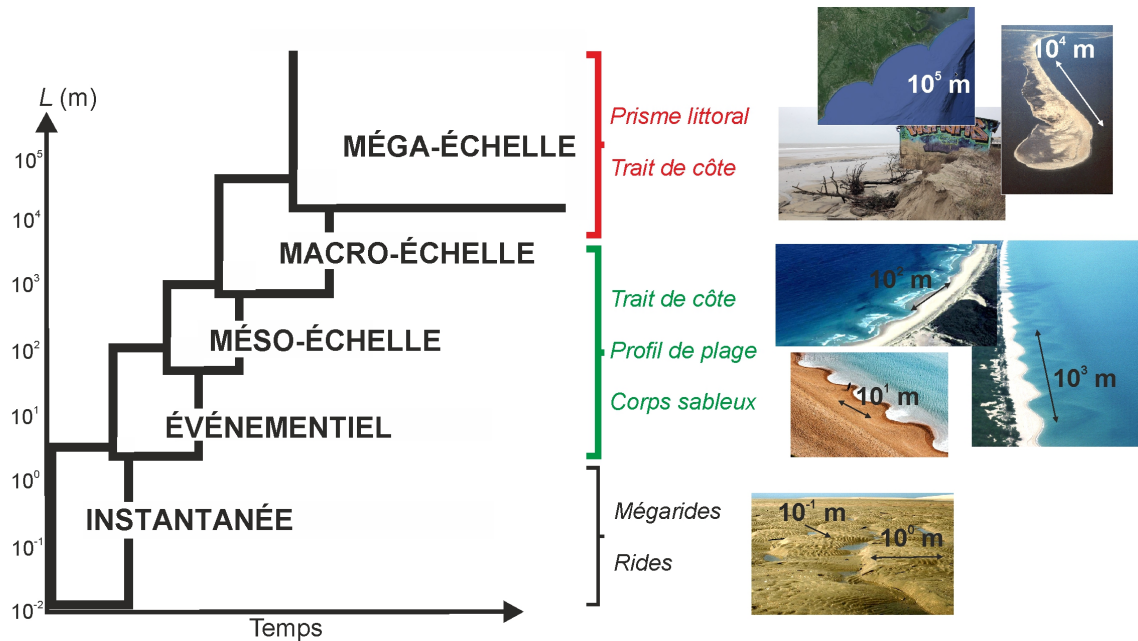


Fig. 2.2 Échelles spatiales et temporelles impliquées dans la dynamique des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Adaptée de *Castelle (2009)*.

Hanson, 1989; Ashton et al., 2001; Arriaga et al., 2017; Vitousek et al., 2017). Ils ne s'attachent donc pas à résoudre la génération des vagues à partir de la circulation atmosphérique de surface, mais utilisent directement des séries temporelles de vagues en entrée. Ces données de vagues peuvent être issues de mesures directes (ex. bouée) ou extraites de sorties de modèles de vagues forcés par des champs de vents de surface (*Charles et al., 2012a,b; Laugel et al., 2014*). Les modèles d'évolution du trait de côte se concentrent alors principalement sur la propagation des vagues, les courants, le transport sédimentaire en zone littorale, et les évolutions du trait de côte qui en résulte. Toutefois il convient de bien comprendre comment les vagues atteignant les côtes sont reliées à la dynamique atmosphérique pour anticiper l'impact futur du changement climatique.

Ce chapitre se concentre d'abord sur la description des phénomènes et processus contrôlant les évolutions du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Il présente ensuite les différentes approches de modélisation existantes pour simuler ces évolutions. Enfin, les choix effectués et la direction prise au cours de la thèse sont justifiés au regard de ces éléments.

2.2 Phénomènes et processus

2.2.1 Circulation atmosphérique et vents de surface

a) Description générale

La circulation atmosphérique trouve son origine dans le fait que l'énergie du soleil atteignant la Terre est inégalement absorbée à surface de la planète (*Marshall and Plumb*, 2008). Ces inégalités de répartition résultent principalement du fait que : la Terre est un sphéroïde, l'énergie est alors plus concentrée autour de l'équateur ; le Terre est inclinée et tourne autour du soleil et sur elle-même, provoquant une variabilité spatio-temporelle de l'ensoleillement ; les océans et les continents n'ont pas la même capacité d'absorption et le même albédo ; la proportion de surface terrestre n'est pas le même dans les deux hémisphères. De plus, la composition de l'atmosphère, variable autour du globe, module aussi l'énergie atteignant la surface de la Terre via des processus tels que l'absorption directe de l'énergie solaire, ou encore l'effet de serre. Des circulations de grandes échelles se mettent alors en place dans l'atmosphère (Fig. 2.3), mais aussi au sein des océans, pour compenser les déséquilibres thermiques à la surface du globe. Dans chaque hémisphère, la circulation atmosphérique de surface au-dessus des océans est caractérisée par la présence de vents dominants d'est entre 0 et 30° de latitude (les alizés) et entre 60 et 90° de latitude (les vents polaires). Entre ces deux zones, la circulation de surface est marquée par l'alternance de conditions anticycloniques et de systèmes dépressionnaires transitoires se déplaçant d'ouest en est, résultant en une dominance de vents de surface venant de l'ouest.

Ces circulations de surface sont le reflet de l'existence de mécanismes physiques et thermodynamiques complexes gouvernant l'ensemble de l'atmosphère, tels que : le développement des cellules de circulation verticale de grandes échelles dites de Hadley, de Ferrel et polaire (Fig. 2.3) (*Huang and McElroy*, 2014) ; la force de Coriolis qui dévie la trajectoire des masses d'air en mouvement ; ou encore les interconnexions atmosphériques existant entre les différents bassins océaniques. A une échelle plus régionale, d'autres mécanismes peuvent aussi jouer un rôle déterminant sur la variabilité de la circulation atmosphérique. Les courants océaniques, qui redistribuent la chaleur accumulée de l'équateur vers les pôles, sont une source d'instabilité pour l'atmosphère et participent au développement des systèmes dépressionnaires. La morphologie des bassins océaniques impacte aussi la dynamique et les trajectoires possibles des dépressions, en

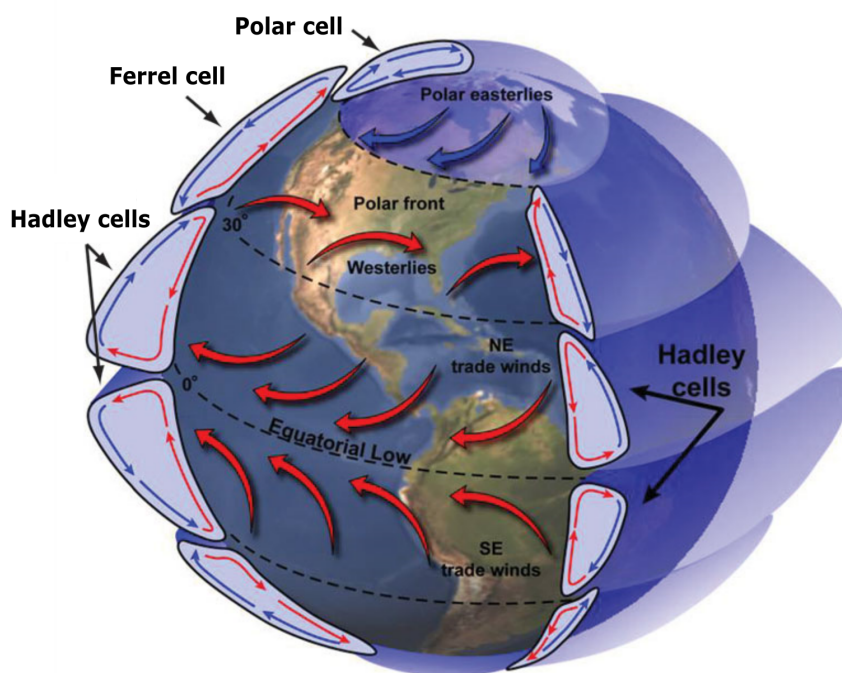


Fig. 2.3 Représentation des grandes cellules de convection atmosphérique et des vents de surface dominants. Source : bitsofscience.org.

imposant des contraintes sur les courants et la répartition de l'énergie accumulée. Enfin, les saisons jouent un rôle primordial sur la circulation atmosphérique en superposant aux tendances générales une forte variabilité spatio-temporelle.

La circulation atmosphérique, et plus particulièrement celle de la surface impacte directement nos sociétés en imposant des contraintes environnementales auxquelles il faut faire face. Prévoir le développement d'événements météorologiques extrêmes tels que les tempêtes, les pluies intenses, ou encore les vagues de forte chaleur, est capitale pour assurer la sécurité des personnes et la pérennité des activités. Comme expliqué précédemment, ces événements sont en général imbriqués dans une dynamique de plus grande échelle qu'il convient de comprendre. Cependant, appréhender la variabilité de la circulation atmosphérique à l'échelle des bassins océaniques ou de la planète n'est pas simple car elle recoupe de nombreuses échelles spatio-temporelles et de nombreuses rétroactions avec les océans.

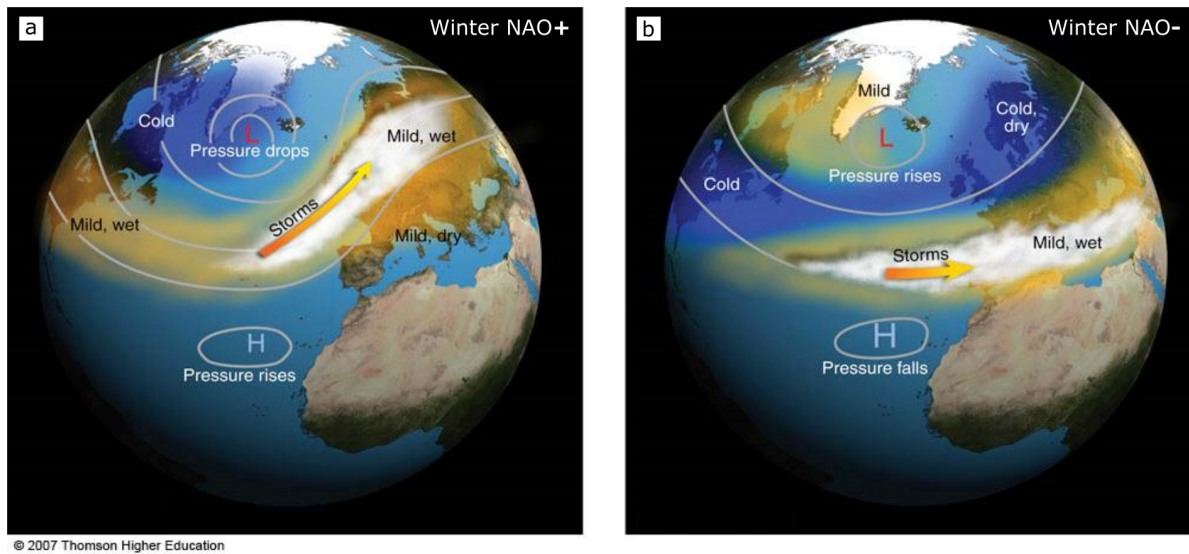


Fig. 2.4 Conséquences météorologiques sur l'Europe de l'Ouest associées aux phases positive (a) et négative (b) de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Source : 2007 Thomson Higher Education.

b) Variabilité

Au début du XX^e, il a été mis en évidence que certaines fluctuations atmosphériques s'opéraient à travers des modes bien définis se répétant dans le temps. Par exemple, l'arrivée des tempêtes hivernales sur les côtes atlantiques de l'Europe de l'Ouest suivent toujours le même schéma caractérisé par la présence d'un gradient de pression latitudinal entre un centre de haute pression proche des Açores et un centre de basse pression au niveau de l'Islande. Cependant, la position et l'intensité de ce dipôle de pression peut varier à l'échelle saisonnière et interannuelle. Les années marquées par un renforcement de ce gradient seront marquées par des trajectoires de tempêtes dirigées vers l'Europe du Nord, laissant un climat plus sec sur l'Europe du Sud (Fig. 2.4a). A l'inverse, un affaiblissement de ce gradient conduira à la formation de tempêtes de plus faible intensité et dirigées vers le sud de l'Europe, tandis qu'un climat froid et sec se maintiendra en Europe du Nord (Fig. 2.4b). Ce mode de variabilité est connu sous le nom de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) (*Walker and Bliss, 1932; Wallace and Gutzler, 1981; Hurrell et al., 2003*). D'autres modes caractéristiques de la variabilité atmosphérique ont pu être mis en évidence par l'analyse de gradients de pression mesurés entre des zones relativement éloignées tels que l'Oscillation Arctique (*Lorenz, 1951; Thompson and Wallace, 1998*) et l'Oscillation Australe (*Walker, 1924; Rasmusson and Wallace, 1983*) qui impactent respectivement la climatologie de l'hémisphère Nord et du Pacifique Sud.

Ces modes préférentiels de la variabilité atmosphérique sont connus sous le nom de téléconnexions atmosphériques. Une approche linéaire est usuellement adoptée pour décrire ces téléconnexions. Il est supposé que l'amplitude de chaque mode de variabilité varie au travers de deux phases de même structure spatiale mais de polarité opposée, que l'on désigne par phase positive et phase négative (*Hurrell et al.*, 2003). Historiquement, l'amplitude et la variabilité des téléconnexions ont été déterminées par le calcul d'indices se basant sur les gradients normalisés de pression de surface calculés entre deux ou plusieurs stations de mesures relativement éloignées. Plus récemment, l'amélioration des connaissances et des moyens informatiques a rendu possible la détermination des téléconnexions et de leur variabilités via des méthodes basées sur la décomposition en fonctions orthogonales (EOF) (ex. : *Thompson and Wallace*, 1998; *Ambaum et al.*, 2001), ou sur l'analyse en composantes principales avec rotation (RCPA) (ex. : *Barnston and Livezey*, 1987), qui sont appliquées aux champs d'anomalies de pression de surface ou de hauteur d'un géopotential, pour l'hémisphère étudié. Par exemple, *Barnston and Livezey* (1987) ont ainsi identifiés 10 principaux modes de variabilité atmosphérique pour l'hémisphère Nord, dont les plus connus en Europe de l'Ouest sont la NAO et l'*East Atlantic pattern* (EA). L'analyse des séries temporelles des indices climatiques qui leur sont respectivement associées permet d'identifier la dominance de certains modes par rapport à d'autres et de mieux cerner la manière dont l'atmosphère fluctue sur une période donnée.

Des approches non-linéaires peuvent également être employées pour déterminer les modes préférentiels de la variabilité atmosphérique (*Hurrell et al.*, 2003; *Cassou et al.*, 2004; *Johnson et al.*, 2008). Ces approches permettent de s'affranchir des hypothèses de la symétrie spatiale des deux phases d'un même mode de variabilité ou de l'existence de deux phases de polarité opposée. Ces caractéristiques n'étant pas toujours observées dans la nature (*Cassou et al.*, 2004; *Barrier et al.*, 2014), faire ces hypothèses peut conduire à une mauvaise interprétation de la variabilité atmosphérique. Pour déterminer les modes récurrents et persistants de la variabilité atmosphérique sur le bassin Nord-Atlantique durant la saison hivernale, *Michelangeli et al.* (1995) et *Cassou et al.* (2011) ont par exemple appliqué la méthode de partitionnement dite *k-means* aux champs de hauteur de géopotential à 700 hPa et 500 hPa, respectivement. De tels modes sont appelés régimes de temps (*Vautard*, 1990) et les tests de reproductibilité menés par *Michelangeli et al.* (1995) et *Cassou et al.* (2004) montrent qu'un partitionnement de la variabilité atmosphérique optimal est obtenu via quatre classes, auxquelles sont associées les centroides de régimes de temps. Les séries temporelles d'occurrences journalières des

régimes de temps sont ensuite déterminées en associant chaque journée à l'un des 4 régimes de temps (*Cassou et al.*, 2011). Cette association est faite au regard de la similarité entre les champs journaliers de hauteur de géopotentiel et les centroïdes des régimes de temps. Cette donnée peut également être intégrée sur la saison, donnant alors une valeur représentative de l'occurrence moyenne de chacun de ces régimes temps au cours d'une saison. Les régimes de temps identifiés sont le régime Zonal (ZO), le régime *Greenland Anticyclone* (GA), le régime *Atlantic Ridge* (AR), et le régime de Blocage (BL). Cette approche initialement appliquée à la saison hivernale, a été étendue à la saison estivale par *Cassou et al.* (2005), puis aux autres saisons dans les travaux de thèse de *Charles* (2012).

En offrant la possibilité de décrire la circulation atmosphérique par des indices climatiques ou des occurrences de régimes de temps, il devient plus aisé d'établir des relations entre certains modes de variabilité de la circulation atmosphérique et des grandeurs physiques à l'échelle régionale telles que la température de l'air (*Cassou et al.*, 2005; *Yiou and Nogaj*, 2004; *Plaut and Simonnet*, 2001), les précipitations (*Yiou and Nogaj*, 2004; *Plaut and Simonnet*, 2001), les vents de surface (*Cassou et al.*, 2011), la hauteur du niveau marin (*Tsimplis and Shaw*, 2008; *Ullmann and Moron*, 2008; *Ullmann and Monbaliu*, 2010; *Barrier et al.*, 2013), les conditions de vagues (*Bacon and Carter*, 1993; *Wang and Swail*, 2001; *Woolf et al.*, 2002; *Charles et al.*, 2012b; *Bertin et al.*, 2013; *Santo et al.*, 2015; *Martínez-Asensio et al.*, 2016; *Castelle et al.*, 2017b), le transport sédimentaire le long des côtes (*Splinter et al.*, 2012), ou encore le trait de côte (*Ranasinghe et al.*, 2004; *Kuriyama et al.*, 2012; *Barnard et al.*, 2015). Les modes de variabilités identifiés semblent être des propriétés intrinsèques de la dynamique atmosphérique, du moins à l'échelle de plusieurs décennies voire jusqu'au siècle (*Plaut and Simonnet*, 2001).

2.2.2 Vagues et transport sédimentaire induit en zone littorale

a) Caractérisation des vagues

En soufflant sur la surface des océans, mers et lacs, le vent génère un mouvement oscillant de la surface libre de l'eau dont les caractéristiques dépendent de celles du vent : la force et la durée du coup de vent, ainsi que le fetch (distance sur laquelle le vent souffle). Ce mouvement oscillant de la surface libre est alors entretenu et propagé par la présence de forces de rappels liées à la gravité et aux tensions de surface. Ces

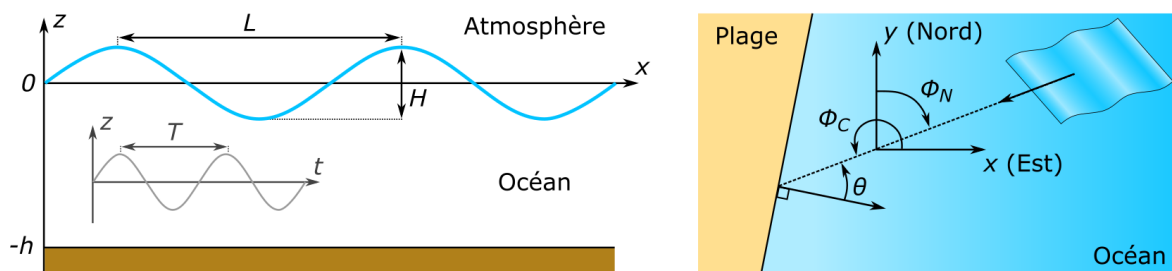


Fig. 2.5 Représentation sinusoïdale des vagues et grandeurs caractéristiques. La direction des vagues peut être définie selon la convention nautique (ϕ_N) ou cartésienne (ϕ_C), avec $\phi_C = 270 - \phi_N$. L'angle d'incidence des vagues (θ) est mesuré par rapport à la direction normale à la côte.

ondes progressives sont dites gravitaires lorsque la force de gravité domine tandis qu'elles sont dites capillaires lorsque les tensions de surface prévalent. Le terme de vague désigne habituellement ces ondes gravitaires qui sont caractérisées par une amplitude supérieure à quelques centimètres et dont la période est généralement comprise entre 2.5 et 25 secondes.

Les vagues sont couramment idéalisées par une onde sinusoïdale de longueur d'onde L (ou de nombre d'onde k), de hauteur H et de période T (ou de fréquence $f = 1/T$) (Figure 2.5) et qui se propage à une vitesse de phase $C = L/T$. Plusieurs conventions existent pour définir la direction des vagues ϕ . Dans la convention nautique, cette direction (ϕ_N) correspond à l'angle formé entre la direction de provenance et le nord, suivant une convention horaire. Inversement, dans la convention cartésienne, la direction des vagues (ϕ_C) est donnée par l'angle formé entre la direction de propagation des vagues et l'est, suivant une convention anti-horaire (Figure 2.5).

Au sein des zones de génération, les vagues se développent de manière chaotique et peuvent présenter une très forte variabilité en hauteur, direction et période. Le terme de mer de vent est utilisé pour désigner un tel champ de vagues (Fig. 2.6a). A l'inverse, en se propageant hors de ces zones les vagues ont la propriété de s'organiser en fonction de leur période respective, donnant naissance à un champ de vagues plus régulier appelé houle (Fig. 2.6b). Cependant, en condition naturelle un champ de vagues ne se compose jamais d'une seule onde mais plutôt d'une multitude d'ondes se superposant les unes aux autres et qui ont la tendance à se propager en groupe. Pour caractériser les mers de vent et les houles il convient alors d'utiliser des statistiques de paramètres de vagues telles que la hauteur significative H_s (correspond à la moyenne du tiers supérieur des hauteurs de vagues), la période moyenne T_m et la direction moyenne ϕ_m .

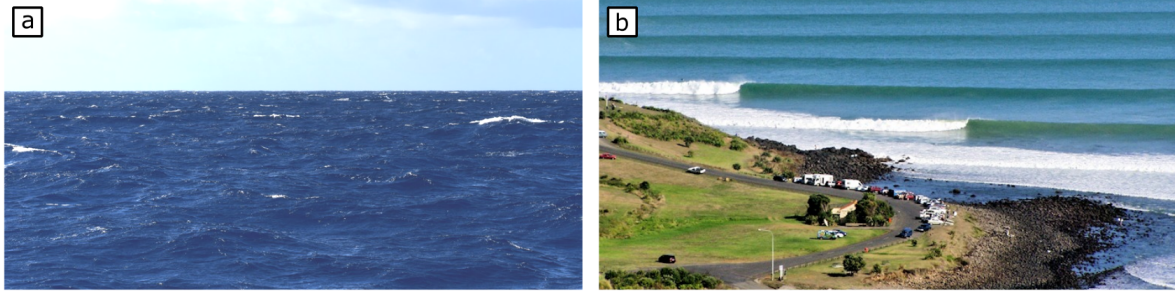


Fig. 2.6 Illustration d'une mer de vent au large (a) et d'une houle rangée arrivant à la côte (b). Sources : scienceblog.eumetsat.int et surfertoday.com.

La théorie linéaire introduite par Airy au XIX^{ème} siècle, décrivant la surface libre comme une onde sinusoïdale, permet d'étudier la dynamique des vagues du large jusqu'au déferlement de manière satisfaisante pour une certain nombre d'applications. Elle s'appuie sur la relation de dispersion qui relie entre elles certaines caractéristiques des vagues et qui s'écrit :

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

où $\omega = 2\pi/T$ est la pulsation, $k = 2\pi/L$ le nombre d'onde, g la constante de gravitation, et h la profondeur. Cette relation montre que la longueur d'onde et la période des vagues ainsi que la profondeur sont liées. Une analyse plus approfondie révèle que les vagues de plus grandes périodes se propagent plus rapidement et que la réduction de la profondeur cause une diminution des vitesses de propagation. Pour obtenir plus de détails sur les caractéristiques des vagues et le formalisme mathématique dans le cadre de la théorie linéaire des vagues, le lecteur est invité à consulter des ouvrages dédiés au vagues tels que *Young* (1999b).

b) Zones de génération et climat de vagues

Les vagues sont générées dès lors qu'une circulation de surface est présente au-dessus des océans et des mers. Il faut toutefois que les vents de surface soufflent suffisamment fort et longtemps et sur une distance suffisamment longue pour que les déformations induites à la surface de l'eau se transforment en vagues capables de traverser les mers et les bassins océaniques. Les propriétés des vagues sont directement liées aux caractéristiques des vents de surface qui ont participé à leur formation mais sont aussi impactées par la distance parcourue depuis que les vagues ont quittées la zone de génération (*Young*, 1999a).

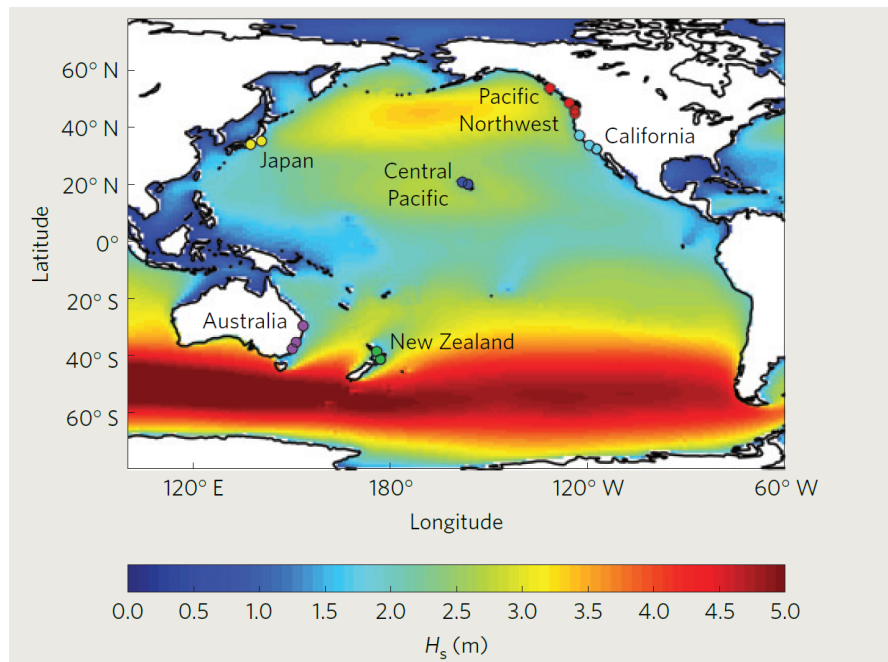


Fig. 2.7 Hauteur significative des vagues moyennée entre 1996 et 2005 dans l'océan Pacifique. Source : Barnard et al. (2015).

Les alizés et les vents polaires génèrent des vagues de faibles énergies se propageant principalement vers l'ouest dans les basses et hautes latitudes, respectivement. Toutefois, dans les basses latitudes des cyclones tropicaux peuvent épisodiquement se former dans des zones bien précises et générer localement des vagues extrêmement énergétiques. Dans les moyennes latitudes ($\geq 30^\circ$ et $\leq 60^\circ$) les systèmes dépressionnaires sont caractérisés par la présence de vents de surface de forte intensité dirigés en moyenne vers l'est. Cette circulation zonale est capable de générer des vagues très énergétiques pouvant se propager vers l'est d'un bout à l'autre du bassin océanique dans lequel elles se forment. Ce gradient latitudinal de l'énergie des vagues à la surface des océans est partiellement représenté sur la figure 2.7 qui montre les hauteurs significatives moyennes de vagues pour l'océan Pacifique. Les saisons jouent également un rôle sur les caractéristiques des vagues générées car elles modulent l'intensité des circulations dominantes et des systèmes dépressionnaires ainsi que la fréquence d'occurrence de ces derniers. Cette forte variabilité spatio-temporelle des conditions de vagues à l'échelle globale est illustrée dans les travaux de Young (1999a) et Espejo et al. (2014).

Le climat de vagues auquel une côte est exposée dépend essentiellement de la position et de l'orientation de cette côte vis à vis des circulations de surface capables de générer de la houle ou de la mer de vent. Les plages ouvertes sont plus exposées que

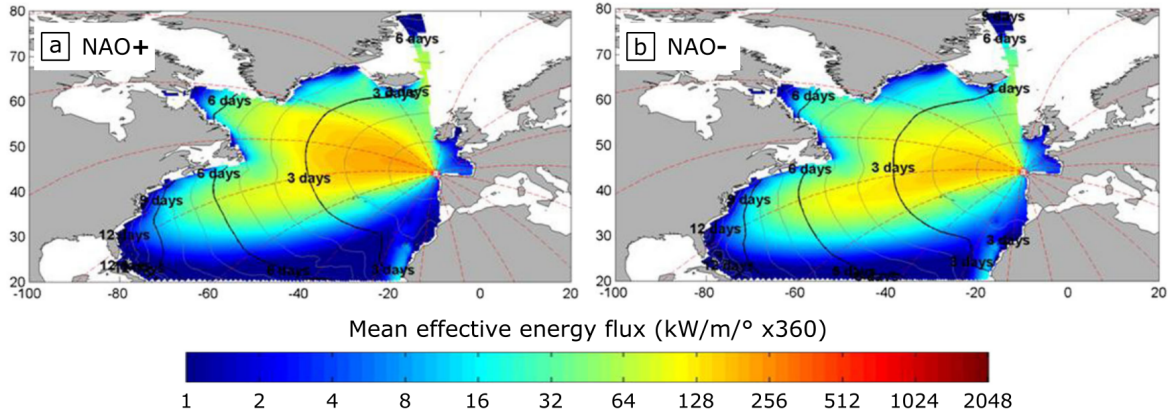


Fig. 2.8 Flux d'énergie effectif moyen dirigé vers les côtes nord-ouest de l'Espagne en période de phase positive (a) et négative (b) de l'Oscillation Nord Atlantique, et temps de propagation associés (lignes de niveau noires). Source : Pérez et al. (2014).

les plages en baie ou les plages de poche, et reçoivent l'influence de vagues provenant d'une plus large gamme de directions. Tout changement significatif de la circulation atmosphérique de surface entraîne des modifications sur les climats de vagues locaux. Par exemple, les travaux de Pérez et al. (2014) ont montré que l'alternance des phases positive et négative de la NAO provoquent des variations de l'origine, de l'intensité et du temps de propagation des flux d'énergie générés dans l'océan Nord-Atlantique et dirigés vers les côtes nord-ouest de l'Espagne (Fig. 2.8). Ces côtes sont exposées à des vagues plus énergétiques pendant la phase positive de la NAO. De plus, durant cette phase les vagues les plus énergétiques atteignent les côtes avec une direction ouest à nord-ouest, tandis que durant la phase négative ces vagues proviennent essentiellement de la direction ouest.

c) Propagation en zone littorale et déferlement

A l'approche des côtes, les vagues vont peu à peu subir des transformations du fait que la hauteur de la colonne d'eau se réduit et que le flux d'énergie apporté par les vagues est en grande partie conservé. Le phénomène de levée (ou *shoaling*) est causé par réduction de la vitesse des vagues elle-même induite par une réduction de la profondeur. La période des vagues étant constante, la longueur d'onde se réduit, autrement dit les vagues se raidissent (Fig. 2.9). Au début de ce phénomène il se produit une légère diminution de la hauteur des vagues suivie d'une augmentation progressive jusqu'au point de déferlement. Au cours de ce phénomène les vagues deviennent peu à peu asymétriques. Un autre phénomène présent en zone littorale est la réfraction des vagues qui se

caractérise par un alignement des crêtes des vagues parallèlement aux iso-contours bathymétriques. Ce processus s'accompagne d'une variation du flux d'énergie apporté par les vagues qui peut être homogène dans le cas où les iso-contours sont parallèles entre eux, ou variable lorsque la bathymétrie est plus complexe. Dans ce dernier cas, il se crée des zones de convergence et de divergence d'énergie. La présence de courants peut également provoquer un phénomène de réfraction du champ de vagues. Enfin, la présence de structures s'opposant à la propagation des vagues peut générer des phénomènes de diffraction complexes qui entraînent une modification des caractéristiques des vagues en aval du franchissement de ces obstacles. Par ces trois mécanismes, les propriétés des vagues atteignant la zone de surf sont en général significativement différentes de celles des vagues au large et peuvent être très variables le long d'une même section de côte.

En zone de surf les vagues deviennent fortement asymétriques et au-delà d'une cambrure critique les vagues se mettent à déferler selon un mode (spilling, plunging, surging) qui dépend principalement de la pente de la plage et de la cambrure des vagues (Galvin, 1968). Ce déferlement est dit bathymétrique car il se produit lorsque le rapport de la hauteur des vagues sur la profondeur (H/h) dépasse une valeur seuil appelée critère de déferlement (γ_b), généralement comprise entre 0.2 et 0.8 (Salmon et al., 2015).

d) Courants et transport sédimentaire induits

En zone littorale les vagues sont à l'origine de plusieurs circulations moyennes au sein de la colonne d'eau capables de transporter du sédiment le long de la plage dans les directions longshore et/ou cross-shore (Fig. 2.10) comme par exemple : la dérive littorale (Longuet-Higgins, 1970) qui est générée lorsque l'angle d'incidence des vagues est non-nul ; le courant de retour (undertow ; Gallagher et al., 1998 ; Faria et al., 2000) qui se localise dans le fond de la colonne d'eau et qui compense l'apport de masse d'eau vers la côte par les vagues et résulte d'un forçage dirigé vers la côte plus important dans la partie supérieure de la colonne d'eau provoqué par le déferlement des vagues ; ou encore les courants d'arrachement (rip currents ; Castelle et al., 2016) qui sont des courants intenses et étroits qui peuvent se développer pour contrebalancer l'excédent de quantité de mouvement apporté par le déferlement des vagues mais par aussi par le biais d'autres mécanismes (Castelle et al., 2016).

Le courant de dérive transporte du sédiment parallèlement à la plage avec une intensité à la fois dépendante de l'angle d'incidence et de l'énergie des vagues (Komar and Inman, 1970), tandis que le courant de retour génère un transport sédimentaire



Fig. 2.9 Illustration des processus affectant la propagation des vagues en zone littorale (pointillés blancs). **a** Shoaling des vagues atteignant la plage de Huanchaco, Pérou. **b** Réfraction des vagues atteignant la plage de Puerto Malabrigo, Pérou. **c** Diffraction des vagues par les affleurements rocheux au large des plages d'Espérance, Australie. Sources : Google Earth.

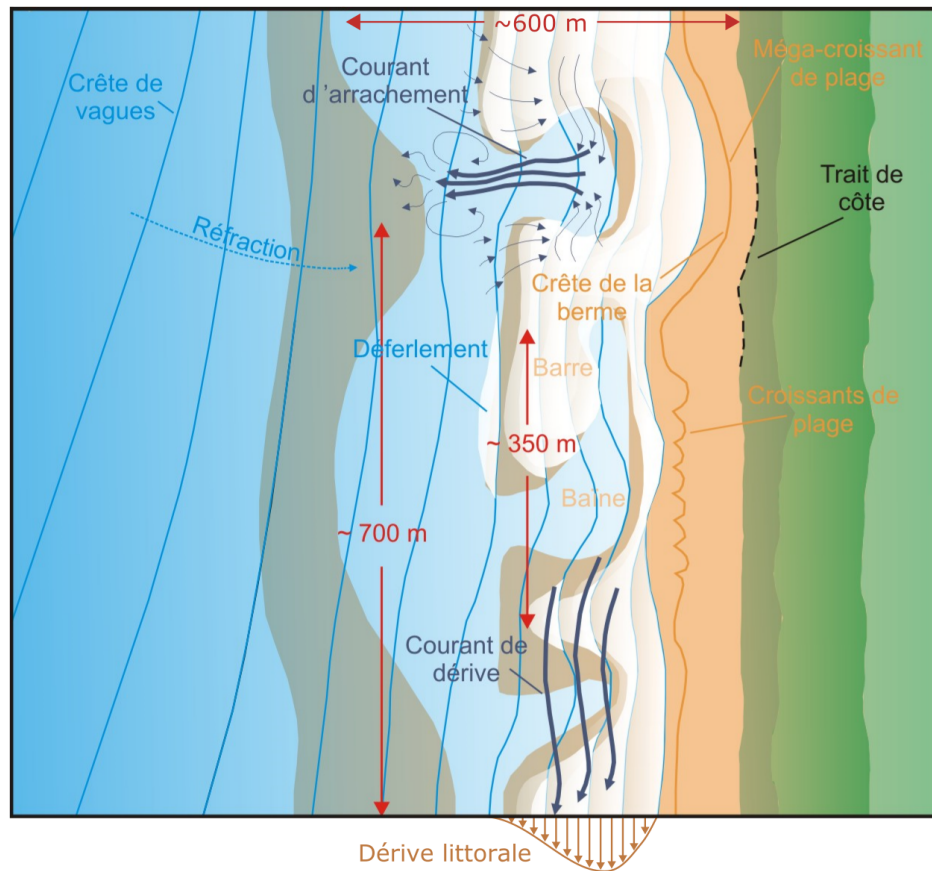


Fig. 2.10 Croquis de définitions en vue de dessus des processus hydro-sédimentaires et corps sédimentaires observés généralement le long des plages sableuses naturelles dominées par l'action de la houle en présence de la marée. Les ordres de grandeur indiqués augmentent généralement avec l'énergie du climat de houle auquel la plage est exposée. Source : *Castelle (2012)*.

vers le large qui s'intensifie en présence de conditions de vagues énergétiques (*Gallagher et al.*, 1998). Lorsque les vagues ressentent le fond en s'approchant de la côte, elles deviennent non-linéaires, c'est à dire asymétriques. Ces asymétries (verticales et horizontales; *Grasso et al.*, 2012; *Ruessink et al.*, 2012; *Michallet et al.*, 2013) dans la surface libre se répercutent dans les vitesses orbitales proches du fond. Même si la moyenne temporelle de ces vitesses orbitales est nulle, comme le transport sédimentaire est une fonction non-linéaire de la vitesse du fluide (*van Rijn*, 1989) ces asymétries induisent un transport de sédiment net vers la côte (*Hoefel and Elgar*, 2003). Enfin, les courants d'arrachements et les zones de déferlement où les masses d'eau sont transportées vers la côte, forment des cellules de circulations horizontales dans lesquelles un transport sédimentaire se réalise dans toutes les directions (longshore et cross-shore). Toutefois, ce transport est restreint à ces zones de circulations et est souvent considéré

comme du bruit pour les évolutions long-terme du trait de côte sur de grandes échelles spatio-temporelles.

Un transport sédimentaire se met en place lorsque le courant et/ou la turbulence (ex. : celle injectée jusqu'au fond par le déferlement des vagues, *Grasso et al.*, 2012) sont suffisamment énergétiques pour dépasser la force du poids et de frottement qui tendent à maintenir immobiles les grains de sédiment. Dans le cas des sédiments non-cohésifs tels que le sable, le transport sédimentaire s'effectue selon trois modes en fonction de la structure du courant et des caractéristiques du sédiment. Le premier mode, dit de charriage, inclut le transport sédimentaire par roulement et saltation. Le second mode correspond au transport par mise en suspension, advection et déposition des grains. Ce mode est favorisé par des vitesses de courant plus importantes et par la présence de turbulences verticales et pour des sédiments plutôt fins. Enfin, le troisième mode est le transport en *sheet flow* qui s'opère lorsque le courant est très intense et que les sédiments sont plus grossiers. Comme pour le charriage ce transport s'opère en bas de la colonne d'eau mais les grains se déplacent de manière très chaotique au sein d'une fine couche et ne sont plus nécessairement en contact avec le fond.

Ce travail de thèse s'intéresse au cas des littoraux sableux dominés par l'action des vagues pour lesquels les processus de transport sédimentaire sont essentiellement contrôlés par les vagues. Ainsi, les autres facteurs susceptibles de contribuer au transport sédimentaire (ex. : courants de marée, transport éolien) dans d'autres types d'environnements ne sont pas considérés ici.

2.2.3 Évolution des plages et trait de côte

a) Mécanismes

De manière générale, l'évolution de la topographie de la plage est liée à la présence de gradients de transport sédimentaire longshore et/ou cross-shore. La Figure 2.11 présente schématiquement les évolutions morphologiques induites par les processus longshore et cross-shore.

L'existence d'un gradient moyen négatif de transport longshore (diminution du transport, Fig. 2.11a) le long d'une plage induit un dépôt moyen de sédiment le long du profil et conduit à une avancée de la plage vers le large (Fig. 2.11b) (*Ashton and Murray*, 2006a). Dans le cas d'un gradient moyen positif (augmentation du transport, Fig. 2.11c) le phénomène opposé se produit avec une érosion moyenne le long du profil

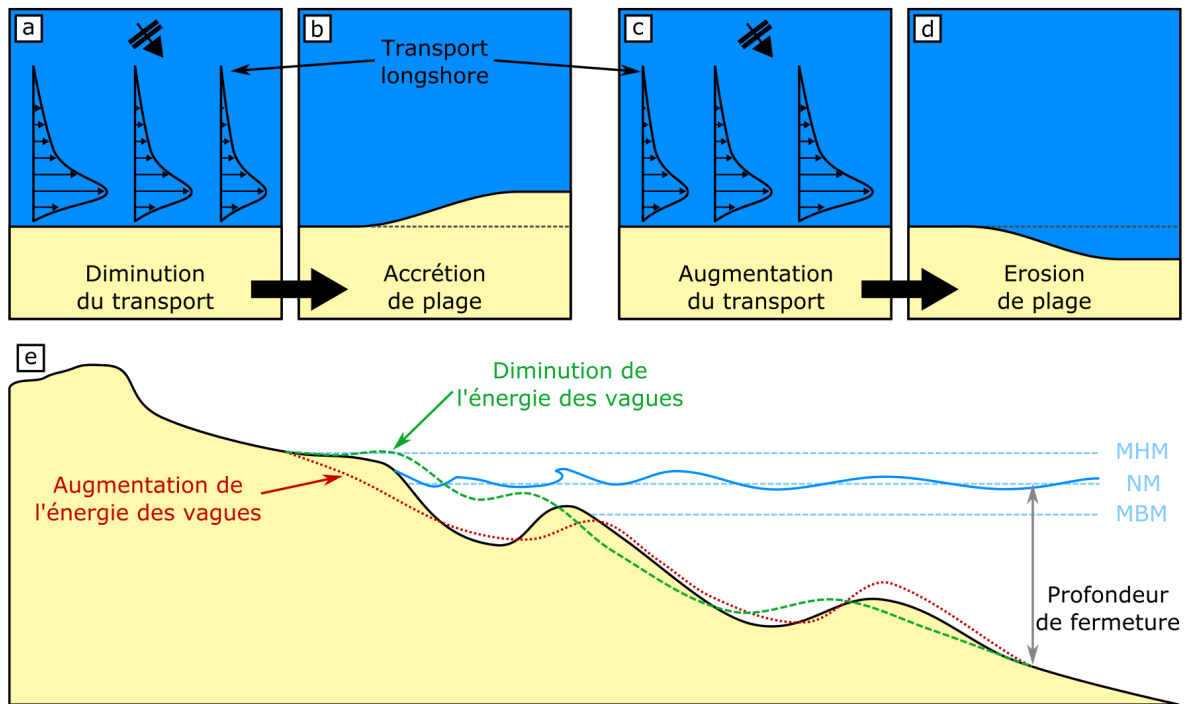


Fig. 2.11 **a-d** Évolutions caractéristiques d'une plage en vue de dessus en réponse à un gradient négatif (**a, b**) et à un gradient positif (**c, d**) de transport sédimentaire longshore. **e** Évolutions caractéristiques d'un profil type (ligne continue noire) de plage barrée soumise à une augmentation (ligne en pointillés rouges) ou une diminution (ligne en tirets verts) de l'énergie des vagues incidentes.

qui conduit à un recul de la plage (Fig. 2.11d) (Ashton and Murray, 2006a). Tout phénomène conduisant à une variabilité longshore des caractéristiques de vagues atteignant la zone de surf induira la présence de gradients de transport longshore et des évolutions de plage liées aux processus longshore.

Les gradients de transport cross-shore génèrent localement des élévations ou abaissements du profil en fonction du signe de ces gradients. L'existence de tels gradients résulte du fait que le transport lié à l'asymétrie des vagues (dirigés vers la côte) s'oppose au transport induit par le courant de retour (dirigé vers le large), mais aussi du fait que ces transports ne sont pas homogènes le long du profil (Dubarbier et al., 2015). Pendant les épisodes de temps calme, le transport net vers la côte est prédominant, et les non-linéarités de vagues deviennent le moteur principal de la migration vers la côte des barres pré-littorales et d'une accrétion lente de la plage pendant les épisodes de reconstruction (ex. : Hoefel and Elgar, 2003; Ruessink et al., 2007; Dubarbier et al., 2015)(Fig. 2.11e). Inversement, pendant les périodes plus énergétiques le transport lié au courant de retour domine et provoque une migration des barres vers le large, et

une érosion rapide de la plage (ex. : *Gallagher et al.*, 1998; *Dubarbier et al.*, 2015)(Fig. 2.11e). La variabilité de l'énergie des vagues incidentes joue donc un rôle clé dans les évolutions de plage, en particulier pour le cycle d'érosion/reconstruction de la plage et la variabilité saisonnière. Pour plus de détails sur la variabilité du transport cross-shore le long du profil et son rôle dans les évolutions de plage, le lecteur est invité à lire la thèse de *Dubarbier* (2014).

Grâce au phénomène de réfraction, l'angle d'incidence des vagues atteignant la zone de surf est généralement faible et peu variable le long d'une côte relativement droite ou du moins peu ondulante. Les gradients en transport longshore sont alors faibles. Intégrés sur de petites échelles temporelles, ils n'impliqueront que de faibles variations en volume de sédiments, comparés aux volumes de sédiment déplacés par les processus cross-shore en réponse à la variabilité de l'énergie incidente. En revanche, intégrés sur de plus grandes échelles de temps, les variations en volume de sédiments induites par les processus longshore peuvent se cumuler, tandis que les variations de volume de sédiments induites par les processus cross-shore ont tendance à se compenser (*Hanson*, 1989). En effet, sur le moyen et long-terme les fluctuations du profil de plage liées aux processus cross-shore oscillent autour d'un profil dit d'équilibre (*Bruun*, 1954; *Dean*, 1991). Par conséquent, l'évolution des plages est principalement contrôlée par les processus longshore sur le moyen et long-terme (de la décennie au siècle), alors qu'à plus court-terme (de l'heure à quelques années) elle est essentiellement dominée par les processus cross-shore (*Castelle et al.*, 2014).

La remontée du niveau marin actuelle est aussi un facteur d'évolution des littoraux sableux sur le long-terme à travers la submersion passive des zones de basses altitudes et l'érosion des plages (*Bruun*, 1962; *Stive et al.*, 2002; *FitzGerald et al.*, 2008; *Le Cozannet et al.*, 2014; *Ranasinghe*, 2016). Tandis que la contribution de la submersion passive sur le recul des côtes peut être simplement obtenue par une projection d'un niveau marin supérieur sur une morphologie de côte fixe, l'évaluation de l'impact de la remontée du niveau marin sur l'érosion des plages reste plus difficile et sujet à certaines controverses (*Cazenave and Le Cozannet*, 2014). Une élévation du niveau marin local permet aux vagues d'avoir un impact plus haut sur le profil de plage et pourrait favoriser une redistribution des sédiments du haut vers le bas du profil (*Bird and Lewis*, 2015). Cet effet combiné à la notion de profil d'équilibre (*Bruun*, 1954) a donné naissance à la loi de Bruun qui prédit qu'une élévation du plan d'eau est contrebalancée par une élévation et un recul du profil de plage (érosion des côtes). Cette approche purement géométrique fait encore l'objet de nombreux débats quant à sa capacité de prédiction du point de vue

quantitatif (*Cooper and Pilkey, 2004; Ranasinghe and Stive, 2009*). D'autres approches ont alors émergé, comme celle de *Ranasinghe et al. (2012)* qui intègre explicitement les processus à l'origine du recul des côtes causé par la remontée du niveau marin. Les auteurs reconnaissent toutefois que cette approche s'appuie sur un certain nombre d'hypothèses qui en limite les possibilités d'application.

b) Le trait de côte

Le trait de côte représente idéalement la limite physique entre la terre et la mer dans le plan horizontal. Cette interface peut être définie de manière précise pour certaines zones côtières telles que les côtes rocheuses abruptes où la base de la falaise en contact avec l'eau localise le trait de côte. Toutefois cette limite devient plus floue pour les environnements ayant une transition en pente douce tels que les littoraux sableux. Dans ces zones les variations de l'élévation du plan d'eau local, causées par des processus comme la marée, les vagues ou encore les variations de la pression atmosphérique, induisent une variabilité de la position de la ligne d'eau sur une gamme d'échelle spatio-temporelle dépendante des processus en jeu (*Boak and Turner, 2005*). La définition du trait de côte n'est pas unique et dépend fortement des phénomènes étudiés et des échelles spatio-temporelles auxquelles on s'intéresse. Enfin, les méthodes utilisées pour le suivi des évolutions de plage et du trait de côte (ex. : levé topographique, imagerie stéréoscopique, photo aérienne, lidar) déterminent les définitions qui peuvent être appliquées. Par exemple, les photos aériennes ne renseignent pas sur la topographie de la plage, et pour des suivis basés sur ce type de données seuls des marqueurs visuellement identifiables peuvent être utilisés pour localiser le trait de côte (ex. : limite de végétation).

Dans le cas des environnements sableux dominés par l'action des vagues, différents proxys peuvent être utilisés pour identifier la position du trait de côte (Fig. 2.12a). La limite de végétation et le pied de dune marquent l'excursion horizontale maximale atteinte par la ligne d'eau. Tous deux rendent compte de l'occurrence de phénomènes ayant un impact durable sur le moyen et long-terme (tempêtes, submersions marines). Toutefois, ces proxys ne renseignent pas sur la dynamique des plages à plus court-terme, dans la mesure où ils n'évoluent que sporadiquement dans le temps. Pour suivre les évolutions de plage à plus haute fréquence (ex. : à l'échelle journalière) il est recommandé d'utiliser une définition du trait de côte basée sur l'intersection entre un niveau altimétrique moyen du plan d'eau et la topographie de la plage. Pour des plages à faibles marnages le niveau moyen de la mer peut être utilisé, tandis que pour de forts marnages, il est

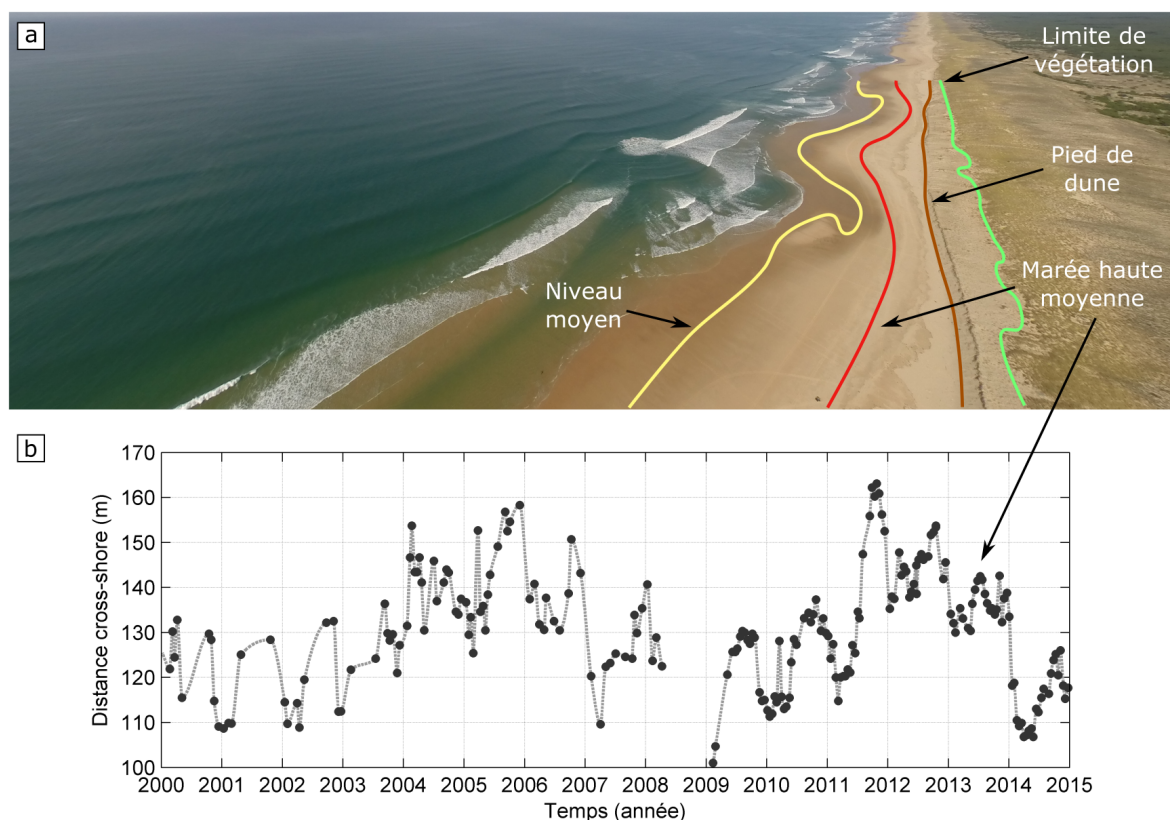


Fig. 2.12 **a** Exemples de proxys de la position du trait de côte, Plage du Truc Vert (Nouvelle-Aquitaine, France). Pour les proxys marée haute moyenne et niveau moyen, la position du trait de côte est déterminée par l'intersection du niveau altimétrique donné par ces proxys avec la topographie de la plage. Source photo : V. Marieu. **b** Évolution de la position cross-shore du trait de côte moyennée dans la direction longshore et définie par le proxy marée haute moyenne sur la plage du Truc Vert. Ronds noirs : positions mesurées. Trait discontinu : positions interpolées. Source : Robinet et al. (2016).

préférable d'utiliser le niveau défini par la marée haute moyenne (Fig. 2.12), qui reflète mieux la dynamique de la plage (Castelle et al., 2014; Splinter et al., 2014). En utilisant ces définitions, la variabilité de la position du trait de côte se retrouve intimement liée aux évolutions morphologiques de la plage, car les évolutions qui se réalisent sur la partie haute du profil se répercutent sur la position du trait de côte (van de Lageweg et al., 2013). Par exemple, la formation d'une berme en période de temps calme génère une avancée du trait de côte, tandis que l'aplanissement du profil de plage en réponse à une intensification du forçage résulte en un recul du trait de côte. La variabilité du trait de côte renseigne alors, de manière intégrée à l'échelle du profil, sur les processus hydro-sédimentaires se réalisant dans la zone littorale.

2.3 Les modèles numériques d'évolution du trait de côte

L'utilisation de modèles d'évolution du trait de côte vise à répondre à deux principales problématiques : (1) mieux comprendre les processus impliqués dans la dynamique du trait de côte ; (2) être capable de prédire les évolutions futures. Depuis plusieurs décennies, de nombreuses approches de modélisation ont été développées, toutes présentant leurs avantages et inconvénients respectifs ainsi que des niveaux de complexité et de flexibilité variables. Il est possible de distinguer deux grandes catégories de modèles pour simuler les évolutions du trait de côte : les modèles basés sur les processus physiques et les modèles à complexité réduite. La première catégorie regroupe les modèles visant à résoudre l'ensemble des processus physiques se réalisant en zone littorale, tandis que la seconde inclue les modèles qui s'appuient sur une vision simplifiée de la dynamique des plages en résolvant uniquement un nombre limité de processus considérés comme dominants sur les échelles spatiales et temporelles étudiées. Si l'on exclut les modèles statistiques ou de type *data-driven* qui nécessitent de grandes bases de données, qui dépendent du site étudié et qui ne renseignent pas ou peu sur les processus contrôlant les évolutions (Reeve et al., 2016), la seconde catégorie regroupe les modèles cross-shore s'appuyant sur des approches empiriques, les modèles longshore de type *one-line* et des modèles dits hybrides.

2.3.1 Modèles basés sur les processus physiques

Les modèles basés sur les processus physiques (ex. : Delft3D, MIKE 21, XBeach) s'attachent à résoudre un jeu d'équations décrivant précisément (en 3D, 2DV ou 2DH) la propagation des vagues, l'hydrodynamique et le transport sédimentaire qui se réalisent au-dessus d'une grille bathymétrique décrivant la morphologie de la zone littorale d'étude. A chaque itération du modèle, l'influence des vagues, les courants et les transports sédimentaires sont évalués en chaque point de grille permettant de faire évoluer la bathymétrie qui rétro-agit ensuite sur l'hydrodynamique (boucle morphodynamique). Dans ces modèles, le trait de côte est interprété à partir de la bathymétrie en extrayant l'iso-contour correspondant au proxy de trait de côte sélectionné.

A l'échelle événementielle (tempêtes), ces modèles sont capables de reproduire la dynamique de la plage dominées par l'action des vagues avec une bonne précision (Roelvink et al., 2009; McCall et al., 2015; de Winter et al., 2015; Harter and Figlus, 2017). Cependant, ils ne sont pas ou peu adaptés pour reproduire l'évolution du trait de côte

aux échelles de temps plus longues (années, décennies) pour deux principales raisons. D'une part, la méconnaissance de certains processus physiques est compensée par l'introduction de nombreux paramètres dont les valeurs sont ajustées via un travail de calibration. Même avec une bonne évaluation des paramètres sur un jeu de données court-terme, les erreurs associées à ces simplifications vont se cumuler au travers des échelles temporelles et significativement détériorer les résultats obtenus sur le moyen et long-terme. Seul l'ajout volontaire ou pas de diffusion (numérique ou physique) permet d'éviter l'explosion de ces modèles rendant les simulations tout autant irréalistes. D'autres part, la complexité numérique inhérente à ces modèles impose des temps de calcul très long (*Daly et al.*, 2014; *Luijendijk et al.*, 2017), ce qui rend difficile la mise en place de tests de sensibilité ou de simulations d'ensemble, utilisées pour évaluer l'intervalle de confiance de prédictions futures (ex. : *Le Cozannet et al.*, 2016; *Ranasinghe*, 2016).

Bien que ces limitations tendent à s'effacer avec l'amélioration des connaissances scientifiques et l'évolution des moyens de calcul, l'utilisation de modèles à complexité réduite représente encore aujourd'hui le moyen principal de simuler les évolutions de trait de côte sur des échelles de temps supérieures à l'échelle annuelle (*de Vriend et al.*, 1993; *Vitousek et al.*, 2017), voire saisonnière. Dans ces modèles, les évolutions de la morphologie sous-marine de la plage ne sont pas résolues (ou grossièrement). De plus, les transports sédimentaires longshore et cross-shore ne sont plus calculés localement en chaque point de la grille morphologique, mais estimés de manière intégrée le long du profil via des formulations empiriques déduites de mesures en laboratoire et en milieu naturel.

2.3.2 Modèles cross-shore : approche empirique

a) Concept

Les modèles cross-shore empiriques d'évolution du trait de côte sont dérivés de l'observation ou de l'existence de certains comportements caractéristiques des zones littorales. Ils visent en général à prédire les évolutions du trait de côte le long d'un unique transect cross-shore de plage, ou plusieurs mais de manière indépendante. Ces modèles sont dits empiriques dans la mesure où ils ne résolvent pas explicitement des processus physiques en particulier et s'appuient souvent sur des observations pour être calibrés. Ces approches proposent de simuler explicitement (contrairement aux approches statis-

tiques ou *data-driven*) certains phénomènes observés en zone littorale comme l'apparente évolution morphologique de la plage autour d'un ou plusieurs états d'équilibre. En effet, les observations montrent que pour des échelles de temps supérieures à la saison ou à l'année le profil de plage évolue autour d'un profil d'équilibre (*Braun*, 1954; *Dean*, 1991). A plus court-terme, la morphologie de la plage semble converger vers des états caractéristiques qui correspondraient à des états d'équilibre avec le forçage incident (*Wright and Short*, 1984); les modes et vitesses d'évolutions étant dépendantes de l'historique récent des conditions de vagues et de l'état de la plage (*Wright et al.*, 1985).

Ces caractéristiques intrinsèques aux plages dominées par l'action des vagues ont été utilisées par *Miller and Dean* (2004) pour le développement d'un modèle d'équilibre de trait de côte. Ce modèle suppose que pour un forçage stationnaire la position du trait de côte s'approche d'une position d'équilibre suivant un taux d'évolution exponentiel. Les auteurs ont montré qu'une telle approche est capable de reproduire correctement la variabilité du trait de côte de l'échelle saisonnière à l'échelle interannuelle. Toutefois, les performances du modèle sont entièrement dépendantes de la quantité et de la qualité des mesures de trait de côte utilisées dans l'étape de calibration.

Deux autres modèles de trait de côte ont été développés plus récemment en se basant sur ce concept : le modèle de *Yates et al.* (2009) et le modèle ShoreFor (*Davidson et al.*, 2013; *Splinter et al.*, 2014). Ces modèles s'appuient sur des définitions d'équilibre de la plage (définies dans les sections suivantes) qui diffèrent de celle de *Miller and Dean* (2004). L'application de ces modèles à des sites où des mesures de trait de côte à haute fréquence sont disponibles a montré que cette approche de modélisation est aussi capable de simuler la variabilité du trait de côte à l'échelle événementielle (tempête).

b) Le modèle de *Yates et al.* (2009)

Dans le modèle *Yates et al.* (2009) le taux d'évolution de la position cross-shore du trait de côte ($d\eta/dt$) est supposé proportionnel à l'énergie incidente des vagues (E) et au déséquilibre (ΔE) entre l'énergie incidente et une énergie d'équilibre (E_{eq}), suivant la relation :

$$d\eta/dt = C^{\pm} E^{1/2} \Delta E \quad (2.2)$$

où $C^{\pm}$ désignent alternativement le coefficient de vitesse d'accrétion (C^+ lorsque $\Delta E < 0$) et le coefficient de vitesse d'érosion (C^- lorsque $\Delta E > 0$). Le déséquilibre dans le

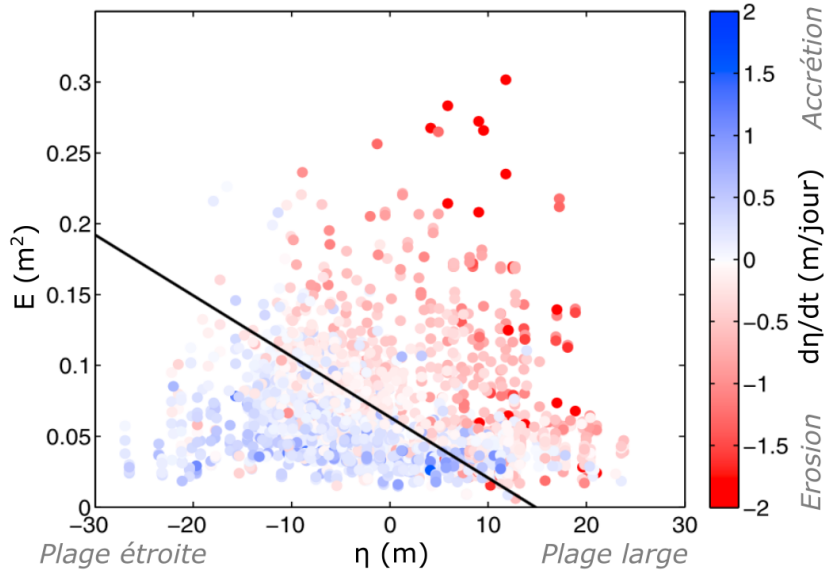


Fig. 2.13 Taux d'évolution du trait de côte observés à la plage de Torrey Pines (Californie, EU) entre des campagnes de mesures hebdomadaires et mensuelles, en fonction de la position initiale du trait de côte et l'énergie moyenne des vagues entre les campagnes. La ligne noire représente l'énergie d'équilibre qui n'induit pas d'évolution du trait de côte pour une position donnée. Figure traduite et adaptée de Yates *et al.* (2009).

forçage est défini par :

$$\Delta E = E - E_{eq} \quad (2.3)$$

Les auteurs supposent que E_{eq} est une fonction linéaire et décroissante de la position du trait de côte instantanée, dont les coefficients sont obtenus par une régression linéaire entre les couples mesurés (η, E) pour lesquels la côte est stable (Figures 2.13). Une érosion (accrétion) du trait de côte se produit lorsque l'énergie incidente est supérieure (inférieure) à l'énergie d'équilibre calculée pour une position de trait de côte donnée. Plus la position du trait de côte est située vers la terre (vers la mer) par rapport à la position moyenne, plus l'énergie d'équilibre est élevée (faible). Ainsi, pour un forçage très (peu) énergétique et stationnaire, la vitesse de recul (d'avancée) du trait de côte est diminuée au fur et à mesure que la position du trait de côte recule (avance). Cette définition de l'équilibre est en accord avec les observations en milieu naturel qui montrent que le profil de plage réagit à des changements de conditions énergétiques en changeant de forme comme illustrée sur la Figure 2.11e (aplanissement ou raidissement, translation des barres) et qu'il se stabilise peu à peu si les conditions de vagues restent ensuite relativement identiques. Cependant, il faut remarquer que la relation entre l'énergie d'équilibre et la position du trait de côte est statique. Cela induit une force de rappel

vers une position fixe autour de laquelle le trait de côte évolue. Ce modèle n'est pas en mesure de prendre en compte un possible changement des conditions d'équilibre et n'est applicable qu'à des côtes pouvant être considérées stable à l'échelle de la période de simulation.

c) Le modèle ShoreFor de *Davidson et al.* (2013)

Le modèle ShoreFor introduit par *Davidson et al.* (2013) et *Splinter et al.* (2014) propose une vision dynamique de l'équilibre. Dans ce modèle le taux d'évolution du trait de côte est proportionnel à la puissance des vagues incidentes (P) et au déséquilibre ($\Delta\Omega$) entre la vitesse de chute adimensionnée instantanée (Ω) et la vitesse de chute adimensionnée d'équilibre (Ω_{eq}), suivant la relation :

$$d\eta/dt = C^\pm P^{1/2} \Delta\Omega + b \quad (2.4)$$

où $C^\pm$ désignent alternativement le coefficient de vitesse d'accrétion (C^+ lorsque $\Delta\Omega < 0$) et le coefficient de vitesse d'érosion (C^- lorsque $\Delta\Omega > 0$), et b est une tendance linéaire indépendante du forçage qui rend compte de l'existence de processus non résolus par le modèle. Le déséquilibre dans le forçage est défini par :

$$\Delta\Omega = \Omega - \Omega_{eq} \quad (2.5)$$

Contrairement à *Yates et al.* (2009), les auteurs ici ont fait le choix de relier les conditions d'équilibre à l'état morphologique de la plage (et non à la position de trait de côte), dont *Wright et al.* (1985) ont mis en évidence la dépendance à l'historique récent du forçage. En accord avec ces derniers, Ω_{eq} est obtenue en appliquant une moyenne pondérée de Ω sur une période passée à partir du moment présent. La pondération correspond à une atténuation vers le passé du poids des valeurs prises en compte dans le calcul de la moyenne. L'avantage de ce modèle est que l'équilibre est déterminé au fil de la simulation en fonction de la variabilité passée du climat de vagues (Fig. 2.14) rendant compte de l'effet mémoire de la plage. De plus, les déplacements de la position moyenne autour de laquelle le trait de côte fluctue, causés par d'autres processus tels que transport longshore ou la remontée du niveau marin, n'affecteront pas sur le court et moyen-terme les conditions d'équilibre ni les taux d'évolution prédits par le modèle contrairement à l'approche proposée par *Yates et al.* (2009). Un autre avantage comparé à cette dernière, est que l'application de ShoreFor à de nombreux sites a permis de générer une version paramétrée du modèle (dépendance à la taille de grain et à la climatologie de vagues)

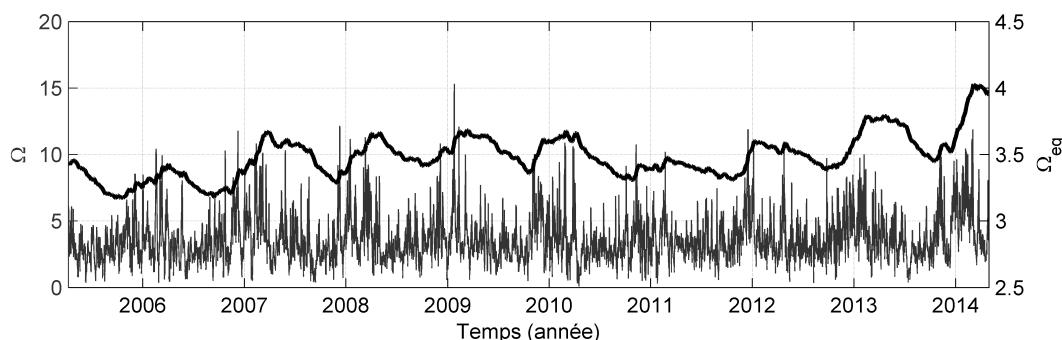


Fig. 2.14 Séries temporelles de vitesse de chute adimensionnée obtenues à partir du forçage de vagues mesuré au large de la plage du Truc Vert, Nouvelle-Aquitaine, France (ligne fine) et de vitesse de chute adimensionnée d'équilibre calculée selon Wright et al. (1985) (ligne épaisse). Les séries temporelles sont obtenues à partir du forçage utilisé dans Robinet et al. (2016).

permettant de l'appliquer à priori sur des sites où les observations de trait de côte manquent ou si elles ne permettent pas de constituer un jeu de données de calibration complet.

2.3.3 Modèles longshore : approche *one-line*

a) Concept

Les modèles one-line s'appuient essentiellement sur l'hypothèse que sur de grandes échelles de temps, les processus cross-shore peuvent être négligés face aux processus longshore de sorte que les évolutions morphologiques de petites échelles spatiotemporelles, telles que le développement de croissant de plage, de barres, de baïnes, de rides, peuvent ne pas être prise en considération (Hanson, 1989). Le profil de plage est supposé maintenir un profil d'équilibre (Fig. 2.15a,c) qui se translate perpendiculairement à la côte au gré des évolutions de trait de côte (Fig. 2.15c). L'estimation des volumes de sédiment transportés le long de la plage se fait à l'échelle du profil en calculant le transport longshore total (Komar and Inman, 1970). Le transport total correspond à l'intégration de la distribution réelle du transport longshore le long du profil de plage jusqu'à une profondeur en dessous de laquelle le transport sédimentaire est supposé négligeable. Cette profondeur de profil actif est en général appelée profondeur de fermeture (Hallermeier, 1980), notée ici D_{sf} en référence au terme anglais *shoreface depth* (Fig. 2.1 et 2.15). L'approche one-line considère que l'existence d'un gradient de transport longshore total conduit à une variation en volume de sédiments répartie uniformément

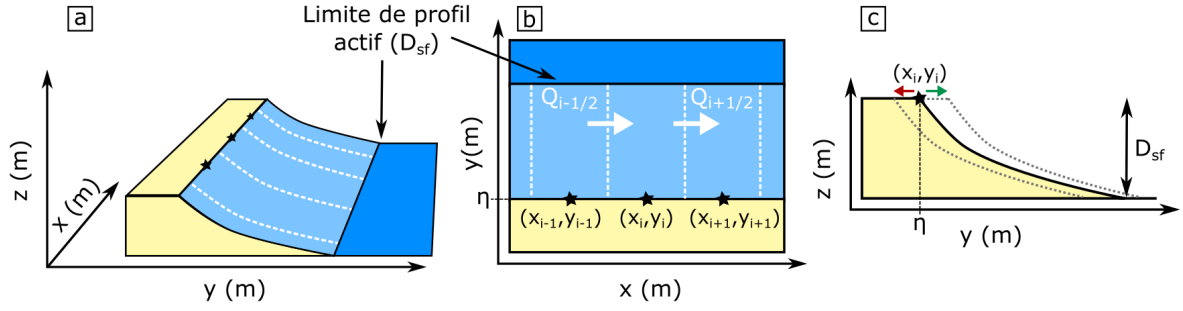


Fig. 2.15 Représentation de la zone littorale et de sa dynamique dans l'approche de modélisation one-line. **a** Vue en perspective de la plage. Les pointillés blancs délimitent les tronçons longshore de plage associés à chacune des positions de trait de côte (x_i, y_i) où des évolutions sont simulées. **b** Vue de dessus la plage. Pour chaque tronçons longshore de plage, une évolution du trait de côte est induite par l'existence d'un gradient entre le transport longshore entrant ($Q_{i-1/2}$) et sortant ($Q_{i+1/2}$). **c** Vue en coupe verticale de la plage. Une accumulation (érosion) de sédiment le long d'un tronçon longshore de plage résulte en une translation vers le large (vers la terre) du profil comme indiqué par la flèche verte (rouge).

le long du profil de plage (Fig. 2.15b,c). Il en résulte alors une translation cross-shore instantanée du profil et de la position du trait de côte (Fig. 2.15c). Ce concept a été introduit pour la première fois par *Pelnaud-Considère* (1956) et peut être décrit dans un repère Cartésien orthonormé (x, y) par l'équation :

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{1}{D_{sf}} \frac{dQ_l}{dx} \quad (2.6)$$

où l'axe x suit la direction de la côte, l'axe y est perpendiculaire à la côte et pointe vers la mer, η est la position du trait de côte suivant l'axe y , t est le temps, et Q_l est le transport longshore total exprimé en quantité volumique (m^3s^{-1}) suivant l'axe x .

On dénombre aujourd'hui un grand nombre de formules permettant le calcul du transport longshore total (*USACE*, 1984; *Kamphuis*, 1991; *Bayram et al.*, 2007), qui ont été établies en se basant sur des mesures en laboratoire et en milieu naturel. Dans toutes ces formules l'intensité du transport longshore total est nulle pour des vagues ayant une incidence normale à la côte (θ , voir Fig. 2.5), croît jusqu'à une valeur maximale obtenue pour un angle d'incidence critique (θ_c), diminue pour des angles d'incidences supérieurs et devient nulle pour une incidence égale à 90° . La comparaison avec des mesures en conditions naturelles (*Bayram et al.*, 2007; *Bertin et al.*, 2008) et en laboratoire (*Wang et al.*, 2002; *Smith et al.*, 2003), et avec des résultats de modèles hydro-sédimentaires (*Bertin et al.*, 2008; *Castelle et al.*, 2009) montrent que même si de telles formules sont

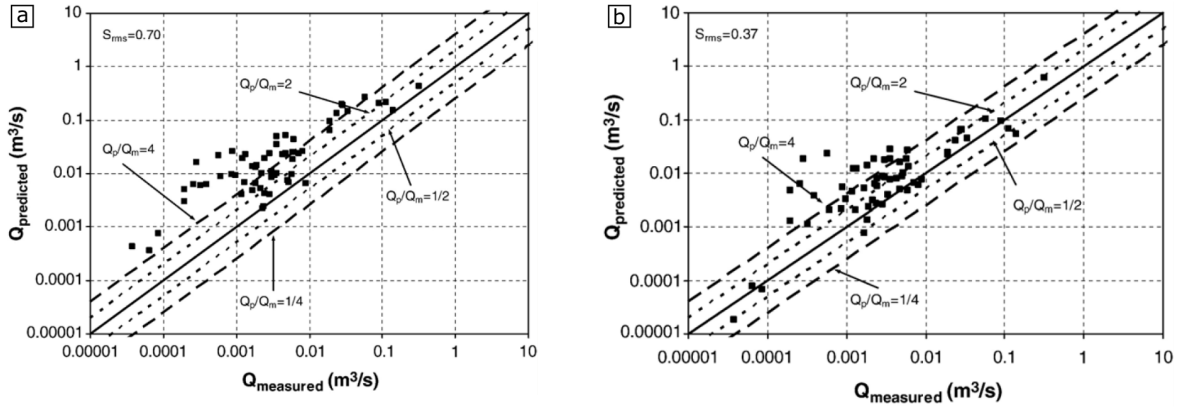


Fig. 2.16 Comparaison du transport longshore calculé et simulé avec la formule du CERC (a) en utilisant $K=0.39$ et la formule de Kamphuis (1991) (b). Source : Bayram et al. (2007).

parfois capables de prédire le transport longshore avec le bon ordre de grandeur, il n'est pas rare que les écarts entre flux calculés et mesures atteignent un ordre de grandeur (i.e. un facteur 10, Bayram et al., 2007, Fig. 2.16). Ces formulations incorporent de nombreuses sources d'incertitudes (Barua, 2015) qu'il convient d'évaluer lors de leur application à des cas réels.

La formule proposée par l'US Army Coastal Engineering Research Center, dite du CERC (USACE, 1984), qui est l'une des plus utilisée en ingénierie côtière, relie Q_l à la hauteur significative et à l'angle d'incidence des vagues au déferlement ($H_{s,b}$ et θ_b respectivement) via l'équation :

$$Q_l = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16 (\rho_s - \rho) (1 - p)} H_{s,b}^{2.5} \sin(2\theta_b) \quad (2.7)$$

où ρ_s et ρ désignent respectivement les masses volumiques du sédiment et de l'eau de mer (≈ 2650 et 1025 kg.m^{-3}), p la porosité du sédiment (≈ 0.4), et K une constante empirique dont la valeur dépend des caractéristiques du site d'étude et requiert une calibration si des observations sont disponibles. Les exemples d'application de cette formule montrent que K peut varier fortement d'un site à l'autre avec des valeurs généralement comprises entre 0.2 et 1.6 (Komar, 1998; Pilkey and Cooper, 2002; Bayram et al., 2007; Arriaga et al., 2017). L'existence d'un coefficient de calibration peut être vue comme un avantage en comparaison à d'autres formules, car il permet d'ajuster la formule pour que les prédictions soient le plus proche des observations. Ainsi, certaines caractéristiques des plages pouvant avoir un impact sur le transport longshore et qui ne sont pas résolus

dans la formule du CERC sont implicitement intégrées à travers la calibration de K . En l'absence d'un jeu de données de calibration, la valeur de K peut-être choisie en s'appuyant sur les études ayant réalisées un tel travail de calibration (ex. : *Komar and Inman*, 1970; *Schoonees and Theron*, 1994; *Mil-Homens et al.*, 2013). Cependant, la valeur choisie ne rendra vraisemblablement pas compte des spécificités du site d'étude, et peut introduire des erreurs de prédictions significatives (*Pilkey and Cooper*, 2002; *Bayram et al.*, 2007; *Barua*, 2015).

La formulation proposée par *Kamphuis* (1991) est attrayante car elle inclut explicitement d'autres grandeurs physiques qui ont un impact sur les processus à l'origine du transport sédimentaire et ne nécessite pas de calibration. Le transport longshore total est donné par la relation :

$$Q_l = \frac{2.27m_b^{0.75}d_{50}^{-0.25}}{(\rho_s - \rho)(1 - p)}T_p^{1.5}H_{s,b}^2 \sin^{0.6}(2\theta_b) \quad (2.8)$$

où m_b est la pente de plage moyenne autour de la zone de déferlement et d_{50} est le diamètre moyen des grains de sédiment. Les prédictions obtenues via la formule de *Kamphuis* (1991) sont généralement plus réalistes (et plus faibles) que lorsque la formule du CERC est appliquée sans calibration en prenant la valeur par défaut $K = 0.39$ recommandée par l'*USACE* (1984) (*Wang et al.*, 2002; *Smith et al.*, 2003; *Bayram et al.*, 2007)(Fig. 2.16).

De nombreux modèles combinant l'équation (2.6) avec un formule de transport longshore ont été développés et ont montré leur aptitudes à reproduire correctement certains aspects de la dynamique du trait de côte (*Hanson*, 1989; *Larson et al.*, 2002; *Falqués*, 2003). Cependant, dans sa forme la plus basique le modèle one-line n'est applicable qu'à une gamme très réduite d'environnements côtiers, les deux principales raisons étant : l'impossibilité d'avoir plusieurs points de trait de côte ayant la même position sur l'axe x (Fig. 2.17) ; une forte courbure de trait de côte est incompatible avec l'équation (2.6) pour une question de conservation du sédiment (*Kaergaard and Fredsoe*, 2013a; *Hurst et al.*, 2015) (Fig. 2.18). De plus la réfraction des vagues, requise pour la détermination des conditions de vagues utilisées dans la formule de transport longshore, est souvent réalisée en s'appuyant sur la théorie linéaire des vagues combinée à la loi de Snell-Descartes et en considérant des iso-contours bathymétriques parallèles à l'orientation globale du trait de côte. Cette approche empêche de prendre en compte la réelle déformation du champ de vagues à l'approche des côtes et introduit une source d'erreur

significative dans les prédictions. Or, la variabilité longshore des paramètres de vagues au déferlement est un facteur clé dans les mécanismes contrôlant les évolutions du trait de côte (*van den Berg et al.*, 2012; *Falqués et al.*, 2017). La section suivante présente quelques exemples de modèles one-line présentant un caractère innovant par rapport à l'approche traditionnelle reprise dans les modèles historiques d'ingénierie côtière, tels que GENESIS (*Hanson*, 1989), UNIBEST (Deltares) et LITPACK (DHI).

b) Le modèle CEM de *Ashton et al.* (2001)

Ashton et al. (2001) et *Ashton and Murray* (2006a) ont étendu l'approche *one-line* à un modèle cellulaire 2D, le Coastal Evolution Model (CEM), permettant l'existence de multiples positions de trait de côte dans n'importe quelle direction du plan. Ce modèle ne résout pas explicitement les évolutions de trait de côte mais résout les évolutions de la fraction en sédiment contenue dans les cellules de la grille de calcul (Fig. 2.17). La fraction de sédiment (comprise entre 0 et 1) est initialement déterminée par la fraction de cellule recouverte par les zones émergées. A chaque itération du modèle, le transport longshore est estimé à l'interface entre chaque cellule de trait de côte, puis les gradients présents dans chaque cellule sont calculés. Ces gradients de transport sont convertis en volume de sédiments, puis exprimés en termes de variation de fraction de sédiment. La grille de calcul est alors mise à jour et une autre itération du modèle commence. Le trait de côte est déduit de l'agencement et du remplissage des cellules de trait de côte. Les conditions de vagues au déferlement sont déterminées par réfraction simple des vagues offshore en considérant toutefois des iso-contours bathymétriques parallèles à l'orientation locale du trait de côte.

Ce modèle one-line, très innovant par son approche cellulaire, permet de simuler les évolutions de trait de côte le long de littoraux sableux présentant des géométries complexes (ex. : flèches sableuses, îles). Ce modèle exploratoire leur a permis de mettre en évidence que l'existence d'un maximum de transport longshore pour un angle d'incidence critique peut rendre une côte instable si la proportion de vagues ayant une incidence supérieure à cet angle est élevée. Il est montré que ce mécanisme, nommé par la suite *high-angle wave instability* (HAWI), est à l'origine du développement d'instabilités du trait de côte de grandes échelles telles que les ondulations de côte et les flèches sableuses.

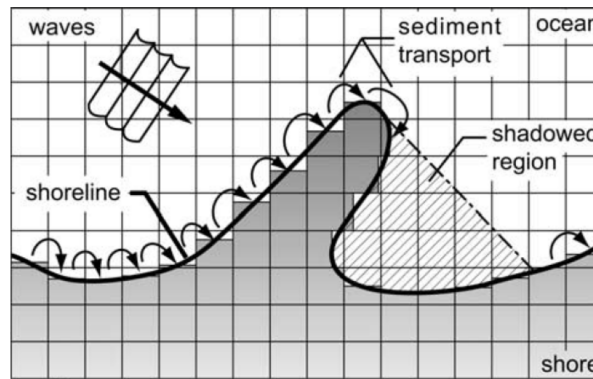


Fig. 2.17 Description schématique du Coastal Evolution Model (Ashton *et al.*, 2001; Ashton and Murray, 2006a). Représentation de la grille morphologique dont le taux de remplissage des cellules (en gris) indique la valeur de fraction en sédiment (comprises entre 0 et 1), et principaux processus intégrés dans ce modèle 2D en vue de dessus. Source : Ashton and Murray (2006a).

c) Le modèle CEMSWAN de Limber *et al.* (2017)

La découverte, ou plutôt la démonstration numérique de l'existence des HAWI, a initié le développement de nombreux autres travaux de modélisation (Falqués, 2003; Falqués and Calvete, 2005; Idier *et al.*, 2011; van den Berg *et al.*, 2012; Kaergaard and Fredsoe, 2013a; Falqués *et al.*, 2017; Idier *et al.*, 2017) ayant pour objectif principal une meilleure compréhension de l'origine de ce phénomène. Il ressort de ces études que la manière dont sont traitées les vagues et la méthode adoptée pour rendre compte des perturbations bathymétriques induites par les évolutions du trait de côte sont déterminantes pour simuler la variabilité du trait de côte avec des échelles spatio-temporelles réalistes.

En s'appuyant sur ce constat Limber *et al.* (2017) ont proposé une version améliorée du CEM en couplant ce modèle de trait de côte avec le modèle spectral de vagues SWAN (Booij *et al.*, 1999; Ris *et al.*, 1999). Les vagues sont réfractées de manière plus réaliste au-dessus d'une bathymétrie de référence, qui est localement ajustée par translation instantanée du profil de plage là où la position du trait de côte varie. Cette nouvelle version, nommée CEMSWAN, a été implémentée dans l'objectif de mettre en exergue les rétroactions existantes entre le trait de côte, la bathymétrie et les vagues. Leur résultats montrent que la présence d'iso-contours bathymétriques perturbés (i.e. non parallèles à la côte) à des profondeurs intermédiaires ($\approx D_{sf}$) ont un impact significatif sur le développement d'instabilités de trait de côte même en présence d'un climat de vagues peu oblique, considéré comme diffusif.

d) Le modèle de *Hurst et al.* (2015)

Pour étudier l'impact du climat de vagues sur la forme à l'équilibre des plages en baie sur le long-terme, *Hurst et al.* (2015) ont implémenté un modèle *one-line* basé sur une représentation vectorielle du trait de côte. Un système de coordonnées locales suivant l'orientation du trait de côte est utilisé. Un ensemble de méthodes est également utilisé pour garantir au mieux la conservation du sédiment et de bonnes estimations du transport longshore au travers de chaque section de plage.

Ces méthodes visent en particulier à tenir compte de l'impact de la courbure du trait de côte sur la géométrie idéalisée de la zone littorale. Pour une portion de côte donnée, l'aire de la zone de dépôt/érosion du sédiment transporté varie avec la courbure de la côte (Fig. 2.18), et la conversion des variations de volume de sédiments en déplacements de trait de côte doit en tenir compte. De plus, les formules de transport longshore déterminent le transport longshore total au travers d'une section de plage s'étendant jusqu'à la profondeur D_{sf} . Dans le cas d'une côte concave vers la mer, la longueur du profil actif est réduite lorsque les profils se recoupent entre eux. Les auteurs proposent alors de pondérer le transport longshore total traversant la section verticale de plage par la longueur effective du profil prise dans le plan horizontal.

Les vagues sont réfractées en combinant la théorie linéaire avec la loi de Snell-Descates. Un ajustement est proposé pour permettre le calcul des paramètres de vagues au déferlement dans les zones ombragées par les caps rocheux. Dans ces zones, il est supposé que les caractéristiques des vagues sont contrôlées par la diffraction des vagues s'opérant au niveau des caps rocheux. Pour maintenir une certaine simplicité dans leur modèle et ne pas augmenter significativement les temps de calcul, la diffraction n'est pas modélisée explicitement. A la place, avant de résoudre la réfraction des vagues dans les zones ombragées, de simples lois empiriques sont utilisées pour modifier la direction et la hauteur des vagues au large. En utilisant plusieurs approches pour décrire le climat de vagues, les auteurs ont mis en évidence que l'obliquité des vagues augmente significativement la forme concave du trait de côte. De plus, la forme en spirale logarithmique proche des caps rocheux où la diffraction s'opère est renforcée par un faible étalement directionnel des vagues et par une forte asymétrie dans le climat de vagues. Leurs analyses montrent également que la non-prise en compte du phénomène de diffraction, empêche de reproduire une forme de trait de côte réaliste dans les zones ombragées par les caps rocheux.

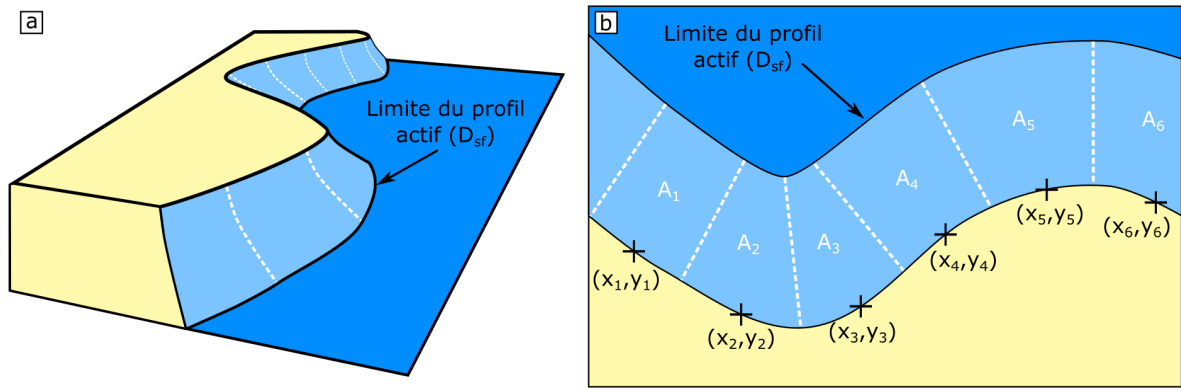


Fig. 2.18 Impact de la courbure de la côte sur la surface active associée à chaque portion longshore de côte où des évolutions cross-shore du trait de côte sont simulées. **a** Vue en perspective d'une zone littorale où la surface active associée à chaque portion de plage est délimitée par les pointillés blancs. **b** Vue de dessus. Les couples (x_i, y_i) et les valeurs A_i désignent respectivement la position du trait de côte et la surface active associée à chaque portion de plage.

2.3.4 Modèles hybrides

Au cours de ces dernières années, des modèles regroupant certaines caractéristiques propres aux modèles cross-shore, longshore ou basés sur les processus physiques, ont été développés pour s'affranchir de limitations inhérentes à ces derniers. L'approche one-line a par exemple été couplée avec une description plus fine de la morphologie de la plage (*van den Berg et al.*, 2012; *Arriaga et al.*, 2017; *Kaergaard and Fredsoe*, 2013a) pour garantir de meilleures estimations du transport longshore total et pour permettre une rétroaction plus réaliste entre le trait de côte et les vagues. L'approche one-line a également été utilisée comme support pour le développement d'un modèle à complexité réduite rendant compte à la fois des processus longshore et des processus cross-shore (*Vitousek et al.*, 2017).

a) Le modèle Q2D-morfo de *van den Berg et al.* (2012)

van den Berg et al. (2012) et *Arriaga et al.* (2017) ont développé un modèle morphodynamique non-linéaire 2D (Q2D-morfo) basé sur l'approche one-line dans le but d'étudier la dynamique du trait de côte sur de grandes échelles spatiales le long de côtes sableuses, avec un intérêt particulier porté sur le développement et le comportement des ondulations pluri-kilométriques du trait de côte. En comparaison à CEM et CEMSWAN, Q2D-morfo est plus complexe et intègre plus de processus physiques : il

repose sur l'utilisation d'une bathymétrie 2D continuellement mise à jour ; les vagues sont propagées et réfractées via une méthode capable de simuler la convergence et la divergence d'énergie ; le transport longshore total est distribué de manière non-uniforme le long du profil grâce à une fonction de répartition ; un transport cross-shore par diffusion est ajouté pour faire converger progressivement le profil de plage vers un profil d'équilibre ; la position du trait de côte est retrouvée de manière fine par interpolation de la bathymétrie au niveaux des cellules émergées et immergées de la grille du modèle.

Les analyses menées par *van den Berg et al.* (2012) montrent qu'en adoptant une vision moins idéalisée de l'hydrodynamique et de la morphodynamique (prise en compte la déformation du champ de vagues, évolution progressive et non instantanée du profil de plage) le développement d'instabilités de trait de côte requiert une plus grande proportion de vagues à forte obliquité que celle prédite par (*Ashton and Murray*, 2006a). Récemment, *Arriaga et al.* (2017) ont procédé à un travail de validation de ce modèle en le confrontant aux données mesurées sur le site du méga-rechargement Sand-Engine (*Stive et al.*, 2013). En s'appuyant sur une période de calibration d'un an, Q2D-morfo reproduit de manière satisfaisante la diffusion du rechargement pendant les 2 années qui suivent la période de calibration.

Ce modèle présente toutefois certaines limites. Dans sa version actuelle, il n'est applicable qu'à des linéaires sableux continus ayant une orientation moyenne relativement rectiligne de sorte qu'une frontière onshore et offshore puissent être définies de part et d'autre du domaine. Les deux autres frontières étant des frontières latérales non forcées par les vagues. De plus, la présence de plusieurs positions de trait de côte dans la direction onshore-offshore n'est pas permise. Cet aspect empêche le modèle d'être testé avec le jeu de données complet du Sand-Engine, car il ne peut pas gérer la présence de la flèche sableuse qui s'est développée au début de la diffusion du rechargement.

b) Le modèle de *Kaergaard and Fredsoe* (2013a)

Dans le même temps, *Kaergaard and Fredsoe* (2013a) ont aussi développé un modèle de trait côte hybride s'appuyant sur l'approche one-line. Il combine un modèle spectral de vagues, un modèle hydrodynamique, un modèle de transport sédimentaire, et une méthode d'intégration cross-shore du transport longshore pour estimer le flux net de sédiment transporté pour chaque portion longshore de la plage. La grille de calcul se compose d'un maillage non-structuré aux volumes finis qui est obtenu en propageant itérativement la forme du trait de côte vers le large suivant une technique spécifique (Fig.

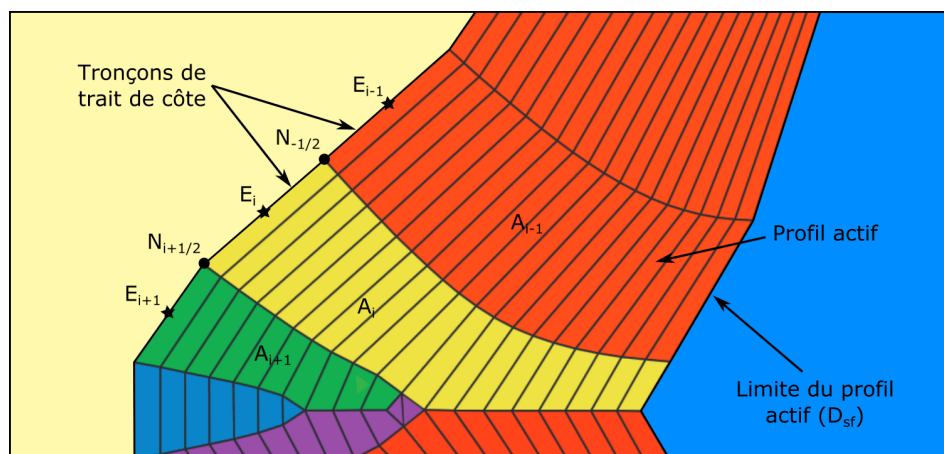


Fig. 2.19 Exemple de grille non-structurée utilisée dans le modèle de *Kaergaard and Fredsoe (2013a)* pour déterminer précisément la surface de plage (A_i) associée à chaque tronçon de trait de côte (E_i). Adaptée de *Kaergaard and Fredsoe (2013a)*.

2.19). Cette caractéristique permet d'avoir accès à la surface active associée à chaque portion de côte, ce qui assure une bonne correspondance entre les volumes de sédiment accumulés ou érodés et les variations de la position du trait de côte. L'utilisation d'un système de coordonnées locales suivant l'orientation du trait de côte permet au modèle de simuler correctement les évolutions du trait de côte ayant une forte courbure et de gérer l'existence de multiples positions de trait de côte dans les directions du plan.

Ce modèle se révèle capable de reproduire le développement d'ondulations de trait de côte et de flèches sableuses causées par le mécanisme de HAWI, bien que les dimensions finales de ces formes soient légèrement surestimées (*Kaergaard and Fredsoe, 2013b*). Ce modèle est aujourd'hui intégré dans la suite de modélisation MIKE21 FM et a fait l'objet d'une application à un cas réel visant à comparer plusieurs scénarios possibles de protection d'une plage en zone urbaine (*Kaergaard et al., 2014*). Les résultats de cette étude montrent que ce type d'approche est capable de reproduire les évolutions du trait de côte à l'échelle interannuelle et qu'elle peut être utilisée pour appuyer le dimensionnement d'ouvrages côtiers. Toutefois, les auteurs reconnaissent que la non-prise en compte des processus cross-shore limite les performances du modèle.

Le modèle développé par *Kaergaard and Fredsoe (2013a)* et le modèle Q2D-morfo présentent tous deux une forte complexité pouvant les apparenter à des modèles basés sur les processus physiques. Cependant, ils se basent sur le concept de modélisation one-line : les évolutions morphologiques du profil de plage sont fortement idéalisées ; les évolutions du trait de côte résultent bien de l'existence de gradients en transport longshore total. Un inconvénient commun à ces deux modèles est la nécessité de disposer de moyens de

calcul lourd pour réaliser des simulations sur de grandes échelles spatio-temporelles avec des temps de calcul acceptables.

c) Le modèle CoSMoS-COAST de *Vitousek et al.* (2017)

Enfin, très récemment *Vitousek et al.* (2017) ont mis en place une approche one-line intégrant de nombreux processus (Fig. 2.20a) ayant des impacts sur des échelles spatio-temporelles variées. Dans ce modèle, nommé CoSMoS-COAST, la côte est décrite par un ensemble de transects cross-shore fixes (Fig. 2.20b) le long desquels la position du trait de côte évolue au fil de la simulation en fonction des gradients en transport longshore total. Contrairement aux approches one-line et hybrides présentées précédemment, ce modèle résout également les évolutions de trait de côte liées aux processus cross-shore s'opérant à l'échelle événementielle, causés par la variabilité de l'énergie des vagues incidentes, et sur le long-terme, du fait de la remontée du niveau marin. Les processus cross-shore sont décrits à l'échelle événementielle via le modèle d'équilibre semi-empirique de *Yates et al.* (2009), et sur le long-terme par une adaptation de la loi de Bruun. Une tendance long-terme est aussi intégrée pour tenir compte de tout autre processus physique non ou mal résolu.

La particularité de ce modèle est qu'il s'appuie sur une procédure d'assimilation de données (basée sur un filtre de Kalman étendu) permettant de calibrer les coefficients du modèle sur une période d'entraînement (Fig. 2.20a). Lorsque suffisamment de données de trait de côte sont assimilées, les coefficients obtenus en fin de calibration peuvent être considérés comme représentatifs des processus agissant sur la côte et sont maintenus constants tout au long de la période de prédiction. Pour chaque transect, les conditions de vagues au déferlement sont déterminées à partir des conditions de vagues au large et d'une table de correspondance (*lookup table* en anglais) ; la table de correspondance devant être établie au préalable par un travail de comparaison des vagues mesurées ou simulées en zone de déferlement avec les vagues au large. Cette approche représente une nette amélioration en termes de stratégie de modélisation, car elle réduit énormément les temps de calcul comparée aux modèles de vagues utilisés dans Q2D-morfo, CEMSWAN et dans le modèle de *Kaergaard and Fredsoe* (2013a). Ce modèle s'avère être un outil très pratique, car la calibration s'opère durant le début de la simulation et ne nécessite pas de pré-traitement de calibration, tâche généralement fastidieuse. Ce modèle a été développé spécifiquement pour simuler les tendances futures d'évolutions de trait de côte d'ici 2100 le long des 500 km de côtes de la Californie du sud. Durant la période d'entraînement le

modèle reproduit correctement la variabilité du trait de côte et les coefficients semblent avoir convergé vers leur valeur finale, apportant alors une confiance dans les prédictions futures.

Cependant, cette approche s'appuie sur certaines hypothèses et est implémentée de telle manière que son application à d'autres sites n'est pas immédiate, voire pas envisageable, surtout si la quantité de données assimilables est trop faible. L'orientation du trait de côte au niveau de chaque transect doit rester la même tout au long de la simulation pour : maintenir valide les relations prédites par la table des correspondances entre vagues au larges et vagues au déferlement ; garantir que le trait de côte avance ou recule avec la bonne orientation ; et donc s'assurer que l'impact des processus cross-shore est correctement résolu. Pour des côtes sableuses présentant des ondulations de trait

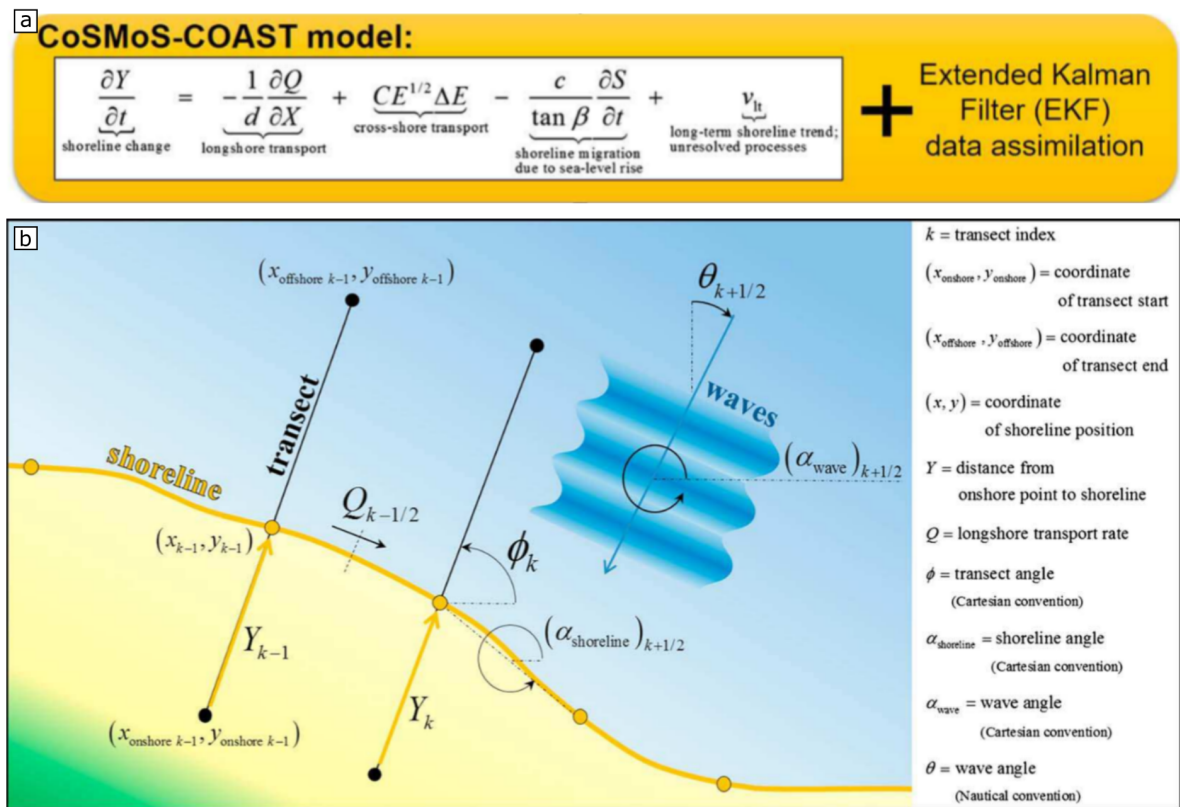


Fig. 2.20 Aperçu générale du modèle one-line hybride de Vitousek et al. (2017). **a** Équation gouvernant les évolutions du trait de côte et processus d'assimilation. L'équation rend compte des processus longshore, des processus cross-shore liés à la variabilité de l'énergie des vagues incidentes et à la remontée du niveau marin, et de l'existence de processus non résolus par le modèle. **b** Représentation du trait de côte dans le modèle et notations. Le trait de côte est formé par un ensemble de positions qui évoluent le long de transects cross-shore fixes. Adaptée de Vitousek et al. (2017).

de côtes pouvant migrer, ou pour des portions de trait de côte délimitées latéralement par des structures fixes (ex. : caps rocheux, digues) où des processus de rotation de plage se manifestent, ces hypothèses sont discutables. L'utilisation de ce modèle dans une perspective d'analyse des processus agissant sur la dynamique du trait de côte n'est pas non plus recommandée, car l'assimilation de données ne garantit pas que chaque coefficient soit calibré au regard de la variabilité induite par le processus auquel il est relié.

2.4 Positionnement des travaux de thèse

Ce chapitre a permis d'introduire les principaux phénomènes et processus reliant entre eux la circulation atmosphérique, les vagues, les courants en zone littorale, les évolutions de plage, et la variabilité du trait de côte. Le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues, il apparaît que la variabilité du trait de côte est fortement liée aux fluctuations atmosphériques de surface affectant les zones de génération des vagues incidentes. L'identification de relations statistiques entre la variabilité du trait de côte et la circulation atmosphérique de surface (prédite par des modèles globaux de circulations atmosphériques) pourrait permettre le développement de méthodes statistiques simples capables de réaliser des reconstructions ou des projections d'évolution du trait de côte en se référant uniquement à des données atmosphériques, et en s'affranchissant donc de l'utilisation de données vagues.

Un premier axe de recherche, présenté au travers du chapitre 3, consiste donc à mettre en évidence et à caractériser le rôle joué par la circulation atmosphérique au-dessus de bassin Nord-Atlantique dans les évolutions du trait de côte observées à la plage du Truc Vert (Nouvelle-Aquitaine, France). Ce travail a impliqué le développement d'un modèle statistique d'évolution du trait de côte capable de simuler les évolutions de trait de côte de l'échelle saisonnière à l'échelle interannuelle, sans avoir recours à des modèles hydrodynamiques (vagues, courant) ou de transport sédimentaire. Ce modèle apparaît comme un outil simple et prédictif, qui ne peut toutefois être utilisé en vue d'une compréhension fine des phénomènes locaux. En effet, ce type d'approche ne permet pas d'identifier les phénomènes dominants dans l'évolution du trait de côte (ex : évolution dominée par le transport longshore ou cross-shore?).

L'évaluation de la contribution respective des différents phénomènes impliqués dans les évolutions du trait de côte nécessite l'utilisation de modèles tels que ceux présen-

tés dans ce chapitre, dans lesquels les processus physiques sont explicitement formulés. Cependant, mis à part quelques exceptions ces modèles se concentrent sur un nombre restreint de mécanismes. De plus, peu sont adaptés à la simulation sur le moyen et long-terme. Les modèles basés sur les processus physiques permettent d’obtenir une bonne description de la dynamique de la zone littorale, mais requièrent des temps de calcul très importants et sont handicapés par l’accumulation d’erreur du fait d’une mauvaise caractérisation de certains processus. Les modèles cross-shore basés sur des lois d’équilibre offrent une très bonne alternative pour simuler les évolutions de trait de côte de l’échelle événementielle à l’échelle interannuelle. Toutefois, l’omission des processus longshore rend difficile l’application de ces modèles à de plus grandes échelles temporelles ; les processus longshore pouvant alors devenir dominants. Sur le long-terme (de la décennie au siècles) les modèles longshore sont capables de reproduire les tendances d’évolutions du trait de côte. Néanmoins, en négligeant les processus cross-shore ces modèles ne peuvent pas rendre compte de l’occurrence d’événements extrêmes (tempêtes, submersions marines) capables de générer des évolutions brutales et pérennes du trait de côte. Il apparaît primordial de réunir au sein d’un même modèle les approches longshore et cross-shore. Ce cap a été franchi avec le modèle de *Vitousek et al.* (2017), mais les nombreuses contraintes inhérentes à son implémentation numérique limitent les possibilités d’application. De plus, dans le cadre de simulations sur le long-terme l’utilisation du modèle de *Yates et al.* (2009) pour décrire les processus cross-shore représente une limitation physique car ce modèle exerce une force de rappel qui empêche le trait de côte d’évoluer loin de sa position d’équilibre de manière durable.

Le couplage des processus longshore et cross-shore au sein d’un nouveau modèle d’évolution du trait de côte représente un second axe de recherche qui est détaillé au travers des chapitres 4 et 5. Ce nouveau modèle est dénommé LX-Shore et s’appuie sur l’approche cellulaire one-line introduite par *Ashton et al.* (2001). Celle-ci permet de gérer des géométries complexes de la zone littorale tout en gardant une certaine simplicité numérique propice au couplage avec d’autres approches. Cette simplicité permet également d’atteindre des temps de calcul courts, et lors de l’implémentation numérique du code, un effort a été réalisé pour maintenir des temps de calcul acceptables (ex. : temps de calcul $<$ temps simulé $\times 10^{-3}$). Pour rendre compte des processus cross-shore liés à la variabilité de l’énergie incidente des vagues, ce nouveau modèle a été couplé avec une adaptation du modèle ShoreFor (*Davidson et al.*, 2013; *Splinter et al.*, 2014).

En l’absence de méthodes universelles et fiables pour déterminer l’impact de la variabilité du niveau moyen des mers sur les évolutions du trait de côte, et sachant que

la contribution de la remontée du niveau marin reste relativement faible voire non visible à l'échelle de quelques décennies (*Le Cozannet et al.*, 2014), la priorité a été mise sur le couplage des processus longshore et cross-shore. Toutefois le caractère modulaire de LX-Shore permettra facilement d'intégrer ultérieurement un module prenant en compte la remontée du niveau marin.

L'utilisation d'un modèle de vagues capable de simuler la transformation réelle des vagues en zone littorale est requise pour estimer avec réalisme les conditions de vagues au déferlement et le transport sédimentaire. La rétroaction entre les évolutions de plage et les vagues impacte fortement la variabilité du trait de côte, et doit être prise en compte. Un module bathymétrique a alors été intégré, en s'inspirant de la méthode présentée par *Kaergaard and Fredsoe* (2013a) dans une forme simplifiée. Une bathymétrie idéalisée est générée à chaque itération du modèle à partir de la forme du trait de côte. Cette bathymétrie permet au modèle d'être couplé avec le modèle spectral de vagues SWAN.

Le développement et les caractéristiques de ce nouveau modèle sont détaillés dans le chapitre 4, tandis que l'application à des cas d'études est présentée dans le chapitre 5.

Chapitre 3

Circulations atmosphériques et évolution du trait de côte : développement d'un modèle statistique

3.1 Introduction

Ce chapitre vise à mieux comprendre le rôle joué par les circulations atmosphériques synoptiques dans les évolutions du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues.

Le chapitre précédent a permis de décrypter la chaîne relationnelle existant entre la circulation atmosphérique, les vagues, l'hydrodynamique et la morphodynamique des zones littorales. Plusieurs études ont mis en évidence l'existence de relations directes entre la variabilité de la circulation atmosphérique et les évolutions du trait de côte observées le long de littoraux exposés aux vagues dans le bassin Pacifique (ex. : *Ranasinghe et al.*, 2004; *Kuriyama et al.*, 2012; *Barnard et al.*, 2015). De plus, les études portant sur les évolutions (passées et futures) du climat ont permis le développement de nombreuses réanalyses et projections atmosphériques globales dans lesquelles les principales variables atmosphériques (ex. : pression, vent) sont fournies dans l'espace et le temps (*Kalnay et al.*, 1996; *Uppala et al.*, 2005; *Compo et al.*, 2011; *Moss et al.*, 2010; *Taylor et al.*, 2012). Une bonne caractérisation des liens existant entre les fluctuations atmosphériques et la dynamique littorale permettrait alors de : (1) mieux comprendre le rôle joué par les circulations atmosphériques synoptiques dans les évolutions du trait de côte

le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues, (2) mieux appréhender les évolutions passées et futures des littoraux sableux à l'échelle globale.

L'existence de relations statistiques fortes entre les différents modes de circulations atmosphériques et les vagues (ex. : *Bacon and Carter*, 1993; *Wang and Swail*, 2001; *Woolf et al.*, 2002; *Charles et al.*, 2012b; *Bertin et al.*, 2013; *Santo et al.*, 2015; *Martínez-Asensio et al.*, 2016; *Castelle et al.*, 2017b) a impulsé le développement de méthodes statistiques capables de simuler les champs de vagues à partir des données atmosphériques sans avoir besoin de simuler les processus de génération, de propagation, d'interaction et de dissipation des vagues (ex. : *Wang et al.*, 2004; *Mori et al.*, 2013; *Laugel et al.*, 2014; *Camus et al.*, 2014; *Perez et al.*, 2015; *Santo et al.*, 2015). Cette approche dite de régionalisation statistique représente une alternative vis à vis de la régionalisation dynamique (ex. : *Mori et al.*, 2010; *Hemer et al.*, 2013; *Semedo et al.*, 2013; *Erikson et al.*, 2015) s'appuyant sur des modèles physiques très coûteux en ressources informatiques et en temps de calcul (*Perez et al.*, 2015).

Un premier axe de recherche de cette thèse a consisté au développement et à l'évaluation du potentiel d'une telle approche statistique pour le bassin Nord-Atlantique, appliquée non pas aux vagues mais aux évolutions du trait de côte. Dans ce modèle la variabilité de la circulation atmosphérique est décrite à travers les occurrences saisonnières des régimes de temps (voir section 2.2.1), et les évolutions du trait de côte sont reliées à une combinaison linéaire de ces occurrences. Le modèle est appliqué à la plage du Truc Vert (Nouvelle-Aquitaine, France) dans le but de reproduire les évolutions de trait de côte observées (Fig. 2.12) sur des échelles de temps supérieures à l'échelle saisonnière. Ces recherches font écho aux travaux de thèse d'Elodie Charles (*Charles*, 2012) qui ont révélé un contrôle des caractéristiques des vagues dans le Golfe de Gascogne exercé par certains régimes de temps. Ce travail a fait l'objet d'une publication scientifique en 2016 dans la revue *Geo-Marine Letters* (voir section 3.2). Cet article présente la plage du Truc Vert et les régimes de temps de l'Atlantique Nord ainsi que leurs impacts sur les vents de surface et les vagues. L'implémentation du modèle statistique y est décrite et les performances obtenues sont présentées. Enfin, les impacts de certains modes de circulations atmosphériques sur les évolutions du trait de côte sont explicités. Les limitations et perspectives de ce travail sont discutées dans la section 3.3.

3.2 Modèle statistique de trait de côte basé sur les régimes de temps

3.2.1 Résumé

Les travaux de modélisation destinés à étudier la dynamique du trait de côte de l'échelle journalière à interannuelle relient habituellement les évolutions du trait de côte aux vagues, courants et transports sédimentaires en s'appuyant sur des processus physiques complexes. Pour les environnements dominés par l'action des vagues, le forçage principal (les vagues) est contrôlé par la circulation atmosphérique régionale. Dans cet article, un modèle statistique simple basé sur les régimes de temps est développé puis testé avec des données de trait de côte collectées sur la plage du Truc Vert (Golfe de Gascogne, France) sur une période de 15 ans (2000-2014). Au total, 16 régimes de temps (quatre par saison) sont pris en compte. Les centroïdes et les occurrences sont déterminées à partir des réanalyses atmosphériques ERA-40 et ERA-Interim et en appliquant aux anomalies de hauteur du géopotentiel 500-hPa, prises au dessus du bassin Nord-Atlantique, une analyse en composante principale suivie d'une classification par la méthode du k-means. Le modèle développé est capable de reproduire 70% de la variabilité interannuelle du trait de côte observée. L'application d'un autre modèle de trait de côte forcé par les vagues, et largement éprouvé, sur la même période montre que les deux approches présentent les mêmes performances à l'échelle interannuelle. La relation entre les régimes de temps et le climat de vagues dans le Golfe de Gascogne est analysée et les régimes de temps impactant significativement les évolutions du trait de côte sont identifiés. Par exemple, le régime zonal hivernal, caractérisé par un renforcement du gradient de pression entre les basses pressions de l'Islande et les hautes pressions des Açores, est associé à des conditions fortement énergétiques et accroît les taux d'érosion du trait de côte. Cette étude démontre la prédictibilité de la variabilité interannuelle du trait de côte à partir d'un nombre limité de régimes de temps, ce qui ouvre de nouvelles perspectives pour la modélisation des évolutions du trait de côte et encourage les programmes de suivi du trait de côte sur le long-terme.

3.2.2 Article



ORIGINAL

Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay

A. Robinet^{1,2,3} · B. Castelle^{2,3} · D. Idier¹ · G. Le Cozannet¹ · M. Déqué⁴ · E. Charles⁵Received: 6 May 2016 / Accepted: 2 August 2016 / Published online: 9 August 2016
© The Author(s) 2016. This article is published with open access at Springerlink.com

Abstract Modeling studies addressing daily to interannual coastal evolution typically relate shoreline change with waves, currents and sediment transport through complex processes and feedbacks. For wave-dominated environments, the main driver (waves) is controlled by the regional atmospheric circulation. Here a simple weather regime-driven shoreline model is developed for a 15-year shoreline dataset (2000–2014) collected at Truc Vert beach, Bay of Biscay, SW France. In all, 16 weather regimes (four per season) are considered. The centroids and occurrences are computed using the ERA-40 and ERA-Interim reanalyses, applying *k*-means and EOF methods to the anomalies of the 500-hPa geopotential height over the North Atlantic Basin. The weather regime-driven shoreline model explains 70% of the observed interannual shoreline variability. The application of a proven wave-driven equilibrium shoreline model to the same period shows that both models have similar skills at the interannual scale. Relation between the weather regimes and the wave climate in the Bay of Biscay is investigated and the primary weather regimes impacting shoreline change are identified. For instance, the winter zonal regime characterized by a strengthening of the pressure gradient between the Iceland low and the Azores high is associated with high-energy wave conditions

and is found to drive an increase in the shoreline erosion rate. The study demonstrates the predictability of interannual shoreline change from a limited number of weather regimes, which opens new perspectives for shoreline change modeling and encourages long-term shoreline monitoring programs.

Introduction

Sandy coasts are complex environments that are under increasing threat posed by anthropogenic pressures and climate change. Shoreline change is governed by myriad nonlinear physical processes interacting through complex feedbacks covering a wide range of spatial and temporal scales (Stive et al. 2002), challenging model developments. Although several complex process-based morphodynamic models have been developed in recent decades, simulations at large temporal scales, i.e., years, are still hardly reliable. Shoreline evolution on timescales from hours (cf. storms) to years has recently been simulated with fair skill using wave-driven empirical equilibrium-based models (e.g., Davidson and Turner 2009; Yates et al. 2009; Davidson et al. 2013; Castelle et al. 2014; Splinter et al. 2014a). These models can also reproduce the interannual shoreline variability that sometimes exceeds the seasonal variability (e.g., Castelle et al. 2014). However, model skills strongly depend on the availability and quality of wave data. The characteristics of waves reaching the coast depend strongly on remote surface atmospheric circulation (e.g., Bacon and Carter 1993; Young 1999; Woolf et al. 2002; Le Cozannet et al. 2011; Charles et al. 2012a; Martínez-Asensio et al. 2016). Because waves are the primary driver of shoreline change along most coastlines, interannual shoreline variability is expected to be related to interannual large-scale atmospheric dynamics. Therefore, directly using atmospheric conditions as inputs in shoreline models appears

✉ A. Robinet
a.robinet@brgm.fr

¹ BRGM, DRP/R3C, 45100 Orléans, France

² CNRS, UMR 5805 EPOC, Pessac, France

³ Univ. Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Pessac, France

⁴ CNRM/GAME, Météo-France, Toulouse, France

⁵ CNRS, CNES, IRD, Université Paul Sabatier, UMR 5566 LEGOS, Toulouse, France

as an appealing approach. This reduced-complexity strategy may also implicitly account for other drivers such as mean water level fluctuations (Ruggiero et al. 2001; Serafin and Ruggiero 2014).

Using a simple approach, Kuriyama et al. (2012) revealed that about 45% of the interannual shoreline variability measured at a NW Pacific Ocean beach can be attributed to large-scale climate fluctuations described through a combination of teleconnection pattern indices. Barnard et al. (2015) recently gave new evidence that large-scale atmospheric circulation patterns control unusual, local storm-driven shoreline change around the Pacific Basin, with enhanced erosion along the NW American coast and the SE Australian coast caused by extreme El Niño and La Niña, respectively. Studies focusing on NE Atlantic sandy coasts and climate variability have already highlighted the existence of a relationship between the North Atlantic Oscillation teleconnection (NAO) and the beach sand bar states (e.g., Masselink et al. 2014) or along-shore sediment transport (e.g., Silva et al. 2012; Idier et al. 2013). However, none of these studies addresses the potential link between the large-scale atmospheric circulation and shoreline variability. In addition, these studies used teleconnection pattern indices to characterize the large-scale atmospheric circulation, as they are freely available online and easy to use. However, it is also possible to describe large-scale atmospheric circulation and its variability by so-called weather regimes.

Weather regimes are recurrent and persistent atmospheric circulation patterns. They are usually identified by cluster analysis (Michelangeli et al. 1995) applied to daily fields of mean sea-level pressure or geopotential height (at a given pressure level) taken over an area of interest. Using this approach, the North Atlantic synoptic circulation can be accurately characterized, as atmospheric data located over the oceanic basin only are used for the weather regime computation (Cassou et al. 2004; Barrier et al. 2013, 2014).

In this paper, a simple weather regime-driven shoreline model is implemented to investigate shoreline interannual variability at Truc Vert beach, Bay of Biscay, SW France. A set of 16 seasonal weather regimes (four per season) is computed for the North Atlantic Basin and the shoreline model is tested against a shoreline dataset covering a 15-year period from 2000 to 2014. The relation between weather regimes, waves and shoreline evolution, as well as the model skills are discussed.

Physical setting

Truc Vert is a meso-macrotidal double-barred open beach backed by high and wide coastal dunes (Fig. 1a, b). The sediment consists of fine to medium sand with a mean grain size of about 0.35–0.40 mm. Truc Vert is exposed to high-energy,

seasonally modulated waves generated over the North Atlantic Ocean with a mean significant wave height H_s of 1.7 m, a mean peak wave period of 10.3 s and a dominant WNW direction (Castelle et al. 2015). Summer is characterized by the dominance of NW short waves whereas longer and larger waves coming from the WNW prevail in winter. H_s can episodically exceed 8 m during severe winter storms with a peak wave period often larger than 15 s (Castelle et al. 2015). This is illustrated in Fig. 2e based on a time series of 3-hourly H_s offshore of Truc Vert beach with the superimposed 90-day moving average over the period 2000–2014 using the wave data described in Castelle et al. (2014).

The North Atlantic atmospheric circulation is characterized by westward-tracking extra-tropical low-pressure systems over the North Atlantic Ocean, which is regularly interrupted by broadening of high-pressure systems. In winter, the North Atlantic atmospheric variability is found to be accurately characterized on a daily basis through the so-called weather regime paradigm (see, for example, Barrier et al. 2014). Four well-defined circulation patterns inherent to the atmospheric dynamics over the North Atlantic Ocean are usually identified (Vautard 1990; Cassou et al. 2004). The zonal regime (ZO) is characterized by a strengthening of the pressure gradient between the Iceland low and the Azores high. The Greenland anticyclone (GA) exhibits an opposite structure with a gradient lowering. ZO and GA correspond to the positive and negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO+ and NAO–), respectively (Cassou et al. 2011). The blocking regime (BL) refers to a situation in which a persistent anticyclone is located over northern Europe and Scandinavia. The Atlantic ridge (AR) is associated with a broadening of the Azores high, and is very close to the negative phase of the East Atlantic pattern (EA; Barnston and Livezey 1987; Cassou et al. 2011). Intensification of the latitudinal pressure gradient over the North Atlantic Ocean typically results in stronger westerly winds promoting energetic waves that propagate toward Truc Vert, whereas persistence of anticyclonic conditions over the North Atlantic Basin results in smaller waves. However, the overall relations between these basin-scale weather regimes and the local wave and shoreline dynamics at Truc Vert have not yet been investigated. This is addressed in this study.

Materials and methods

Shoreline data

Two topographic datasets were gathered to produce a shoreline dataset that covers a 15-year study period from 2000 to 2014. From March 2000 to March 2005, single beach profiles were collected through various means (e.g., theodolite, DGPS). From April 2005 to December 2014, with a 1-year

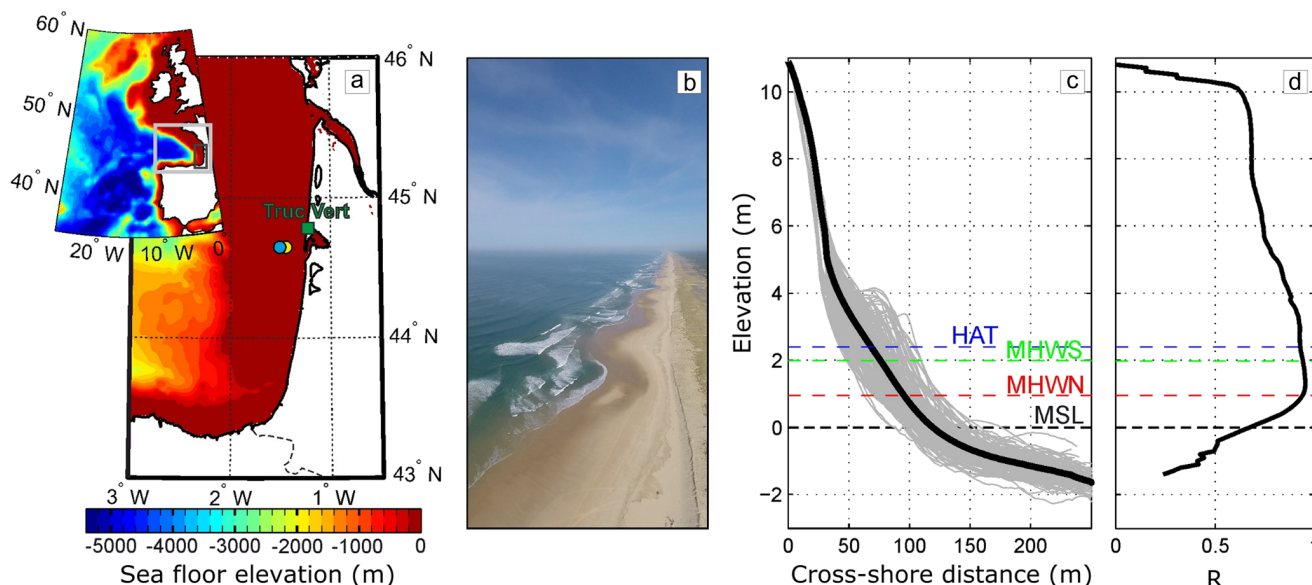


Fig. 1 **a** Truc Vert beach location (green square) in the Bay of Biscay (gray box), and buoy and wave model grid point used to produce the wave hindcast (blue and yellow dots, respectively). **b** Aerial view of Truc Vert beach. **c** Alongshore-averaged beach profiles surveyed at Truc Vert beach from April 2005 to April 2013 (gray curves) and time-

averaged mean profile (black curve). **d** Vertical distribution of correlation coefficient between shoreline position and total beach volume. HAT, MHWS, MHWN and MSL indicate highest astronomical tide, mean high water spring, mean high water neap and mean sea level, respectively

gap in 2008, 2–4 week sampled topographic surveys were performed at Truc Vert at spring low tide using a centimeter-accuracy Trimble 5700 DGPS. The alongshore coverage increased over the years from about 350–750 m in early 2009 to about 1,500 m in October 2012 onward. The topographic surveys were averaged alongshore to derive a mean beach profile (for more details, see Castelle et al. 2014, 2015 and Splinter et al. 2014a). Figure 1c shows the superimposed mean profiles surveyed from 2005 to 2013 where the elevation is given with respect to the local mean sea level, highlighting the large vertical and cross-shore variability.

The shoreline proxy explaining the largest amount of the total beach volume variability was chosen. The total beach volume was computed by integrating all positive elevations above the local mean sea level up to the backbeach where the topographic elevation remains approximately constant over time, with the total volume at the start of the survey period set to 0. The vertical distribution of the correlation coefficient between the shoreline proxy and the beach volume is reported in Fig. 1d for the 2005–2013 period. The best correlations are obtained for elevations ranging from 1 to 2 m above mean sea level, which approximately corresponds to the mean high water level for neap and spring tides, respectively (Fig. 1c, d). The mean high water level shoreline proxy (1.5 m above the local mean sea level) is used here, which agrees with previous shoreline modeling studies at Truc Vert beach (Castelle et al. 2014; Splinter et al. 2014a).

Figure 2f shows the time series of shoreline position at Truc Vert combining the whole dataset. Error bars indicate the alongshore standard deviation of the 1.5-m iso-contour, which

is a measure of beach three-dimensionality, with a mean error bar length of 7.9 m. The large variability in error bars starting in 2005 reflects the strong beach three-dimensional variability throughout the years. The shoreline positions prior to April 2005 are also included, despite their low accuracy blurring the seasonal variability. Nonetheless, this supplementary dataset further highlights a striking interannual shoreline signal within the entire 2000–2014 period. The seasonal cycles are generally characterized by a succession of accretional and erosional periods centered on the summer and winter, respectively. Spring and fall are both transition periods that can be either accretional or erosional, although a slight mean accretion trend is found for both seasons. The cross-shore amplitude of the interannual variability is 30 to 40 m, which is similar to the amplitude of the seasonal cycle. The whole dataset appears to capture two full cycles of interannual variability (Fig. 2f), with three shoreline minima (erosion) in approximately 2001, 2009 and 2014, and two maxima (accretion) in approximately 2005 and 2012.

Weather regime computation

Assessment of the North Atlantic climate variability is based on two global atmospheric reanalyses produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The ERA-40 reanalysis (Uppala et al. 2005) is used to compute the weather regime centroids and their daily occurrence for the 1958–2001 period. As the ERA-40 reanalysis does not cover the 2000–2014 study period, the ongoing ERA-Interim reanalysis (Dee et al. 2011), which started in 1979, is used to

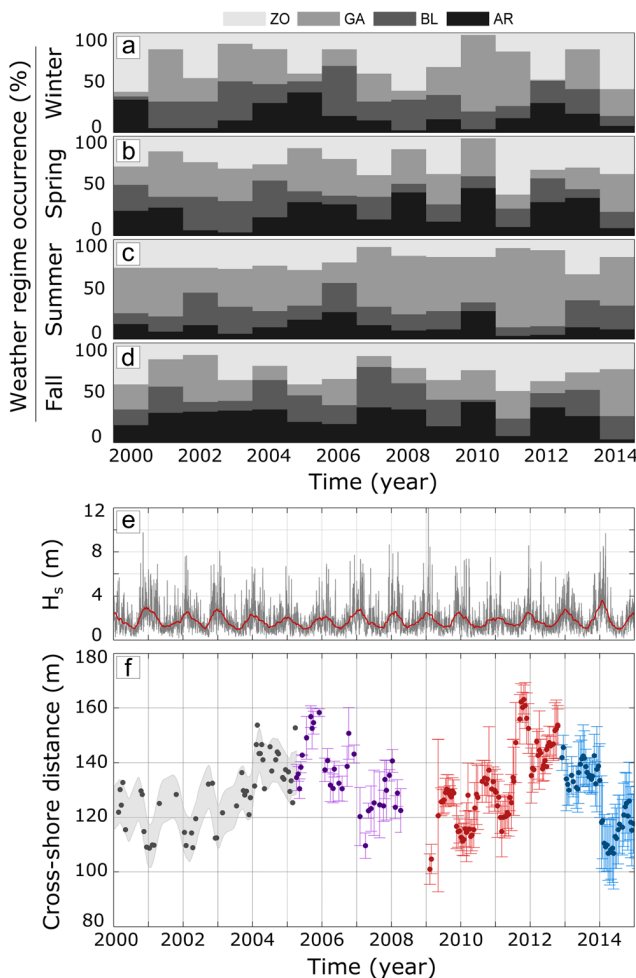


Fig. 2 **a–d** Seasonal weather regime occurrence in percentage derived from the ERA-Interim reanalysis from winter 2000 to fall 2014. ZO, GA, BL and AR Zonal, Greenland anticyclone, blocking and Atlantic ridge regimes, respectively. **e** Significant wave height H_s and 90-day moving average (red line). **f** Measured shoreline position using the mean high water level proxy at $z=1.5$ m. Gray dots Shoreline positions calculated using single beach profiles, colored dots shoreline positions calculated by averaging the position of the mean high water level iso-contour over an alongshore distance of approx. 350 m (purple), 750 m (red) and 1,500 m (blue). Error bars Associated cross-shore standard deviation. Gray area 90-day moving average $\pm$ mean cross-shore standard deviation

compute the daily occurrence of the weather regimes for this study period, assuming the quasi-stationarity of the weather regimes (Michelangeli et al. 1995; Cassou et al. 2004).

Because of a strong seasonal modulation of the North Atlantic atmospheric circulation, and in turn of the wave energy, weather regimes are computed by meteorological season: winter (December, January, and February), spring (March, April and May), summer (June, July and August) and fall (September, October and November). The weather regime centroids are computed as in Sanchez-Gomez et al. (2009), that is, by using the anomaly maps of the 500-hPa geopotential height (Z500) over the North Atlantic Basin

(90°W–30°E, 20–80°N) for the 1958–2001 period. The classification into weather regimes is performed by applying the k -means partition algorithm to the data after reducing the number of degrees of freedom using an EOF decomposition (Michelangeli et al. 1995). Only the first 15 principal components are retained, which explains about 90% of the total variance. For each season the optimal Z500 anomaly field partitioning is carried out with four clusters. Once the centroids are defined, for both reanalyses the weather regime occurrence is computed on a daily basis, such that each day is associated to one of the 16 weather regimes. The similarity criterion is based on the Euclidian distance between the daily Z500 anomaly map and the weather regime centroids. Finally, yearly seasonal occurrence is computed to provide the time series of seasonal weather regime occurrence. For each season of each year, the cumulative occurrence of the four seasonal weather regimes always equals 100% of the time, meaning that the time series are interdependent within each season.

Weather regime impact on wave climate

At Truc Vert and along many other waved-dominated sandy beaches, waves are the primary driver of shoreline change. To support the development of a shoreline evolution model driven by weather regimes, the relation between the weather regimes and the local wave climate is explored on seasonal timescales. This relation is assessed by computing correlation maps between time series of seasonal weather regime occurrence derived from the ERA-40 reanalysis (1958–2001) and seasonal wave parameter anomalies computed over the Bay of Biscay (bordered by the N Spanish and W French coasts, see Fig. 1) using the BoBWA-10kH wave hindcast (Charles et al. 2012b). The wave parameters used are H_s , the mean wave period and the peak wave direction. Because waves are essentially wind-generated, to provide insights into possible relations between weather regimes and waves the seasonal surface wind modification over the North Atlantic Ocean is assessed by computing and analyzing the 10-m seasonal mean wind maps and the 10-m wind mean composites corresponding to the 16 weather regimes.

Statistical weather regime-driven shoreline model

To investigate the predictability of the interannual shoreline variability, a simple model linking seasonal shoreline change and weather regime occurrence is developed. A limited number of weather regimes is used in comparison with existing studies downscaling wave climatology from atmospheric data (e.g., Camus et al. 2014; Laugel et al. 2014). Here, using a small number of well-defined circulation patterns is a necessary requirement both to ease interpretation and to achieve a robust statistical model setup as a higher number of circulation patterns would require a longer shoreline dataset. The model

considers the shoreline position as an auto-regressive process (i.e., it depends linearly on its own previous values) and assumes that, for a given season, the rate of shoreline change is controlled by a linear combination of individual weather regime occurrence. With these assumptions, the simulated shoreline position x_{mod} is calculated on the first day of each season:

$$x_{\text{mod}}(t + \Delta t) = x_{\text{mod}}(t) + u_{\text{mod}}(t) \times \Delta t$$

where t is the time, Δt is the seasonal time step and equals the duration of that season in days (between t and $t + \Delta t$), and u_{mod} is the weather regime-based estimate of shoreline change rate during that season. u_{mod} is obtained from the following season-dependent equation:

$$u_{\text{mod}}(t) = a_{\text{season}} + \sum_{i=1}^3 b_{i,\text{season}} \text{WR}_i(t)$$

where WR_i is the occurrence value of the i th weather regime during a given season, $b_{i,\text{season}}$ is the coefficient associated with WR_i and is season-dependent, and a_{season} is a season-dependent constant. Values of a_{season} and $b_{i,\text{season}}$ are calibrated for each season by performing multiple-linear regression between the seasonal weather regime occurrence and the corresponding time series of measured seasonal shoreline change rate over the period spanning April 2005 to December 2014 (hereafter called the calibration period). For each season only three out of the four time series of seasonal weather regime occurrence are used as these time series are interdependent (see Weather regime computation subsection). Indeed, the sum of the occurrence of the four weather regimes is 100%, such that the occurrence of the fourth regime can be deduced from the occurrence of the three other ones. Using the four time series would therefore add redundant data in the multiple-linear regressions. A preliminary analysis indicates that changing the three weather regimes causes no change to the model output.

Both the measured and simulated shoreline time series are detrended with a linear fit to remove the long-term trend, as this study aims at investigating the interannual variability of shoreline change. The model skill is assessed in terms of the root-mean-square error (RMSE) and coefficient of determination (R^2). Since the topographic surveys were performed at irregular intervals and depending on tide range, there is no measurement concurrent with the model output. To assess model skill, each simulated shoreline position is associated with the average of the measured shoreline positions at ± 15 days of the simulated position. As a last processing step, the measured and simulated shoreline position time series are linearly interpolated and further low-pass filtered with a 2-year cutoff frequency to focus on the inter-annual shoreline variability.

Results

Weather regimes and wave climate

The four computed winter centroids (Fig. 3a, e, i, m) are very similar in pattern with those described in the literature (Vautard 1990; Cassou et al. 2004) and introduced in the Physical setting section. For the other seasons, the centroids are characterized by similar anomaly patterns, although some significant shifts of the Z500 anomaly position and magnitude are detected, especially during fall (Fig. 3). For clarity, each centroid is denoted by the name of the most similar winter centroid.

The most significant correlation maps are obtained for the winter and summer seasons (Figs. 4 and 5, respectively). For both seasons, the seasonal wave characteristics off the SW French Atlantic coast appear to be strongly related with the weather regimes. High occurrence of winter and summer ZO is associated with an increase in H_s and mean wave period (Figs. 4a, b and 5a, b). During winter and summer, high occurrence of GA is associated with an anticlockwise rotation of the peak wave direction (Figs. 4f and 5f). In addition, high occurrence of winter GA decreases the mean wave period (Fig. 4e) whereas high occurrence of summer GA leads to an increase in H_s (Fig. 5a). High occurrence of winter and summer BL is associated with a slight decrease in H_s (Figs. 4g and 5g). Finally, high occurrence of winter and summer AR drives a clockwise rotation of the peak wave direction (Figs. 4l and 5l) along with a decrease in H_s , which is more pronounced in summer (Figs. 4j and 5j).

Figure 6 reveals that the weather regimes appear to strongly modulate the surface wind patterns over the North Atlantic Basin. While some weather regimes are associated with a strong reinforcement of the mean surface circulation at various locations (e.g., ZO), others lead to a decrease in wind magnitude and drive significant change in the mean surface wind direction (e.g., AR).

The time series of seasonal weather regime occurrence from winter 2000 to fall 2014 and derived from the ERA-Interim reanalysis are shown in Fig. 2a–d. The North Atlantic Ocean atmospheric circulation displays a strong variability on both seasonal and interannual timescales.

Model results

The simulated shoreline position in Fig. 7a indicates that the seasonal cycles over the calibration period are well captured by the model, although the cross-shore excursion is slightly underestimated. Over this period, the RMSE and R^2 calculated between the measured and simulated shoreline positions are 8.6 m and 0.61, respectively. Prior to April 2005, the seasonal cycles are still reproduced, with the low-accuracy data over this period preventing relevant model skill assessment.

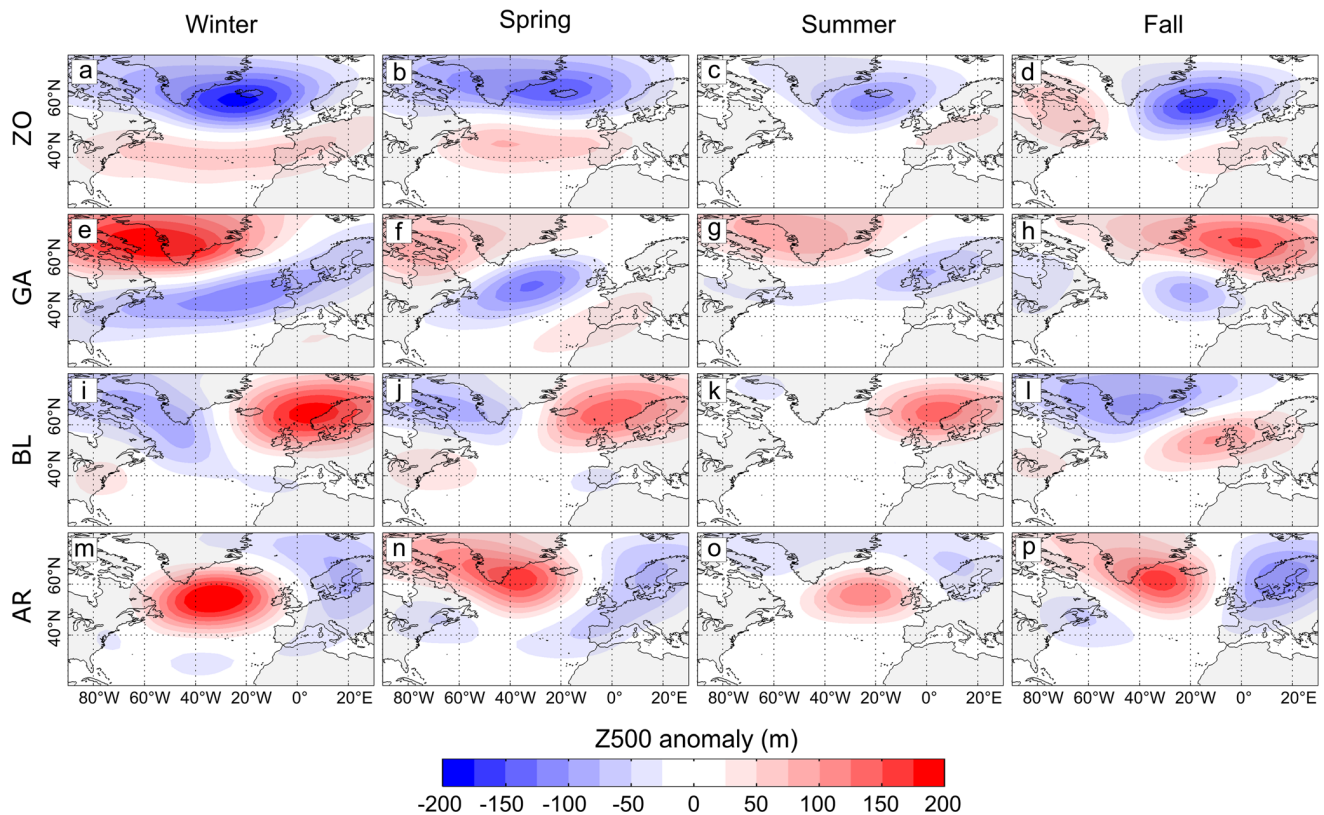


Fig. 3 North Atlantic weather regime centroids for winter (December, January, February), spring (March, April, May), summer (June, July, August) and fall (September, October, November). The centroids are computed from the anomaly maps of the 500-hPa geopotential height

over the North Atlantic Basin obtained from the ERA-40 reanalysis. ZO, GA, BL and AR Zonal, Greenland anticyclone, blocking and Atlantic ridge regimes, respectively

Figure 7b shows the interannual signal contained in both time series, highlighting that the model reproduces the interannual variability from April 2005 to December 2014 with excellent skill (RMSE and R^2 of 5.0 m and 0.93, respectively). From 2000 to the end of 2004, the overall slow accretion trend in the measurements is well captured by the model, although there is a substantial shift between the two signals. Therefore, the interannual variability is also well reproduced over the entire period, with a RMSE of 5.9 m and R^2 of 0.70.

Discussion

Weather regimes, wave climate and shoreline change

A detailed inspection of Fig. 6 shows how the weather regimes can affect the wave climate in the Bay of Biscay. The surface wind modifications induced by the weather regimes have a profound impact on wave generation in the North Atlantic Ocean and, in turn, on the waves reaching the Bay of Biscay. Figure 6a–d indicates that during all seasons ZO occurrence is characterized by above average surface winds blowing from the W to E, such that ZO occurrence should allow energetic swells to develop and propagate toward W

European coasts, which agrees with the results found in Fig. 4a, b and Fig. 5a, b. On the contrary, Fig. 6m–p shows that AR occurrence is characterized by a strong reduction or even a disappearance of the W wind component over the central part of North Atlantic Ocean and by an increase in winds blowing from the N–NW over the Bay of Biscay. These combined effects should limit swell occurrence and favor the formation of NW seas in the Bay of Biscay, explaining the wave patterns depicted in Fig. 4j–l and Fig. 5j–l. Figure 6e, g reveals that the maximal zonal surface circulation is shifted southward for winter and summer GA occurrence, giving a plausible reason for the anticlockwise rotation of wave direction observed in Fig. 4f and Fig. 5f. The interpretation of the wind composites associated with BL occurrence (Fig. 6i–l) is more difficult. However, the slight decrease in H_s observed in winter and summer (Figs. 4g and 5g) could be related to the smaller distance over which westerly surface winds blow in the middle of the North Atlantic Ocean.

To estimate weather-regime impact on shoreline change on seasonal timescales, correlation coefficients (R) between the time series of the seasonal weather regime occurrence and seasonal shoreline change rate are calculated for the 2005–2014 calibration period. A positive value indicates that the

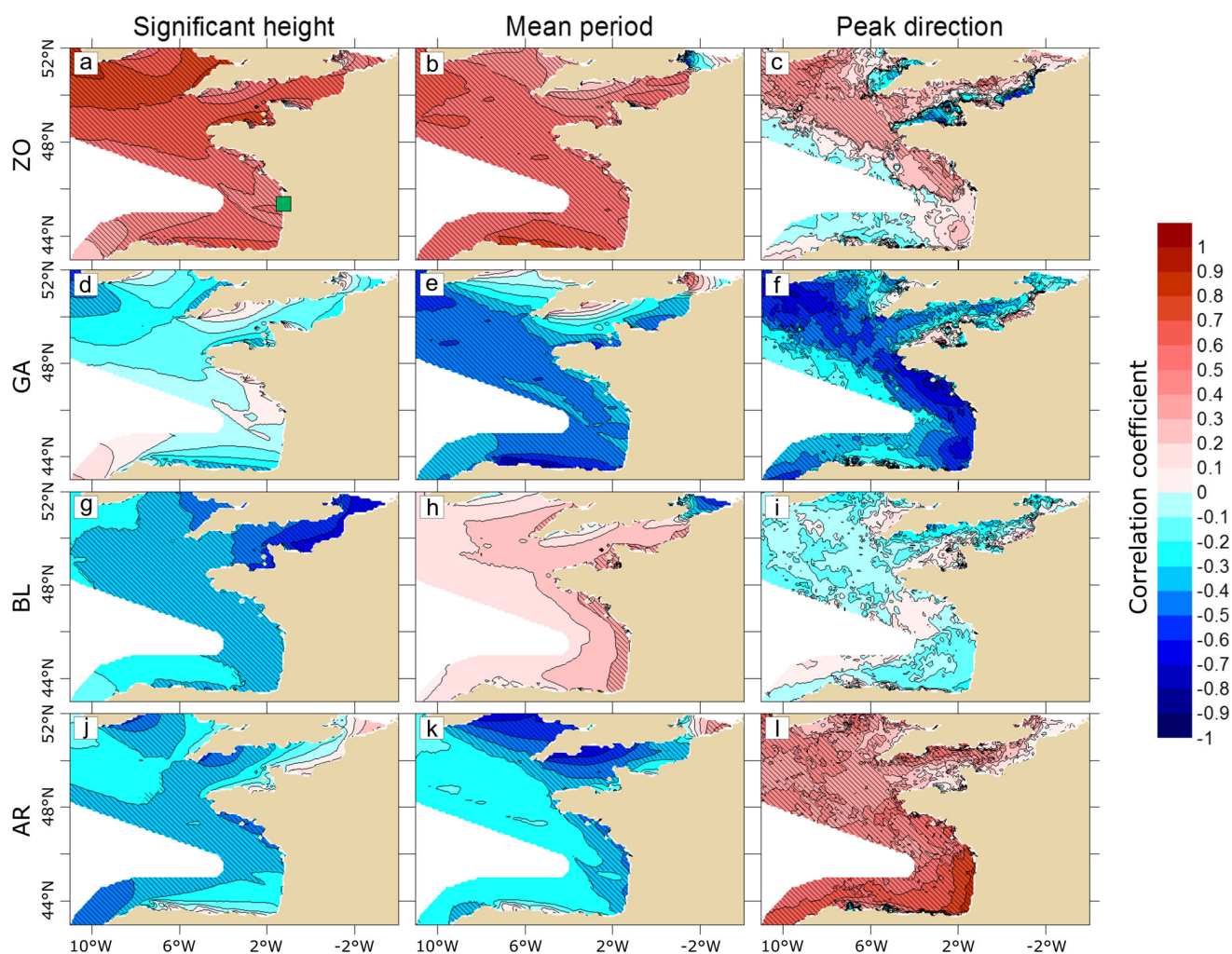


Fig. 4 Correlation maps computed between the winter weather regime occurrence derived from the ERA-40 reanalysis and wave characteristic anomalies calculated from the BoBWA-10kH wave hindcast in the Bay of Biscay for the 1958–2001 period. A positive anomaly in peak direction

corresponds to a clockwise rotation. *Hatched areas* Significant correlations at 95%. *ZO, GA, BL and AR* Zonal, Greenland anticyclone, blocking and Atlantic ridge regimes, respectively. *Green square* (upper left) Truc Vert beach location

corresponding weather regime reduces the seasonal erosion trend or amplifies the seasonal accretion trend. Most of the obtained correlation values are not statistically significant. However, four seasonal weather regimes have significant correlation with p -values ranging from 0.05 to 0.15: in winter, ZO high occurrence increases erosion rate ($R=-0.56$); in spring, AR high occurrence is associated with a decreased accretion rate ($R=-0.60$); in summer, GA and BL high occurrences lead to an increase ($R=0.61$) and a decrease in accretion rate ($R=-0.67$), respectively. It has been proven on many wave-dominated coasts that shoreline change rate is proportional to the incident wave energy, and the energy disequilibrium between this energy and the equilibrium energy for which the coast is stable (Davidson and Turner 2009; Yates et al. 2009). Thus, the statistically significant relationships identified here may be related to weather regime-driven modulation of incoming wave energy. Change in water level induced by weather regime-driven variations of sea-level pressure

(Barrier et al. 2013) and/or onshore winds (Ullmann and Moron 2008; Ullmann and Monbaliu 2010) may also impact shoreline change as storm wave events coinciding with higher water levels result in higher rates of erosion (Ruggiero et al. 2001; Serafin and Ruggiero 2014). However, this was not verified here as it is beyond the scope of this study.

According to the results of the correlation maps (Fig. 4), in winter, only high occurrence of ZO is associated with larger and longer waves offshore of Truc Vert, which is expected to increase beach erosion. During summer, high occurrence of GA is associated with larger waves and an anticlockwise rotation of the peak wave direction (Fig. 5d, f), allowing the wave incidence to be closer to shore normal. Onshore wave-driven sediment transport requires a minimal amount of incident wave energy to move the eroded sand back on the beach. It is hypothesized that, for the summer GA weather regime, slightly above average H_s favors beach recovery at Truc Vert. The results also reveal that, during summer, high occurrence

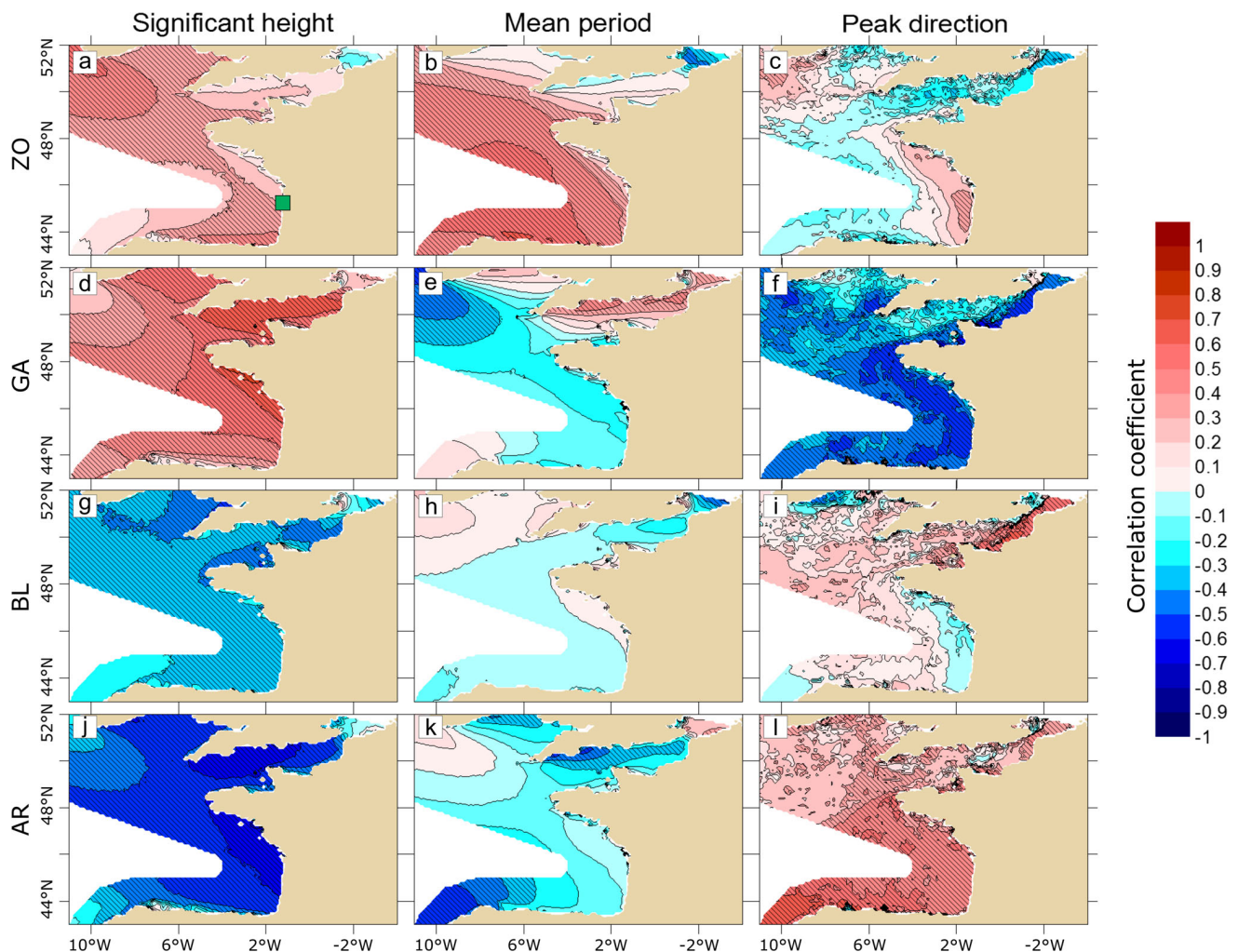


Fig. 5 Same as Fig. 4 for summer

of BL is associated with smaller waves (Fig. 5g) and BL occurrence appears to be anti-correlated to GA occurrence in summer (Fig. 2c). By reducing the occurrence of GA and by causing lower energy conditions, BL high occurrence is expected to slow down beach recovery at Truc Vert. Figure 6n shows that spring AR is characterized by nearly no wind circulation over the central part of the North Atlantic Ocean, and light winds blowing from the N over the Bay of Biscay resulting in very low energy conditions. High occurrence of AR in spring is therefore associated with low incoming wave energy at Truc Vert, which limits post-winter beach recovery.

Shoreline change also strongly depends on antecedent wave conditions (Wright and Short 1984; Davidson et al. 2013; Splinter et al. 2014a) and storm event chronology (Splinter et al. 2014b). Therefore, investigating the individual contribution of the weather regimes to shoreline change on seasonal timescales could be improved by accounting for a “memory” effect. However, the present shoreline dataset spans too short a duration to perform such an analysis.

Weather regime-driven shoreline model

To test the ability of the model to simulate the relationship between the seasonal weather regime occurrence and the interannual shoreline variability, randomization tests are performed. Model input data were replaced by a dataset of 16 random signals following a uniform law with mean and standard deviation similar to the time series of weather regime occurrence. Over 1,000 simulations were performed on random inputs, and the results indicate that the probability to increase model skill is less than 1%. This confirms that the model is not over-calibrated and that there is a physical relation between the combination and succession of the seasonal weather regime occurrence and the interannual shoreline dynamics. According to the above results, large-scale atmospheric fluctuations over the North Atlantic Ocean, described here through the weather regime paradigm, can explain up to 70% of the interannual shoreline variability measured at Truc Vert beach between 2000 and 2014. However, the model

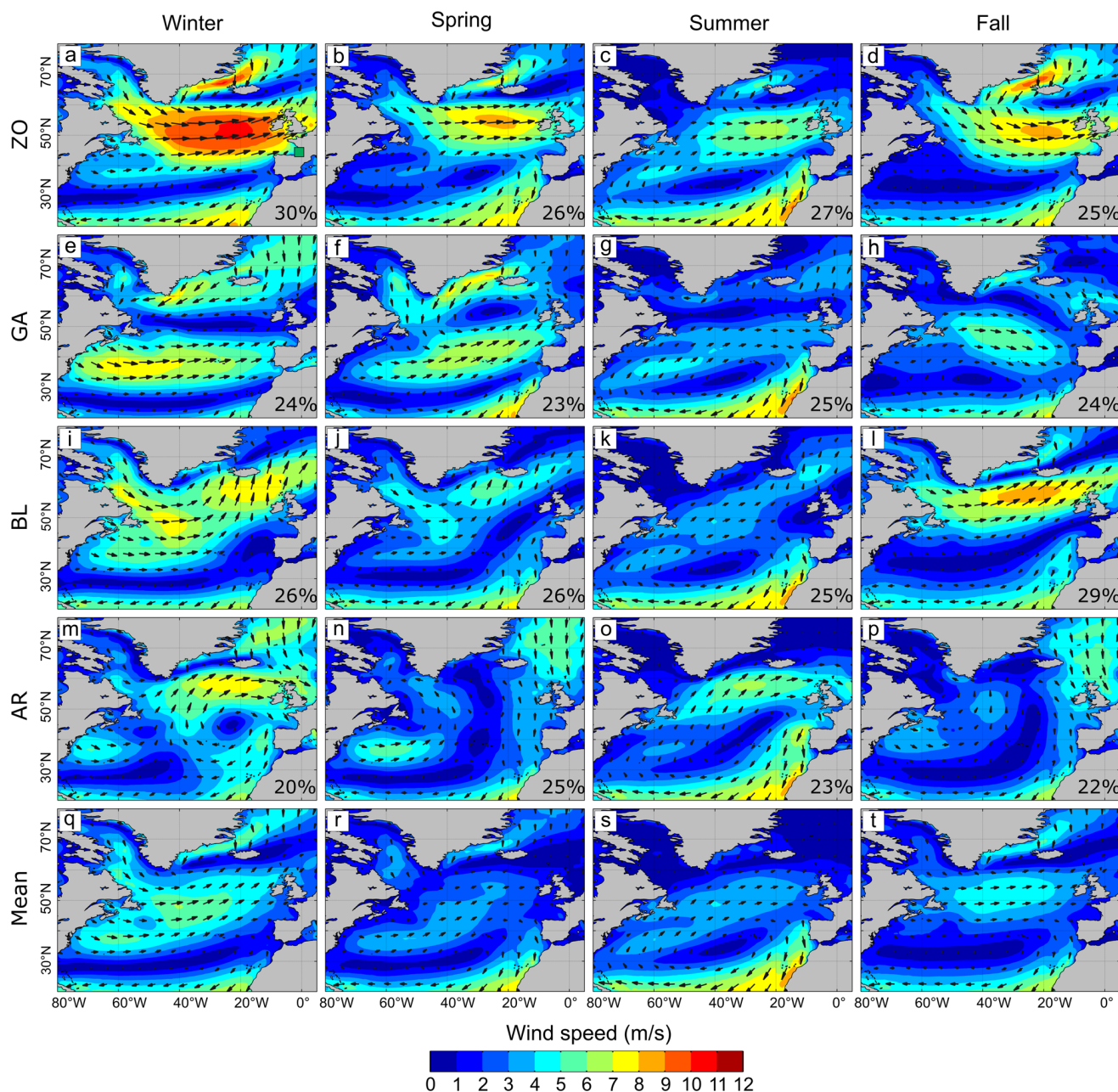


Fig. 6 a–p Mean seasonal wind composites for each weather regime and q–t mean seasonal wind fields derived from ERA-40 10-m wind fields of the 1958–2001 period for winter (December, January, February), spring (March, April, May), summer (June, July, August) and fall (September,

October, November). *Percentages* Mean seasonal weather regime occurrence. ZO, GA, BL and AR Zonal, Greenland anticyclone, blocking and Atlantic ridge regimes, respectively. *Green square* (upper left) Truc Vert beach location

underestimates both maxima for erosion and accretion because it solves shoreline change on a seasonal timescale. This is a major limitation compared to equilibrium shoreline models (e.g., Yates et al. 2009) based on time steps of the order of hours. Nonetheless, it is important to note that these models also tend to underestimate maxima for both erosion and accretion (e.g., Splinter et al. 2014a), which can be attributed to the omission of other factors such as tides and sandbar welding to the shore.

To compare the model developed here (hereafter referred to as the RO16 model) with existing wave-driven shoreline evolution models, the model of Yates et al. (2009) is used (hereafter referred to as the YA09 model). The setup of the YA09 model is performed following the method in Castle et al. (2014) using the calibration and simulation periods addressed herein. Results from the YA09 model are superimposed on those from the RO16 model in Fig. 7a. Consistently with the methodology described in the Materials and methods section,

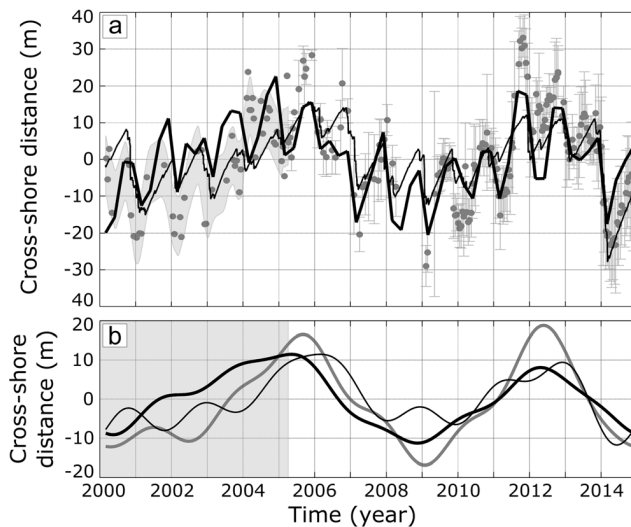


Fig. 7 **a** Measured (gray dots) and simulated (thick black line) shoreline position after detrending. Error bars and gray shading Alongshore variability, as in Fig. 2f. **b** Measured (thick gray line) and simulated (thick black line) shoreline position after detrending and 2-year low-pass filtering. Gray area Period of low-accuracy measurements. Thin black line in **a** and **b** Results obtained with the model of Yates et al. (2009) using the same calibration and simulation periods; model setup based on Castelle et al. (2014)

the new simulated shoreline position is detrended, linearly interpolated and low-pass filtered with a 2-year cutoff frequency to extract the interannual variability (Fig. 7b). Over the entire study period the interannual variability is well reproduced by the YA09 model, with a RMSE of 6.0 m and R^2 of 0.69. The YA09 model does not perform better during the calibration period, as the RMSE increases to 6.4 m while the R^2 barely changes (0.70).

The RO16 model is more skillful than the YA09 model during the calibration period presumably because of the large number of input variables and best-fit coefficients that ensure an optimized fitting with field data. Another asset of the RO16 model is that it does not need wave hindcast data, which can require much effort (e.g., model setup, computation, validation) for simulations particularly along rugged coastlines. Equilibrium shoreline models such as the YA09 model were developed to explicitly account for beach memory, which has been known for decades to be critical to short-term beach response to a given storm (Wright and Short 1984). Here, the RO16 model is successful in simulating the interannual shoreline change based on the occurrence of weather regimes without using prior weather regime conditions. This suggests that storm chronology and memory effects are much less important for interannual shoreline change than for short-term beach response.

This new modeling approach should be applicable to other North Atlantic wave-dominated beaches for which the local wave climate is modulated by large-scale atmospheric circulation adequately described by the North Atlantic weather regimes. This would require further calibration, as the best-fit

coefficients are site-specific. For instance, Martínez-Asensio et al. (2016) demonstrated that while NW European Atlantic coasts experience above average wave energy conditions during high winter NAO+, the S European Atlantic coasts undergo the opposite (and vice versa for high winter NAO–). This in turn drives opposite shoreline response, as for instance during the winter 2009/2010. This winter was associated with very high occurrence of the GA regime (Figs. 2a and 3e) with limited erosion at Truc Vert beach (Fig. 2f), while strong erosion was measured at Levante Beach (SW Spain; Rangel-Buitrago and Anfuso 2011). At the other end of the spectrum, beaches with similar wave exposure may exhibit similar links with weather regimes. Comparative data presented in Masselink et al. (2016a, 2016b) reveal that shoreline change patterns on interannual timescales are very similar at Perranporth beach (SW England) and Truc Vert beach. Future work should involve application of this statistical model to other coasts exposed to waves generated over the North Atlantic Ocean.

Conclusions

This paper introduces the development of a new weather regime-driven shoreline model that explains more than 70% of the shoreline interannual variability observed at a high-energy sandy beach in SW France. This implies that interannual shoreline variability on open sandy coasts can be inextricably linked to natural climatic variability over oceanic basins. Findings from this study are limited to a 15-year shoreline time series at a given site, suggesting the need for continued or new long-term shoreline monitoring programs in contrasting hydrodynamics and geological settings to further test and improve a new generation of weather regime-driven shoreline models.

Acknowledgments This work was financially supported by the Carnot-BRGM scholarship (Carnot 2014 - Action 1) and by the Agence Nationale de la Recherche through the CHIPO project (ANR-14-ASTR-0004-01). The ERA-40 and ERA-Interim reanalyses are available on the ECMWF Public Datasets web interface (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>). The authors thank the colleagues, including Stephane Bujan and Sophie Ferreira, and PhD students involved with the topographic data collection at Truc Vert over the last 15 years. Two anonymous reviewers as well as the journal editors are gratefully acknowledged for their constructive comments and corrections that greatly improved the manuscript.

Compliance with ethical standards

Conflict of interest The authors declare that there is no conflict of interest with third parties.

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made.

References

- Bacon S, Carter DJT (1993) A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *Int J Climatol* 13:423–436. doi:10.1002/joc.3370130406
- Barnard PL, Short AD, Harley MD and 14 others (2015) Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. *Nat Geosci* 8:801–807. doi:10.1038/ngeo2539
- Barnston AG, Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon Weather Rev* 115:1083–1126. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2
- Barrier N, Treguier A-M, Cassou C, Deshayes J (2013) Impact of the winter North-Atlantic weather regimes on subtropical sea-surface height variability. *Clim Dyn* 41:1159–1171. doi:10.1007/s00382-012-1578-7
- Barrier N, Cassou C, Deshayes J, Treguier A-M (2014) Response of North Atlantic Ocean circulation to atmospheric weather regimes. *J Phys Oceanogr* 44:179–201. doi:10.1175/JPO-D-12-0217.1
- Camus P, Menéndez M, Méndez FJ, Izaguirre C, Espejo A, Cánovas V, Pérez J, Rueda A, Losada IJ, Medina R (2014) A weather-type statistical downscaling framework for ocean wave climate. *J Geophys Res Oceans* 119:7389–7405. doi:10.1002/2014JC010141
- Cassou C, Terray L, Hurrell JW, Deser C (2004) North Atlantic winter climate regimes: spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J Clim* 17:1055–1068. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2
- Cassou C, Minvielle M, Terray L, Périquaud C (2011) A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Clim Dyn* 36:19–39. doi:10.1007/s00382-010-0781-7
- Castelle B, Marieu V, Bujan S, Ferreira S, Parisot J-P, Capo S, Sénéchal N, Chouzenoux T (2014) Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Mar Geol* 347:85–94. doi:10.1016/j.margeo.2013.11.003
- Castelle B, Marieu V, Bujan S, Splinter KD, Robinet A, Sénéchal N, Ferreira S (2015) Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238:135–148. doi:10.1016/j.geomorph.2015.03.006
- Charles E, Idier D, Delecluse P, Déqué M, Le Cozannet G (2012a) Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dyn* 62:831–848. doi:10.1007/s10236-012-0534-8
- Charles E, Idier D, Thiébot J, Le Cozannet G, Pedreros R, Ardhuin F, Planton S (2012b) Present wave climate in the Bay of Biscay: spatiotemporal variability and trends from 1958 to 2001. *J Clim* 25:2020–2039. doi:10.1175/JCLI-D-11-00086.1
- Davidson MA, Turner IL (2009) A behavioral template beach profile model for predicting seasonal to interannual shoreline evolution. *J Geophys Res* 114:F01020. doi:10.1029/2007JF000888
- Davidson MA, Splinter KD, Turner IL (2013) A simple equilibrium model for predicting shoreline change. *Coast Eng* 73:191–202. doi:10.1016/j.coastaleng.2012.11.002
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ and 33 others (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–597. doi:10.1002/qj.828
- Idier D, Castelle B, Charles E, Mallet C (2013) Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France. *J Coast Res* 165:1785–1790. doi:10.2112/SI65-302.1
- Kuriyama Y, Banno M, Suzuki T (2012) Linkages among interannual variations of shoreline, wave and climate at Hasaki, Japan. *Geophys Res Lett* 39:L06604. doi:10.1029/2011GL050704
- Laugel A, Menendez M, Benoit M, Mattarolo G, Méndez F (2014) Wave climate projections along the French coastline: dynamical versus statistical downscaling methods. *Ocean Model* 84:35–50. doi:10.1016/j.ocemod.2014.09.002
- Le Cozannet G, Lecacheux S, Delvallee E, Desramaut N, Oliveros C, Pedreros R (2011) Teleconnection pattern influence on sea-wave climate in the Bay of Biscay. *J Clim* 24:641–652. doi:10.1175/2010JCLI3589.1
- Martínez-Asensio A, Tsimplis MN, Marcos M, Feng X, Gomis D, Jordà G, Josey SA (2016) Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability. *Int J Climatol* 36:1210–1225. doi:10.1002/joc.4415
- Masselink G, Austin M, Scott T, Poate T, Russell P (2014) Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology* 226:76–93. doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.025
- Masselink G, Castelle B, Scott T, Dodet G, Suanes S, Jackson D, Floch F (2016a) Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophys Res Lett* 43(2135):–2143. doi:10.1002/2015GL067492
- Masselink G, Scott T, Poate T, Russell P, Davidson M, Conley D (2016b) The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surf Process Landf* 41:378–391. doi:10.1002/esp.3836
- Michelangeli P-A, Vautard R, Legras B (1995) Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. *J Atmos Sci* 52:1237–1256. doi:10.1175/1520-0469(1995)052<1237:WRRAS>2.0.CO;2
- Rangel-Buitrago N, Anfuso G (2011) Morphological changes at Levante Beach (Cadiz, SW Spain) associated with storm events during the 2009–2010 winter season. *J Coast Res* 64:1886–1890
- Ruggiero P, Komar PD, McDougal WG, Marra JJ, Beach RA (2001) Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches. *J Coast Res* 17:407–419
- Sanchez-Gomez E, Somot S, Déqué M (2009) Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe–Atlantic during the period 1961–2000. *Clim Dyn* 33:723–736. doi:10.1007/s00382-008-0502-7
- Serafin KA, Ruggiero P (2014) Simulating extreme total water levels using a time-dependent, extreme value approach. *J Geophys Res Oceans* 119:6305–6329. doi:10.1002/2014JC010093
- Silva AN, Taborda R, Bertin X, Dodet G (2012) Seasonal to decadal variability of longshore sand transport at the northwest coast of Portugal. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 138:464–472. doi:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000152
- Splinter KD, Turner IL, Davidson MA, Barnard P, Castelle B, Oltman-Shay J (2014a) A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *J Geophys Res Earth Surf* 119:1936–1958. doi:10.1002/2014JF003106
- Splinter KD, Carley JT, Golshani A, Tomlinson R (2014b) A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion. *Coast Eng* 83:49–55. doi:10.1016/j.coastaleng.2013.10.001
- Stive MJF, Aarninkhof SGJ, Hamm L, Hanson H, Larson M, Wijnberg KM, Nicholls RJ, Capobianco M (2002) Variability of shore and shoreline evolution. *Coast Eng* 47:211–235. doi:10.1016/S0378-3839(02)00126-6
- Ullmann A, Monbaliu J (2010) Changes in atmospheric circulation over the North Atlantic and sea-surge variations along the Belgian coast during the twentieth century. *Int J Climatol* 30:558–568. doi:10.1002/joc.1904
- Ullmann A, Moron V (2008) Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *Int J Climatol* 28:159–171. doi:10.1002/joc.1527

- Uppala SM, Kållberg PW, Simmons AJ and 43 others (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012. doi:[10.1256/qj.04.176](https://doi.org/10.1256/qj.04.176)
- Vautard R (1990) Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. *Mon Weather Rev* 118: 2056–2081. doi:[10.1175/1520-0493\(1990\)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<2056:MWROTN>2.0.CO;2)
- Woolf DK, Challenor PG, Cotton PD (2002) Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J Geophys Res* 107:9-1–9-14. doi:[10.1029/2001JC001124](https://doi.org/10.1029/2001JC001124)
- Wright L, Short A (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Mar Geol* 56:93–118. doi:[10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)
- Yates ML, Guza RT, O'Reilly WC (2009) Equilibrium shoreline response: observations and modeling. *J Geophys Res* 114:C09014. doi:[10.1029/2009JC005359](https://doi.org/10.1029/2009JC005359)
- Young IR (1999) Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate. *Int J Climatol* 19:931–950. doi:[10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199907\)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O)

3.2.3 Limitations et perspectives

L'approche statistique présentée dans la section précédente apparaît prometteuse pour comprendre et prédire la variabilité temporelle du trait de côte. Les limitations identifiées et certaines perspectives d'amélioration sont exposées au travers de la présente section.

Une première limitation concerne l'utilisation de cette approche pour l'estimation des évolutions du trait de côte dans le futur (ex. : le XXI^e siècle). En effet, les régimes de temps sont supposés être une propriété intrinsèque de la circulation atmosphérique au-dessus du bassin Nord-Atlantique. Cela permet de considérer que les évolutions futures de la circulation atmosphérique ne résulteront pas de l'apparition de nouveaux modes de variabilités mais d'une modification de la distribution des fréquences d'occurrence des régimes de temps identifiés sur la période du XX^e siècle (*Cassou et al.*, 2004). Or il semblerait que dans les projections climatiques futures ces modes de variabilité soient mal reproduits (*Hertig and Jacobeit*, 2014). La capacité du modèle statistique présenté ici pour simuler les évolutions futures de trait de côte à partir des occurrences de régimes de temps issues de projections atmosphériques est alors discutable. Pour la période actuelle, ou sur une période passée proche ce modèle reste valide, dans la mesure où ces modes de variabilité sont présents dans les réanalyses atmosphériques telles que ERA-40 (*Uppala et al.*, 2005) ou NCEP/NCAR (*Kalnay et al.*, 1996). Pour les périodes futures, avant d'appliquer un tel modèle statistique d'évolution du trait de côte, il conviendra de vérifier au préalable la stationnarité des régimes de temps.

Un autre inconvénient propre à l'utilisation des régimes de temps est qu'ils ne permettent pas d'évaluer l'intensité avec laquelle les modes préférentiels de circulation atmosphérique se réalisent. En effet, les occurrences saisonnières des régimes de temps renseignent seulement sur la prédominance à l'échelle de la saison de certains modes par rapport à d'autres, tandis que les occurrences journalières informent sur les durées respectives avec lesquelles ces modes ont persisté. Par conséquent, l'occurrence d'événements extrêmes ne peut pas être appréhendée correctement avec une telle approche. Cette limitation explique probablement pourquoi le modèle statistique sous-estime la forte érosion observée lors de l'hiver 2013-2014 exceptionnellement énergétique en termes de vent et de vagues (*Castelle et al.*, 2015; *Masselink et al.*, 2016a,c).

En termes de perspectives d'amélioration, on peut noter que les occurrences saisonnières des régimes de temps ont été calculées en intégrant toutes les occurrences journalières sans vérifier l'existence d'états transitoires ne participant pas ou peu à la

mise en place de circulations de surface capables d'affecter la génération des vagues et à terme les évolutions de trait de côte. En effet, la répartition des états atmosphériques journaliers selon les quatre régimes de temps est réalisée aveuglément en utilisant un critère de similarité basé sur la distance euclidienne avec les centroides de régimes de temps. L'évolution d'un état atmosphérique persistant vers un autre, peut se réaliser sur quelques jours et impliquer la mise en place d'états transitoires qui seront également associés aux régimes de temps. Les occurrences journalières transitoires des régimes de temps ne reflètent pas la persistance des circulations atmosphériques correspondantes. L'omission de ces occurrences journalières transitoires dans le calcul des occurrences saisonnières pourrait permettre de mieux décrire la variabilité de la circulation atmosphérique au regard des processus à l'origine de la génération des vagues et de l'évolution du trait de côte.

Une autre voie d'amélioration possible porte sur le nombre de variables utilisées pour décrire la variabilité de la circulation atmosphérique. Les occurrences saisonnières de 16 régimes de temps (4 par saison) sont utilisées comme variables explicatives pour prédire les évolutions du trait de côte. Dans leur travaux de régionalisation statistique des vagues *Laugel et al.* (2014), *Camus et al.* (2014) et *Perez et al.* (2015) ont utilisé les occurrences journalières d'un plus grand nombre de variables explicatives (types de temps) leur permettant de reproduire correctement les caractéristiques des vagues à l'échelle mensuelle. Cette approche s'appuie toutefois sur une calibration des relations statistiques à l'échelle journalière sur une période d'environ 40 ans. Étendre cette approche à la prédiction des évolutions du trait de côte permettrait de les résoudre plus finement mais à l'heure actuelle aucun jeu de données de trait de côte ne couvre une si longue période avec une telle fréquence d'acquisition.

Enfin, le modèle statistique n'est ici appliqué qu'à la seule plage du Truc Vert. Il est nécessaire de le tester sur d'autres littoraux sableux bordant le bassin Nord-Atlantique pour vérifier sa portabilité, même si les variabilités interannuelles observées au Truc Vert semblent être en phase avec d'autres sites (ex. : *Masselink et al.*, 2016a, Perranporth en Angleterre,). Les capacités du modèle sont dépendantes des caractéristiques des données intégrées dans la période d'entraînement. Il est alors important que la période d'entraînement recouvre une large gamme de variabilité de conditions atmosphériques et d'évolutions du trait de côte. Cet aspect inhérent au modèle statistique a imposé que les périodes d'entraînement et de validation du modèle soient les mêmes lors de l'application à la plage du Truc Vert, car la durée de la série temporelle de trait côte était relativement courte. Pour vérifier l'absence d'un sur-apprentissage pendant l'étape

de calibration du modèle, et donc l'absence de biais dans les performances estimées du modèle, des tests aléatoires ont été mis en place. Ces tests ont confirmé la validité de la calibration. Toutefois, il convient à l'avenir d'évaluer les performances du modèle en utilisant une série temporelle de trait de côte plus longue permettant de dissocier la période d'entraînement de la période de validation.

3.3 Conclusions

La circulation atmosphérique de surface au dessus du bassin Nord-Atlantique à l'échelle saisonnière et interannuelle peut être caractérisée grâce aux régimes de temps. Les occurrences de certains régimes sont associées à des anomalies caractéristiques des paramètres de vagues dans le Golfe de Gascogne mais aussi à des tendances d'évolutions du trait de côte de la plage du Truc Vert. L'utilisation des régimes de temps comme variables prédictives au sein des modèles de trait de côte semble prometteuse mais nécessite encore certaines investigations. Les performances de ces modèles sont en partie dépendantes de la durée, de la fréquence d'acquisition et de la qualité des jeux de données de trait de côte utilisés pour la calibration. Il convient donc de soutenir les outils d'observation long-terme du trait de côte, comme par exemple les structures telles que l'Observatoire de la Côte Aquitaine à l'échelle régionale et le SNO DYNALIT (CNRS-INSU) à l'échelle nationale. Ces efforts sont nécessaires, car le développement de tels modèles pourrait rendre plus aisée et homogène une évaluation multi-site de l'impact des évolutions futures de la circulation atmosphérique, associées aux différents scénarios de changement climatique, sur les littoraux sableux dominés par l'action des vagues.

A l'échelle interannuelle, l'approche développée au travers de ce chapitre constitue une alternative intéressante aux modèles d'évolution du trait de côte classiques nécessitant de disposer de séries temporelles (passées ou futures) de conditions de vagues au large, en particulier lorsqu'elles ne sont pas disponibles. Toutefois, lorsque ces données de vagues sont accessibles, les modèles intégrant un minimum l'effet des vagues offrent un plus grand champ d'application (de l'événementiel au centennal) et permettent d'étudier les processus physiques locaux à l'origine des évolutions du trait de côte. Le chapitre suivant introduit l'implémentation d'un tel modèle visant à simuler les évolutions du trait de côte sur des échelles spatiales de l'ordre de la dizaine de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres et sur des échelles temporelles allant de l'heure aux décennies, ou plus.

Chapitre 4

Nouveau modèle numérique d'évolution du trait de côte : LX-Shore

4.1 Introduction

L'état de l'art portant sur les modèles d'évolution de trait de côte, présenté dans le chapitre 2, a mis en évidence les avantages et inconvénients des différentes approches de modélisation existantes pour les côtes dominées par l'action des vagues. Cette revue a aussi permis de mettre en lumière le besoin du développement d'un modèle de trait côte couplant les processus longshore et cross-shore au sein d'une approche à complexité réduite pour d'une part, résoudre les évolutions de trait de côte sur des échelles de temps allant de l'événementiel aux décennies et d'autre part, maintenir des temps de calcul raisonnables (ex. : temps de calcul $<$ temps simulé $\times 10^{-3}$). Il apparaît aussi nécessaire qu'un tel modèle intègre une description des vagues suffisamment complète pour rendre compte de la rétroaction existante entre les évolutions de plage et les vagues, et pour permettre une application aux littoraux présentant une géométrie en vue de dessus complexe. Enfin, il doit s'appuyer sur une certaine souplesse en termes d'implémentation numérique pour faciliter à terme le couplage avec d'autres processus tels que la remontée du niveau marin, ou l'intégration de bathymétries réelles.

Le développement d'un tel modèle représente le volet principal de cette thèse et a représenté les 2 tiers de la durée de la thèse. Le modèle (appelée LX-Shore) a été développé « à partir de zéro », comporte environ 12000 lignes de code et est intégralement écrit en Fortran 90. L'implémentation numérique de ce nouveau modèle est détaillée dans les grandes lignes au sein de ce chapitre, tandis que les cas d'application illustrant

les fonctionnalités et performances du modèle sont présentés dans le chapitre suivant (chapitre 5). Ce travail de développement a par ailleurs fait l'objet de la rédaction d'une communication pour la conférence *Coastal Dynamics 2017*, puis d'un article soumis au mois d'octobre 2017 à la revue scientifique *Environmental Modelling & Software*. L'article dans sa version de soumission et la communication parue dans le *proceeding* de la conférence sont respectivement incorporés en annexe A et B. En outre, des compléments d'ordre technique sur les fonctionnalités et l'implémentation numérique de LX-Shore sont fournis en annexe C.

4.2 Généralités

Le modèle d'évolution de trait de côte développé au cours de cette thèse intègre entre autres les points forts des modèles longshore CEM et CEMSWAN (*Ashton et al.*, 2001; *Ashton and Murray*, 2006a; *Valvo et al.*, 2006; *Limber et al.*, 2017), *i.e.* la simplicité, la flexibilité et la rapidité de ces codes, avec les avantages du modèle cross-shore ShoreFor (*Davidson et al.*, 2013), tels que l'indépendance des conditions d'équilibre vis à vis de la position du trait de côte, le faible nombre de coefficients à calibrer, ou encore l'existence de formules de paramétrisation de ces coefficients (*Splinter et al.*, 2014). Ce modèle est dénommé LX-shore en référence à l'intégration des processus longshore (L) et cross-shore (X).

Les principales caractéristiques et les processus intégrés dans LX-Shore sont résumés dans la Figure 4.1. LX-Shore consiste en un modèle cellulaire 2D en vue de dessus s'appuyant sur le concept one-line. Le transport longshore est résolu de la même manière que dans CEM, à savoir par l'application d'une formule de transport longshore total qui est une fonction des conditions de vagues au déferlement. Le transport cross-shore est contrôlé par la variabilité de l'énergie des vagues incidentes par rapport à une condition d'équilibre variable, dépendante de l'historique proche des conditions de vagues uniquement. De plus, ce modèle est couplé avec le modèle spectral de vagues SWAN (*Booij et al.*, 1999; *Ris et al.*, 1999) et peut prendre en compte l'existence de zones non-érodables (cap rocheux, structure de défense) dans le domaine de simulation.

L'architecture fonctionnelle du modèle est décrite par la Figure 4.2. A chaque itération du modèle les caractéristiques du trait de côte sont évaluées en chaque cellule où passe le trait de côte. Les vagues au large sont propagées jusqu'à la côte où les conditions au déferlement sont alors estimées. Deux options sont possibles. L'option 1 consiste à

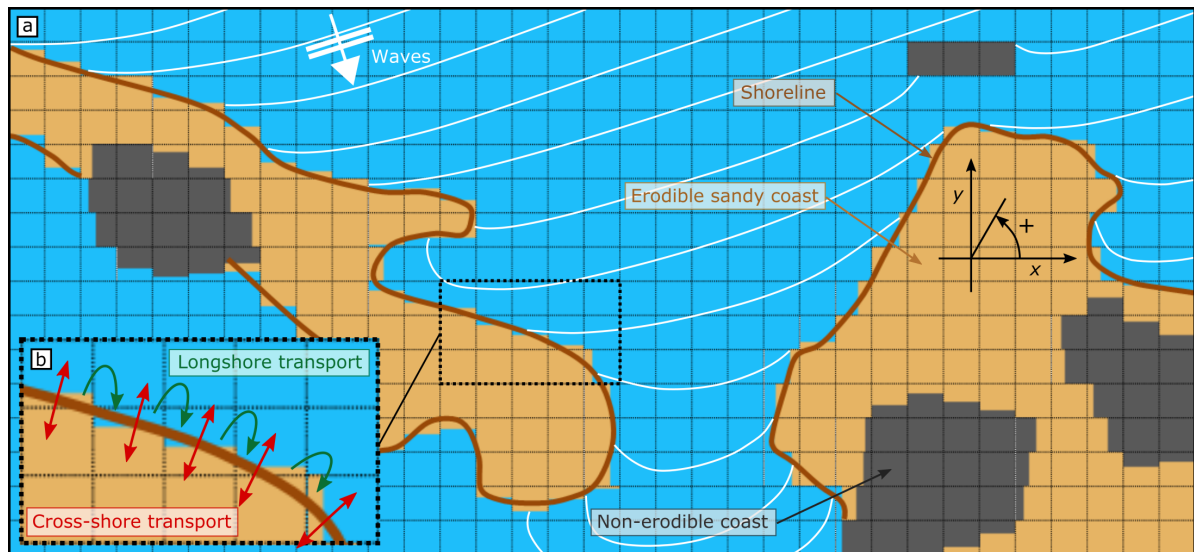


Fig. 4.1 Caractéristiques et processus intégrés dans LX-Shore. **a** Vue de dessus d'un exemple de zone littorale dont les évolutions de trait de côte peuvent être simulées par le modèle et discrétisation du domaine selon un maillage composé de cellules carrées. **b** Zoom sur une partie du domaine montrant où sont calculés les transports longshore et cross-shore. Source : Robinet et al. (soumis), annexe A.

appliquer la formule directe de *Larson et al.* (2010) pour calculer les paramètres de vagues au déferlement. L'option 2 consiste à utiliser le modèle spectral de vagues SWAN (*Booij et al.*, 1999; *Ris et al.*, 1999) pour propager les vagues sur le domaine d'étude. Lorsque l'option 2 est choisie, une bathymétrie, nécessaire à SWAN, est générée de manière idéalisée en s'appuyant sur la forme actuelle du trait de côte. Les conditions au déferlement sont ensuite utilisées pour forcer le module de transport sédimentaire. Finalement, les accumulations et érosions de sédiments au sein des cellules sont résolues et le trait de côte est mis à jour. Ces étapes sont présentées plus en détail au travers des sections suivantes, et des compléments sont donnés en annexe C. Enfin, l'ensemble des paramètres numériques et physiques que l'utilisateur peut spécifier sont listés en annexe D au travers d'un exemple de fichier de paramètres d'entrée du modèle LX-Shore.

4.3 Modèle cellulaire

Le modèle LX-Shore ne résout pas explicitement les évolutions de trait de côte, mais simule l'évolution temporelle de la fraction en sédiment (F) au sein d'une grille morphologique décrivant la zone littorale en vue de dessus et qui est composée de cellules carrées de largeur fixe (dxy) (Fig. 4.3). La position des cellules dans la grille morphologique est

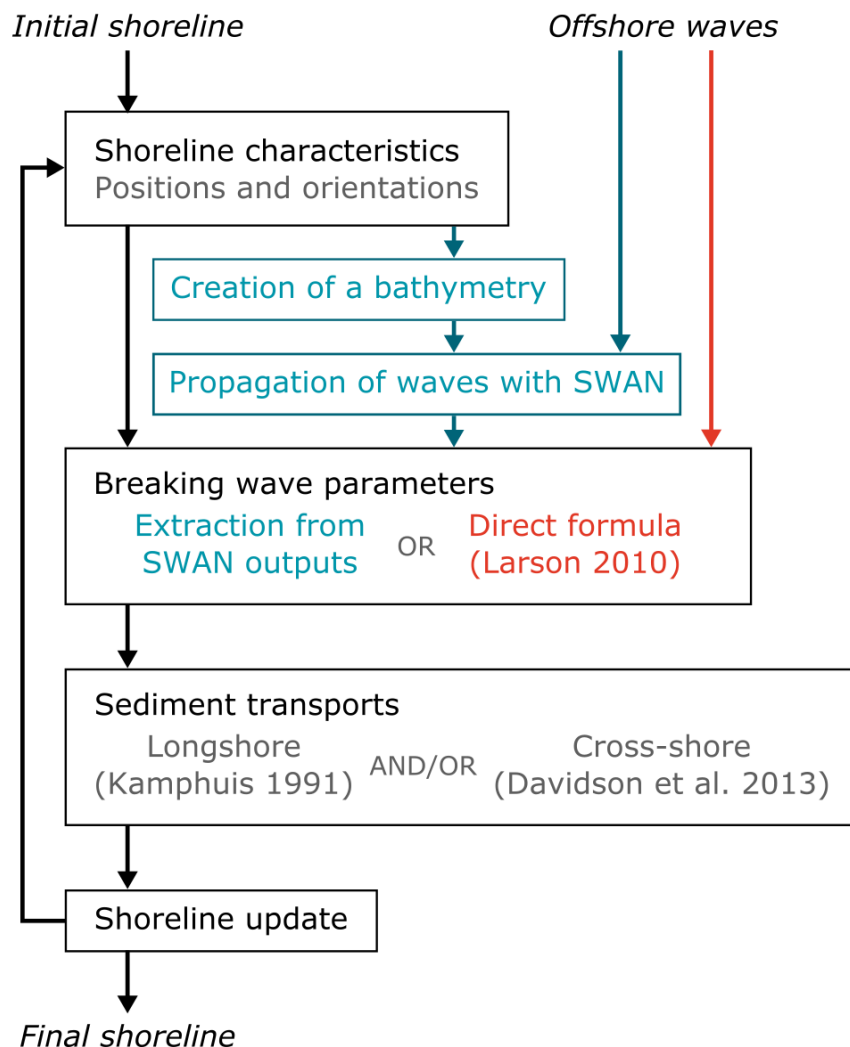


Fig. 4.2 Architecture fonctionnelle de LX-Shore. Source : Robinet et al. (soumis), annexe A.

donnée par le couple d'indice (i,j) , où i et j désignent respectivement le numéro de ligne et de colonne par rapport à la cellule d'origine $(1,1)$ située dans le coin en haut à gauche de la grille (Fig. 4.3a). Un repère Cartésien orthonormé est utilisé où l'axe x pointe vers la droite, l'axe y pointe vers le haut tandis que les angles sont définis positifs dans le sens anti-horaire (sens trigonométrique) par rapport à l'axe x (Fig. 4.1).

4.3.1 Fraction en sédiment et trait de côte

La fraction en sédiment représente le ratio de surface émergée dans la cellule par rapport à la surface totale de la cellule, toutes deux calculées dans le plan horizontal. La valeur de F est alors comprise entre 0 (pas de surface émergée) et 1 (pas de surface

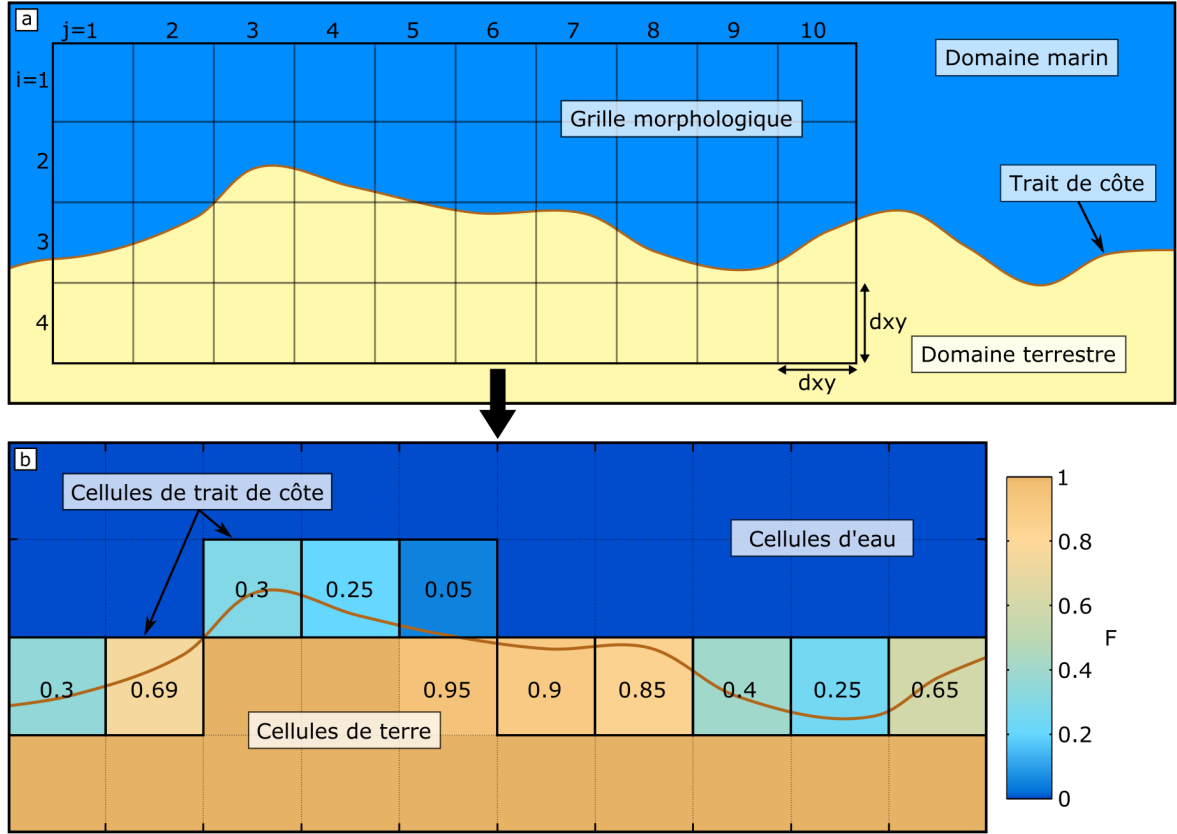


Fig. 4.3 Discretisation de la zone littorale en vue de dessus sur une grille morphologique contenant la fraction de surface émergée F (aussi appelée fraction en sédiment) dans des cellules carrées de largeur dxy . **a** Superposition de la grille morphologique sur la zone littorale. **b** Valeurs de F calculées et identification des différents types de cellule. La ligne de cellules de trait de côte est composée des cellules encadrées par un contour épais noir. Les valeurs de F sont données seulement pour les cellules caractérisées par $0 < F < 1$.

submergée) et est initialisée dans les cellules en projetant le trait de côte de départ sur la grille morphologique (Fig. 4.3). Dans ce modèle les cellules caractérisées par $F = 0$ appartiennent au domaine marin et sont appelées cellules d'eau, les cellules caractérisées par $0 < F \leq 1$ et par un contact de bordure avec une cellule d'eau représentent l'interface entre le domaine marin et terrestre et sont appelées cellules de trait de côte, et enfin toutes les autres cellules appartiennent au domaine terrestre et sont appelées cellules de terre (Fig. 4.3b).

Dans ce modèle, il est considéré que les évolutions du trait de côte ne résultent que de translations vers la mer ou la terre d'un profil de forme constante jusqu'à la profondeur limite de profil actif (D_{sf}), appelée aussi profondeur de fermeture (voir section 2.3.3). Cette hypothèse permet de définir un volume maximal de sédiments ($V_{s,max}$) que les

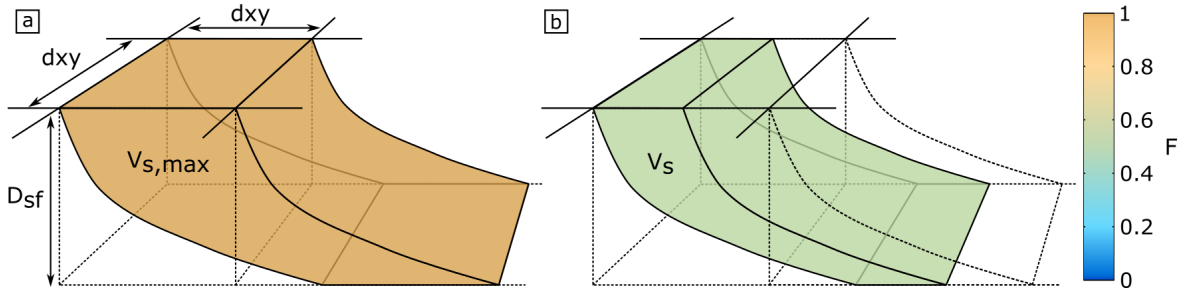


Fig. 4.4 Représentation du volume de sédiments contenu dans une cellule de la grille morphologique. **a** Volume de sédiments maximal $V_{s,max} = dxy^2 D_{sf}$. **b** Volume de sédiments effectif $V_s = F V_{s,max}$.

cellules de la grille morphologique peuvent contenir, qui est défini par $V_{s,max} = dxy^2 D_{sf}$ et représenté en marron foncé sur la Figure 4.4a. La fraction en sédiment peut alors être interprétée comme le ratio du volume effectif de sédiments d'une cellule (V_s ; représenté en vert clair dans la Fig. 4.4b) par rapport à sa valeur $V_{s,max}$, à savoir $F = V_s / V_{s,max}$.

Pour chaque cellule de trait de côte, les huit cellules qui l'entourent (appelée voisinage cellulaire direct) sont analysées, et les cellules de trait de côte voisines sont identifiées. Une cellule de trait de côte présente généralement deux cellules de trait de côte voisines (Fig. 4.5a,b). Cependant, dans de rares cas une unique cellule voisine est identifiée. Cette situation peut se produire en présence d'un cordon sableux émergé, étroit, et interrompu (ex. : le bout d'une flèche sableuse) (Fig. 4.5c). Une cellule de trait de côte peut être alignée en ligne et/ou en colonne avec une cellule de trait de côte voisine (Fig. 4.5a). Elle peut aussi être disposée en quinconces avec cette cellule (cellules connectées uniquement par un sommet commun, appelé nœud), notamment lorsqu'un ensemble de trois cellules présentant une valeur $F > 0$ forment un coude concave vers la mer (Fig. 4.3b et Fig. 4.5b,c). En effet, pour faciliter les schémas numériques et la résolution de formes complexes du trait de côte il a été choisi en première approximation de considérer que dans ce type de configuration les deux cellules connectées uniquement par un nœud sont directement voisines. La troisième cellule pourra aussi avoir une relation de voisinage avec ces cellules ou d'autres si elle présente au moins un contact de bordure avec une cellule d'eau. (Fig. 4.5c). Dans le cas contraire, cette cellule est considérée inactive (Fig. 4.3b et Fig. 4.5b) et est alors intégrée au domaine terrestre et gérée dans le modèle comme une cellule de terre.

En reliant toutes les cellules de trait de côte par leur relation de voisinage, il est possible d'estimer une ligne de cellules dans laquelle passe le trait de côte (Fig. 4.3b). Une estimation plus fine de la forme du trait de côte est toutefois réalisée à chaque

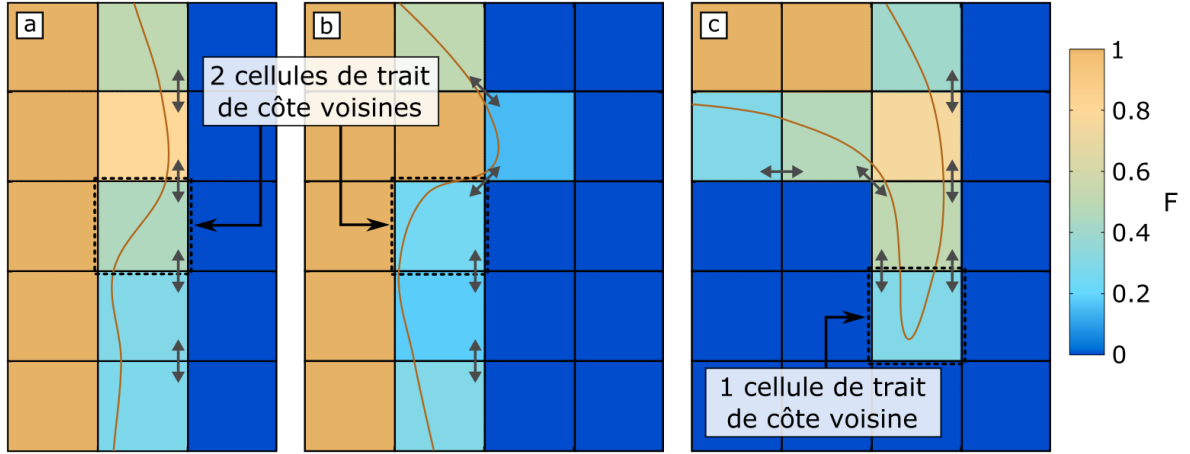


Fig. 4.5 Exemples de grilles morphologiques, obtenues à partir de différents traits de côte (traits marron), qui illustrent les relations de voisinage possibles entre cellules de trait de côte (doubles flèches grises). **a** Relations de voisinage par les bordures de cellules uniquement. **b** Relation de voisinage par les bordures et/ou les nœuds de cellules. **c** Relations de voisinage par les bordures et/ou nœuds de cellules, et cas d'une cellule de trait de côte (indiquée par le contour en pointillé noir) n'ayant qu'une cellule de trait de côte voisine.

itération (Fig. 4.2) à partir des valeurs de F contenues dans les cellules de trait de côte. Cette procédure s'appuie également sur les gradients spatiaux de F calculés sur le voisinage cellulaire direct de chaque cellule de trait de côte. La méthodologie utilisée pour effectuer cette reconstruction permet de gérer des formes complexes de trait de côte (crochons, lacs, îles) et est présentée dans la section 4.4.

4.3.2 Évolution de la fraction en sédiment

A la fin de chaque itération du modèle, la fraction en sédiment au sein des cellules de la grille morphologique est mise à jour. Dans un premier temps, la valeur de F est mise à jour uniquement dans les cellules de trait de côte en fonction du bilan entre les fractions en sédiment entrantes et sortantes causées par les processus longshore et cross-shore :

$$F(t + \Delta t) = F(t) + \Delta F_l(t) + \Delta F_c(t) \quad (4.1)$$

où t est le temps, Δt est le pas de temps, ΔF_l et ΔF_c sont les variations en fraction de sédiments entre t et Δt causées respectivement par les processus longshore et cross-shore. La variation en fraction en sédiment dans la direction longshore est déterminé par :

$$\Delta F_l = \Delta V_{s,l} / V_{s,max} \quad (4.2)$$

où $\Delta V_{s,l}$ est le volume de sédiments accumulé ou érodé dans une cellule de trait de côte au cours d'une itération par les processus longshore. Ce volume est relié au gradient en transport longshore suivant l'approche de *Ashton et al.* (2001) :

$$\Delta F_l = \frac{Q_{l,in} - Q_{l,out}}{V_{s,max}} \Delta t \quad (4.3)$$

où $Q_{l,in}$ et $Q_{l,out}$ désignent respectivement le transport sédimentaire longshore entrant et sortant des cellules de trait de côte. La variation en fraction de sédiments dans la direction cross-shore est donnée par :

$$\Delta F_c = \Delta V_{s,c} / V_{s,max} \quad (4.4)$$

où $\Delta V_{s,c}$ est le volume de sédiments accumulé ou érodé dans une cellule de trait de côte au cours d'une itération par les processus cross-shore. Ce volume peut être relié au taux d'évolution cross-shore de la position du trait de côte ($\Delta S_c / \Delta t$) qui peut être déterminé dans LX-Shore à partir d'un modèle semi-empirique d'équilibre basé ici sur l'historique des vagues (*Davidson et al.*, 2013; *Splinter et al.*, 2014). En effet, entre t et Δt les processus cross-shore causent un déplacement net (ΔS_c) de la position du trait de côte qui peut être converti en une variation de volume de sédiments. En s'appuyant sur les propriétés géométriques des cellules et du profil (Fig. 4.6) il est possible de faire l'hypothèse que $\Delta V_{s,c} = dxy D_{sf} \Delta S_c$. Après réarrangement et simplification de l'équation (4.4), la variation cross-shore de fraction en sédiment peut s'écrire sous la forme :

$$\Delta F_c = \frac{\Delta S_c / \Delta t}{dxy} \Delta t \quad (4.5)$$

Dans un second temps, des lois de comportement sont appliquées si après résolution des bilans en variation de fraction en sédiment, certaines cellules de trait de côte venaient à devenir sur-érodées ($F < 0$) ou sur-accrétées ($F > 1$). Ces lois assurent que $0 \leq F \leq 1$ partout dans la grille morphologique, en effectuant des ajustements locaux des valeurs de F entre les cellules problématiques (*i.e.* où $F \notin [0; 1]$) et les cellules situées dans le voisinage cellulaire direct. La Figure 4.7 montre l'application de lois d'érosion et d'accrétion pour une configuration de grille simple mais très fréquente. De manière générale, tout déficit de fraction en sédiment ($F < 0$) est comblé par le prélèvement de cette quantité au sein des cellules de terre voisines recoupant le plus la direction perpendiculaire au trait de côte local. Inversement, tout excès de fraction en sédiment ($F > 1$) est éliminé par la redistribution de cette quantité parmi les cellules d'eau

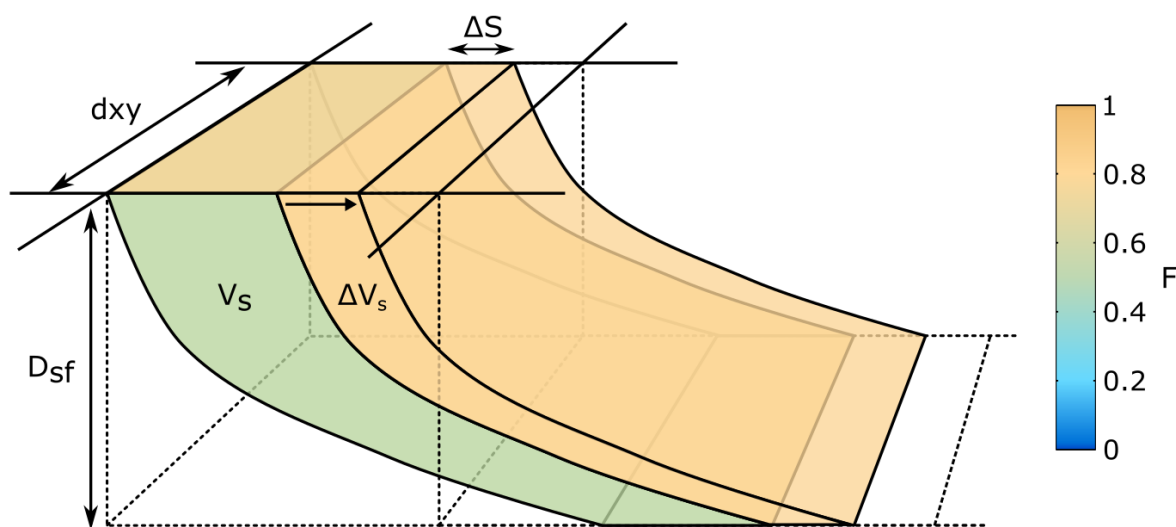


Fig. 4.6 Impact d'une translation du profil de plage vers le large d'une distance ΔS en termes de variation de volume de sédiments ΔV_s dans une cellule de trait de côte de la grille morphologique. La variation de fraction en sédiment de la cellule est illustrée par le changement de couleur.

voisines recoupant le plus la direction perpendiculaire au trait de côte local.

4.3.3 Zones non-érodables

La présence de caps rocheux et d'enrochements naturels ou artificiels est une caractéristique commune à de très nombreux littoraux sableux à travers le monde. Pour permettre l'application de LX-Shore à ces environnements la définition de zones rocheuses est permise. Ces zones rocheuses rendent compte du fait que la présence d'un substrat dur limite voire empêche l'érosion du trait de côte. Il est fait ici l'hypothèse que

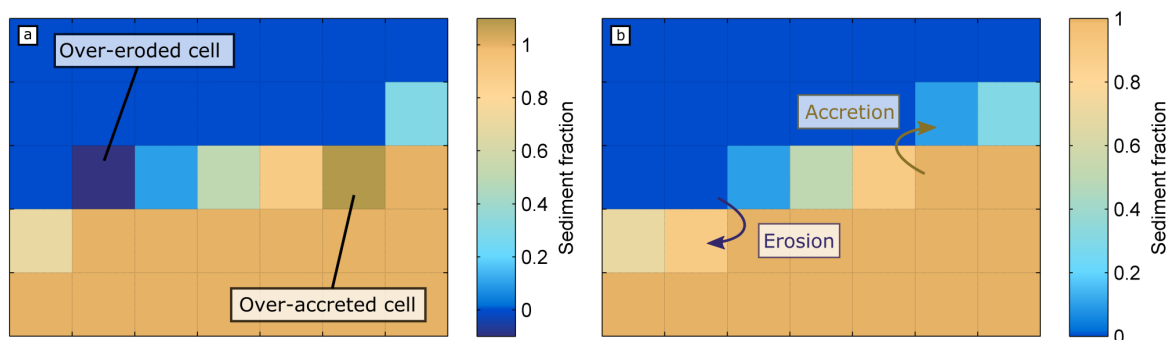


Fig. 4.7 Exemples de lois empiriques d'érosion et d'accrétion appliquées aux cellules sur-érodées ($F < 0$) ou sur-accrétées ($F > 1$). **a** Avant résolution de ces lois de comportement. **b** Après. Source : Robinet et al. (soumis), annexe A.

sur les échelles de temps résolues par LX-Shore (jusqu'à plusieurs décennies) le substrat rocheux ne subit pas d'altération significative. Les zones rocheuses sont alors considérées comme des zones non-érodables et sont gérées dans le modèle par la définition d'une fraction sédimentaire non-érodable (F_{NE}) fixe et d'une fraction sédimentaire érodable (F_E) variable telle que $F = F_{NE} + F_E$.

La fraction sédimentaire non-érodable représente la surface occupée dans le plan horizontal par les zones rocheuses au sein des cellules. Elle est initialisée par la projection des contours rocheux, fournis en entrée du modèle, sur la grille morphologique. Il est considéré que les cellules affectées par la présence de zones rocheuses ($F_{NE} > 0$), et donc d'un substrat dur, ne peuvent être sur-érodées. Cela impose que la condition $F \geq F_{NE}$ soit respectée tout au long de la simulation. Ainsi, pour de telles cellules, ΔF_l et ΔF_c peuvent être ponctuellement réduits lorsqu'ils impliquent une diminution de la fraction en sédiment supérieure à la fraction sédimentaire érodable disponible. A l'inverse, les cellules non-affectées par la présence de zones rocheuses ($F_{NE} = 0$) peuvent être sur-érodées comme décrit dans la section précédente et la fraction en sédiment est égale à la fraction sédimentaire érodable ($F = F_E$). Par abus de langage et pour alléger le texte dans la suite, la fraction en sédiment désignera la fraction en sédiment totale F et la fraction rocheuse désignera la fraction en sédiment non-érodable F_{NE} .

4.4 Caractéristiques du trait de côte et reconstruction

Certaines caractéristiques locales du trait de côte (position et orientation) sont nécessaires à chaque itération du modèle et sont essentielles pour l'évaluation des paramètres de vagues au déferlement et des flux sédimentaires. Premièrement, la forme (*i.e.* l'ensemble des positions) du trait de côte est utilisée dans la méthode de génération de la bathymétrie idéalisée qui est requise si les vagues sont résolues avec SWAN (option 2). Deuxièmement, l'orientation locale du trait de côte est nécessaire, d'une part pour calculer les conditions de vagues au déferlement si la formule directe de *Larson et al.* (2010) est utilisée (option 1), et d'autre part pour convertir la direction des vagues en angle d'incidence local.

Une méthode spécifique a été implémentée pour retrouver à chaque itération ces propriétés en s'appuyant sur les fractions en sédiment de la grille morphologique. Dans un premier temps, l'orientation locale de la côte est estimée dans chaque cellule de trait de côte. Puis, une position représentative du trait de côte est déterminée dans chacune de

ces cellules. Enfin, un trait de côte complet est obtenu par interpolation de ces positions. Toutefois, LX-Shore est destiné à résoudre des formes de trait de côte complexes telles que des lidos ou des flèches sableuses dont la largeur peut être de l'ordre de grandeur d'une ou deux cellules morphologiques. Une même cellule de trait de côte peut alors être en contact avec plusieurs zones marines et incorporer plusieurs traits de côte (jusqu'à 4). Des ajustements numériques sont apportés à la méthode de base pour gérer ces cas particuliers de manière robuste.

4.4.1 Orientation locale

Dans chaque cellule de trait de côte, l'orientation de la côte est déterminée par le vecteur de cellule normal à la côte ($\vec{n}$) (Fig. 4.10b). Les composantes x et y de ce vecteur (n_x et n_y) sont calculées de la même manière que dans la méthode géométrique de reconstruction d'interface dit de Calcul d'Interface Affine par Morceaux (CIAM) ou en anglais *Piecewise Linear Interface Calculation* (PLIC) qui a été introduite par Li (1995) et bien documentée dans les travaux de thèse de Drevard (2007) et Mokrani (2012). Ce calcul s'appuie sur les gradients moyens de la fraction en sédiment dans les directions x et y déterminés sur une sous-grille morphologique carrée ayant une largeur de 3 cellules, et qui est centrée sur la cellule de calcul (Fig. 4.8). Les composantes de ce vecteur sont données par :

$$n_{x|i,j} = \frac{1}{8} [(F_{i-1,j+1} - F_{i-1,j-1}) + 2(F_{i,j+1} - F_{i,j-1}) + (F_{i-1,j+1} - F_{i-1,j-1})] \quad (4.6)$$

$$n_{y|i,j} = \frac{1}{8} [(F_{i-1,j-1} - F_{i+1,j-1}) + 2(F_{i-1,j} - F_{i+1,j}) + (F_{i-1,j+1} - F_{i+1,j+1})] \quad (4.7)$$

où $n_{x|i,j}$ et $n_{y|i,j}$ sont les composantes $\vec{n}$ dans la cellule de trait de côte (i,j) de la grille morphologique.

Dans LX-Shore, la présence de cellules de terre non-pleines ($0 < F < 1$ et sans contact de bordure avec une cellule d'eau) correspond à la formation de petites étendues d'eau (lagunes, lacs) suite à une évolution rapide ou complexe du trait de côte (ex. : attachement d'une flèche sableuse à la côte). Il est fait l'hypothèse que ces zones partiellement submergées ne sont pas en connexion avec le domaine marin et ne contribuent pas à la forme du trait de côte. Dès lors, la fraction en sédiment de ces cellules est temporairement fixée à 1 dans la sous-grille morphologique utilisée pour la détermination de $\vec{n}$ (Fig. 4.9). Aucune modification n'est réellement appliquée aux valeurs de F dans la grille morphologique. Ces ajustements sont nécessaires pour estimer de ma-

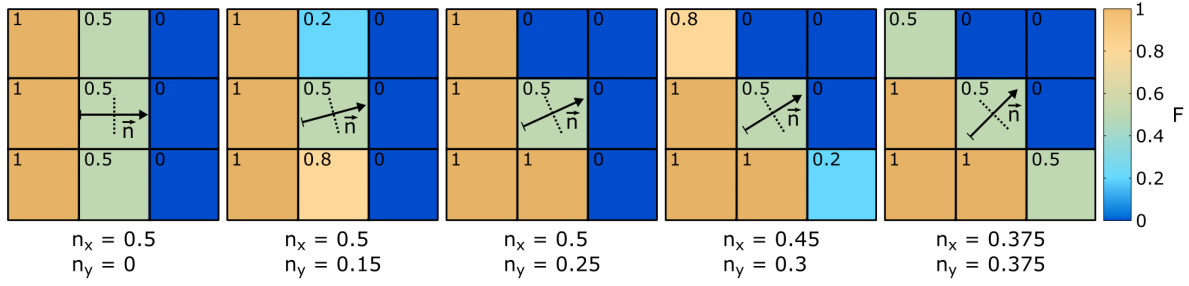


Fig. 4.8 Calcul du vecteur de cellule normal à la côte normalisé à la largeur de cellule ($\vec{n}$, flèches noires) pour différentes configurations de sous-grille de calcul centrées sur une cellule de trait de côte. Les lignes en pointillés indiquent la direction que suit localement le trait de côte dans la cellule de calcul. Les composantes du vecteur avant normalisation sont données en dessous de chaque exemple.

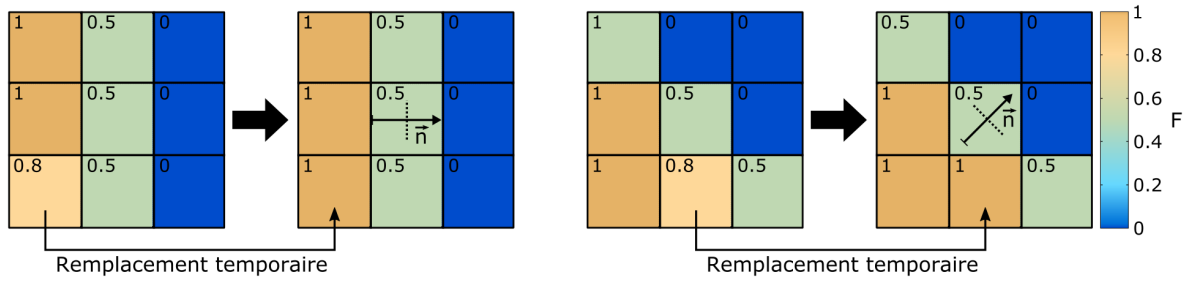


Fig. 4.9 Exemples d'ajustement de la valeur de F d'une cellule de terre non-pleine utilisée dans le calcul du vecteur de cellule normal à la côte (la grille morphologique reste inchangée).

nière réaliste l'orientation locale du trait de côte, et empêcher l'apparition d'artefacts numériques dans les évolutions du trait de côte simulées.

4.4.2 Positions représentatives et trait de côte complet

Dans une cellule de trait de côte, il est considéré que le trait de côte croise le vecteur de cellule normal à la côte, préalablement normalisé à la largeur de la cellule et centré dans la cellule, à une distance du centre de cellule dépendante de la valeur de F (Fig. 4.10c). Cette distance est définie par :

$$l = (F_{i,j} - 0.5)dxy \quad (4.8)$$

où l est la distance séparant la position représentative du trait de côte du centre de la cellule le long du vecteur normalisé et centré. Avec cette définition, le trait de côte passe exactement au centre de la cellule pour $F = 0.5$, tandis qu'il intercepte la base et la

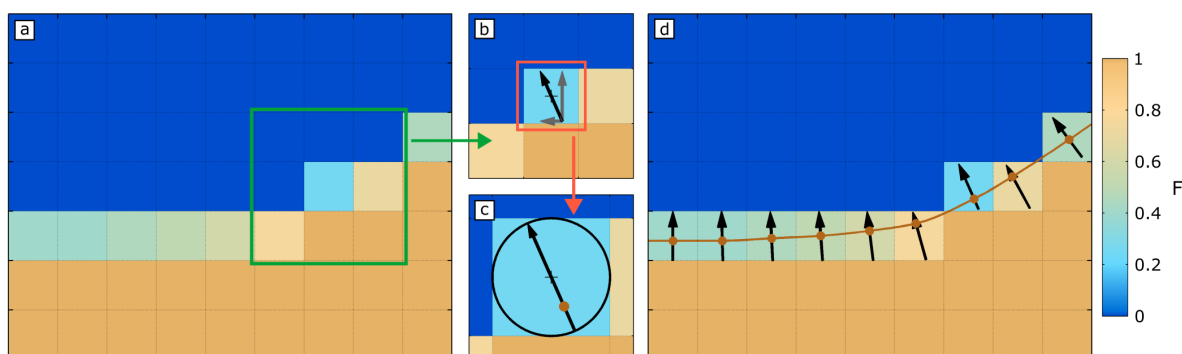


Fig. 4.10 Méthode de reconstruction du trait de côte. **a-c** Exemple de grille morphologique, et calcul du vecteur de cellule normal à la côte (flèche noire) et d'une position représentative de trait de côte pour la cellule encadrée en orange. La détermination du vecteur normal s'appuie sur la sous-grille morphologique carrée encadrée en trait vert. **d** Reconstitution d'un trait de côte complet (trait marron) par interpolation des positions représentatives de trait de côte. Source : Robinet et al. (soumis), annexe A.

pointe du vecteur de cellule normal à la côte pour $F = 0$ et $F = 1$, respectivement.

L'application de cette méthode à toutes les cellules de trait de côte permet d'estimer des positions réalistes du trait de côte. Un trait de côte complet est alors obtenu en reliant ces positions entre elles en s'appuyant sur les relations de voisinage des cellules de trait de côte (Fig. 4.10d). Une interpolation est appliquée pour générer un trait de côte avec une résolution plus fine.

4.4.3 Prise en compte de multiples zones marines

La Figure (4.11) montre des exemples de grilles morphologiques que LX-Shore doit être capable de résoudre pour simuler des évolutions complexes de trait de côte (Fig. 4.11a), et empêcher que la simulation ne s'arrête à l'apparition de cas très particuliers (Fig. 4.11b). L'occurrence de telles configurations de grille est toutefois rare, voire nulle, pour la majeure partie des simulations. Ces configurations sont caractérisées par la présence de plusieurs groupes de cellules d'eau en contact avec une même cellule de trait de côte et qui sont déconnectées entre elles à l'échelle de son voisinage cellulaire direct (dans la suite ces groupes de cellules d'eau sont appelés zones marines). Pour résoudre ce genre de situation, LX-Shore estime une orientation locale et une position du trait de côte pour chaque zone marine en contact avec la cellule de trait de côte d'intérêt (Fig. 4.12). De même l'identification des relations de voisinage avec les cellules de trait de côte adjacentes est réalisée pour chacune de ces zones (ex. : cellule d'indices $i = 3$ et $j = 3$ dans la Fig. 4.5c).

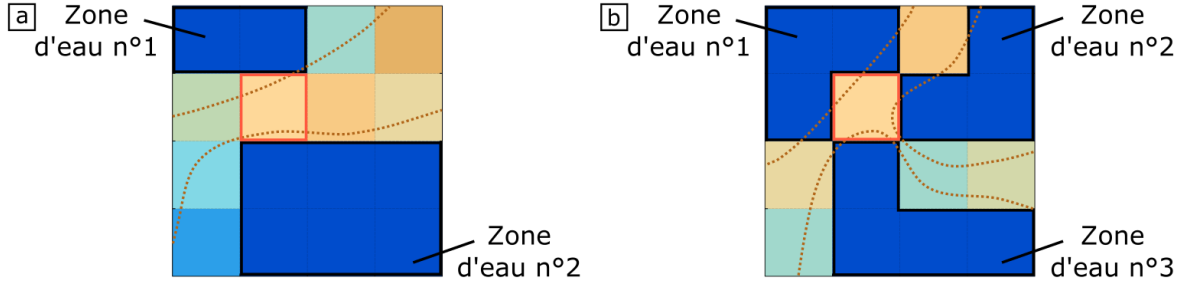


Fig. 4.11 Exemple de cellules de trait de côte (encadrée en orange) en contact avec plusieurs zones d'eau indépendantes (encadrées en noir) et formes possibles des traits de côte reconstitués (traits en pointillés marron). **a** Cas où deux zones d'eau sont présentes. **b** Cas où trois zones d'eau sont présentes.

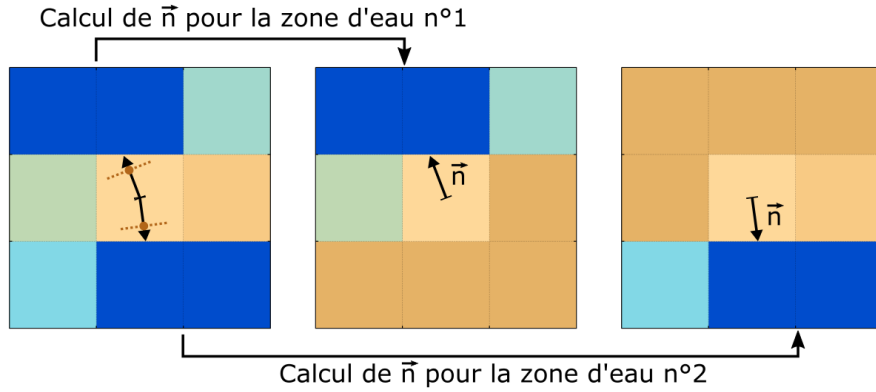


Fig. 4.12 Exemple de détermination de l'orientation locale du trait de côte (traits en pointillés marron) et d'une position représentative (points marron) au sein d'une cellule de trait de côte pour chacune des zones d'eau avec lesquelles elle est en contact. La valeur F des cellules n'ayant pas de contact de bordure avec la zone d'eau de calcul est fixée à 1 lors de l'estimation du vecteur de cellule normal à la côte.

La Figure (4.12) illustre la prise en compte de multiples zones d'eau et les ajustements nécessaires pour retrouver les caractéristiques et la forme du trait de côte pour un cordon sableux bordé par deux zones marines déconnectées. Certaines des valeurs de F prises pour déterminer $\vec{n}$ (équations (4.6) et (4.7)) sont ajustées en fonction de la zone marine de calcul. La fraction en sédiment est temporairement fixée à 1 pour les cellules de trait de côte n'ayant pas de contact avec cette zone marine et pour les cellules d'eau n'appartenant pas à cette zone marine (Fig. 4.12). La position représentative du trait de côte associée à chaque zone marine est ensuite localisée à une distance l' du centre de la cellule dans la direction donnée par $\vec{n}$, avec $l' = 0.5F d_{xy}$ (Fig. 4.12). Pour $F = 1$ le trait de côte passe à une distance de $0.5 d_{xy}$ du centre, tandis que lorsque $F \rightarrow 0$ le trait de côte s'approche du centre la cellule.

Ces ajustements permettent d'obtenir des estimations de la forme du trait de côte même lorsque la distribution spatiale de la fraction en sédiment est très variable à l'échelle de quelques cellules. Ils permettent aussi l'émergence de lidos ou de flèches sableuses étroites dont la largeur est de l'ordre de grandeur d'une ou deux cellules morphologiques.

4.5 Vagues

Le calcul du transport longshore et cross-shore nécessite la connaissance des paramètres de vagues au déferlement tels que la hauteur significative des vagues H_s , la période moyenne T_m (ou la période pic T_p), et la direction moyenne Φ_m . Pour assurer une certaine flexibilité par rapport à différents types d'application, LX-Shore n'intègre pas seulement un modèle de vagues basique (option 1) mais aussi le couplage avec le modèle spectral de vagues SWAN (*Booij et al.*, 1999; *Ris et al.*, 1999) pouvant simuler les états de mers complexes en domaine côtier et littoral (option 2).

4.5.1 Option 1 : formule directe de *Larson et al.* (2010)

L'option 1 s'appuie sur l'utilisation de la formule directe de *Larson et al.* (2010) pour transformer les paramètres de vagues au large en paramètres au déferlement sans avoir recours à une propagation explicite des vagues sur le domaine d'étude. Cette formule est une solution simplifiée d'un système d'équation obtenu en combinant l'équation de conservation du flux d'énergie avec à la loi de Snell-Descartes données respectivement par :

$$H_m^2 C_{g,m} \cos \theta_m = H_b^2 C_{g,b} \cos \theta_b \quad (4.9)$$

$$\frac{\sin \theta_m}{C_m} = \frac{\sin \theta_b}{C_b} \quad (4.10)$$

où les indices m et b indiquent respectivement les paramètres de vagues à une profondeur intermédiaire et au déferlement, C_g et C indiquent respectivement la vitesse de groupe et de phase des vagues, et θ indique l'angle d'incidence des vagues à la côte (Fig 2.5). Pour résoudre ce système d'équation *Larson et al.* (2010) fait l'hypothèse que les iso-contours bathymétriques sont rectilignes et parallèles entre eux et à la côte, que le déferlement se produit lorsque le rapport de hauteur des vagues sur la profondeur atteint la valeur du critère de déferlement (*breaker index* en anglais) notée $\gamma_b = H_{s,b}/h_b$ (voir section 2.2.2.c), et que les angles d'incidence des vagues au déferlement sont faibles. La solution proposée

par *Larson et al.* (2010) permet d'obtenir des paramètres de vagues au déferlement réalistes le long de littoraux relativement droits et où l'amplitude des évolutions de trait de côte attendues est faible. Enfin, le calcul des paramètres au déferlement est possible uniquement lorsque les vagues au large sont dirigées vers la côte ($-90^\circ < \theta_m < 90^\circ$) et les estimations se dégradent lorsque la direction de propagation des vagues se rapproche de la direction parallèle à la côte.

Pour rendre compte de l'existence de zones marines protégées de l'impact des vagues, l'option 1 a été combinée avec une méthode d'ombrage (Fig. 4.13). Cette méthode, inspirée de *Ashton and Murray* (2006a) (voir section 2.3.3.c, Fig. 2.17), consiste à identifier de telles zones et d'y empêcher les évolutions du trait de côte. Elle vérifie d'abord l'absence de zones émergées entre les cellules de trait de côte et les frontières du domaine marin en suivant la direction de propagation des vagues au large. Puis, dans le cas où la droite de recherche recoupe une zone émergée, les paramètres de vagues au déferlement ne sont pas déterminés, aucun transport sédimentaire n'est calculé, et la côte reste localement immobile. Cette approche est suffisante pour maintenir immobile le trait de côte bordant les zones marines déconnectées du domaine marin où les vagues se propagent. L'impact de l'ombrage des vagues est toutefois largement surestimé pour les côtes exposées aux vagues, avec une résolution binaire du phénomène. En effet, dans les zones partiellement abritées, de par la présence de flèches sableuses, caps rocheux, îles, et ouvrages de défense, aucune vague n'est propagée alors qu'en réalité une certaine fraction de l'énergie des vagues incidentes s'y propage grâce aux phénomènes de réfraction et de diffraction. La méthode d'ombrage peut conduire au développement d'artefacts dans les évolutions du trait de côte au niveau de l'interface entre les zones ombragées et les zones exposées aux vagues. Pour en limiter le développement, les schémas numériques utilisés par *Ashton and Murray* (2006a) dans le calcul du transport longshore à ces interfaces sont incorporés dans LX-Shore. On peut noter que l'utilisation d'un climat de vagues présentant une forte dispersion angulaire de la direction des vagues peut lisser ces erreurs dans le temps et permettre d'obtenir des évolutions de trait de côte qualitativement satisfaisantes (ex. : *Ashton and Murray*, 2006b; *Ashton et al.*, 2009; *Ashton and Giosan*, 2011).

4.5.2 Option 2 : SWAN

Dès lors que la géométrie de la zone littorale devient plus complexe, l'hypothèse de réfraction des vagues au-dessus d'iso-contours bathymétriques parallèles n'est plus véri-

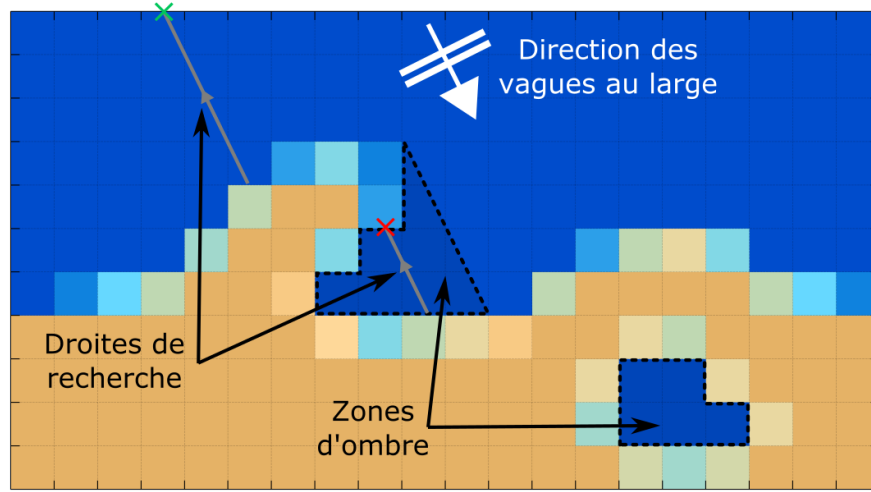


Fig. 4.13 Méthode de détection des zones abritées des vagues venant du large.

fiée. Il peut exister des zones de convergence et/ou de divergence d'énergie des vagues, que seules les modèles 2D (et 3D) propageant explicitement les vagues sont capables de simuler. De plus, lorsque l'amplitude des évolutions de trait de côte devient significative il est nécessaire de prendre en compte la rétroaction existante entre la morphologie du littoral et les vagues. Enfin, lorsque l'option 1 est appliquée à des littoraux complexes, il peut se former une alternance de zones abritées et non abritées pouvant induire d'importantes discontinuités spatiales dans les évolutions du trait de côte.

L'option 2 remédie à ces limitations, bien qu'elle augmente significativement les temps de calcul et les ressources informatiques nécessaires. Cette seconde option s'appuie sur SWAN (*Booij et al., 1999; Ris et al., 1999*) pour réfracter les vagues sur le domaine d'étude du large vers la côte et sur une méthode spécifique permettant d'extraire des sorties de SWAN les paramètres de vagues au déferlement au niveau de chaque cellule de trait de côte ou à l'interface entre ces cellules.

a) SWAN

Le modèle SWAN est un modèle spectral de vagues à phase moyennée de troisième génération qui résout en chaque point de la grille de calcul l'équation de conservation de densité d'action spectro-angulaire des vagues donnée par :

$$\frac{\partial}{\partial t}N + \frac{\partial}{\partial x}C_xN + \frac{\partial}{\partial y}C_yN + \frac{\partial}{\partial \sigma}C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta}C_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (4.11)$$

où $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta)/\sigma$ est la densité d'action spectro-angulaire des vagues, et σ et θ sont respectivement la fréquence et la direction de propagation des vagues. Dans le membre de gauche de l'équation (4.11), le premier terme désigne la variation temporelle et locale de la densité d'action des vagues tandis que les autres termes désignent le transport de densité d'action dans le domaine spatiale (x et y), fréquentiel (σ) et directionnel (θ), et où la variable C désigne la vitesse de chacun de ces transports. Le membre de droite regroupe les effets de génération et de dissipation de densité d'action des vagues.

b) Grille hydrodynamique et bathymétrie

La grille de calcul sur laquelle les conditions de vagues sont estimées par SWAN (appelée grille hydrodynamique) est définie par LX-Shore. Elle possède la même extension spatiale que la grille morphologique mais présente une résolution de cellule plus fine (dx_H) telle que le ratio dx/dx_H soit un nombre entier. La grille hydrodynamique est également une grille régulière à maille carrée et le ratio dx/dx_H est défini dans le fichier de paramètres d'entrée de LX-Shore. Une taille de maille dx_H de 10 à 20 m est utilisée pour garantir que la zone de surf couvre dans la direction cross-shore au moins deux à trois cellules hydrodynamiques pour des conditions morphogènes. Dans SWAN, les vagues sont propagées au-dessus d'une bathymétrie définie sur la grille hydrodynamique. La bathymétrie est générée à chaque itération du modèle LX-Shore selon une méthode détaillée dans la section 4.5.3.

c) Processus physiques et paramètres utilisés

SWAN offre la possibilité d'intégrer un certain nombre de processus physiques affectant la variabilité de la densité d'action des vagues et d'en ajuster le paramétrage pour simuler au mieux la transformation des vagues sur le domaine d'étude. Des géométries de côtes peu complexes, des climats de vagues fortement idéalisés et des domaines d'étude ayant une faible extension vers le large (de l'ordre de quelques kilomètres) ont été utilisés dans la majorité des cas d'application réalisés au cours de ce travail de thèse (présentés dans le chapitre 5). Pour éviter de réaliser un paramétrage arbitraire de certains processus physiques dont l'impact est d'ailleurs vraisemblablement faible sur la transformation des vagues pour les cas d'application retenus, le paramétrage par défaut de SWAN est utilisé. En outre, pour les simulations présentées dans le chapitre 5, certains processus physiques sont désactivés, à savoir : la contribution du vent (génération et dissipation

par moutonnement) et des courants, la dissipation par le frottement sur le fond, et les interactions entre les triplets et les quadruplets de fréquence. La pertinence de ces hypothèses devra toutefois être réévaluée lors d'applications futures de LX-Shore couplé avec SWAN à des cas d'applications réels et/ou avec des distances de propagation des vagues beaucoup plus grandes. Le déferlement des vagues est également désactivé pour permettre la localisation et l'extraction des conditions de vagues au déferlement selon une méthode présentée dans la section 4.5.2.e. Dans ce qui suit, il est donc considéré que les termes sources et puits de densité d'action des vagues (membre de droite de l'équation (4.11)) sont nuls.

d) Conditions aux frontières et conditions initiales

Les frontières ouvertes du domaine de calcul sont forcées par une unique série temporelle de conditions de vagues définies par le triplet de statistiques de vagues : hauteur significative, période pic, et direction pic. Le spectre JONWSAP proposé par défaut dans le paramétrage de SWAN est utilisé pour obtenir le spectre de densité d'énergie tandis qu'un étalement directionnel de 30° a systématiquement été utilisé. Il est possible via le fichier d'entrées de LX-Shore de définir les frontières ouvertes auxquelles le forçage de vagues est appliqué. L'utilisation de données de spectres de vagues (observés ou modélisés) plutôt que de paramètres statistiques de vagues en entrée de SWAN permettrait d'obtenir des estimations de conditions de vagues au déferlement plus fiables principalement dans le cas de champs de vagues présentant un caractère multimodal (en direction et/ou en fréquence). Toutefois, la prise en compte d'un aspect multimodal des caractéristiques des vagues au déferlement dans les formules de transport longshore total et dans le modèle cross-shore d'équilibre n'est pas trivial et n'a pas été envisagé.

A chaque itération de LX-Shore une simulation SWAN est effectuée pour réévaluer le champ de vagues sur la grille de calcul. SWAN est utilisé en mode stationnaire et chaque nouvelle simulation est initialisée à partir des résultats de la simulation de l'itération qui précède. Un fichier hotsart est ainsi généré en fin de chaque simulation SWAN pour réaliser cette initialisation. Ce processus permet de diminuer significativement la durée des simulations SWAN par rapport à des simulations où l'initialisation est réalisée à chaque itération. Dans les simulations présentées dans le chapitre 5 impliquant SWAN, le gain de temps apporté par cette méthode est approximativement de l'ordre de 15 à 30 %.

e) Extraction des conditions de vagues au déferlement

En chaque point de la grille hydrodynamique et à partir de la densité d'action spectro-angulaire, SWAN peut extraire les statistiques de vagues telles que la hauteur significative ou encore la période et la direction pics et/ou moyennes. L'extraction de ces quantités au point de déferlement est nécessaire au calcul du transport longshore et cross-shore qui s'en suit dans LX-Shore (Fig. 4.2). Plusieurs approches peuvent-être envisagées pour localiser les points de la grille hydrodynamique où les conditions de vagues sont considérées comme celles au déferlement.

Une première approche consiste à activer le processus de setup dans SWAN et d'identifier en allant du large vers la côte les points de la grille hydrodynamique situés juste en amont de la transition entre la zone de setdown et de setup qui marque le début de la zone de déferlement. Plusieurs limitations rendent toutefois complexe voire impossible son utilisation dans LX-Shore : (1) la transition peut-être spatialement floue sous certaines conditions de géométrie de côte et de forçage ; (2) le calcul du setup ne peut pas être activé dans les versions parallélisées de SWAN (MPI ou OpenMP) ; (3) le processus de setup ne doit pas être utilisé pour des environnements marins clos (voir le manuel d'utilisation de SWAN) qui représentent potentiellement des cas d'application futurs de LX-Shore.

Une seconde approche consiste à utiliser le taux de vagues déferlées (Q_b) et une valeur seuil qui lorsqu'elle est dépassée en allant du large vers la côte indique que le point de déferlement a été atteint. *Abadie et al.* (2006) et *Bertin et al.* (2008) ont par exemple utilisé une valeur seuil respectivement égale à 2 et 5 % (correspond respectivement à un γ_b de 0.6 et 0.5, avec $\gamma_b = H_{s,b}/h_b$; voir section 2.2.2.c). Le choix de cette valeur reste toutefois relativement arbitraire et nécessiterait un travail de calibration pour déterminer un critère optimal par rapport l'objectif visé. Dans le cas présent, l'objectif est d'estimer le plus précisément possible les transports longshore et les déplacements cross-shore, pour ensuite avoir une bonne estimation de l'évolution du trait de côte. Or, pour juger de cette précision, il serait nécessaire de disposer de mesures in-situ de ces variables, et ce, pour un certain nombre d'environnement.

Une troisième approche consiste à désactiver le déferlement dans SWAN et à utiliser directement le rapport H_s/h et le critère de déferlement γ_b pour localiser les points de grille situés juste avant que le déferlement bathymétrique théorique ne se produise, *i.e.*, les derniers points de grille vers la côte où la condition $H_s/h_b < \gamma_b$ est encore vérifiée. Cette approche a par exemple été utilisée par *List and Ashton* (2007) et *Limber*

et al. (2017) avec un critère de déferlement γ_b respectivement égal à 0.3 et 0.2. *Limber et al.* (2017) précisent que ces faibles valeurs de γ_b ont dû être utilisées du fait d'une résolution assez grossière de la grille de calcul (320 m) qui empêche de résoudre finement la transformation des vagues proche du déferlement. L'utilisation d'une résolution plus fine rend possible l'utilisation de valeurs de γ_b plus élevées et permet de couvrir toutes les valeurs proposées dans la littérature (ex. : *Thornton and Guza*, 1983; *Battjes and Stive*, 1985; *Komar*, 1998; *Salmon et al.*, 2015). Une valeur $\gamma_b = 0.78$ a été utilisé dans les simulations présentées dans le chapitre 5 (valeur par défaut fixée dans LX-Shore).

Cette troisième approche a été retenue et intégrée dans LX-Shore pour extraire les conditions de vagues au déferlement. D'un point de vue numérique, cette stratégie offre l'avantage que des conditions de vagues au déferlement pourront toujours être extraites au droit de chaque position de trait de côte même pour des géométries de côtes complexes (ex. : en présence de zones abritées ou de flèches sableuses).

f) Couplage entre LX-Shore et SWAN

Deux stratégies de couplage entre LX-Shore et SWAN ont été réalisées. La première, qui est la plus simple en termes de développement et d'utilisation, est qualifiée de séquentielle car un appel en « dur » de SWAN est réalisé depuis LX-Shore juste après l'étape de reconstruction bathymétrique (Fig 4.2). Lorsque la simulation SWAN se termine LX-Shore reprend la main et l'étape d'extraction des conditions de vagues au déferlement est réalisée. Cette stratégie nécessite d'avoir au préalable une version de SWAN fonctionnelle sur le poste de travail ou le serveur de calcul dont le nom de l'exécutable est à spécifier dans le fichier de paramètres d'entrée de LX-Shore (voir annexe D). Pour réduire le temps de calcul associé à SWAN (largement supérieur à celui de LX-Shore) une version parallélisée de SWAN 40.91 a été utilisée. Pour faciliter le déploiement du code de calcul complet développé au cours de la thèse sur une large gamme de postes de travail ou de serveurs la version parallélisée en OpenMP a été retenue. Le couplage avec SWAN implique des échanges de variables entre les deux modèles : (1) LX-Shore transmet à SWAN la bathymétrie générée ; (2) SWAN transmet à LX-Shore les champs de conditions de vagues. Dans le cadre d'un couplage séquentiel ces communications sont réalisées via des fichiers de données et des appels à des routines de lecture et d'écriture de données, ce qui peut impacter de manière significative le temps de calcul de chaque itération. Dans la version actuelle du couplage, les communications sont réalisées via des fichiers textes de données. L'utilisation de fichiers de données bi-

naires est plus complexe à mettre en œuvre mais elle permettrait de réduire les temps de lecture/écriture de fichiers.

Une seconde stratégie a été émise en œuvre pour permettre à LX-Shore et à SWAN d'échanger directement des variables sans avoir recours à des lectures/écritures de fichiers. Ce couplage dynamique a été réalisé via le coupleur de modèle OpenPALM (développé par le CERFACS et l'ONERA) qui coordonne l'exécution en parallèle de LX-Shore et de SWAN, permet le partage de certaines variables, et assure que les deux modèles s'attendent aux points de communication spécifiés. Ces points de communications, qui comportent le nom et les caractéristiques des variables à échanger, sont à insérer en « dur » dans le code de LX-Shore et de SWAN avec les routines « `PALM_PUT()` » et « `PALM_GET()` » dont l'utilisation nécessite l'importation de la librairie de PALM avec « `USE palmlib` ». Il est aussi nécessaire de déclarer ces communications dans le coupleur OpenPALM via l'interface graphique PrePALM. Cette stratégie permet de diminuer le temps de calcul des simulations d'au moins 20 à 30%. Cependant, le déploiement d'un tel couplage est plus complexe car le poste de travail ou le serveur de calcul utilisé doit disposer au préalable du coupleur OpenPALM et de plusieurs librairies pour le calcul parallèle en MPI. De plus, dans un contexte où le code LX-Shore serait régulièrement modifié et testé l'utilisation de cette stratégie n'est pas recommandée, car la compilation du programme principal OpenPALM, et des sous-programmes LX-Shore avec SWAN (compilés en tant que librairie), nécessite un minimum de connaissance et de pratique d'OpenPALM.

Il est à noter que grâce à l'utilisation d'une option de pré-compilation ces deux approches de couplage s'appuient sur le même code source de LX-Shore et de SWAN. Enfin, indépendamment de la stratégie de couplage choisie, LX-Shore génère au début de chaque itération le fichier de paramètres d'entrée de SWAN dans lequel seul le forçage de vagues aux frontières évolue au fil de la simulation (voir annexe C, section C.2.1). Un exemple de fichier de paramètres pour SWAN ainsi généré est donné en annexe E.

4.5.3 Reconstruction bathymétrique

Comme pour le modèle de trait de côte de *Kaergaard and Fredsoe* (2013a), un module de reconstruction bathymétrique a été implémenté dans LX-Shore, permettant de réévaluer la bathymétrie sur la grille hydrodynamique à chaque itération du modèle. En chaque cellule hydrodynamique située dans la zone marine, la profondeur dérivée du

trait de côte (Fig. 4.14b) est donnée par :

$$h_{SL} = f(l_{SL}) \quad (4.12)$$

où l_{SL} est la plus courte distance au trait de côte dans le plan horizontal et f est une fonction donnant la forme du profil qui, dans LX-Shore, correspond à un profil de Dean, tel que :

$$f(l_{SL}) = al_{SL}^b \quad (4.13)$$

où a correspond à la pente du profil et b définit la courbure du profil.

Pour gérer la présence des zones rocheuses non-érodables pouvant contribuer à la bathymétrie, une second bathymétrie est générée (Fig. 4.14c) avec la même méthode mais en se référant uniquement aux contours rocheux et en utilisant un profil linéaire et pentu. La profondeur dérivée des contours rocheux est donnée par :

$$h_{RC} = a'l_{RC} \quad (4.14)$$

où l_{RC} est la plus courte distance aux contours rocheux et a' est la pente du profil rocheux.

Dans les deux cas, la profondeur est maintenue constante au-delà d'une profondeur critique (h_c), qui correspond à la profondeur à laquelle les conditions de vagues du large sont obtenues. Les deux bathymétries sont ensuite fusionnées (Fig. 4.14d) en appliquant les conditions suivantes : (1) h_{RC} ne contribue pas à la bathymétrie finale si $h_{RC} \geq h_{SL}$; (2) dans le cas contraire, une moyenne pondérée est calculée entre les deux profondeurs par :

$$h = c_p h_{RC} + (1 - c_p) h_{SL} \quad (4.15)$$

où c_p est un coefficient de pondération proportionnel à la différence de profondeur normalisée par la profondeur dérivée du trait de côte, *i.e.* $c_p = (h_{SL} - h_{RC})/h_{SL}$.

4.6 Transport sédimentaire

Le transport longshore est calculé à chaque interface entre deux cellules de trait de côte voisines (flèches vertes dans la Fig. 4.1b) en utilisant les caractéristiques des vagues au déferlement et l'orientation locale du trait de côte. Cette approche est conservative en termes de bilan sédimentaire car chaque volume de sédiments transporté au travers

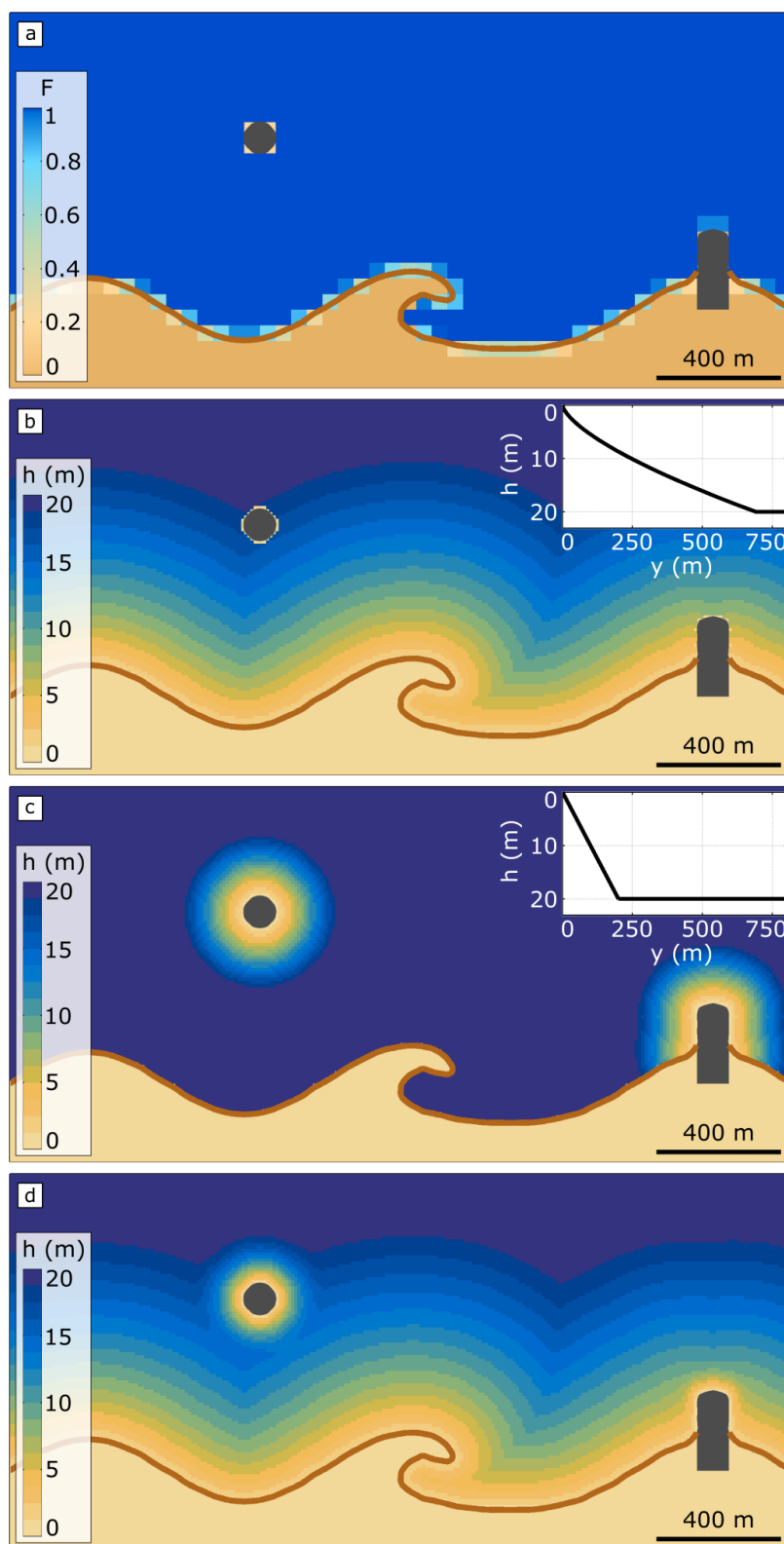


Fig. 4.14 Méthode de reconstruction de la bathymétrie. **a** Exemple de grille morphologique. La ligne marron et les zones en gris foncé représentent le trait de côte et les zones rocheuses non-érodables, respectivement. **b** Bathymétrie dérivée du trait de côte et profil de plage utilisé. **c** Bathymétrie dérivée des contours rocheux et profil rocheux utilisé. **d** Bathymétrie finale obtenue par fusion des bathymétries **b** et **c**. Source : Robinet et al. (soumis), annexe A.

d'une interface est retiré de la cellule amont et ajouté dans la cellule aval. Le transport cross-shore est calculé au sein de chaque cellule de trait de côte (flèches rouges dans la Fig. 4.1b) en fonction de la variabilité de l'énergie incidente des vagues au déferlement. Cette approche est non-conservative dans la mesure où elle génère des gains et des pertes de sédiments dans la cellule, résultant de transferts implicites de volume de sédiments avec le domaine marin.

4.6.1 Transport longshore

Le transport longshore est calculé en termes de transport volumique via la formule du CERC (*USACE*, 1984) ou celle de *Kamphuis* (1991), données respectivement par les équations :

$$Q_l = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b} H_{s,b}^{2.5}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} \sin(2\theta_b) \quad (4.16)$$

$$Q_l = \frac{2.27 H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} d_{50}^{-0.25}}{(\rho_s - \rho)(1 - p)} \sin^{0.6}(2\theta_b) \quad (4.17)$$

où ρ_s et ρ désignent respectivement la masse volumique du sédiment et de l'eau de mer (≈ 2650 et 1025 kg.m^{-3}), p la porosité du sédiment (≈ 0.4), m_b est la pente de plage moyenne autour de la zone de déferlement, d_{50} est le diamètre médian des grains de sédiment, et K une constante empirique dont la valeur dépend des caractéristiques du site d'étude et requiert une calibration si des observations sont disponibles. Les exemples d'application de cette formule montrent que K peut varier fortement d'un site à l'autre avec des valeurs généralement comprises entre 0.2 et 1.6 (*Komar*, 1998; *Pilkey and Cooper*, 2002; *Bayram et al.*, 2007; *Arriaga et al.*, 2017).

L'orientation locale du trait de côte utilisée pour obtenir θ_b à l'interface entre deux cellules de trait de côte (Fig. 4.15a) n'est pas déterminée à partir du trait de côte interpolé, ni des vecteurs de cellule normaux à la côte, mais à partir du vecteur d'interface normal à la côte ($\vec{n}_f$; flèches orange dans la Fig. 4.15). Ce vecteur est déterminé par le gradient de fraction en sédiment entre les deux cellules de trait côte bordant l'interface où le transport est calculé. Ce vecteur est d'abord défini dans un repère orthonormé local, où le premier axe e_1 est parallèle à la droite reliant le centre des deux cellules de trait de côte et le second axe e_2 pointe vers le large. La composante e_1 de $\vec{n}_f$ est égale à la différence de fraction en sédiment entre les deux cellules de trait de côte, tandis que la composante e_2 est toujours fixée à 1. Puis, l'application de transformations trigonométriques permet d'exprimer $\vec{n}_f$ dans le système de coordonnées du modèle.

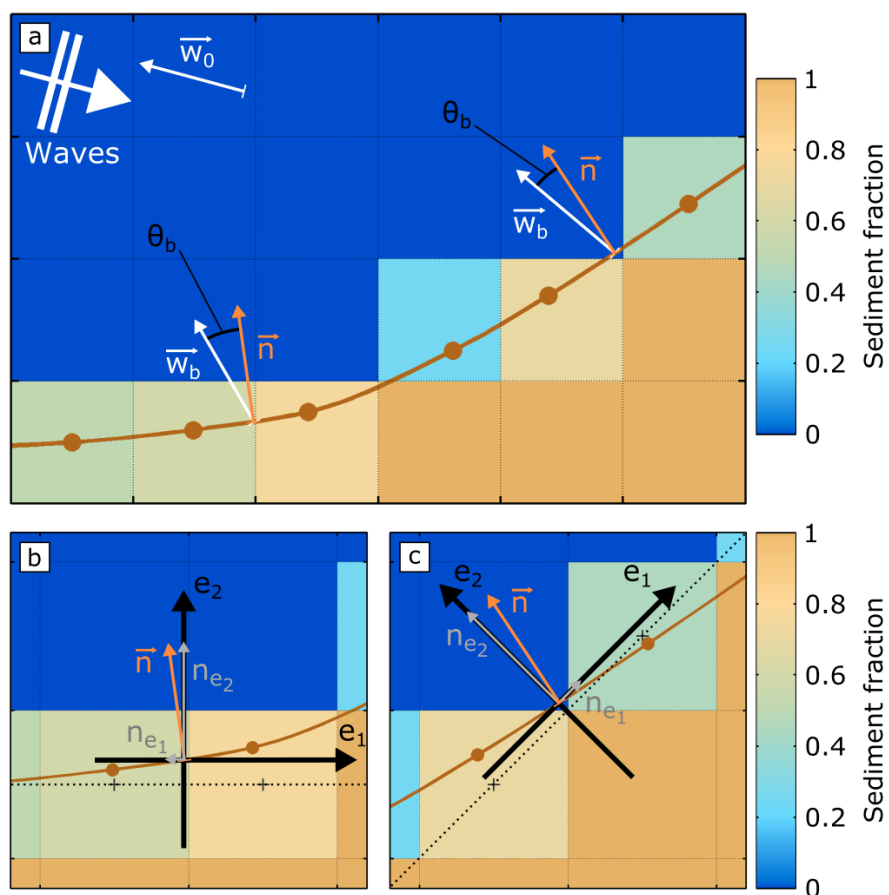


Fig. 4.15 Schémas numériques utilisés dans le calcul du transport longshore. **a** L'angle d'incidence des vagues au déferlement est égal à l'angle formé par le vecteur de direction de propagation des vagues (flèches blanches) au déferlement $\vec{w}_b$ et le vecteur d'interface normal à la côte $\vec{n}$ (flèches oranges) (noté $\vec{n}_f$ dans le manuscrit). **b, c** Le vecteur d'interface normal à la côte est défini dans un repère orthonormé local par ses deux composantes n_{e1} et n_{e2} . n_{e1} est égal à la différence de fraction en sédiment entre les deux cellules de trait de côte. n_{e2} est fixée à 1. Source : Robinet et al. (soumis), annexe A.

La position de l'interface est définie comme étant le milieu du tronçon de trait de côte interpolé, délimité par les positions représentatives de trait de côte des cellules bordant l'interface. Cette position est uniquement utilisée dans la méthode d'extraction des paramètres de vagues au déferlement dans l'option 2, qui nécessite un point de départ pour initier la droite de recherche de la zone de déferlement dans les sorties de SWAN.

4.6.2 Transport cross-shore

Le transport cross-shore est calculé en s'appuyant sur l'adaptation du modèle ShoreFor proposée par *Splinter et al.* (2014). ShoreFor prédit que le taux d'évolution du trait de côte à un instant donné dépend à la fois de l'intensité du flux d'énergie instantanée des vagues au déferlement (P) et du déséquilibre de la vitesse de chute adimensionnée par rapport à une condition d'équilibre ($\Delta\Omega = \Omega - \Omega_{eq}$; voir section 2.3.2.c). Dans leur formulation *Splinter et al.* (2014) normalise $\Delta\Omega$ par l'écart-type de ses valeurs prises au cours de la période de calibration du modèle ($\sigma_{\Delta\Omega}$). Cet ajustement est réalisé pour que l'intensité des évolutions du trait de côte soit essentiellement contrôlée par P et le coefficient de vitesse d'évolution ($C^\pm$). Dans LX-Shore, au cours d'une itération du modèle le taux d'évolution moyen de la position cross-shore du trait de côte est alors donné par la formulation :

$$\frac{\Delta S_c}{\Delta t} = C^\pm P^{1/2} \frac{\Delta\Omega}{\sigma_{\Delta\Omega}} + b \quad (4.18)$$

Pour prendre en compte le fait que les processus d'érosion et d'accrétion ne s'opèrent pas sur les mêmes échelles temporelles, $C^\pm = c$ lorsque $\Delta\Omega > 0$ et $C^\pm = cr$ lorsque $\Delta\Omega < 0$ ($C^\pm = 0$ pour $\Delta\Omega = 0$) où r est le ratio d'érosion. Tandis que c est un paramètre libre du modèle à déterminer durant l'étape de calibration, r est à déterminer avant la simulation en calculant le rapport du forçage moyen d'accrétion sur le forçage moyen d'érosion, de la manière suivante :

$$r = \left| \frac{\sum_{i=1}^N \langle F_i \rangle^+}{\sum_{i=1}^N \langle F_i \rangle^-} \right| \quad (4.19)$$

où $||$ indique la valeur absolue, N indique la longueur des séries temporelles de données de vagues, $\langle F \rangle$ le forçage des vagues dont on a retiré la tendance linéaire mais préservé la moyenne avec :

$$F = P^{1/2} \frac{\Delta\Omega}{\sigma_{\Delta\Omega}} \quad (4.20)$$

et où les termes $\langle F_i \rangle^+$ et $\langle F_i \rangle^-$ sont respectivement la i -ème valeur de la série temporelle de forçage d'accrétion et d'érosion, données par :

$$\begin{aligned}\langle F_i \rangle^+ &= \langle F_i \rangle \text{ pour } \Delta\Omega > 0 \\ \langle F_i \rangle^+ &= 0 \text{ pour } \Delta\Omega \leq 0\end{aligned}\tag{4.21}$$

$$\begin{aligned}\langle F_i \rangle^- &= 0 \text{ pour } \Delta\Omega \geq 0 \\ \langle F_i \rangle^- &= \langle F_i \rangle \text{ pour } \Delta\Omega < 0\end{aligned}\tag{4.22}$$

Cette définition de r (et donc de $C^\pm$) permet au modèle de ne pas introduire de tendance dans les évolutions de trait de côte simulées lorsque qu'aucune tendance n'est présente dans le forçage F .

Le flux d'énergie des vagues au déferlement s'exprime par :

$$P = EC_g\tag{4.23}$$

où $E = 1/16\rho g H_{s,b}^2$ est l'énergie des vagues au déferlement, et $C_g = \sqrt{gh_b}$ est la vitesse de groupe des vagues au déferlement. Contrairement à l'approche longshore, la détermination des paramètres de vagues au déferlement s'appuie sur l'orientation locale du trait de côte définie par le vecteur de cellule normal à la côte et sur la position représentative du trait de côte dans la cellule.

La condition d'équilibre utilisée pour calculer $\Delta\Omega$ se base sur la formulation proposée par *Wright et al.* (1985) :

$$\Omega_{eq} = \frac{\sum_{i=1}^{2\Phi} \Omega_i 10^{-i/\Phi}}{\sum_{i=1}^{2\Phi} 10^{-i/\Phi}}\tag{4.24}$$

où Φ est le facteur de réponse de la plage en nombre de jours et est un paramètre libre du modèle à calibrer. Avec cette définition Ω_{eq} correspond à une moyenne pondérée des conditions de plage définies par Ω vers le passé sur une période de temps égale à 2Φ , la pondération diminuant à 1% au bout d'un temps égal à Φ .

Dans LX-Shore un ajustement du calcul de $\Delta\Omega$ est effectué. La vitesse de chute adimensionnée est habituellement déterminée à partir des conditions de vagues au déferlement, impliquant une possible variabilité longshore de Ω , et donc de Ω_{eq} . L'estimation de la valeur de Ω_{eq} en chaque cellule de trait de côte nécessiterait alors l'enregistrement d'une série temporelle de Ω couvrant la période d'intégration de l'équation (4.24) pour

chacune de ces cellules, ce qui représente une opération coûteuse en temps de calcul et en mémoire. De plus, à la création d’une nouvelle cellule de trait de côte la série temporelle des valeurs passées de Ω ne serait pas immédiatement accessible pour la période d’intégration. Pour s’affranchir de ces verrous, nous faisons l’hypothèse que la valeur de $\Delta\Omega$ est homogène le long de la côte, permettant la mémorisation d’une unique série temporelle de Ω dont les valeurs sont calculées à partir des conditions de vagues au large et non au déferlement. Toutefois, P est toujours déterminé en utilisant les conditions de vagues au déferlement associées à chaque cellule de trait de côte. Avec ces ajustements, la direction des évolutions du trait de côte (accrétion ou érosion) est dépendante de la variabilité des conditions de vagues au large, tandis que l’intensité est essentiellement contrôlée par les conditions locales au déferlement.

Ce module de transport cross-shore nécessite la réalisation de pré-traitements avant l’application de LX-Shore pour déterminer les deux coefficients $\sigma_{\Delta\Omega}$ et r et les trois paramètres libres c , b et Φ . Tandis que le calcul de $\sigma_{\Delta\Omega}$ s’appuie uniquement sur les conditions de vagues au large, le calcul de r requiert la détermination des conditions de vagues au déferlement, qui ne sont toutefois pas accessibles avant simulation. En première approximation, une simulation LX-Shore où la côte est maintenue immobile (désactivation du transport longshore et cross-shore) peut être conduite pour extraire facilement les conditions de vagues au déferlement le long de plusieurs transects cross-shore de plage. Les paramètres libres c , b et Φ peuvent ensuite être calibrés comme proposés par *Castelle et al.* (2014), à savoir en cherchant les valeurs qui minimise l’erreur quadratique moyenne (RMSE) entre les positions de trait de côte mesurées et simulées, par le biais de la méthode d’optimisation du recuit simulé (*Bertsimas and Tsitsiklis*, 1993). Une alternative plus simple et directe pour déterminer c , b et Φ , et qui a justifié le choix du modèle ShoreFor, est l’existence de formes paramétrisées de ces coefficients (*Splinter et al.*, 2014).

4.7 Conclusions

Ce travail de thèse a abouti à la création d’un nouveau modèle numérique d’évolution de trait de côte (LX-Shore) forcé par les vagues et capable de simuler la variabilité du trait de côte sur des échelles temporelles allant de quelques heures à plusieurs décennies, voire jusqu’au siècle. Ce modèle est destiné à l’étude de la dynamique moyen et long-terme des littoraux sableux dominés par l’action des vagues, et peut-être appliqué à des domaines spatiaux de l’ordre d’une centaine de mètres à plusieurs dizaines de

kilomètres. Pour ce type d'application, LX-Shore apparaît comme le premier modèle à être aussi complet. En effet, LX-Shore (1) couple le transport longshore et le transport cross-shore, (2) offre la possibilité de propager les vagues avec SWAN, (3) autorise la définition de zones rocheuses non-érodables, (4) et gère des formes complexes de trait de côte.

LX-Shore présente aussi un caractère modulaire facilitant permettant d'adapter rapidement son application aux spécificités propres à chaque site d'étude. En effet, il est possible d'utiliser uniquement le module de transport longshore, uniquement le module de transport cross-shore, ou bien les deux à la fois. De plus, les estimations des paramètres de vagues au déferlement peuvent se faire à travers deux options : l'une simple et rapide mais applicable uniquement aux plages relativement rectilignes ; l'autre compatible avec la plupart des géométries de trait de côte, mais plus couteuse en temps de calcul. Cet aspect modulaire facilite aussi l'intégration ultérieure de processus supplémentaires tels que la remontée du niveau marins.

L'utilisation d'un modèle cellulaire basé sur la fraction en sédiment contenu dans des cellules autorise l'émergence de traits de côte complexes. Pour le moment, des méthodes simples sont utilisées dans LX-Shore pour reconstruire le trait de côte à partir de la distribution spatiale de la fraction en sédiment au sein la grille morphologique. Ces méthodes sont rapides et assurent une forte robustesse au modèle.

Le chapitre suivant présente des cas d'application de LX-Shore qui illustrent les différentes fonctionnalités présentées ici et qui permettent d'évaluer le potentiel de ce nouveau modèle d'évolution de trait de côte.

Chapitre 5

Application de LX-Shore

5.1 Introduction

Ce chapitre vise à évaluer les capacités de LX-Shore pour l'étude de la dynamique du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. Tout d'abord, les fonctionnalités de LX-Shore sont examinées (sections 5.2 à 5.4) en s'appuyant sur des cas d'application académiques. Trois types de test y sont réalisés : des tests où seul le transport longshore est activé (L) ; des tests où seul le transport cross-shore est activé (C) ; et des tests où le transport longshore et le transport cross-shore sont tous deux activés (LC). Les caractéristiques de chacun des tests réalisés sont résumées dans le tableau 5.1. La plupart de ces tests ont été réalisés dans le cadre de la rédaction d'un article visant à présenter ce nouveau modèle de trait de côte. L'article a été soumis au mois d'octobre 2017 à la revue scientifique *Environmental Modelling & Software* (voir annexe A). La section 5.2 présente quatre cas idéalisés de type (L) pour lesquels les conditions de vagues au déferlement sont obtenues via la formule directe de *Larson et al.* (2010). Ces tests visent à évaluer la capacité du modèle à simuler la formation et l'évolution non-linéaire des instabilités de trait de côte et les motifs d'érosion et d'accrétion se produisant aux abords d'ouvrages côtiers pour une côte soumise à une dérive littorale moyenne nette ou nulle. La section 5.3 présente un cas idéalisé de type (C) pour lequel les deux options possibles pour obtenir les conditions de vagues au déferlement sont testées et comparées. Ce test vise aussi à évaluer la capacité du modèle à reproduire la variabilité du trait de côte sur des échelles de temps allant de quelques heures à quelques années sur un site où les évolutions du trait de côte sont dominées par les processus cross-shore. Enfin, la section 5.4 présente un cas idéalisé pour lequel

les trois types de test (L), (C) et (LC) sont réalisés et pour lesquels les conditions de vagues au déferlement sont obtenues avec SWAN. Ces trois derniers tests visent à illustrer le potentiel de LX-Shore pour simuler et à terme prévoir l'évolution du trait de côte des littoraux réels sur une vaste gamme d'échelles spatio-temporelles et déterminer les contributions respectives des différents processus aux évolutions observées.

Sur la base de ces tests académiques et de tests complémentaires, les capacités et limitations de LX-shore sont discutées, au regard aussi des capacités des autres modèles d'évolution du trait de côte. Une partie des tests complémentaires ont fait l'objet d'une communication à la conférence *Coastal Dynamics 2017* (voir annexe B). Des éléments sont aussi donnés en termes de perspectives d'application et de développement du modèle.

Table 5.1 – Résumé des configurations du modèle pour chaque test, avec K1991 : *Kamphuis* (1991); AM2006 : *Ashton and Murray* (2006a); L2010 : *Larson et al.* (2010); C2017 : *Castelle et al.* (2017a). L_x et L_y sont les dimensions du domaine physique, dxy et dxy_H sont les résolutions de cellule de la grille morphologique et hydrodynamique, respectivement. T_s et T_c sont le temps couvert par la simulation (années) et le temps de calcul (minutes), respectivement. SWAN est lancé sur 12 cœurs.

Nom du test	L1	L2	L3	L4	C1	C2	LC1	LC2	LC3
Objectif principal	Reproduire des		Reproduire l'impact d'un		Valider l'implémentation de ShoreFor		Reproduire la dynamique d'une plage en baie		
	Cuspates	Flèches	Epis	Brise-lame					
Longshore	CERC		K1991		-	-	K1991	-	K1991
Cross-shore	-		-		ShoreFor		-	ShoreFor	
Vagues	L2010		L2010		L2010	SWAN	SWAN		
Type	Synthétique		Synthétique		Séries temporelles réelles				
$H_{s,0}$ (m)	1.5		1.5						
T_p (s)	8		8						
θ_0 (°)	AM2006 : U = 0.7		Distribution normale						
	A = 0.5	A = 0.7	20° ± 40°	0° ± 90°					
Profondeur (m)	50		50		40				
(L_x, L_y) (km)	(40, 4.5)		(4, 2)		(3.5, 1)		(3.5, 4)		
(dxy, dxy_H) (m)	(100, -)		(50, -)		(100, 20)		(100, 20)		
Δt (h)	12		3		3		3		
T_s (a)	50		2	20	9.5		9.5		
T_c (min)	~ 10		< 1	~2	~ 10	~ 600	~ 600		

5.2 Cas test longshore : cas synthétiques

Pour les trois cas d'application L1, L2, L3 et L4 (Tableau 5.1), seul le transport longshore est activé, et les paramètres de vagues au déferlement sont obtenus via la formule directe de *Larson et al.* (2010).

5.2.1 Formation d'instabilités de trait de côte

Dans un premier temps, l'aptitude du modèle à reproduire les formes de trait de côte résultant de processus d'auto-organisation est évaluée. La première simulation (L1) porte sur l'émergence d'ondulations de trait de côte symétriques et d'aspect conique vers le large (*cuspatas* en anglais) (Fig 5.1L1d), tandis que la seconde (L2) concerne le développement de flèches sableuses (Fig 5.1L2d). Ces simulations (L1a-c et L2a-c dans la Fig. 5.1) sont réalisées en utilisant un trait de côte de départ rectiligne et un climat de vagues caractérisé par une hauteur et une période de vagues stationnaires ($H_s = 1.5\text{m}$ et $T_p = 8\text{s}$) et une direction de vagues variable dans le temps. Le trait de côte présente toutefois des perturbations initiales aléatoires dans la direction cross-shore d'amplitude maximale dxy qui permettent d'exciter les instabilités (*Ashton et al.*, 2001). Les simulations sont réalisées sur une période de 50 ans.

Suivant la méthode utilisée dans *Ashton and Murray* (2006a), une série temporelle de direction de vagues est générée en sélectionnant aléatoirement à chaque itération du modèle une valeur à partir d'une fonction de densité de probabilité de direction de vagues, définie par les paramètres d'asymétrie et d'obliquité (A et U respectivement). Le paramètre A , compris entre 0 et 1, définit la proportion de vagues arrivant par la gauche du domaine d'étude (Fig. 5.2), impliquant que pour $A = 0$ ($A = 1$) toutes les vagues proviennent de la droite (gauche), et que pour $A = 0.5$ autant de vagues proviennent de la gauche que de la droite. Le paramètre U , compris entre 0 et 1, définit la proportion de vagues ayant un angle d'incidence au large (θ_0) supérieur à 45° en valeur absolue, où les vagues telles que $|\theta_0| < 45^\circ$ ($|\theta_0| > 45^\circ$) sont dites à faibles angles (forts angles) d'incidence (Fig. 5.2). Pour $U = 0$ ($U = 1$) toutes les vagues sont à faibles angles (forts angles) d'incidence. Pour $U = 0.5$ la probabilité d'avoir des vagues à faibles angles et forts angles d'incidence est la même tout au long de la simulation.

Le premier test (L1) est conduit avec un climat de vagues symétrique ($A = 0.5$) incorporant une large proportion de vagues à forts angles ($U = 0.7$) (Fig. 5.3a). Le second test (L2) est identique au premier à l'exception du climat de vagues qui est

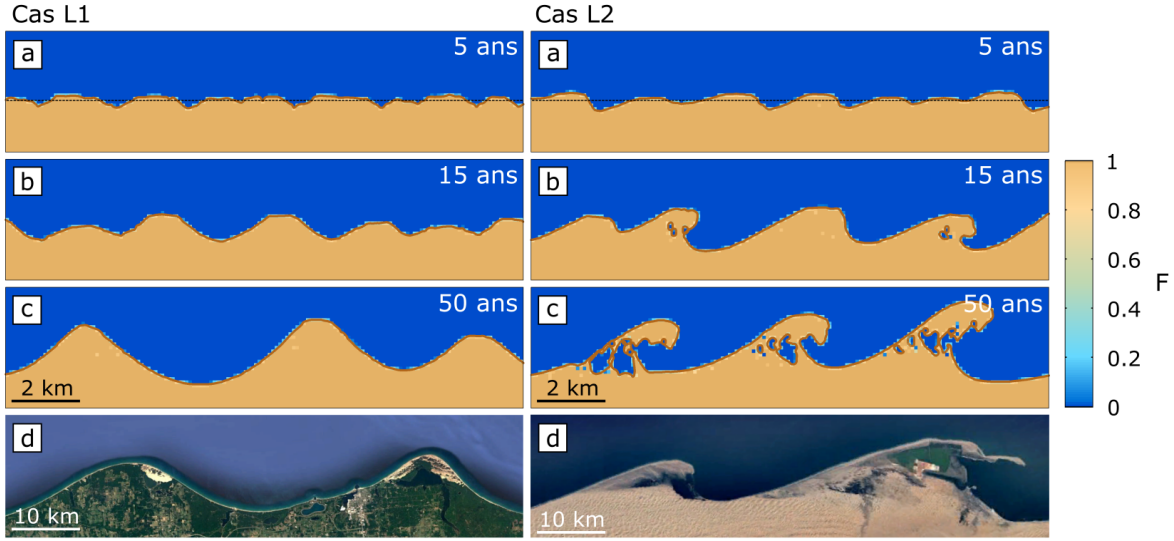


Fig. 5.1 Résultats des tests L1 et L2 qui se réfèrent uniquement au transport long-shore (voir Tableau 5.1) et exemples réels. **a-c** Evolution du trait de côte (courbe marron) au cours des simulations. Le trait côte de départ est indiqué par le trait pointillé noir (rang **a**). **d** Exemples réels de cuspatés (L1d; Ludington and Penwater beaches, Lake Michigan, EU), et de flèches sableuses (L2d; Walvis Bay nearby coast, Namibie). Adaptée de Robinet et al. (soumis).

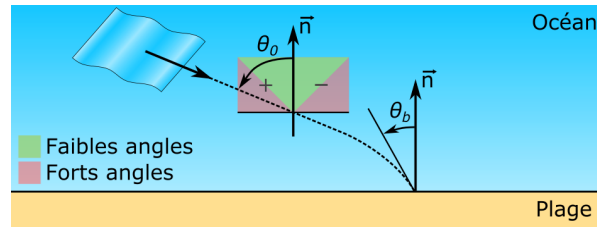


Fig. 5.2 Angles d'incidence des vagues au large (θ_0) et au déferlement (θ_b). Les angles sont déterminés par rapport à la direction normale à la côte (donnée par $\vec{n}$) et définis positif dans le sens anti-horaire (*i.e.* vers la gauche dans cette figure).

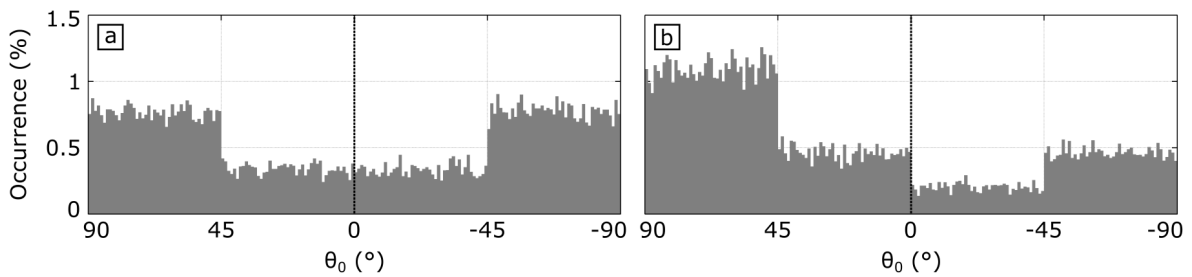


Fig. 5.3 Fréquence d'occurrence des angles d'incidence des vagues au large (θ_0) dans le climat de vagues généré pour les tests L1 (**a**) et L2 (**b**).

rendu asymétrique en imposant une plus grande proportion de vagues arrivant par la gauche du domaine ($A = 0.7$) (Fig. 5.3b). Pour les deux simulations, la côte est instable et le début de simulation est marqué par le développement chaotique d'ondulations de trait de côte présentant des faibles amplitudes et des longueurs d'onde courtes et irrégulières. Ces instabilités de trait de côte s'auto-organisent ensuite entre elles, donnant naissance à des formes plus régulières. Un accroissement de l'amplitude et la longueur d'onde s'observent en réponse à un appariement des petites ondulations avec les plus grosses. En accord avec les conclusions de *Ashton and Murray* (2006a,b) la présence d'un climat de vagues symétrique ayant une large proportion de vagues à forts angles mène au développement de grands cusps (Fig. 5.1L1a-d), tandis qu'un tel climat de vagues mais asymétrique entraîne la formation de flèches sableuses qui parfois se reconnectent à la côte (Fig. 5.1L2a-d). Cette dernière simulation illustre la robustesse de l'implémentation numérique de LX-Shore qui permet de gérer la dynamique de traits de côte ayant des géométries complexes, notamment suite au piégeage d'étendues d'eau et lors de la propagation de flèches sableuses. En termes de temps de calcul, le modèle est capable de simuler 50 ans d'évolution de trait de côte sur de tels domaines en 10 minutes.

5.2.2 Évolutions induites par la présence d'ouvrages côtiers

Dans un second temps, la capacité de LX-Shore à rendre en compte de l'impact de structure (en dur et émergée) sur le transport longshore est examinée. Le premier test vise à simuler l'impact d'un épis s'étendant sur 200 m vers le large, et qui interrompt la dérive littorale (Fig. 5.4L3a-c), tandis que le second test concerne la mise en place d'un brise-lame d'une longueur de 400 m parallèlement à la côte à une distance vers le large de 250 m qui génère des gradients de dérive littorale (Fig. 5.4L4e-g). Les deux structures ont une largeur de 20 m. Ces simulations (L3a-c et L4a-c dans la Fig. 5.4) sont réalisées en utilisant un trait de côte de départ rectiligne et un climat de vagues caractérisé par une hauteur et une période stationnaires ($H_s = 1.5\text{m}$ et $T_p = 8\text{s}$) et une direction variable dans le temps.

De manière similaire à *Hurst et al.* (2015) une série temporelle de direction de vagues au large est générée en sélectionnant aléatoirement à chaque itération du modèle une valeur à partir d'une distribution gaussienne de direction de vagues. Cette distribution est d'abord centrée sur une direction de vagues modale correspondant à un angle d'incidence au large $\theta_{0,m}$ puis restreinte à un intervalle défini par $\theta_{0,m} \pm d\theta$ (Fig. 5.5). Pour le

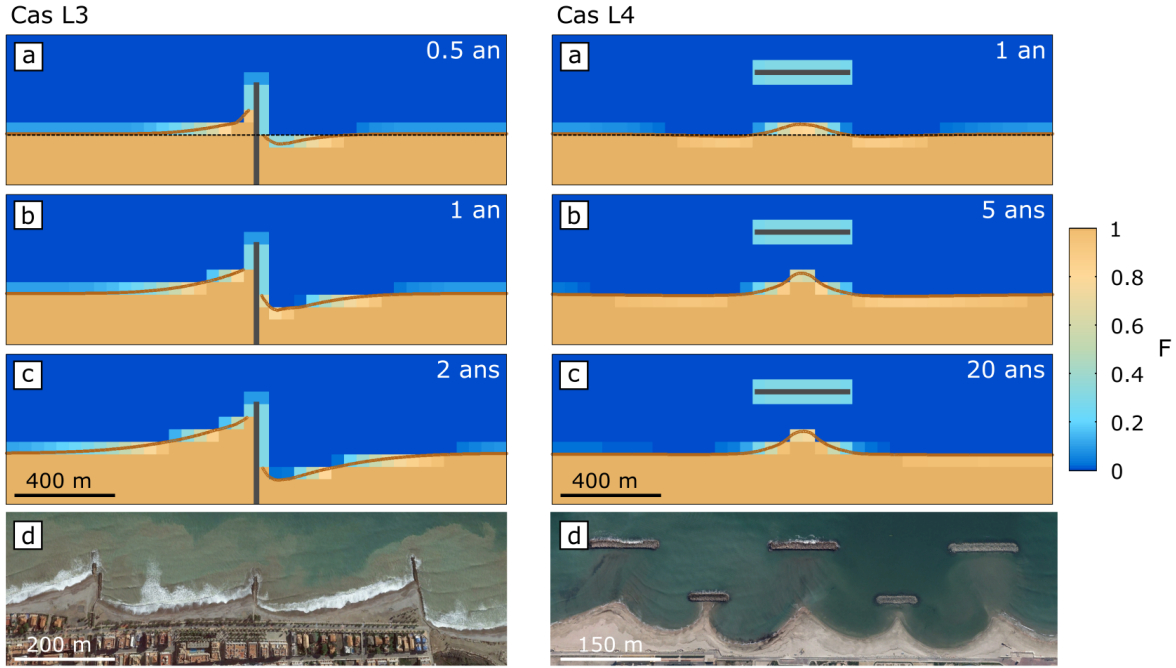


Fig. 5.4 Résultats des tests L3 et L4 qui se réfèrent uniquement au transport long-shore (voir Tableau 5.1) et exemples réels. **a-c** Évolution du trait de côte (courbe marron) au cours des simulations. Le trait côte de départ est indiqué par le trait pointillé noir (rang **a**). **d** Exemples réels de motifs d'accrétion et d'érosion d'une digue interrompant la dérive littorale (L3d ; Moncofa beach, Espagne), et de salients induits par des brise-lames (L4d ; Plage de Palavas-les-Flots, France). L'option 1 (formule de Larson *et al.*, 2010, ombrage) est utilisée pour déterminer les conditions de vagues au déferlement. Source des images : Google Earth.

test L3, la distribution de direction de vagues est caractérisée par $\theta_{0,m} = 20^\circ$ et $d\theta = 40^\circ$ (Fig. 5.5a), tandis que pour le test L4, elle est caractérisée par $\theta_{0,m} = 0^\circ$ et $d\theta = 90^\circ$ (Fig. 5.5b). Les climats de vagues du test L3 (*i.e.* des vagues venant plutôt de la gauche du domaine) et du test L4 (*i.e.* autant de vagues venant de la gauche que de la droite du domaine) induisent respectivement une dérive littorale moyenne nette (orientée vers la droite du domaine) et nulle le long de la plage rectiligne et en l'absence d'ouvrage.

Les résultats obtenus pour le test L3 montrent que le modèle est capable de reproduire le phénomène d'accrétion et d'érosion se produisant respectivement en amont et en aval de l'épi (Fig. 5.4L3a-d). Après deux ans de simulations, une accrétion maximale d'environ 125 m est obtenue à gauche de l'ouvrage (amont), tandis qu'une érosion maximale d'environ 100 m est obtenue à droite (aval). Une simulation complémentaire a été réalisée en considérant cette fois-ci une longueur d'épi de 100 m (Fig. 5.6a-c). Au bout d'un an, le trait de côte atteint le bout de l'épi. Le sédiment localisé en amont de la structure peut alors être transporté vers l'aval à certains pas de temps de la simulation

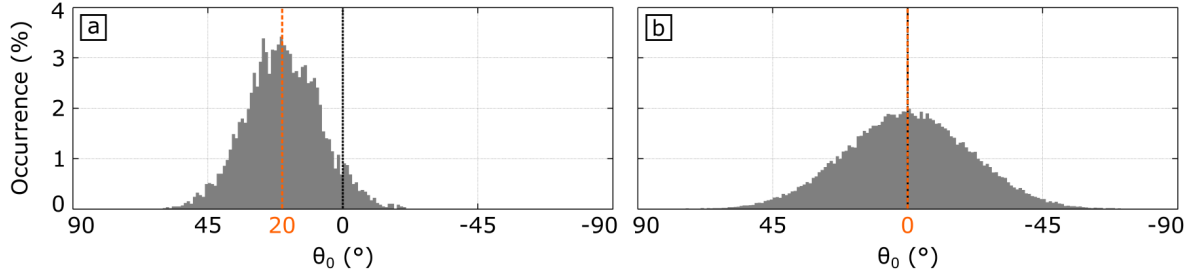


Fig. 5.5 Fréquence d'occurrence des angles d'incidence des vagues au large (θ_0) dans le climat de vagues généré pour les tests L3 (a) et L4 (b). L'angle d'incidence modal est indiqué par le trait pointillé orange.

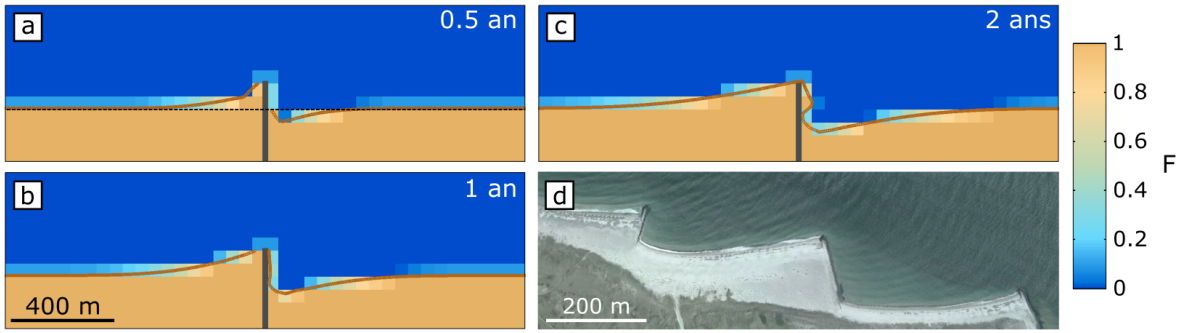


Fig. 5.6 **a-c** Impact de la réduction de la longueur de l'épi dans le test L3. **d** Épis installés à Thyborøn (Danemark). Source image : Google Earth.

lorsque l'angle d'incidence des vagues est suffisamment élevé (vers la gauche). Ce phénomène de contournement est usuellement désigné par le terme anglais *bypass* et s'observe lorsque la dérive littorale est très intense et/ou que l'ouvrage est sous-dimensionnée (Fig. 5.6d). Le temps de calcul associé à chacune de ces simulations est de l'ordre de quelques dizaines de secondes pour 2 ans simulés.

Les résultats obtenus pour le test L4 indiquent que le modèle peut aussi reproduire la formation d'un salient au droit d'un brise-lame (Fig. 5.4L4a-d). Dans la zone d'ombre créée par ce type de structure en dur, la dérive littorale est perturbée et un gradient de transport longshore négatif persiste en moyenne, ce qui génère une accumulation continue de sédiment et une avancée du trait de côte. Après 20 ans de simulation, on observe une avancée maximale du trait de côte d'environ 80 m. La forme symétrique du salient résulte de la symétrie dans la distribution des angles d'incidence des vagues au large utilisée dans la simulation (Fig. 5.5). Les résultats montrent aussi qu'à partir de 10 ans de simulation la forme du salient n'évolue plus de manière significative, indiquant que cette portion de côte est à l'équilibre avec le forçage de vagues pour lequel le brise-lame exerce un filtre sur les vagues à faibles incidences. Une simulation complémentaire

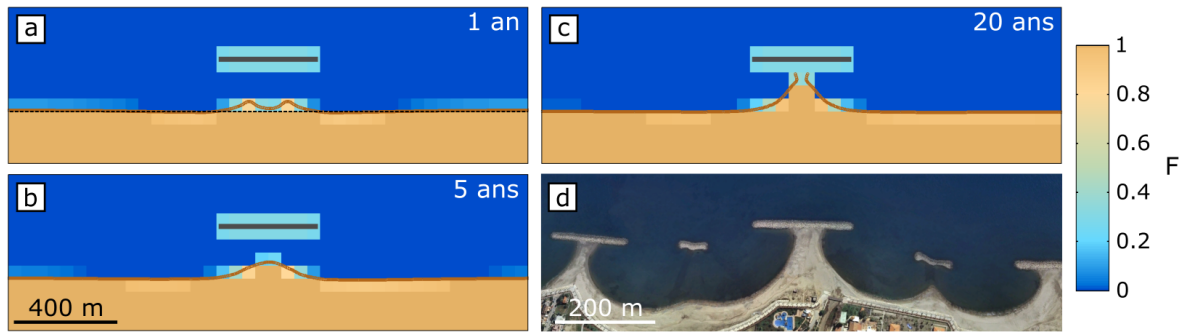


Fig. 5.7 Impact du rapprochement du brise-lame vers la plage dans le test L4. **d** Brise-lames construits sur les plages de Cambrils (Espagne). Source image : Google Earth.

a été conduite en considérant cette fois-ci une distance du brise-lame à la côte de 50 m (Fig. 5.7a-c). Approximativement au bout de 11 ans de simulation, l'extrémité du salient atteint les cellules où passe le brise-lame. Il se produit alors une rupture du trait de côte sableux avec l'apparition d'une section de trait de côte localement orientée vers la gauche du domaine et d'une autre vers la droite, qui correspond à la formation d'un tombolo (Fig. 5.7d). Après formation, ce tombolo persiste durant le reste de la simulation. Dans cette simulation, on peut noter une phase transitoire peu réaliste avec l'existence de 2 zones d'accrétion ($t = 1$ an). Cette anomalie transitoire résulte de l'utilisation d'une approche simplifiée combinant la formule directe de *Larson et al.* (2010) et la méthode d'ombrage. Ce type de comportement n'est pas observé avec SWAN, qui permet de mieux reproduire la diffraction. En effet, ce processus peut être dominant sur les évolutions du trait de côte dans les zones abritées des vagues (Hurst et al., 2015). D'autres simulations (non présentées ici) ont aussi montré qu'une réduction de la longueur du brise-lame provoquait une réduction de la taille du salient à l'équilibre. Ceci étant, même avec ces simplifications (formule de *Larson et al.*, 2010, zone d'ombre), le modèle est capable de reproduire qualitativement l'impact observé des brise-lames (Fig. 5.5d et Fig. 5.7d), à savoir une accumulation de sédiment au droit de la structure dont la taille et la forme à l'équilibre (salient ou tombolo) dépend de l'éloignement et des dimensions de l'ouvrage (*Rosati*, 1990). Le temps de calcul associé à chacune de ces simulations est d'environ 2 minutes pour 20 ans simulés.

5.3 Cas test cross-shore : site du Truc Vert

Pour les cas d'application C1 et C2 (Tableau 5.1), seul le transport cross-shore est activé, et les paramètres de vagues au déferlement sont obtenus via la formule directe de *Larson et al.* (2010) ou via SWAN, respectivement. La plage du Truc Vert (Nouvelle-Aquitaine, France) et les conditions de vagues observées au large sont utilisées dans ces simulations. Le site et les données sont décrits dans la section 3.2.2, mais pour une description complète se référer à *Castelle et al.* (2017a). Les vagues sont extraites d'une simulation rétrospective de vagues obtenue avec le modèle spectral de vagues Wave Watch III V4.18 (*Tolman*, 2014) qui couvre le bassin Nord Atlantique avec une résolution spatiale de 0.5° . Cette simulation réalisée par Guillaume Dodet (postdoctorant à l'IUEM) est forcée par les vents à 10 m de la réanalyse du NCEP/NCAR (*Kalnay et al.*, 1996). La stratégie de modélisation a été validée en s'appuyant sur 15 bouées de houle le long de la côte atlantique européenne jusqu'en 2015 dans *Masselink et al.* (2016a). Les vagues simulées au point de grille ($1^\circ 30' \text{ W}$, $44^\circ 30' \text{ N}$) ont été extraites et recalibrées dans *Castelle et al.* (2014) par régression linéaire avec 6 ans de données de conditions de vagues mesurées de manière discontinue à la bouée Candhis du Cap Ferret ($1^\circ 26.8' \text{ W}$, $44^\circ 39.15' \text{ N}$) située à 10 km des côtes par 54 m de profondeur. Sur ce site les gradients longshore en transport sédimentaire sont négligeables (*Idier et al.*, 2013a) et les évolutions du trait de côte sont essentiellement contrôlées par les processus cross-shore sur le court et moyen-terme (*Castelle et al.*, 2014). Les simulations s'appuient sur une plage droite de 1km de long et couvrent une période de 9 ans, entre 2005 et 2014, au cours de laquelle des mesures régulières de trait de côte ont été réalisées. Le trait de côte est défini comme l'intersection entre le profil moyen de la plage avec le niveau altimétrique correspondant au niveau moyen des hautes mers. Les séries temporelles de hauteur et d'angle d'incidence des vagues au large correspondant à la période de simulation sont présentées dans la Figure 5.8a,b.

Le coefficient r est déterminé à partir des vagues au déferlement, tandis que les paramètres libres ϕ , c , b sont déterminés par optimisation du modèle cross-shore en s'appuyant sur les données de trait de côte mesurées sur la période de simulation. Pour réduire le nombre d'inconnue, ϕ est fixé à 900 jours d'après les conclusions apportées par *Splinter et al.* (2014) et *Castelle et al.* (2014). La première étape consiste à extraire une série temporelle de vagues au déferlement simulées le long d'un transect cross-shore. Pour cela, LX-Shore est lancé sur la période de simulation en désactivant tous transport sédimentaire. Les conditions de vagues au déferlement obtenues, très semblables pour

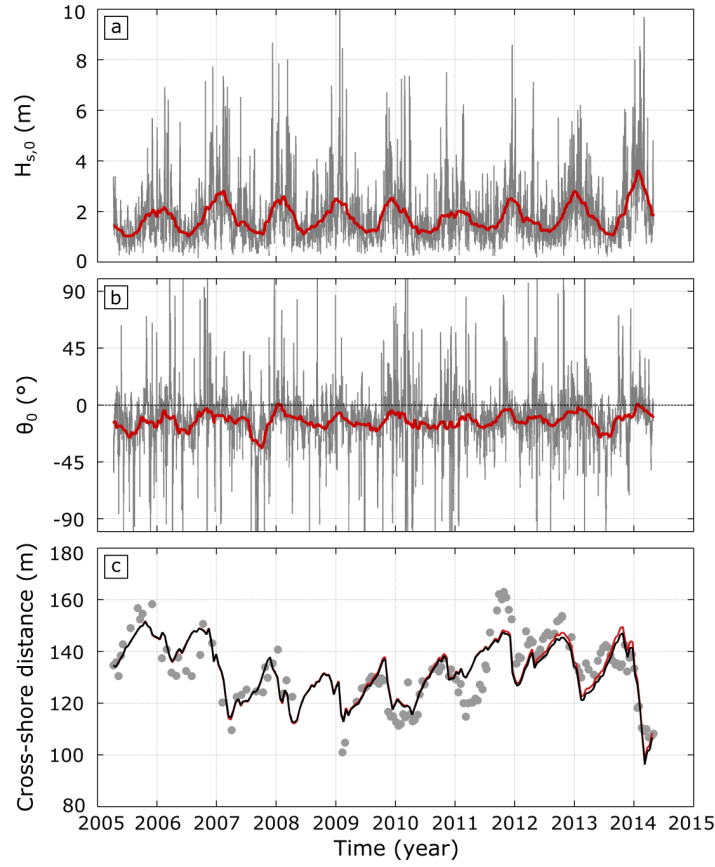


Fig. 5.8 **a-b** Séries temporelles de hauteur et d'angle d'incidence des vagues au large utilisés dans les tests C1 et C2 et LC1-3 (voir Tableau 5.1). La courbe rouge indique la moyenne glissante sur 90 jours. **c** Résultats des tests C1 et C2. Evolution de la position cross-shore du trait de côte mesurée (ronds gris), simulée en utilisant la formule directe de Larson et al. (2010) (courbe rouge, test C1), et simulée en utilisant SWAN (courbe noire, test C2). Source : Robinet et al. (soumis).

C1 et C2 en termes de $H_{s,b}$ (Fig 5.9a,c), sont utilisées pour le calcul de r (voir section 4.6.2, Equation (4.19); Splinter et al., 2014). Puis dans un second temps, c et b sont obtenus en minimisant la RMSE entre les prédictions et mesures de position de trait de côte grâce à l'algorithme du recuit simulé (Bertsimas and Tsitsiklis, 1993) comme dans Castelle et al. (2014). Cette optimisation est réalisée en dehors de LX-Shore, en utilisant toutefois l'adaptation du modèle ShoreFor faite dans LX-Shore (voir section 4.6.2) qui s'appuie sur les conditions de vagues au large pour déterminer Ω , Ω_{eq} et $\Delta\Omega$, et sur les conditions de vagues au déferlement précédemment extraites pour déterminer P .

Les valeurs calculées pour r , c et b pour les deux simulations sont présentées dans le Tableau 5.2. Ces valeurs sont très similaires d'une simulation à l'autre, tout comme les évolutions de trait de côte simulées (Fig. 5.8c). La comparaison des résultats de

Table 5.2 – Coefficients du modèle cross-shore obtenus pour les tests C1 et C2, avec Φ fixé à 900 jours. Source : *Robinet et al.* (soumis).

Nom du test	Méthode pour les vagues au déferlement	r	c ($\text{m}^{1.5} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{W}^{-0.5}$)	b ($\text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$)
C1	<i>Larson et al.</i> (2010)	0.221	$5.68 \cdot 10^{-8}$	-2.89
C2	SWAN	0.210	$5.92 \cdot 10^{-8}$	-2.90

simulation avec les observations montre que LX-Shore réussit à reproduire une grande proportion de la variabilité du trait de côte de l'échelle événementielle aux échelles saisonnière et interannuelle (échelles plus spécifiquement étudiées dans le chapitre 3). Par exemple, la forte érosion causée par la série de tempêtes de l'hiver 2013-2014 (*Castelle et al.*, 2015), identifié comme le plus énergétique le long des côtes atlantiques européennes depuis ces 60 dernières années (*Masselink et al.*, 2016a,c), est bien capturée par le modèle. Ou encore, les tendances moyennes d'érosion et d'accrétion respectivement observées sur les périodes 2005-2009 et 2009-2012 se retrouvent dans les évolutions du trait de côte simulées. Sur la période de simulation, le coefficient de détermination est de 0.67 et 0.65, et la RMSE est de 7.74 m et 7.58 m, pour le test C1 et C2, respectivement. Des performances similaires ont été obtenues par *Castelle et al.* (2014) et *Splinter et al.* (2014) en appliquant la version originale de ShoreFor à la plage du Truc Vert, prouvant que l'adaptation proposée ici ne dégrade pas la qualité des prédictions dans le cas d'une plage rectiligne.

La Figure 5.9c révèle que mis à part le cas particulier des vagues ne se dirigeant pas vers la côte ($|\theta_0| \geq 90^\circ$) les deux options pour les vagues permettent d'obtenir des valeurs de $H_{s,b}$ très similaires. Toutefois, la formule directe de *Larson et al.* (2010) semble sous-estimer ces valeurs pour des $H_{s,b}$ m prédits par SWAN inférieurs à 1.8 m. Mais cette sous-estimation reste faible et n'impacte pas les performances globales de LX-Shore en comparaison avec lorsque SWAN est utilisé. Dans les simulations de vagues réalisées avec SWAN, le frottement sur le fond est négligé. La hauteur significative des vagues atteignant la côte est alors probablement surestimée au déferlement (Fig. 5.9c). Toutefois, la faible distance séparant la frontière offshore du modèle de la zone de déferlement (10km) et les iso-contours bathymétriques relativement parallèles permettent de supposer que la contribution du frottement sur le fond sur la variabilité de la densité d'action des vagues est faible. Les travaux de *Castelle et al.* (2006) ont d'ailleurs montré que la non-prise en compte du frottement sur le fond impacte peu les estimations des conditions de vagues atteignant la zone de surf pour le site du Truc Vert.

Des plus grands écarts de prédiction sont obtenus pour θ_b avec des valeurs prédites par la formule directe de *Larson et al.* (2010) systématiquement plus faibles (Fig 5.9d).

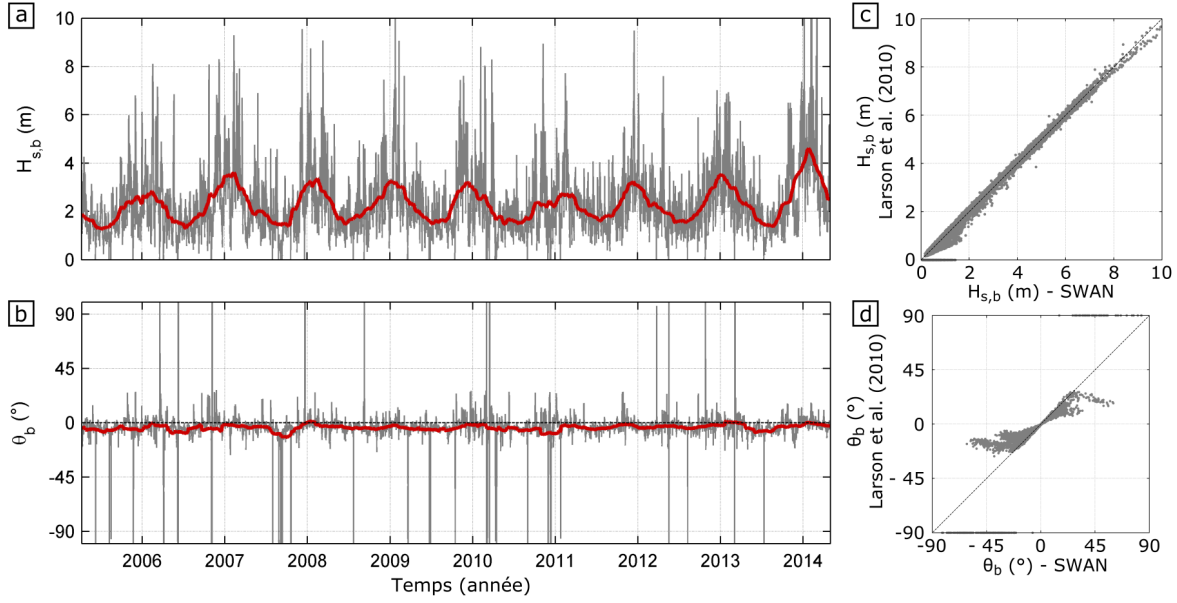


Fig. 5.9 **a-b** Séries temporelles de hauteur et d'angle d'incidence des vagues au déferlement obtenues à partir de la formule directe de *Larson et al. (2010)* et utilisés dans les tests C1 et C2. **c-d** Comparaison avec les valeurs obtenues lorsque SWAN est utilisé pour obtenir les vagues au déferlement. Lorsque $-90^\circ < \theta_0 < 90^\circ$ la formule directe de *Larson et al. (2010)* ne peut pas être appliquée et on fixe $H_{s,b} = 0$ et $\theta_0 \pm 90^\circ$.

Ces écarts sont particulièrement importants (de 20 à 30°) lorsque les valeurs de θ_b prédites par SWAN sont proches de -45° ce qui correspond au cas de vagues provenant de la direction nord-ouest à nord pour la plage du Truc Vert. D'après les travaux de classification des états de mer de *Le Cozannet et al. (2011)* ces vagues correspondent à des vagues peu à moyennement énergétiques de faibles périodes. Il est probable que la formule directe de *Larson et al. (2010)* sur-estime la réfraction de telles vagues, ce qui expliquerait aussi l'origine de la sous-estimation de la hauteur au déferlement des vagues de faibles énergies (Fig. 5.9c) par rapport aux prédictions obtenues avec SWAN.

Dans l'hypothèse que SWAN fournisse des estimations correctes, la formule directe de *Larson et al. (2010)* pourrait introduire des erreurs de prédictions significatives sur les angles d'incidence au déferlement dans le cas de vagues au large de faibles énergies et à forts angles d'incidence. Pour des applications où les processus longshore sont résolus et où de telles conditions de vagues se manifestent, ces erreurs pourraient se répercuter sur les estimations du transport longshore et dégrader les performances de LX-Shore. Une comparaison avec des données de vagues mesurées au déferlement permettrait de quantifier plus précisément la gamme de conditions de vagues pour laquelle la formule

directe de *Larson et al.* (2010) peut être appliquée.

Enfin, les tests C1 et C2 permettent d'évaluer, en termes de temps de calcul, le coût associé à l'utilisation de SWAN au lieu de la formule directe de *Larson et al.* (2010) : un temps de calcul 60 fois supérieur est obtenu avec SWAN dans une version parallélisée sur 12 cœurs.

5.4 Cas test couplant longshore et cross-shore : plage en baie idéalisée

Les trois cas d'application présentés dans cette section (LC1, LC2 et LC3, Tableau 5.1) portent sur la dynamique du trait de côte le long d'une plage en baie idéalisée où les processus longshore et cross-shore coexistent. Seuls les processus longshore sont pris en compte dans le test LC1 alors que seuls les processus cross-shore sont considérés dans le test LC2. Le test LC3 combine à la fois les processus longshore et cross-shore. Le modèle est appliqué à une plage initialement rectiligne d'une longueur d'environ 3.5 km et bordée par deux caps rocheux rectangulaires dont l'extension vers le large est d'environ 400 m (Fig. 5.10a). La plage est exposée au même climat de vagues que celui décrit dans la section 5.3 (Fig. 5.8a,b). La réfraction et l'ombrage des vagues induits par la présence des caps rocheux affectent les paramètres de vagues au déferlement (Fig. 5.12). SWAN est alors utilisé dans la détermination de ces paramètres. La calibration du module de transport cross-shore pour le cas d'application C2 (Tableau 5.2) est utilisée pour les cas LC2 et LC3.

Les résultats de simulation obtenus pour le test LC1 sont représentés sur les Figures 5.10a,b,e, montrent le trait de côte final, l'évolution temporelle de la position cross-shore du trait de côte le long de la plage, et les séries temporelles d'évolution cross-shore extraites en trois positions représentatives de la plage. Du début de la simulation en 2005 jusqu'à l'hiver 2009-2010, une rotation du trait de côte de 2.1° dans le sens horaire est observée. La rotation est ici simplement calculée en utilisant les positions cross-shore du trait de côte le long des deux transects proches des bords de la plage (courbes gris clair et noire dans la Fig. 5.10e). Il s'ensuit une période de relative stabilité de 2 ans jusqu'à l'hiver 2011-2012 où un nouvel accroissement du signal de rotation se produit jusqu'à l'hiver 2013-2014. Finalement, durant l'hiver 2013-2014 le signal de rotation de la plage se réduit fortement à l'échelle d'une saison. Le trait de côte retrouve alors une forme similaire à celle observée sur la période entre 2010 et 2012. Au cours de la

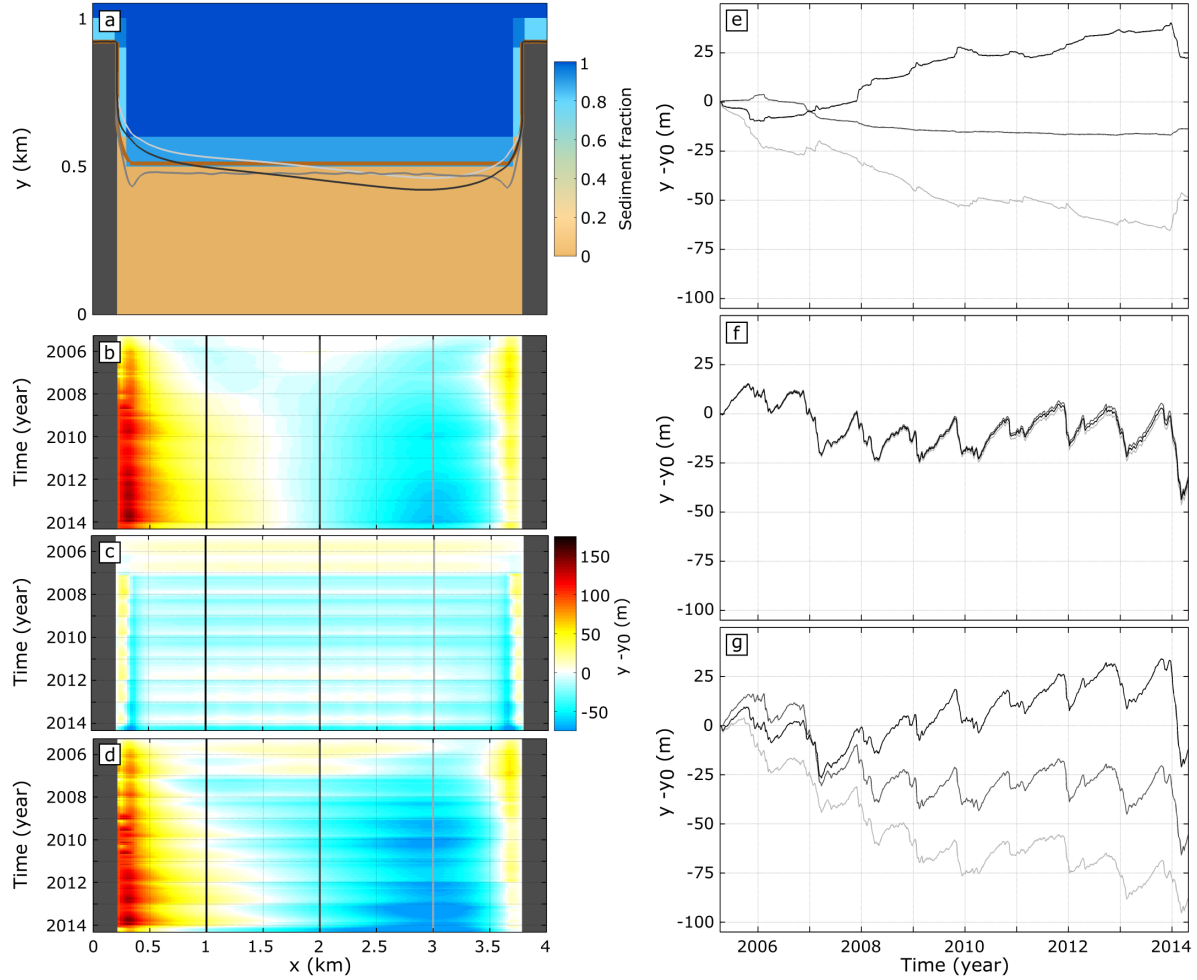


Fig. 5.10 Résultats des tests LC1, LC2 et LC3. **a** Géométrie de la plage : plage droite bordée par deux caps rocheux s'étendant sur 400 m vers le large. La courbe marron, gris clair, grise et noire montrent le trait de côte initial et le trait de côte final des simulations LC1, LC2 et LC3, respectivement. **b-d** Évolution temporelle de la position cross-shore du trait de côte (axe vertical) le long de la plage pour une simulation se référant uniquement au transport longshore (LC1), uniquement au transport cross-shore (LC2), et à ces deux modes de transport (LC3), respectivement. Un renforcement des couleurs chaudes (froides) indique une avancée (recul) de la plage. **e-g** Séries temporelles de la position cross-shore du trait de côte aux positions longshore indiquées par les traits verticaux dans les sous-figures b-d, pour les test LC1, LC2, et LC3, respectivement. y_0 correspond la position initiale du trait de côte. Source : Robinet et al. (soumis).

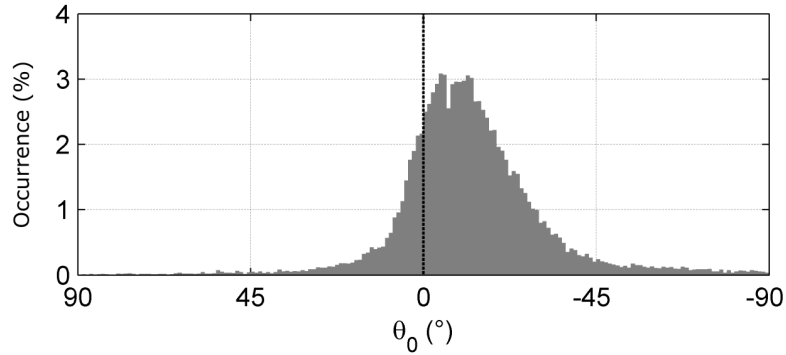


Fig. 5.11 Fréquence d'occurrence des angles d'incidence des vagues au large (θ_0) dans le climat de vagues utilisé pour les tests C1, C2, L1, L2 et L3.

simulation, le trait de côte devient progressivement curvilinéaire (Fig. 5.10a,b) ce qui est conforme avec la géométrie caractéristique des plages en baie. Après 9 ans de simulation la courbure de la plage reste toutefois relativement faible. Ce résultat est en accord avec *Hurst et al.* (2015) qui ont montré que la courbure d'une telle plage peut rester très faible lorsqu'elle est exposée à un climat de vagues dans lequel les angles d'incidence au large inférieurs à 15° dominant (Fig. 5.11).

Durant la simulation considérant uniquement les processus cross-shore (LC2), le trait de côte se déplace essentiellement de manière homogène vers le large ou vers la terre en réponse à la variabilité de l'énergie des vagues incidentes (Fig. 5.10a,c,f), excepté proche des caps rocheux. En effet, la présence des caps crée un effet d'ombrage des vagues le long des zones adjacentes (Fig. 5.12a,b,c,d), qui modifie localement les conditions de vagues au déferlement (Fig. 5.12e,f) et donc l'intensité des taux d'évolution cross-shore prédits. En plus de la variabilité à l'échelle événementielle et saisonnière, la prise en compte du transport cross-shore génère aussi une légère érosion sur le long-terme de toute la plage qui n'est pas observée lors du test LC1.

La combinaison du transport longshore et cross-shore dans le test LC3 (Fig. 5.10a,d,g) permet au modèle de simuler une modulation du signal de rotation de la plage, causée par les processus longshore, et des évolutions du trait de côte à l'échelle événementielle et saisonnière, liées aux processus cross-shore. Le trait de côte final du test LC3 est curvilinéaire et présente une courbure similaire à celle obtenue pour le test LC1, mais il est translaté d'environ 40 m vers la terre. Ce recul net est causé par la tendance érosive sur le long-terme introduite par le transport cross-shore (test LC2; Fig. 5.10c,f). Il est à noter que les évolutions du trait de côte obtenues en combinant le transport longshore et cross-shore diffèrent légèrement de la somme des évolutions obtenues pour

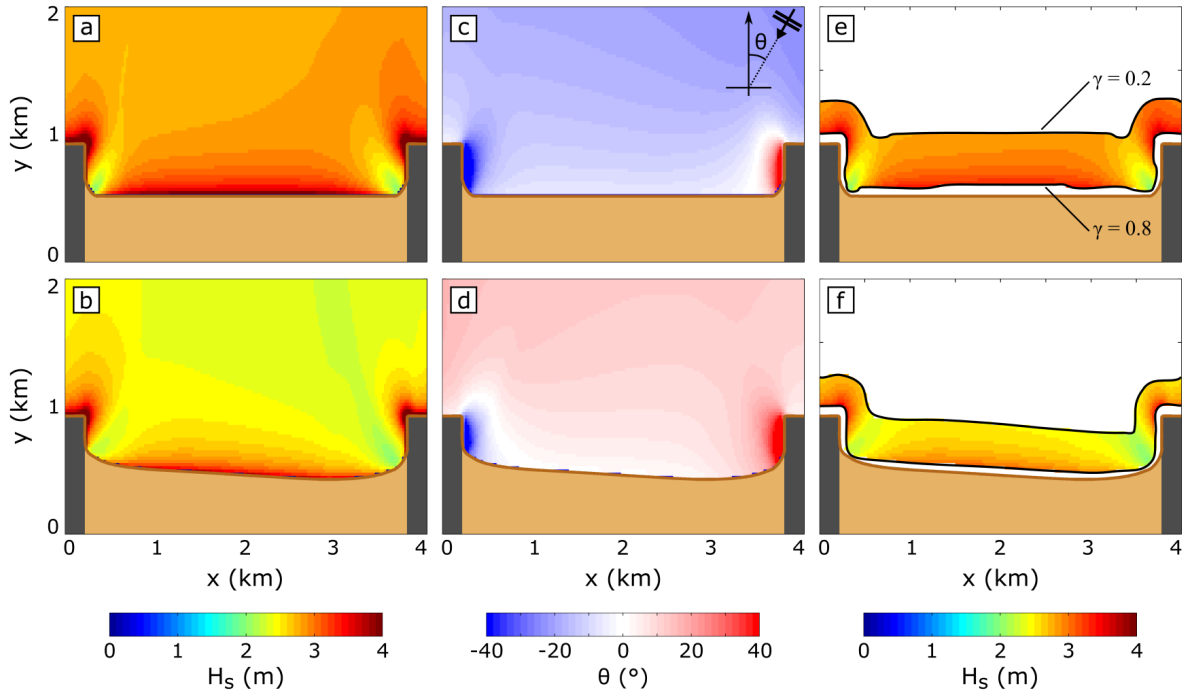


Fig. 5.12 Exemples de conditions de vagues obtenues avec SWAN en début (**a,c,e**) et en fin de simulation (**b,d,f**) pour le test LC3. **a,b** Hauteur significative des vagues. **c,d** Angle d'incidence des vagues par rapport à la normale à l'orientation moyenne de la plage. **e,f** Hauteur significative des vagues aux points de grille vérifiant $0.2 \leq \gamma \leq 0.8$ avec $\gamma = H_s/h$. Les zones non masquées localisent approximativement la zone de déferlement et proche du déferlement où $H_{s,b}$, T_p , et ϕ_b sont extraits par LX-Shore.

des simulations basées sur le transport longshore et cross-shore résolus séparément (*i.e.* $LC1+LC2 \neq LC3$). En effet, le transport longshore provoque une inclinaison de la côte, qui devient alors plus perpendiculaire à la direction moyenne des vagues. La réfraction des vagues est réduite, et les conditions de vagues au déferlement sont différentes de celles obtenues pour le test LC2 où l'orientation de la côte reste inchangée. De plus, la courbure de la plage provoquée par les processus longshore module l'intensité de la réfraction le long de la plage pour le test LC3, et induit une variabilité longshore des conditions de vagues au déferlement (Fig. 5.12e,f) qui n'est pas observée pour le test LC2 où l'orientation locale de la côte est uniforme.

La Figure 5.13 montre les bathymétries créées et utilisées par LX-Shore lors de la première et dernière itération du modèle pour le test LC3. Ces bathymétries sont nécessaires à SWAN pour propager les vagues et sont générées automatiquement à chaque itération (voir section 4.5.3) pour permettre une rétroaction de l'évolution du trait de côte sur les vagues et assurer une continuité entre le domaine où les vagues sont propagées (domaine marin) avec le trait de côte (définissant le domaine terrestre). Le premier

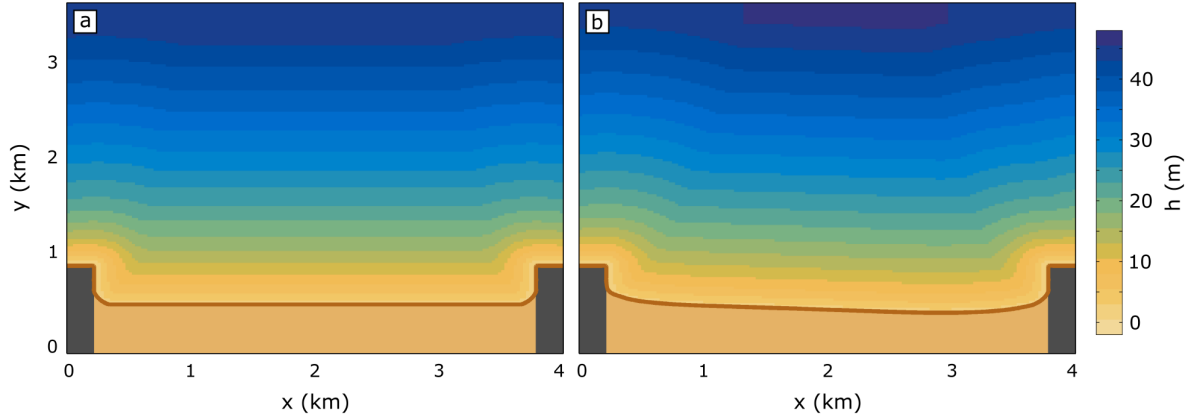


Fig. 5.13 Exemples de bathymétries générées par *LX-Shore* en début (a) et fin (b) de simulation pour le test *LC3*.

point est un facteur clé dans la morphodynamique des plages (*van den Berg et al.*, 2012; *Limber et al.*, 2017), tandis que le second est capital pour éviter l'apparition d'artefacts numériques lors de l'extraction des paramètres de vagues au déferlement. En effet, l'utilisation d'une bathymétrie fixe pourrait provoquer des incohérences numériques entre la limite vers la terre du domaine marin et la position réelle du trait de côte. Pour les tests *LC1*, *LC2* et *LC3* la bathymétrie évolue peu au cours des simulations et les iso-contours bathymétriques restent relativement parallèles entre eux et avec le trait de côte. Les iso-contours dans la partie centrale du domaine marin (Fig. 5.13b) subissent une rotation similaire à celle de la plage (rotation horaire d'environ 2°). Bien que faible dans ces tests, la rétroaction des évolutions du trait de côte sur le champ de vagues n'est pas négligeable dans la mesure où elles changent l'orientation des iso-contours bathymétriques au dessus desquels la réfraction des vagues s'opèrent.

5.5 Discussion

5.5.1 Capacités et contributions de *LX-Shore*

L'application de *LX-Shore* à des cas académiques (voir section 5.2) montre que ce modèle est capable de reproduire à la fois la dynamique libre (auto-organisation) et forcée (structure en dur) du trait de côte contrôlée par les processus longshore et qui s'opèrent sur le moyen et long-terme. De plus, l'application du modèle à la plage du Truc Vert (voir section 5.3), dont les évolutions sont dominées par les processus cross-shore, révèle qu'il peut aussi reproduire la variabilité du trait de côte de l'échelle

événementielle à l'échelle interannuelle avec des performances similaires à celles d'autres modèles empiriques d'équilibre (*Yates et al.*, 2009; *Davidson et al.*, 2013; *Castelle et al.*, 2014; *Jara et al.*, 2015).

LX-Shore est couplé dynamiquement avec le modèle de vagues SWAN. Cela permet une rétroaction entre les évolutions du trait de côte et les vagues qui est nécessaire à une bonne description physique de la morphodynamique des littoraux sableux (*van den Berg et al.*, 2012). Ce couplage étend aussi significativement le champ d'application de LX-Shore. En effet, la formule directe de *Larson et al.* (2010) semble inadaptée pour prédire les angles d'incidence au déferlement dans le cas de vagues au large peu à moyennement énergétiques et caractérisées par de forts angles d'incidence (section 5.3). De plus ce type d'approche (sans propagation explicite de vagues) ne permet pas de déterminer les conditions au déferlement dans les zones abritées où l'ombrage est résolu de manière binaire dans LX-Shore. L'utilisation d'un climat de vagues à fort étalement directionnel permet toutefois de contrebalancer cette limitation et d'obtenir des prédictions qualitativement satisfaisantes (section 5.2). Enfin, la formule directe de *Larson et al.* (2010) ne peut pas être appliquée à des vagues au large qui ne sont pas dirigées vers la côte. SWAN s'affranchit de ces limites et ne présente pas ou peu de limitations en termes d'application.

Pour illustrer ce dernier point deux autres tests dont les caractéristiques sont résumées dans le Tableau (5.3) sont présentés dans la Figure 5.14. Pour chacun de ces deux tests seul le transport longshore est utilisé et deux simulations sont réalisées, l'une où les paramètres de vagues au déferlement sont déterminés avec la formule directe de *Larson et al.* (2010), l'autre où ces paramètres sont obtenus via SWAN.

Le premier test consiste à simuler l'évolution du trait de côte d'une île carrée sableuse exposée à un forçage de vagues stationnaire sur une durée de 600 jours (Fig. 5.14a-e). Pour les deux simulations une flèche sableuse se forme à partir du coin en haut à gauche de l'île (Fig. 5.14b-e) et s'agrandit au fil du temps. Pour la simulation I2 une flèche se forme aussi dans le coin en bas à droite de l'île (Fig. 5.14d,e), tandis que pour la simulation I1 des instabilités de trait de côte se développent sur le flanc droit de l'île (Fig. 5.14b) et mènent à terme au décrochement de petits îlots (Fig. 5.14c) se déplaçant sous la contrainte des vagues et via les lois d'accrétion et d'érosion (voir section 4.3.2). Le développement d'instabilités est lié à une dominance d'angles d'incidence forts sur le flanc droit de l'île du fait d'une direction modale des vagues de nord-nord-est (Tableau 5.3). Enfin, pour la simulation I2 les flancs gauche et bas de l'île évoluent au fil de la

Table 5.3 – Résumé des configurations du modèle pour les tests additionnels, avec K1991 : *Kamphuis* (1991) ; L2010 : *Larson et al.* (2010). Pour les tests I1 et I2 l'angle d'incidence est défini par rapport à la direction normale au flanc nord de l'île, la valeur $\theta_0 = -22.5^\circ$ indique que les vagues viennent de la direction nord-nord-est.

Nom du test	I1	I2	B1	B2
Type de côte	Île carrée sableuse		Plage en baie avec île rocheuse	
Longshore	K1991		K1991	
Cross-shore	-		-	
Vagues	L2010	SWAN	L2010	SWAN
Type	Synthétique		Synthétique	
$H_{s,0}$ (m)	1.5		1.5	
T_p (s)	10		10	
θ_0 ($^\circ$)	Distribution normale $-22.5^\circ \pm 30^\circ$	-22.5°	Distribution bi-directionnelle asymétrique $\theta_{0,1} = -45^\circ$ et $\theta_{0,2} = 22.5^\circ$ Fréquence $\theta_{0,1} = 2 \times$ Fréquence $\theta_{0,2}$	

simulation, ce qui n'est pas le cas pour la simulation I1 (Fig. 5.14b-e). Ces simulations démontrent l'importance du module de vague utilisé dans le cas de littoraux complexes.

Le second test consiste à simuler 6 ans d'évolution du trait de côte le long d'une plage en baie exposée à un forçage stationnaire bi-directionnels et où une île rocheuse se trouve au large (Fig. 5.14f-h). Pour les deux simulations une rotation moyenne de la plage s'observe et une zone d'accrétion au droit de l'île se forme. Tandis que la forme générale de la plage obtenue pour la simulation B2 (Fig 5.14h) est cohérente avec les observations (Fig 5.14i), la forme obtenue avec la simulation B1 (Fig 5.14g) est loin d'être réaliste. Cette forme en dents de scie est causée par la projection de zones d'ombrage sur la côte par l'île et le cap rocheux en bas et par l'incapacité de la formule directe de *Larson et al.* (2010) à simuler les zones de convergence et de divergence de l'énergie des vagues qui apparaissent induites par cette géométrie de la côte (Fig. 5.12a,b).

Ces tests montrent que le couplage avec SWAN rend possible la simulation d'évolutions du trait de côte de manière cohérente même pour des géométries complexes du littoral. En effet, SWAN permet de prendre en compte les zones de focalisation et de divergence d'énergie des vagues, d'avoir des zones d'ombrages réalistes et de faire réfracter des vagues pour des angles d'incidence au large supérieurs à 90° .

Une avancée significative apportée par LX-Shore est le couplage des processus long-shore et cross-shore au sein d'un unique modèle, qui jusqu'à présent étaient résolus de manière séparée dans la plupart des modèles. Une exception notable est CoSMoS-COAST (*Vitousek et al.*, 2017), qui toutefois, n'est pas destiné à traiter le cas de formes

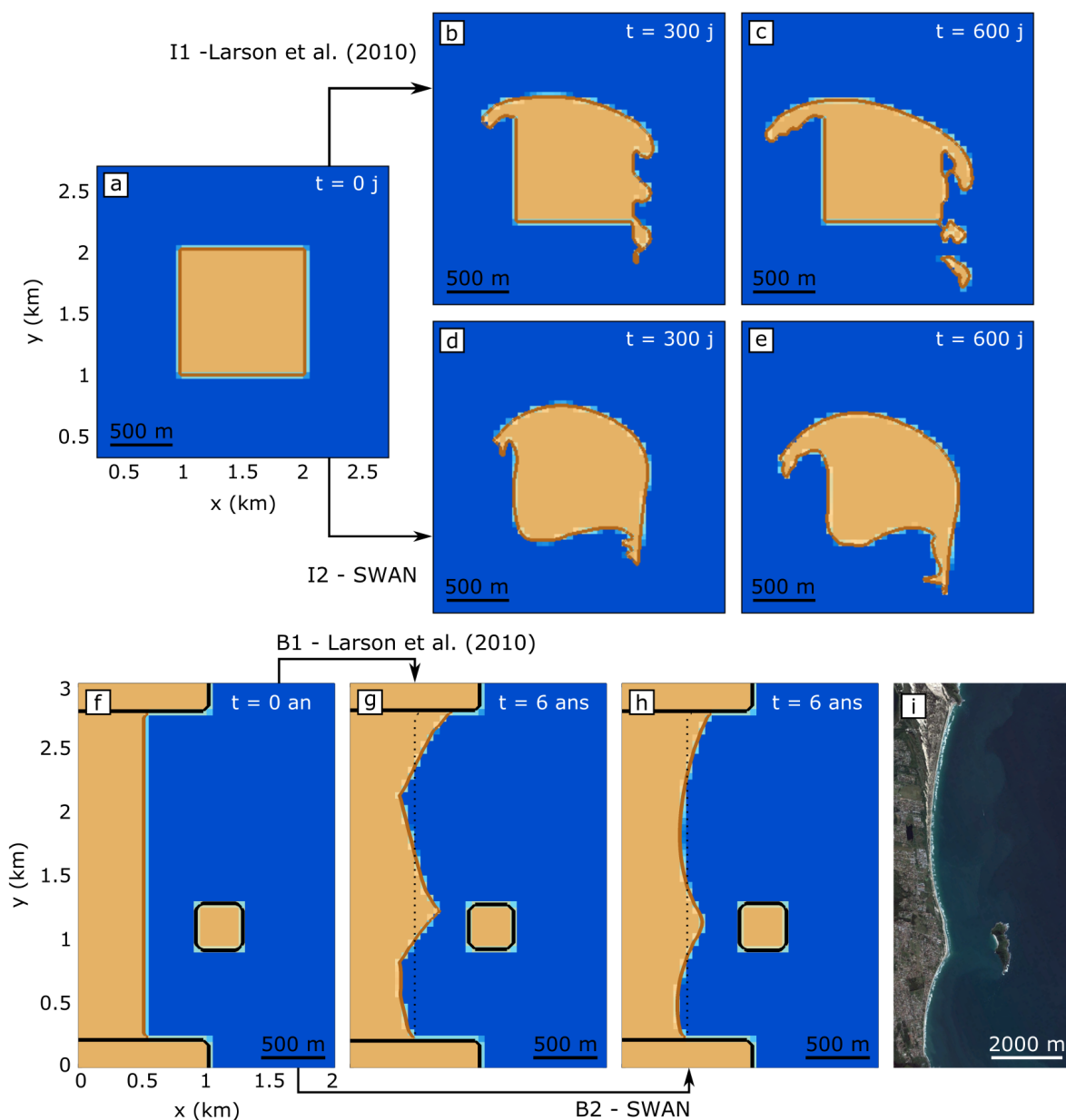


Fig. 5.14 Cas d'application supplémentaires réalisés pour montrer l'apport de SWAN pour gérer des géométries de côtes complexes. Pour chaque cas d'application les deux options possibles pour obtenir les vagues au déferlement sont testées. **a-e** Cas d'une île sableuse initialement carrée. **f-h** Cas d'une plage en baie rectiligne et idéalisée avec la présence au large d'une île rocheuse. **i** Exemple d'un salient au droit d'une île pour une plage dominée par l'action des vagues (Plage de Campeche, Florianópolis, SC, Brésil). Les climats de vagues utilisés dans les simulations sont résumés dans le Tableau 5.3.

complexes de trait de côte. De plus, CoSMoS-COAST s'appuie sur le modèle cross-shore de *Yates et al.* (2009) qui nécessite un jeu de données très complet pour l'étape de calibration et qui empêche le trait de côte d'évoluer loin de sa position d'équilibre. LX-Shore n'a pas ces limitations avec l'intégration de ShoreFor (*Davidson et al.*, 2013). D'une part, *Splinter et al.* (2014) ont établi une paramétrisation des différents paramètres libres du modèle, qui permet une application du modèle théoriquement même lorsque qu'aucune donnée de trait de côte n'est disponible (nécessité seulement de connaître la taille de grain et la climatologie des vagues). D'autre part, ShoreFor permet au trait de côte d'évoluer librement depuis sa position d'origine car les conditions de déséquilibre, qui causent les évolutions de trait de côte, sont liées aux conditions de vagues passées et non à la distance à une position d'équilibre qui induit une force de rappel. Bien que CoSMoS-COAST soit un modèle performant (en termes de prédictions et de temps de calcul) pour les côtes présentant une géométrie de trait de côte relativement simple et où se réalisent des programmes de suivi sur le long-terme, il n'est cependant pas adapté pour étudier les évolutions s'opérant sur des littoraux présentant des formes complexes et où les observations sont moins riches. LX-Shore a le potentiel pour conduire de telles investigations.

Un des principaux avantages de LX-Shore est le faible temps de calcul nécessaire pour réaliser les simulations. En effet, le Tableau 5.1 montre qu'avec l'utilisation de SWAN pour estimer les paramètres de vagues au déferlement, un ratio R (temps simulé divisé par le temps de calcul) d'environ $10^3 - 10^4$ est obtenu, tandis qu'avec l'utilisation de la formule directe de *Larson et al.* (2010) un ratio R d'environ 10^6 est atteint. L'utilisation de SWAN requiert des étapes d'écriture et de lecture de fichiers contenant la bathymétrie et les conditions de vagues. Ces étapes peuvent contribuer significativement au temps de simulation total. Le coupleur de modèle OpenPalm (*Buis et al.*, 2006) a alors été utilisé pour coupler dynamiquement LX-Shore avec SWAN, rendant possible le partage des espaces mémoires contenant la bathymétrie et les conditions de vagues. Cette version couplée de LX-Shore permet de diminuer les temps de simulation affichés dans le Tableau 5.1 d'environ 15%.

Ces faibles temps de calcul offrent la possibilité de réaliser des simulations d'ensemble pour prédire les évolutions de trait côte futures dans le contexte de changement climatique, en suivant par exemple la même approche que dans *Le Cozannet et al.* (2016) qui se base sur des analyses de sensibilité globale (*Saltelli et al.*, 2007; *Sobol'*, 2001) pour obtenir des prédictions probabilistes d'évolutions du trait de côte forcées par la remontée du niveau marin (Fig 5.15). L'idée est d'évaluer les incertitudes liées aux variables d'un

modèle par des fonctions de distribution de probabilités puis de les propager au travers du modèle. Cette approche utilise un grand nombre de combinaison de ces variables prises aléatoirement dans leur gamme d'incertitudes respective. Une telle approche permet alors de générer une fonction de distribution de probabilité pour les résultats du modèle nécessaire pour quantifier les incertitudes liées aux prédictions (Fig 5.15).

5.5.2 Limitations et perspectives

LX-Shore présente certaines limitations et certains développements futurs seront nécessaires pour prendre en compte d'autres forçages et processus. L'intégration de la remontée du niveau marin et de sources de sédiments tels que les rechargement de plage, peut être relativement directe dans le cas d'un modèle de trait de côte basée sur une grille 2D (*Ashton et al.*, 2009; *Brown et al.*, 2016). L'implémentation d'un pas de temps adaptatif permettrait aussi à LX-Shore d'atteindre des temps de simulation encore plus faibles (surtout lorsque SWAN est utilisé) et rendre plus facile les simulations d'ensemble. Actuellement, le modèle ne peut être forcé que par une unique série temporelle de vagues au large. Cependant, grâce à SWAN il pourrait être assez immédiat d'utiliser un forçage de vagues non-homogène sur les frontières du domaine marin.

Par ailleurs, le module bathymétrique requiert des ajustements nécessaires, comme la possibilité de prendre en compte l'existence de perturbations bathymétriques au large (ex. : affleurement rocheux submergés) qui peuvent impacter la réfraction des vagues et le déferlement bathymétrique. En effet, actuellement dans LX-Shore, la bathymétrie est obtenue en propageant vers le large un profil de plage théorique (ex. : profil de Dean). Les prochains développements devront permettre de fusionner une bathymétrie de référence incluant des morphologies du fond complexes et fixes dans le temps avec la bathymétrie générée dans LX-Shore selon la méthode présentée au chapitre 4.

Comme pour CEM (*Ashton et al.*, 2001; *Ashton and Murray*, 2006a) et CEMSWAN (*Limber et al.*, 2017), LX-Shore convertit le volume de sédiments accumulé ou érodé au sein d'une cellule de trait côte, causé par un gradient de transport longshore, en variation de fraction en sédiment suivant une relation unique qui s'appuie sur la définition d'un volume de sédiments maximal ($V_{s,max}$) qu'une cellule peut contenir (voir section 4.3.2, Equation (4.3)). L'hypothèse sous-jacente est que la surface active de la plage où s'applique la variation de volume de sédiments est supposée identique dans chaque cellule. Toutefois, comme le soulignent *Kaergaard and Fredsoe* (2013a) et *Hurst et al.* (2015), pour un tronçon de côte de longueur fixe, la surface active correspondante

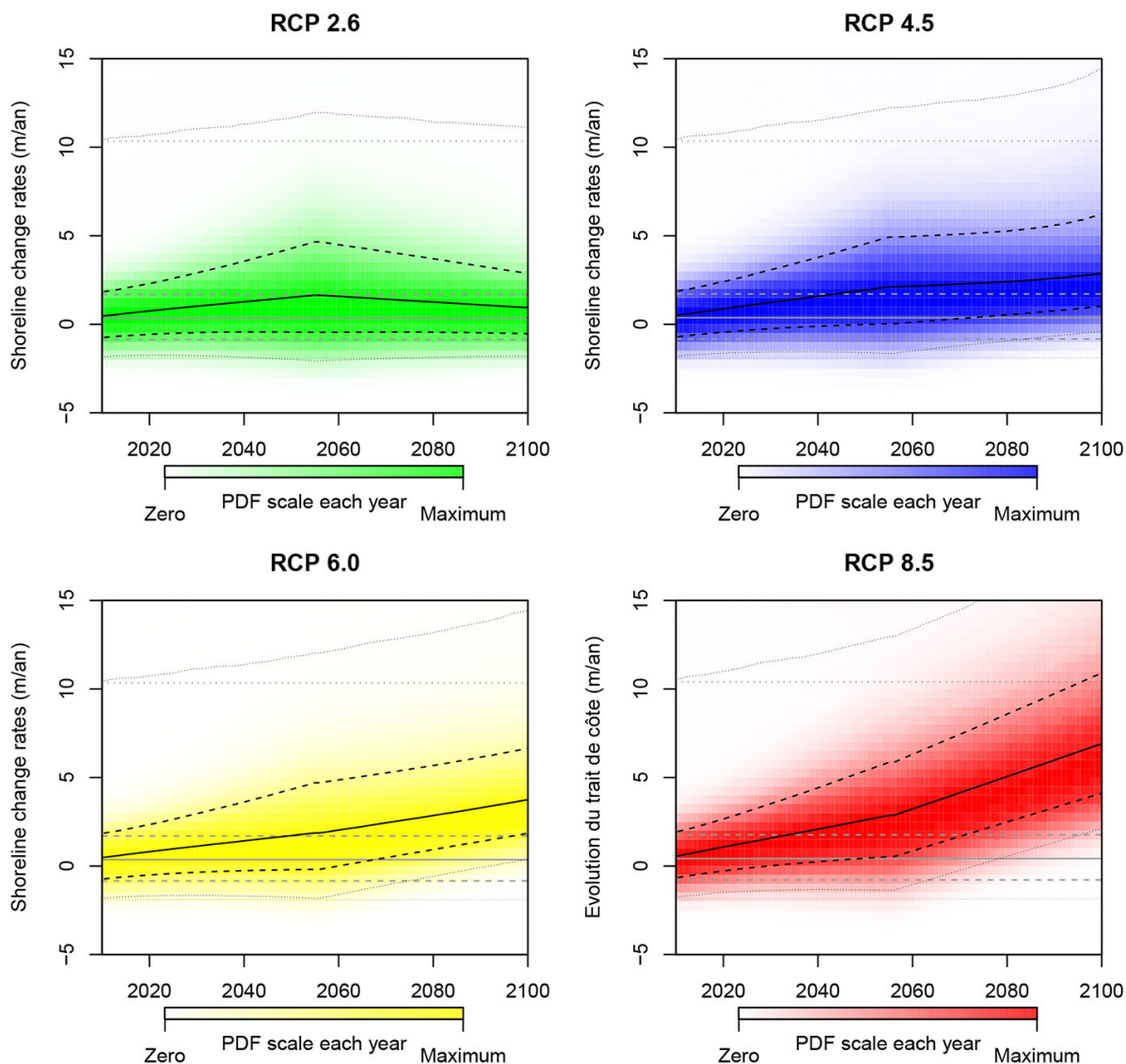


Fig. 5.15 Projections du taux d'évolution du trait de côte au cours du XXI^e pour des plages naturelles, énergétiques et dominés par les vagues et pour les différents scénarios de l'IPCC. Une valeur positive indique un recul de la côte. Pour chaque date la couleur représente la fonction de densité de probabilité tandis que les courbes continue, en tiret et en pointillé indiquent la médiane, la zone du probable et du très probable, respectivement. A titre d'indicatif les courbes grises montrent les taux actuels. Source : Le Cozannet et al. (2016).

varie avec la courbure de la côte (voir section 2.3.3.d et section 2.3.4.b). Un trait de côte concave vers la mer réduit cette surface, tandis qu'un trait de côte convexe vers la mer l'augmente. Par conséquent pour un tronçon de côte et un gradient de transport longshore donnés, le déplacement de la position du trait de côte est supérieur dans le cas d'une courbure concave vers la mer (surface de dépôt/érosion réduite) que dans le cas d'une courbure convexe vers la mer (surface de dépôt/érosion augmentée). En utilisant le même raisonnement, il apparaît que l'amplitude du déplacement de la position du trait de côte est aussi dépendante de la longueur du tronçon auquel cette position est associée. La variabilité de la surface active de la plage n'est pas prise en compte dans LX-Shore et représente une source d'erreur potentielle dans les prédictions d'évolution de trait de côte dans les zones à forte courbure. Toutefois, ces erreurs pourront être supposées négligeables pour des côtes faiblement incurvées, et relativement alignées avec la direction x ou y du modèle. Parmi les futurs développements à intégrer dans LX-Shore, une priorité devra être accordée à la prise en compte de la longueur et de la courbure du tronçon de côte associé à chaque cellule de trait de côte, pour améliorer la correspondance entre variation en volume de sédiments et variation de la position du trait de côte.

Finalement, évaluer l'impact des estuaires et des embouchures tidales sur la dynamique des côtes adjacentes dépasse les possibilités de LX-Shore. En effet, l'amplitude des évolutions de trait de côte est généralement maximale aux abords de ces discontinuités du littoral (*Ruggiero et al.*, 2016), avec des phases d'accrétion et d'érosion qui alternent à l'échelle décennale (ex. : sur le littoral de la Nouvelle-Aquitaine *Castelle et al.*, en révision). Ces variations sur le moyen et long-terme sont en partie liées à des mécanismes auto-cycliques des environnements estuariens et tidaux, qui ne peuvent être abordés que par l'utilisation de modèles physiques complets basés sur les processus (ex. : *Bertin et al.*, 2009; *Guo et al.*, 2015). Par conséquent, l'application de LX-Shore doit être restreinte à des littoraux éloignés des zones d'influence des estuaires et des embouchures tidales.

5.6 Conclusion

Au travers de ce chapitre les différentes fonctionnalités de LX-Shore ont été illustrées par l'application à plusieurs cas d'études. Les performances du modèle ont été évaluées qualitativement (et quantitativement concernant le module cross-shore) et montrent la capacité du modèle à reproduire la variabilité du trait de côte de l'échelle événementielle

à l'échelle décennale, pour une grande variété de littoraux sableux dominés par l'action des vagues, et pour différents types de climat de vagues. L'application à des cas réels aux caractéristiques variables et offrant des jeux de données de validation est nécessaire pour évaluer quantitativement les performances de LX-Shore dans sa configuration complète. Certains développements numériques additionnels ont été identifiés pour améliorer la justesse et accroître la portée de LX-Shore.

Les travaux futurs concernant LX-Shore doivent aussi se concentrer sur l'application du modèle à des côtes réelles présentant différents types de caractéristiques géologiques, hydrodynamiques et anthropiques. Par exemple, la côte fortement perturbée par le méga rechargement de l'expérimentation Sand Engine (*de Schipper et al.*, 2016) et la plage en baie de Narrabeen-Collaroy (NSW, Australie, *Turner et al.*, 2016) (Fig. 1.3b), pour lesquelles des jeux de données d'observation complets existent, constituent des sites idéaux pour une application du modèle. En plus de permettre une validation quantitative des performances de LX-Shore, ces applications pourraient fournir des réponses supplémentaires sur les mécanismes dominant les évolutions du trait de côte, car la contribution respective des processus longshore et cross-shore est spécifique à chaque site et fait toujours l'objet d'un débat dans la communauté scientifique actuelle (*Harley et al.*, 2015).

Chapitre 6

Conclusion générale

A l'heure actuelle, dans le cas des littoraux sableux dominés par l'action des vagues, aucun modèle numérique n'est capable de reproduire les évolutions du trait de côte sur l'ensemble des échelles spatio-temporelles et dans toutes les configurations, ce qui est pourtant requis pour répondre aux besoins des gestionnaires du littoral. Ce travail de thèse visait à développer de nouveaux outils de modélisation à complexité réduite pour simuler les évolutions du trait de côte de ces littoraux de l'échelle événementielle (tempête) à l'échelle décennale, et idéalement jusqu'à l'échelle centennale, avec des temps de calcul réduits. En s'appuyant sur un état de l'art des phénomènes et des processus intervenant dans la dynamique des zones littorales dominées par l'action des vagues, une approche statistique basée sur les régimes de temps a été implémentée et testée (chapitre 3). Puis, en s'appuyant sur un état de l'art des principaux modèles de trait de côte existants, une seconde approche intégrant plus explicitement les processus littoraux est développée (chapitre 4) et ses capacités et performances sont évaluées à travers plusieurs cas d'application (chapitre 5). Pour chacune de ces approches certaines limitations ont pu être identifiées et des perspectives d'amélioration ont été formulées (chapitre 3, 4 et 5). Seul le développement d'approches à complexité réduite a été envisagé dans cette thèse car elles assurent des temps calcul faibles et rendent possible la réalisation de simulations d'ensemble en vue d'évaluer la densité de probabilité de projection de la position future du trait de côte à partir du moment où les incertitudes liées aux différents forçages sont connues.

6.1 Modèle statistique basé sur les régimes de temps

Les performances des méthodes de régionalisation statistique des vagues et l'existence de liens forts entre la variabilité de la circulation atmosphérique synoptique et la dynamique des côtes sableuses exposées aux vagues ont permis d'envisager l'application de telles méthodes non pas aux vagues mais directement aux évolutions du trait de côte. Dans ce travail de thèse un modèle statistique d'évolution de trait de côte basé sur les occurrences saisonnières des régimes de temps du bassin Nord-Atlantique a été développé. Son application au site du Truc Vert a montré qu'il permet de reproduire jusqu'à 70% de la variabilité interannuelle du trait de côte observée et de reproduire qualitativement les tendances saisonnières. L'avantage d'un tel modèle est que les temps de calcul sont très faibles (quelques secondes suffisent pour simuler les 15 ans d'évolutions) et qu'il peut être appliqué sans avoir besoin de disposer de données de vagues ou de modéliser le transport sédimentaire. Dans le cadre de projections futures d'évolution du trait de côte, les incertitudes inhérentes aux différents scénarios de changement climatique de l'*IPCC* (2014) peuvent alors être facilement prises en compte dans ce modèle via des simulations d'ensemble, sous certaines hypothèses. Par ailleurs, ce travail a permis de discerner la contribution respective de certains modes de circulation atmosphérique sur les évolutions du trait de côte pour le site du Truc Vert. Par exemple, l'érosion moyenne hivernale de la plage est renforcée par une forte occurrence saisonnière du régime ZO hivernal, tandis que l'accrétion moyenne estivale est accrue par une forte occurrence saisonnière du régime GA estival. Toutefois, pour étudier la contribution des processus impliqués à une échelle plus locale, il est nécessaire d'utiliser une approche de modélisation prenant en compte directement le rôle des vagues et du transport sédimentaire associé.

6.2 Modèle numérique basé sur les vagues : LX-Shore

Le développement du modèle LX-Shore a ainsi été le cœur de ce travail de thèse et a représenté un investissement plus conséquent que pour l'implémentation du modèle statistique. LX-Shore inclut les processus cross-shore et longshore, et couple la dynamique du trait de côte à la propagation des vagues via le modèle spectral de vagues SWAN et un module de reconstruction bathymétrique. L'utilisation d'une approche cellulaire permet de simuler l'évolution de formes complexes comme par exemple les flèches sableuses et de gérer facilement la présence de structures en dur qui peuvent impacter les vagues

et le transport sédimentaire. L'application à plusieurs cas académiques a permis d'illustrer la capacité du modèle à reproduire la variabilité du trait de côte sur des échelles de temps allant de l'heure à plusieurs décennies avec de faibles temps de calcul (temps de calcul $\sim$ temps simulé $\times 10^{-4}$ à 10^{-3} quand les vagues sont propagées avec SWAN, sinon $\sim$ temps simulé $\times 10^{-6}$). Ces tests ont par ailleurs montré l'apport que représente le couplage du transport longshore avec le transport cross-shore ainsi que l'utilisation du modèle de vagues SWAN dans le cas de littoraux à géométrie complexe.

6.3 Perspectives : développements, sites de test et utilisation

6.3.1 Modélisation statistique

Le modèle statistique développé utilise un total de 16 régimes de temps (4 par saison). L'utilisation d'un plus grand nombre de variables explicatives comme dans le cas de la régionalisation statistique des vagues (*Laugel et al.*, 2014; *Camus et al.*, 2014; *Perez et al.*, 2015) est attrayante et permettrait de résoudre plus finement les évolutions du trait de côte. Une telle approche pourrait être testée sur le site du Truc Vert et les résultats obtenus pourraient être comparés à ceux présentés dans ce manuscrit. Un nouveau travail de classification des champs de pression atmosphériques serait alors nécessaire.

Toutefois, à l'heure actuelle les caractéristiques (durée et fréquence d'échantillonnage) du jeu de données de trait de côte pour ce site ne permettent pas de calibrer de manière fiable le modèle si le nombre de variables explicatives utilisées augmente significativement. Il convient de soutenir les outils d'observation long-terme du trait de côte pour à terme disposer de jeux de données de calibration de qualité et suffisamment riches pour accompagner le développement des modèles prédictifs en général, et de cette approche statistique en particulier. Cet effort est notamment mené par l'Observatoire de la Côte Aquitaine à l'échelle régionale, et plus largement à l'échelle nationale par le Service National d'Observation DYNALIT labélisé par le CNRS-INSU.

Enfin, il serait intéressant d'appliquer le modèle statistique à d'autres sites bordant le bassin Nord-Atlantique (ex. : la plage de Duck, NC, Etats-Unis, ou de Perranporth, Grande-Bretagne) pour évaluer l'universalité de cette approche. Ce travail pourrait aussi permettre de mieux caractériser l'impact des principaux modes de circulations atmosphériques sur les évolutions de plage au sein du bassin Nord-Atlantique. Il est en effet

attendu que, comme pour l'*El Niño Southern Oscillation* (ENSO) sur les 2 façades du bassin Pacifique (*Barnard et al.*, 2015), les contributions de chaque régime de temps s'opposent d'une façade à l'autre.

6.3.2 Modèle LX-Shore

Pour étendre le champ d'application de LX-Shore, d'autres processus pourraient être intégrés tels que la remontée du niveau marin et la présence de sources de sédiments. Une source de sédiments pourrait simplement s'interpréter comme une injection de fraction en sédiment dans une ou plusieurs cellules de trait de côte (*Ashton and Giosan*, 2011), tandis que l'impact de la remontée du niveau marin pourrait être pris en compte en première approximation via l'approche géométrique de *Bruun* (1962). le développement des modèles prédictifs en général, et de cette approche statistique en particulier. Inclure les embouchures tidales et les environnements estuariens sera un défi beaucoup plus difficile à relever, même si des approches simples peuvent être implémentées comme pour l'influence de l'augmentation du niveau moyen des mers sur ces environnements (*Ranasinghe et al.*, 2013).

L'implémentation d'un pas de temps adaptatif permettrait aussi à LX-Shore d'atteindre des temps de simulation encore plus faibles (surtout lorsque le modèle SWAN est utilisé). Une telle méthode pourrait par exemple modifier la durée du pas de temps en fonction de l'énergie des vagues au large, avec des pas de temps plus long pour des conditions faiblement énergétiques et réciproquement. Toutefois, pour éviter le développement d'instabilités numériques, cette méthode devrait aussi veiller au respect d'une condition CFL pour le transport longshore et pour le taux d'évolution cross-shore.

Deux autres voies possibles d'amélioration du modèle ont été identifiées et apparaissent comme prioritaires. La première vise à permettre la prise en compte de la réelle morphologie sous-marine du domaine d'étude dans les profondeurs intermédiaires et au large car elle peut impacter la propagation des vagues (via la réfraction) et les conditions de vagues au déferlement. Cet ajustement consisterait à fusionner à chaque pas de temps une bathymétrie de référence fixe avec la bathymétrie idéalisée qui est produite par LX-Shore. La seconde amélioration, concerne la prise en compte de la longueur et de la courbure du tronçon de côte associé à chaque cellule de trait de côte. En effet, ces deux paramètres déterminent pour chacune de ces cellules la surface active de plage sur laquelle les sédiments s'accumulent ou s'érodent. Considérer ces deux paramètres améliorerait la correspondance entre la variation en volume de sédiments et la variation

de la position du trait de côte dans le cas de plages à forte courbure (*Kaergaard and Fredsoe, 2013a*).

Par la suite, il sera primordial de tester LX-Shore sur un grand nombre de cas réels pour évaluer quantitativement ses performances et identifier à l'échelle de ces sites, et plus largement à l'échelle des territoires, les principaux paramètres contrôlant les évolutions. Un tel modèle pourrait représenter à terme un outil capable d'appuyer les gestionnaires du littoral pour la réalisation de plans d'aménagements futurs. LX-Shore ouvre aussi la voie vers une meilleure évaluation de la contribution de certains processus physiques impliqués dans les évolutions du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues. En effet, les contributions respectives de certains processus semblent encore mal caractérisées sur certains sites et n'a pas encore été examinée pour d'autres.

Par exemple, le méga rechargement de plage de l'expérimentation Sand Engine (*de Schipper et al., 2016*) réalisée en 2011 sur une plage proche de Scheveningen (Pays-Bas, Fig. 6.1) a conduit à la formation d'une perturbation du trait de côte en forme de flèche sableuse dont l'extension maximale vers le large était d'environ 900 m à l'arrêt du rechargement. L'application de LX-Shore à cette structure sédimentaire permettrait

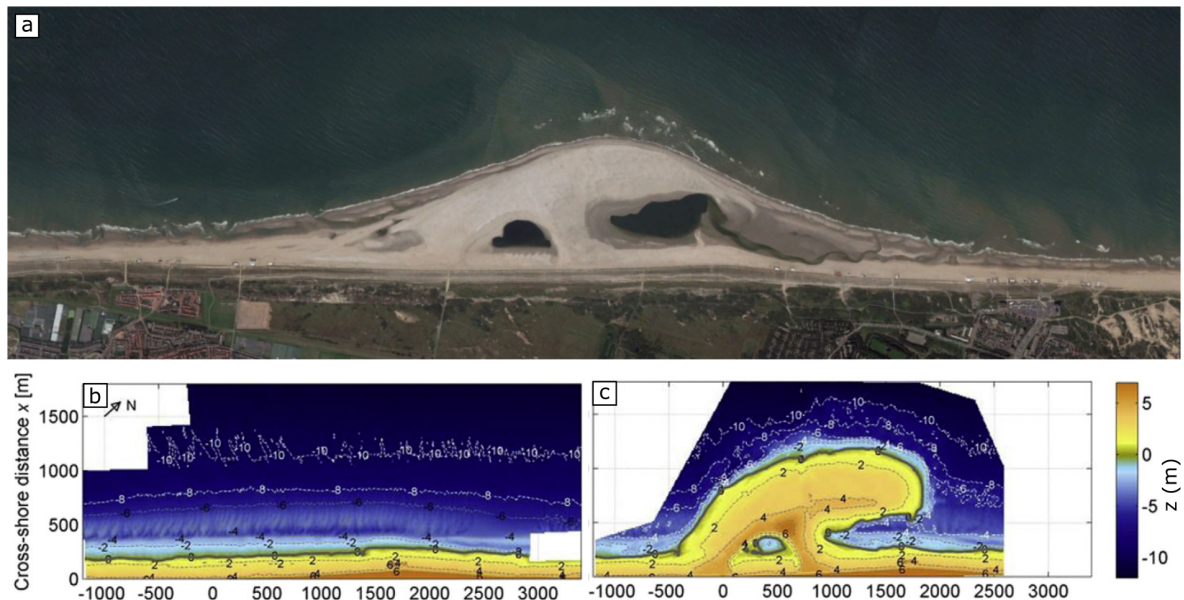


Fig. 6.1 **a** Vue aérienne du rechargement sédimentaire de l'expérimentation Sand Engine (Pays-Bas) plus d'un an après la fin des opérations. Source : Google Earth. **b,c** État de la plage avant et à l'arrêt du rechargement. Source : *de Schipper et al. (2016)*.

d'évaluer la capacité du modèle à reproduire la dynamique d'un tel système hors équilibre dont les évolutions sont dominées par les processus longshore (*de Schipper et al.*, 2016). Deux aspects de cette dynamique pourraient être examinés en détail : (1) l'évolution de la flèche sableuse et son rattachement à la côte ; (2) la diffusion de la perturbation au cours du temps qui s'accompagne d'une redistribution latérale du sédiment. Un tel travail rendrait possible la comparaison avec le modèle Q2D-morfo qui s'est montré capable de reproduire la diffusion de cette structure une fois la flèche rattachée à la côte (*Arriaga et al.*, 2017).

La plage en baie de Narrabeen-Collaroy (Nouvelle-Galles du Sud, Australie, Fig. 1.3b) représente aussi un cas d'application idéal pour tester les performances de LX-Shore car : (1) ce site a fait l'objet d'un suivi du trait de côte non-interrompu et à haute fréquence depuis plus de 4 décennies ; (2) l'évolution du trait de côte est à la fois contrôlée par les processus longshore et cross-shore (*Harley et al.*, 2011) ; (3) une grande partie des données sont en libre accès (*Turner et al.*, 2016) ; (4) Le modèle ShoreFor a déjà été éprouvé en plusieurs transects cross-shore de la plage (*Splinter et al.*, 2014). De plus, la contribution respective des processus longshore et cross-shore faisant encore débat (*Harley et al.*, 2015), la mise en place d'une configuration opérationnelle de LX-Shore pourrait fournir un outil d'investigation supplémentaire et ré-orienter ce débat. Ce travail a été initié dans le cadre de cette thèse et est introduit dans la communication à la conférence *Coastal Dynamics 2017* (voir annexe B).

Les résultats préliminaires montrent que pour une telle plage la bathymétrie ne peut pas être idéalisée selon l'approche utilisée dans LX-Shore. En effet la plage comporte des zones d'affleurement faiblement submergées qui s'étendent vers le large depuis la base des caps rocheux bordant la plage, ainsi qu'une autre zone d'affleurement localisée dans le milieu de la baie (*Turner et al.*, 2016) (Fig. 6.2). Des simulations préliminaires du champ de vagues avec SWAN montrent que ces perturbations bathymétriques permanentes exercent un contrôle significatif sur les conditions de vagues au déferlement, particulièrement au niveau des angles d'incidence près des caps. On peut donc supposer que la morphologie de ces affleurements rocheux affecte la dérive littorale et, par conséquent, la dynamique de cette plage en baie et la forme à l'équilibre du trait de côte (ex. : courbure). Pour vérifier cette hypothèse, d'autres simulations préliminaires ont été réalisées avec LX-Shore en utilisant différentes morphologies d'affleurement rocheux en face des caps. Ces simulations où seul le transport longshore est activé montrent que la géométrie du trait de côte et sa courbure peuvent être profondément influencées par ces structures sous-marines. Ces simulations renforcent le besoin d'implémenter un

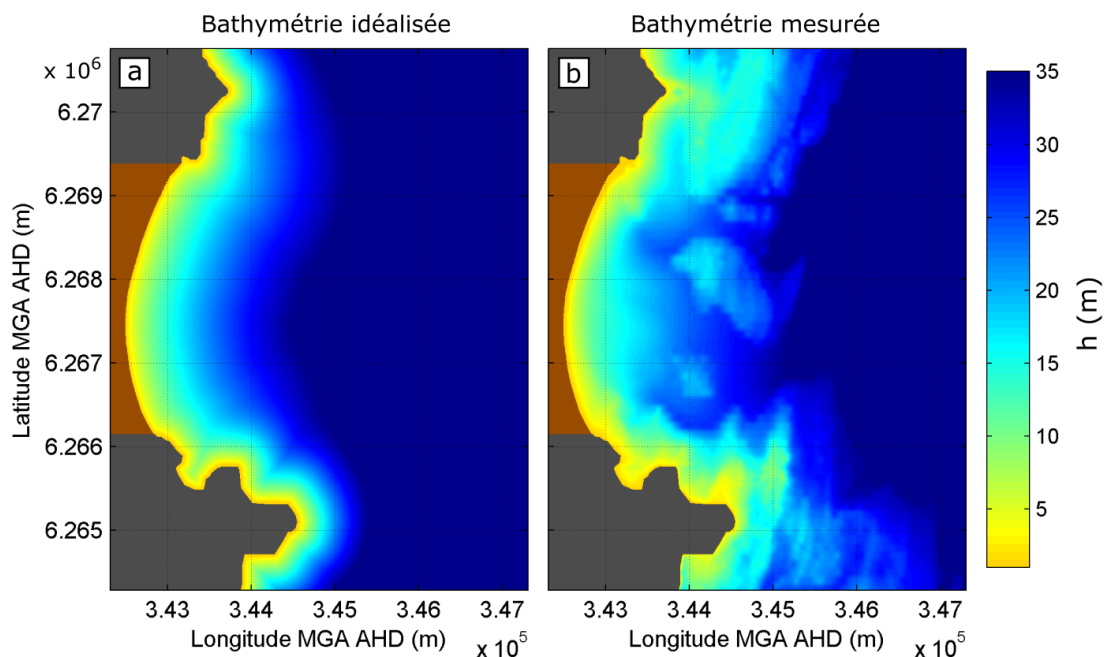


Fig. 6.2 Bathymétrie de la plage de Narrabeen idéalisée produite par LX-Shore **a** et mesurée **b**. Les profondeurs sont seuillées à 35 m pour mettre en exergue les affleurements sous-marins. Source des mesures : Water Research Laboratory, UNSW, Sydney, Australie

module de substrat rocheux dans LX-Shore qui permettra de prendre en compte ces morphologies sous-marines.

Il est important d'indiquer que ce module ne s'appliquera pas qu'aux affleurements rocheux. Par exemple la présence de canyons sous-marins pourrait aussi être prise en compte, comme par exemple le canyon de Capbreton sur un de nos futurs sites d'études (Fig. 1.3a) qui est connu pour largement contrôler la variabilité de la hauteur des vagues (Mazières *et al.*, 2015) et l'intensité et la direction de la dérive littorale (Abadie *et al.*, 2006) ou encore la présence de récifs immergés pour la protection côtière (Bouvier *et al.*, 2017). Plus largement, ce module nous permettrait d'améliorer un peu plus l'applicabilité de LX-Shore aux côtes réelles

Enfin, les faibles temps de calcul associés à LX-Shore permettent d'envisager la possibilité non seulement de mieux estimer la sensibilité des résultats aux différents paramètres et conditions de vagues, mais aussi, à terme de réaliser des simulations d'ensemble pour obtenir des densités de probabilités de projections futures de positions de trait. Ce type de travaux permettrait d'ouvrir de nombreuses perspectives de collaborations avec les chercheurs travaillant non seulement sur les projections des climats de

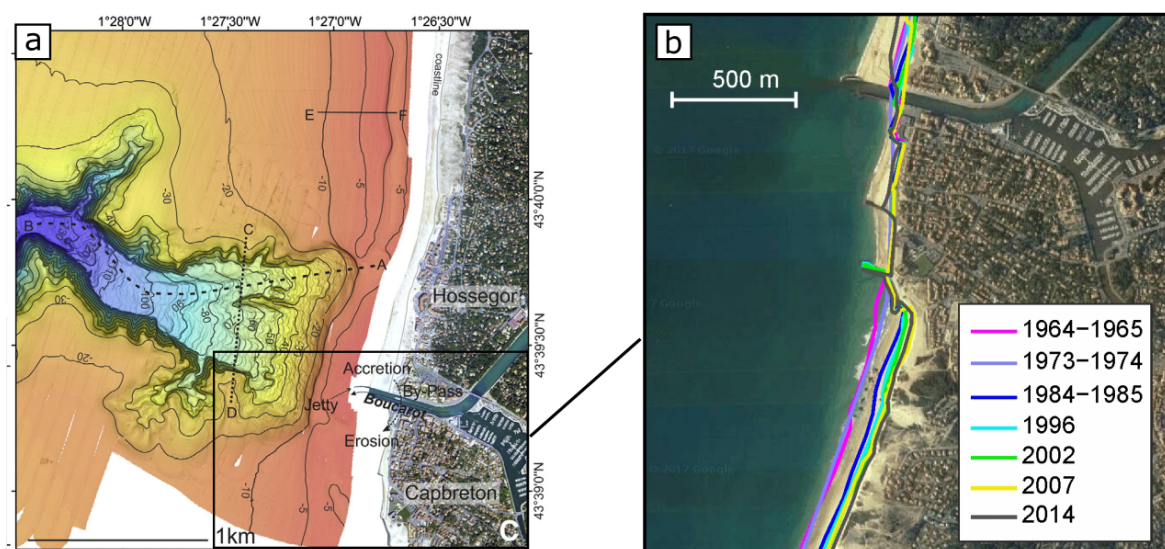


Fig. 6.3 **a** Bathymétrie de la tête du canyon de Capbreton située à la limite entre les plages de Capbreton et d'Hossegor. Source : Mazières (2014). **b** Plages de Capbreton et évolution de la position du trait de côte depuis le milieu des années 60. Source : Castelle et al. (en révision).

vagues en zone côtière, mais aussi sur les projections de remontée du niveau marin.

Bibliographie

- Abadie, S., R. Butel, S. Mauriet, D. Morichon, and H. Dupuis (2006), Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast, *Continental Shelf Research*, *26*(16), 1924–1939, doi :10.1016/j.csr.2006.06.005.
- Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson (2001), Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *Journal of Climate*, *14*(16), 3495–3507, doi :10.1175/1520-0442(2001)014<3495 :AOONAO>2.0.CO ;2.
- Arriaga, J., J. Rutten, F. Ribas, A. Falqués, and G. Ruessink (2017), Modeling the long-term diffusion and feeding capability of a mega-nourishment, *Coastal Engineering*, *121*, 1–13, doi :10.1016/j.coastaleng.2016.11.011.
- Ashton, A., A. B. Murray, and O. Arnoult (2001), Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves, *Letters to Nature*, *414*(6861), 296–300.
- Ashton, A. D., and L. Giosan (2011), Wave-angle control of delta evolution, *Geophysical Research Letters*, *38*(13), n/a–n/a, doi :10.1029/2011GL047630.
- Ashton, A. D., and A. B. Murray (2006a), High-angle wave instability and emergent shoreline shapes : 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes, *Journal of Geophysical Research*, *111*(F4), doi :10.1029/2005JF000422.
- Ashton, A. D., and A. B. Murray (2006b), High-angle wave instability and emergent shoreline shapes : 2. Wave climate analysis and comparisons to nature, *Journal of Geophysical Research*, *111*(F4), doi :10.1029/2005JF000423.
- Ashton, A. D., A. B. Murray, R. Littlewood, D. A. Lewis, and P. Hong (2009), Fetch-limited self-organization of elongate water bodies, *Geology*, *37*(2), 187–190, doi :10.1130/G25299A.1.
- Bacon, S., and D. J. T. Carter (1993), A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic, *International Journal of Climatology*, *13*(4), 423–436, doi :10.1002/joc.3370130406.
- Barnard, P. L., A. D. Short, M. D. Harley, K. D. Splinter, S. Vitousek, I. L. Turner, J. Allan, M. Banno, K. R. Bryan, A. Doria, J. E. Hansen, S. Kato, Y. Kuriyama, E. Randall-Goodwin, P. Ruggiero, I. J. Walker, and D. K. Heathfield (2015), Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation, *Nature Geoscience*, *8*(10), 801–807, doi :10.1038/ngeo2539.
- Barnston, A. G., and R. E. Livezey (1987), Classification, Seasonality and Persistence of Low-

- Frequency Atmospheric Circulation Patterns, *Monthly Weather Review*, 115(6), 1083–1126, doi :10.1175/1520-0493(1987)115<1083 :CSAPOL>2.0.CO ;2.
- Barrier, N., A.-M. Treguier, C. Cassou, and J. Deshayes (2013), Impact of the winter North-Atlantic weather regimes on subtropical sea-surface height variability, *Climate Dynamics*, 41(5-6), 1159–1171, doi :10.1007/s00382-012-1578-7.
- Barrier, N., C. Cassou, J. Deshayes, and A.-M. Treguier (2014), Response of North Atlantic Ocean Circulation to Atmospheric Weather Regimes, *Journal of Physical Oceanography*, 44(1), 179–201, doi :10.1175/JPO-D-12-0217.1.
- Barua, D. K. (2015), Longshore sand transport - an examination of methods and associated uncertainties, *Proceedings of the Coastal Dynamics 2015*.
- Battjes, J. A., and M. J. F. Stive (1985), Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves, *Journal of Geophysical Research*, 90(C5), 9159, doi : 10.1029/JC090iC05p09159.
- Bayram, A., M. Larson, and H. Hanson (2007), A new formula for the total longshore sediment transport rate, *Coastal Engineering*, 54(9), 700–710, doi :10.1016/j.coastaleng.2007.04.001.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner (2006), Storm Tracks and Climate Change, *Journal of Climate*, 19(15), 3518–3543, doi :10.1175/JCLI3815.1.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and N. Keenlyside (2009), Will Extratropical Storms Intensify in a Warmer Climate?, *Journal of Climate*, 22(9), 2276–2301, doi :10.1175/2008JCLI2678.1.
- Bertin, X., B. Castelle, E. Chaumillon, R. Butel, and R. Quique (2008), Longshore transport estimation and inter-annual variability at a high-energy dissipative beach : St. Trojan beach, SW Oléron Island, France, *Continental Shelf Research*, 28(10-11), 1316–1332, doi : 10.1016/j.csr.2008.03.005.
- Bertin, X., A. B. Fortunato, and A. Oliveira (2009), A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets, *Continental Shelf Research*, 29(5-6), 819–834, doi : 10.1016/j.csr.2008.12.019.
- Bertin, X., E. Prouteau, and C. Letetrel (2013), A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century, *Global and Planetary Change*, 106, 77–83, doi :10.1016/j.gloplacha.2013.03.009.
- Bertsimas, D., and J. Tsitsiklis (1993), Simulated Annealing, *Statistical Science*, 8(1), 10–15, doi :10.1214/ss/1177011077.
- Bird, E., and N. Lewis (2015), Causes of Beach Erosion, in *Beach Renourishment*, pp. 7–28, Springer International Publishing, Cham, DOI : 10.1007/978-3-319-09728-2_2.
- Boak, E. H., and I. L. Turner (2005), Shoreline Definition and Detection : A Review, *Journal of Coastal Research*, 214, 688–703, doi :10.2112/03-0071.1.
- Booij, N., R. C. Ris, and L. H. Holthuijsen (1999), A third-generation wave model for coastal regions : 1. Model description and validation, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C4), 7649–7666, doi :10.1029/98JC02622.

- Bouvier, C., Y. Balouin, and B. Castelle (2017), Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach, *Geomorphology*, 295, 297–305, doi :10.1016/j.geomorph.2017.07.017.
- Brown, J. M., J. J. Phelps, A. Barkwith, M. D. Hurst, M. A. Ellis, and A. J. Plater (2016), The effectiveness of beach mega-nourishment, assessed over three management epochs, *Journal of Environmental Management*, 184, 400–408, doi :10.1016/j.jenvman.2016.09.090.
- Brown, S., R. J. Nicholls, C. D. Woodroffe, S. Hanson, J. Hinkel, A. S. Kebede, B. Neumann, and A. T. Vafeidis (2013), Sea-Level Rise Impacts and Responses : A Global Perspective, in *Coastal Hazards*, Coastal Research Library, pp. 117–149, Springer, Dordrecht, dOI : 10.1007/978-94-007-5234-4_5.
- Bruun, P. (1954), *Coast erosion and the development of beach profiles*, Technical Memorandum No. 4, Beach Erosion Board, U.S. Army Corps of Engineers.
- Bruun, P. (1962), Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion, *Journal of Waterways and Harbors Division*, 88(1), 117–132.
- Buis, S., A. Piacentini, D. Déclat, and the PALM Group (2006), PALM : a computational framework for assembling high-performance computing applications, *Concurrency and Computation : Practice and Experience*, 18(2), 231–245, doi :10.1002/cpe.914.
- Camus, P., M. Menéndez, F. J. Méndez, C. Izaguirre, A. Espejo, V. Cánovas, J. Pérez, A. Rueda, I. J. Losada, and R. Medina (2014), A weather-type statistical downscaling framework for ocean wave climate, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 119(11), 7389–7405, doi :10.1002/2014JC010141.
- Capo, S., B. Lubac, V. Marieu, A. Robinet, D. Bru, and P. Bonneton (2014), Assessment of the decadal morphodynamic evolution of a mixed energy inlet using ocean color remote sensing, *Ocean Dynamics*, 64(10), 1517–1530, doi :10.1007/s10236-014-0762-1.
- Cassou, C., L. Terray, J. W. Hurrell, and C. Deser (2004), North Atlantic Winter Climate Regimes : Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing, *Journal of Climate*, 17(5), 1055–1068, doi :10.1175/1520-0442(2004)017<1055 :NAWCRS>2.0.CO;2.
- Cassou, C., L. Terray, and A. S. Phillips (2005), Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves, *Journal of Climate*, 18(15), 2805–2811, doi :10.1175/JCLI3506.1.
- Cassou, C., M. Minvielle, L. Terray, and C. Périgaud (2011), A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I : weather regimes as predictors for ocean surface variables, *Climate Dynamics*, 36(1-2), 19–39, doi :10.1007/s00382-010-0781-7.
- Castelle, B. (2009), Dynamique des littoraux sableux dominés par l’action de la houle : les apports de la modélisation et de l’imagerie vidéo, *La Houille Blanche*, (1), 64–70, doi : 10.1051/lhb :2009007.
- Castelle, B. (2012), Modélisation et analyse physique des processus hydro-sédimentaires contrôlant l’évolution des littoraux sableux, *Mémoire d’Habilitation à Diriger des Recherches*, Université Bordeaux I.
- Castelle, B., and G. Coco (2012), The morphodynamics of rip channels on embayed beaches, *Continental Shelf Research*, 43, 10–23, doi :10.1016/j.csr.2012.04.010.

- Castelle, B., B. Guillot, V. Marieu, E. Chaumillon, V. Hanquiez, and V. Poppeschi (), Spatial and temporal patterns of shoreline change of a 280-km long high-energy disrupted sandy coasts from 1950 to 2014 : SW France, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.
- Castelle, B., P. Bonneton, N. Sénéchal, H. Dupuis, R. Butel, and D. Michel (2006), Dynamics of wave-induced currents over an alongshore non-uniform multiple-barred sandy beach on the Aquitanian Coast, France, *Continental Shelf Research*, 26(1), 113–131, doi : 10.1016/j.csr.2005.08.027.
- Castelle, B., I. L. Turner, X. Bertin, and R. Tomlinson (2009), Beach nourishments at Colangatta Bay over the period 1987–2005 : Impacts and lessons, *Coastal Engineering*, 56(9), 940–950, doi :10.1016/j.coastaleng.2009.05.005.
- Castelle, B., V. Marieu, S. Bujan, S. Ferreira, J.-P. Parisot, S. Capo, N. Sénéchal, and T. Chouzenoux (2014), Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach, *Marine Geology*, 347, 85–94, doi :10.1016/j.margeo.2013.11.003.
- Castelle, B., V. Marieu, S. Bujan, K. D. Splinter, A. Robinet, N. Sénéchal, and S. Ferreira (2015), Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast : Beach and dune erosion and megacusp embayments, *Geomorphology*, 238, 135–148, doi :10.1016/j.geomorph.2015.03.006.
- Castelle, B., T. Scott, R. Brander, and R. McCarroll (2016), Rip current types, circulation and hazard, *Earth-Science Reviews*, 163, 1–21, doi :10.1016/j.earscirev.2016.09.008.
- Castelle, B., S. Bujan, S. Ferreira, and G. Dodet (2017a), Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast, *Marine Geology*, 385, 41–55, doi :10.1016/j.margeo.2016.12.006.
- Castelle, B., G. Dodet, G. Masselink, and T. Scott (2017b), A new climate index controlling winter wave activity along the Atlantic coast of Europe : The West Europe Pressure Anomaly, *Geophysical Research Letters*, 44(3), 1384–1392, doi :10.1002/2016GL072379.
- Catto, J. L., L. C. Shaffrey, and K. I. Hodges (2011), Northern Hemisphere Extratropical Cyclones in a Warming Climate in the HiGEM High-Resolution Climate Model, *Journal of Climate*, 24(20), 5336–5352, doi :10.1175/2011JCLI4181.1.
- Cazenave, A., and G. Le Cozannet (2014), Sea level rise and its coastal impacts, *Earth's Future*, 2(2), 15–34, doi :10.1002/2013EF000188.
- Charles, E. (2012), Impact du changement climatique sur le climat de vagues en zone côtière, par régionalisation dynamique : application à la côte aquitaine, Ph.D. thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Charles, E., D. Idier, P. Delecluse, M. Déqué, and G. Le Cozannet (2012a), Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France, *Ocean Dynamics*, 62(6), 831–848, doi : 10.1007/s10236-012-0534-8.
- Charles, E., D. Idier, J. Thiébot, G. Le Cozannet, R. Pedreros, F. Ardhuin, and S. Planton (2012b), Present Wave Climate in the Bay of Biscay : Spatiotemporal Variability and Trends from 1958 to 2001, *Journal of Climate*, 25(6), 2020–2039, doi :10.1175/JCLI-D-11-00086.1.
- Compo, G. P., J. S. Whitaker, P. D. Sardeshmukh, N. Matsui, R. J. Allan, X. Yin, B. E. Gleason, R. S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R. I. Crouthamel,

- A. N. Grant, P. Y. Groisman, P. D. Jones, M. C. Kruk, A. C. Kruger, G. J. Marshall, M. Maugeri, H. Y. Mok, . Nordli, T. F. Ross, R. M. Trigo, X. L. Wang, S. D. Woodruff, and S. J. Worley (2011), The Twentieth Century Reanalysis Project, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), 1–28, doi :10.1002/qj.776.
- Cooper, J. A. G., and O. H. Pilkey (2004), Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun Rule, *Global and Planetary Change*, 43(3-4), 157–171, doi : 10.1016/j.gloplacha.2004.07.001.
- Daly, C. J., K. R. Bryan, and C. Winter (2014), Wave energy distribution and morphological development in and around the shadow zone of an embayed beach, *Coastal Engineering*, 93, 40–54, doi :10.1016/j.coastaleng.2014.08.003.
- Davidson, M., K. Splinter, and I. Turner (2013), A simple equilibrium model for predicting shoreline change, *Coastal Engineering*, 73, 191–202, doi :10.1016/j.coastaleng.2012.11.002.
- de Schipper, M. A., S. de Vries, G. Ruessink, R. C. de Zeeuw, J. Rutten, C. van Gelder-Maas, and M. J. Stive (2016), Initial spreading of a mega feeder nourishment : Observations of the Sand Engine pilot project, *Coastal Engineering*, 111, 23–38, doi : 10.1016/j.coastaleng.2015.10.011.
- de Vriend, H., M. Capobianco, T. Chesher, H. de Swart, B. Latteux, and M. Stive (1993), Approaches to long-term modelling of coastal morphology : A review, *Coastal Engineering*, 21(1-3), 225–269, doi :10.1016/0378-3839(93)90051-9.
- de Winter, R., F. Gongriep, and B. Ruessink (2015), Observations and modeling of alongshore variability in dune erosion at Egmond aan Zee, the Netherlands, *Coastal Engineering*, 99, 167–175, doi :10.1016/j.coastaleng.2015.02.005.
- Dean, R. G. (1991), Equilibrium Beach Profiles : Characteristics and Applications, *Journal of Coastal Research*, 7, 53–84.
- Drevard, D. (2007), Etude expérimentale et numérique de la propagation d’ondes de gravité en zone de déferlement, Ph.D. thesis, Université du Sud Toulon-Var.
- Dubarbier, B. (2014), Modélisation numérique de l’évolution des profils de plages sableuses dominées par l’action de la houle, Ph.D. thesis, Université de Bordeaux.
- Dubarbier, B., B. Castelle, V. Marieu, and G. Ruessink (2015), Process-based modeling of cross-shore sandbar behavior, *Coastal Engineering*, 95, 35–50, doi : 10.1016/j.coastaleng.2014.09.004.
- Erikson, L., C. Hegermiller, P. Barnard, P. Ruggiero, and M. van Ormondt (2015), Projected wave conditions in the Eastern North Pacific under the influence of two CMIP5 climate scenarios, *Ocean Modelling*, 96, 171–185, doi :10.1016/j.ocemod.2015.07.004.
- Espejo, A., I. J. Losada, and F. J. Méndez (2014), Surfing wave climate variability, *Global and Planetary Change*, 121, 19–25, doi :10.1016/j.gloplacha.2014.06.006.
- Falqués, A. (2003), On the diffusivity in coastline dynamics, *Geophysical Research Letters*, 30(21), doi :10.1029/2003GL017760.
- Falqués, A., and D. Calvete (2005), Large-scale dynamics of sandy coastlines : Diffusivity and instability, *Journal of Geophysical Research*, 110(C3), doi :10.1029/2004JC002587.

- Falqués, A., G. Coco, and D. A. Huntley (2000), A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C10), 24,071–24,087, doi :10.1029/2000JC900100.
- Falqués, A., F. Ribas, D. Idier, and J. Arriaga (2017), Formation mechanisms for self-organized kilometer-scale shoreline sand waves, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122(5), 1121–1138, doi :10.1002/2016JF003964.
- Faria, A. F. G., E. B. Thornton, T. C. Lippmann, and T. P. Stanton (2000), Undertow over a barred beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7), 16,999–17,010, doi : 10.1029/2000JC900084.
- FitzGerald, D. M., M. S. Fenster, B. A. Argow, and I. V. Buynevich (2008), Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1), 601–647, doi :10.1146/annurev.earth.35.031306.140139.
- Gallagher, E. L., S. Elgar, and R. T. Guza (1998), Observations of sand bar evolution on a natural beach, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C2), 3203–3215, doi : 10.1029/97JC02765.
- Galvin, C. J. (1968), Breaker type classification on three laboratory beaches, *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3651–3659, doi :10.1029/JB073i012p03651.
- Garnier, E. (2010), *Les dérangements du temps, 500 ans de chaud et froid en Europe*, Plon, Paris.
- GIEC (2014), Contribution des groupes de travail I, II et III au cinquième, rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer], *Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse*, Genève, Suisse.
- Grasso, F., B. Castelle, and B. Ruessink (2012), Turbulence dissipation under breaking waves and bores in a natural surf zone, *Continental Shelf Research*, 43, 133–141, doi : 10.1016/j.csr.2012.05.014.
- Guo, L., M. van der Wegen, D. J. Roelvink, Z. B. Wang, and Q. He (2015), Long-term, process-based morphodynamic modeling of a fluvio-deltaic system, part I : The role of river discharge, *Continental Shelf Research*, 109, 95–111, doi :10.1016/j.csr.2015.09.002.
- Hallermeier, R. J. (1980), A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering*, 4, 253–277, doi :10.1016/0378-3839(80)90022-8.
- Hanson, H. (1989), A generalized shoreline change numerical model, *Journal of Coastal Research*, 5(1), 1–27.
- Hanson, S., R. Nicholls, N. Ranger, S. Hallegatte, J. Corfee-Morlot, C. Herweijer, and J. Chateau (2011), A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes, *Climatic Change*, 104(1), 89–111, doi :10.1007/s10584-010-9977-4.
- Harley, M. D., I. L. Turner, A. D. Short, and R. Ranasinghe (2011), A reevaluation of coastal embayment rotation : The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport processes, Collaroy-Narrabeen Beach, southeast Australia, *Journal of Geophysical Research*, 116(F4), doi :10.1029/2011JF001989.

- Harley, M. D., I. L. Turner, and A. D. Short (2015), New insights into embayed beach rotation : The importance of wave exposure and cross-shore processes, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, *120*(8), 1470–1484, doi :10.1002/2014JF003390.
- Harter, C., and J. Figlus (2017), Numerical modeling of the morphodynamic response of a low-lying barrier island beach and foredune system inundated during Hurricane Ike using XBeach and CSHORE, *Coastal Engineering*, *120*, 64–74, doi :10.1016/j.coastaleng.2016.11.005.
- Hemer, M. A., J. Katzfey, and C. E. Trenham (2013), Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario, *Ocean Modelling*, *70*, 221–245, doi :10.1016/j.ocemod.2012.09.008.
- Hertig, E., and J. Jacobeit (2014), Variability of weather regimes in the North Atlantic-European area : past and future : Variability of weather regimes, *Atmospheric Science Letters*, pp. n/a–n/a, doi :10.1002/asl2.505.
- Hoefel, F., and S. Elgar (2003), Wave-Induced Sediment Transport and Sandbar Migration, *Science*, *299*(5614), 1885–1887, doi :10.1126/science.1081448.
- Holman, R., and J. Stanley (2007), The history and technical capabilities of Argus, *Coastal Engineering*, *54*(6-7), 477–491, doi :10.1016/j.coastaleng.2007.01.003.
- Huang, J., and M. B. McElroy (2014), Contributions of the Hadley and Ferrel Circulations to the Energetics of the Atmosphere over the Past 32 Years*, *Journal of Climate*, *27*(7), 2656–2666, doi :10.1175/JCLI-D-13-00538.1.
- Huguet, J.-R., X. Bertin, and G. Arnaud (2017), Managed realignment to mitigate storm-induced flooding : A case study in La Faute-sur-mer, France, *Coastal Engineering*, doi : 10.1016/j.coastaleng.2017.08.010.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (2003), An overview of the North Atlantic Oscillation, in *Geophysical Monograph Series*, vol. 134, edited by J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, pp. 1–35, American Geophysical Union, Washington, D. C., DOI : 10.1029/134GM01.
- Hurst, M. D., A. Barkwith, M. A. Ellis, C. W. Thomas, and A. B. Murray (2015), Exploring the sensitivities of crenulate bay shorelines to wave climates using a new vector-based one-line model, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, *120*(12), 2586–2608, doi : 10.1002/2015JF003704.
- Idier, D., A. Falqués, B. G. Ruessink, and R. Garnier (2011), Shoreline instability under low-angle wave incidence, *Journal of Geophysical Research*, *116*(F4), doi :10.1029/2010JF001894.
- Idier, D., B. Castelle, E. Charles, and C. Mallet (2013a), Longshore sediment flux hindcast : spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France, *Journal of Coastal Research*, *165*, 1785–1790, doi :10.2112/SI65-302.1.
- Idier, D., B. Castelle, M. Poumadère, Y. Balouin, R. Bertoldo, F. Bouchette, F. Boulahya, O. Brivois, D. Calvete, S. Capo, R. Certain, E. Charles, E. Chateauminois, E. Delvallée, A. Falqués, P. Fattal, M. Garcin, R. Garnier, A. Héquette, P. Larroudé, S. Lecacheux, G. Le Cozannet, M. Maanan, C. Mallet, A. Maspataud, C. Oliveros, M. Paillart, J. Parisot, R. Pedreros, N. Robin, M. Robin, E. Romieu, M. Ruz, J. Thiébot, and C. Vinchon (2013b),

- Vulnerability of sandy coasts to climate variability, *Climate Research*, 57(1), 19–44, doi : 10.3354/cr01153.
- Idier, D., A. Falqués, J. Rohmer, and J. Arriaga (2017), Self-organized kilometre-scale shoreline sandwave generation : sensitivity to model and physical parameters, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, doi :10.1002/2017JF004197.
- IPCC (2013), Sea Level Change, in *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 1137–1216, Cambridge University Press, Cambridge, dOI : 10.1017/CBO9781107415324.026.
- IPCC (2014), Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], *Synthesis Report*, Geneva, Switzerland.
- Jara, M., M. González, and R. Medina (2015), Shoreline evolution model from a dynamic equilibrium beach profile, *Coastal Engineering*, 99, 1–14, doi :10.1016/j.coastaleng.2015.02.006.
- Johnson, N. C., S. B. Feldstein, and B. Tremblay (2008), The Continuum of Northern Hemisphere Teleconnection Patterns and a Description of the NAO Shift with the Use of Self-Organizing Maps, *Journal of Climate*, 21(23), 6354–6371, doi :10.1175/2008JCLI2380.1.
- Kaergaard, K., and J. Fredsoe (2013a), A numerical shoreline model for shorelines with large curvature, *Coastal Engineering*, 74, 19–32, doi :10.1016/j.coastaleng.2012.11.011.
- Kaergaard, K., and J. Fredsoe (2013b), Numerical modeling of shoreline undulations part 2 : Varying wave climate and comparison with observations, *Coastal Engineering*, 75, 77–90, doi :10.1016/j.coastaleng.2012.11.003.
- Kaergaard, K., S. B. Mortensen, S. E. Kristensen, R. Deigaard, R. Teasdale, and S. Hunt (2014), Hybrid shoreline modelling of shoreline protection schemes, Palm Beach, Queensland, Australia, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(34), 23, doi :10.9753/icce.v34.sediment.23.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471, doi :10.1175/1520-0477(1996)077<0437 :TNYRP>2.0.CO ;2.
- Kamphuis, J. W. (1991), Alongshore Sediment Transport Rate, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117(6), 624–640, doi :10.1061/(ASCE)0733-950X(1991)117 :6(624).
- Kennedy, D. M., S. Sherker, B. Brighton, A. Weir, and C. D. Woodroffe (2013), Rocky coast hazards and public safety : Moving beyond the beach in coastal risk management, *Ocean & Coastal Management*, 82, 85–94, doi :10.1016/j.ocecoaman.2013.06.001.
- Komar, P. D. (1998), *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd Edition, Prentice Hall.
- Komar, P. D., and D. L. Inman (1970), Longshore sand transport on beaches, *Journal of Geophysical Research*, 75(30), 5914–5927, doi :10.1029/JC075i030p05914.

- Kron, W. (2013), Coasts : the high-risk areas of the world, *Natural Hazards*, 66(3), 1363–1382, doi :10.1007/s11069-012-0215-4.
- Kuriyama, Y., M. Banno, and T. Suzuki (2012), Linkages among interannual variations of shoreline, wave and climate at Hasaki, Japan, *Geophysical Research Letters*, 39(6), L06,604, doi :10.1029/2011GL050704.
- Larson, M., N. C. Kraus, and H. Hanson (2002), Simulation of regional longshore sediment transport and coastal evolution - the Cascade model, *Proceedings of the 28th Coastal Engineering Conference*, World Scientific Press.
- Larson, M., L. X. Hoan, and H. Hanson (2010), Direct Formula to Compute Wave Height and Angle at Incipient Breaking, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 136(2), 119–122, doi :10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000030.
- Laugel, A., M. Menendez, M. Benoit, G. Mattarolo, and F. Méndez (2014), Wave climate projections along the French coastline : Dynamical versus statistical downscaling methods, *Ocean Modelling*, 84, 35–50, doi :10.1016/j.ocemod.2014.09.002.
- Le Cozannet, G., S. Lecacheux, E. Delvallee, N. Desramaut, C. Oliveros, and R. Pedreros (2011), Teleconnection Pattern Influence on Sea-Wave Climate in the Bay of Biscay, *Journal of Climate*, 24(3), 641–652, doi :10.1175/2010JCLI3589.1.
- Le Cozannet, G., M. Garcin, M. Yates, D. Idier, and B. Meyssignac (2014), Approaches to evaluate the recent impacts of sea-level rise on shoreline changes, *Earth-Science Reviews*, 138, 47–60, doi :10.1016/j.earscirev.2014.08.005.
- Le Cozannet, G., C. Oliveros, B. Castelle, M. Garcin, D. Idier, R. Pedreros, and J. Rohmer (2016), Uncertainties in Sandy Shorelines Evolution under the Bruun Rule Assumption, *Frontiers in Marine Science*, 3, doi :10.3389/fmars.2016.00049.
- Lesser, G., J. Roelvink, J. van Kester, and G. Stelling (2004), Development and validation of a three-dimensional morphological model, *Coastal Engineering*, 51(8-9), 883–915, doi : 10.1016/j.coastaleng.2004.07.014.
- Li, J. (1995), Calcul d'Interface Affine par Morceaux = Piecewise Linear Interface Calculation, *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 320(8), 391–396.
- Limber, P. W., P. N. Adams, and A. B. Murray (2017), Modeling large-scale shoreline change caused by complex bathymetry in low-angle wave climates, *Marine Geology*, 383, 55–64, doi :10.1016/j.margeo.2016.11.006.
- List, J. H., and A. D. Ashton (2007), A Circulation Modeling Approach for Evaluating the Conditions for Shoreline Instabilities, pp. 327–340, American Society of Civil Engineers, doi :10.1061/40926(239)25.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970), Longshore currents generated by obliquely incident sea waves : 2, *Journal of Geophysical Research*, 75(33), 6790–6801, doi :10.1029/JC075i033p06790.
- Lorenz, E. N. (1951), Seasonal and irregular variations of the northern hemisphere sea-level pressure profile, *Journal of Meteorology*, 8(1), 52–59, doi :10.1175/1520-0469(1951)008<0052 :SAIVOT>2.0.CO;2.

- Luijendijk, A. P., R. Ranasinghe, M. A. de Schipper, B. A. Huisman, C. M. Swinkels, D. J. Walstra, and M. J. Stive (2017), The initial morphological response of the Sand Engine : A process-based modelling study, *Coastal Engineering*, 119, 1–14, doi : 10.1016/j.coastaleng.2016.09.005.
- Marshall, J., and R. A. Plumb (2008), *Atmosphere, ocean, and climate dynamics : an introductory text*, no. 93 in International geophysics series, Elsevier Academic Press, Amsterdam, oCLC : 605135905.
- Martínez-Asensio, A., M. N. Tsimplis, M. Marcos, X. Feng, D. Gomis, G. Jordà, and S. A. Josey (2016), Response of the North Atlantic wave climate to atmospheric modes of variability, *International Journal of Climatology*, 36(3), 1210–1225, doi :10.1002/joc.4415.
- Masselink, G., B. Castelle, T. Scott, G. Dodet, S. Suanez, D. Jackson, and F. Floc'h (2016a), Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe, *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2135–2143, doi : 10.1002/2015GL067492.
- Masselink, G., A. Ruju, D. Conley, I. Turner, G. Ruessink, A. Matias, C. Thompson, B. Castelle, J. Puleo, V. Citerone, and G. Wolters (2016b), Large-scale Barrier Dynamics Experiment II (BARDEX II) : Experimental design, instrumentation, test program, and data set, *Coastal Engineering*, 113, 3–18, doi :10.1016/j.coastaleng.2015.07.009.
- Masselink, G., T. Scott, T. Poate, P. Russell, M. Davidson, and D. Conley (2016c), The extreme 2013/2014 winter storms : hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England, *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 378–391, doi : 10.1002/esp.3836.
- Mazières, A. (2014), Evolution morphologique et processus sédimentaires actuels du plateau continental interne sud-aquitain : étude comparée des zones de la Salie-Biscarosse (Sud des passes d'Arcachon) et la zone de la tête du canyon de Capbreton, Ph.D. thesis, Université de Bordeaux.
- Mazières, A., H. Gillet, D. Idier, T. Mulder, T. Garlan, C. Mallet, V. Marieu, and V. Hanquiez (2015), Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France), *Continental Shelf Research*, 92, 23–36, doi :10.1016/j.csr.2014.11.002.
- McCall, R., G. Masselink, T. Poate, J. Roelvink, and L. Almeida (2015), Modelling the morphodynamics of gravel beaches during storms with XBeach-G, *Coastal Engineering*, 103, 52–66, doi :10.1016/j.coastaleng.2015.06.002.
- Michallet, H., B. Castelle, E. Barthélemy, C. Berni, and P. Bonneton (2013), Physical modeling of three-dimensional intermediate beach morphodynamics, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 118(2), 1045–1059, doi :10.1002/jgrf.20078.
- Michelangeli, P.-A., R. Vautard, and B. Legras (1995), Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8), 1237–1256, doi : 10.1175/1520-0469(1995)052<1237 :WRRAS>2.0.CO;2.
- Mil-Homens, J., R. Ranasinghe, J. van Thiel de Vries, and M. Stive (2013), Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas, *Coastal Engineering*, 75, 29–39, doi :10.1016/j.coastaleng.2013.01.004.

- Miller, H. C. (1999), Field measurements of longshore sediment transport during storms, *Coastal Engineering*, 36(4), 301–321, doi :10.1016/S0378-3839(99)00010-1.
- Miller, J. K., and R. G. Dean (2004), A simple new shoreline change model, *Coastal Engineering*, 51(7), 531–556, doi :10.1016/j.coastaleng.2004.05.006.
- Mokrani, C. (2012), Impacts de vagues déferlantes sur un obstacle vertical. Modèle théorique et calcul numérique des pics de pression, Ph.D. thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Mori, N., T. Yasuda, H. Mase, T. Tom, and Y. Oku (2010), Projection of Extreme Wave Climate Change under Global Warming, *Hydrological Research Letters*, 4(0), 15–19, doi : 10.3178/hrl.4.15.
- Mori, N., T. Shimura, T. Yasuda, and H. Mase (2013), Multi-model climate projections of ocean surface variables under different climate scenarios—Future change of waves, sea level and wind, *Ocean Engineering*, 71, 122–129, doi :10.1016/j.oceaneng.2013.02.016.
- Moss, R. H., J. A. Edmonds, K. A. Hibbard, M. R. Manning, S. K. Rose, D. P. van Vuuren, T. R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G. A. Meehl, J. F. B. Mitchell, N. Nakicenovic, K. Riahi, S. J. Smith, R. J. Stouffer, A. M. Thomson, J. P. Weyant, and T. J. Wilbanks (2010), The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463(7282), 747–756, doi :10.1038/nature08823.
- Murray, A. B. (2007), Reducing model complexity for explanation and prediction, *Geomorphology*, 90(3-4), 178–191, doi :10.1016/j.geomorph.2006.10.020.
- Nicholls, R. J., S. Hanson, C. Herweijer, N. Patmore, S. Hallegatte, J. Corfee-Morlot, and R. Muir-Wood (2008), Ranking Port Cities with High Exposure and Vulnerability to Climate Extremes, *OECD Environment Working Papers 1*, dOI : 10.1787/011766488208.
- Nicolae Lerma, A., R. Pedreros, A. Robinet, and N. Sénéchal (2017), Simulating wave setup and runup during storm conditions on a complex barred beach, *Coastal Engineering*, 123, 29–41, doi :10.1016/j.coastaleng.2017.01.011.
- Nishi, R., and N. C. Kraus (1996), Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms, *Proceedings of the 25th Coastal Engineering Conference*, (25).
- Pelnard-Considère, R. (1956), Essai de théorie de l'évolution des formes de rivage en plages de sable et de galets, *Tech. rep.*, Société hydrotechnique de France.
- Perez, J., M. Menendez, P. Camus, F. J. Mendez, and I. J. Losada (2015), Statistical multi-model climate projections of surface ocean waves in Europe, *Ocean Modelling*, 96, 161–170, doi :10.1016/j.ocemod.2015.06.001.
- Pilkey, O. H., and J. A. G. Cooper (2002), Longshore transport volumes : a critical view, *Journal of Coastal Research, Special Issue 36*, 572–580.
- Plaut, G., and E. Simonnet (2001), Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe, *Climate Research*, 17, 303–324, doi :10.3354/cr017303.
- Pérez, J., F. J. Méndez, M. Menéndez, and I. J. Losada (2014), ESTELA : a method for eva-

- luating the source and travel time of the wave energy reaching a local area, *Ocean Dynamics*, 64(8), 1181–1191, doi :10.1007/s10236-014-0740-7.
- Ranasinghe, R. (2016), Assessing climate change impacts on open sandy coasts : A review, *Earth-Science Reviews*, 160, 320–332, doi :10.1016/j.earscirev.2016.07.011.
- Ranasinghe, R., and M. J. F. Stive (2009), Rising seas and retreating coastlines, *Climatic Change*, 97(3-4), 465–468, doi :10.1007/s10584-009-9593-3.
- Ranasinghe, R., R. McLoughlin, A. Short, and G. Symonds (2004), The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation, *Marine Geology*, 204(3-4), 273–287, doi : 10.1016/S0025-3227(04)00002-7.
- Ranasinghe, R., D. Callaghan, and M. J. F. Stive (2012), Estimating coastal recession due to sea level rise : beyond the Bruun rule, *Climatic Change*, 110(3-4), 561–574, doi : 10.1007/s10584-011-0107-8.
- Ranasinghe, R., T. M. Duong, S. Uhlenbrook, D. Roelvink, and M. Stive (2013), Climate-change impact assessment for inlet-interrupted coastlines, *Nature Climate Change*, 3(1), 83–87, doi :10.1038/nclimate1664.
- Rasmusson, E. M., and J. M. Wallace (1983), Meteorological Aspects of the El Nino/Southern Oscillation, *Science*, 222(4629), 1195–1202, doi :10.1126/science.222.4629.1195.
- Reeve, D. E., H. Karunarathna, S. Pan, J. M. Horrillo-Caraballo, G. Różyński, and R. Ranasinghe (2016), Data-driven and hybrid coastal morphological prediction methods for mesoscale forecasting, *Geomorphology*, 256, 49–67, doi :10.1016/j.geomorph.2015.10.016.
- Ris, R. C., L. H. Holthuijsen, and N. Booij (1999), A third-generation wave model for coastal regions : 2. Verification, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C4), 7667–7681, doi :10.1029/1998JC900123.
- Robinet, A., B. Castelle, D. Idier, G. Le Cozannet, M. Déqué, and E. Charles (2016), Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay, *Geo-Marine Letters*, 36(6), 479–490, doi : 10.1007/s00367-016-0460-8.
- Roelvink, D., and A. Reniers (2012), *A guide to modeling coastal morphology*, no. 12 in Advances in coastal and ocean engineering, World Scientific, Singapore, oCLC : 837773474.
- Roelvink, D., A. Reniers, A. van Dongeren, J. van Thiel de Vries, R. McCall, and J. Lescinski (2009), Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, *Coastal Engineering*, 56(11-12), 1133–1152, doi :10.1016/j.coastaleng.2009.08.006.
- Rosati, J. D. (1990), Functional design of breakwaters for shore protection : empirical methods, *Technical report CERC-90-15*, Coastal Engineering Research Center, Department of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, 3909 Halls Ferry Road, Vicksburg, Mississippi 39180-6199.
- Ruessink, B., G. Ramaekers, and L. van Rijn (2012), On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models, *Coastal Engineering*, 65, 56–63, doi :10.1016/j.coastaleng.2012.03.006.

- Ruessink, B. G., Y. Kuriyama, A. J. H. M. Reniers, J. A. Roelvink, and D. J. R. Walstra (2007), Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks, *Journal of Geophysical Research*, 112(F3), doi :10.1029/2006JF000730.
- Ruggiero, P., G. M. Kaminsky, G. Gelfenbaum, and N. Cohn (2016), Morphodynamics of prograding beaches : A synthesis of seasonal- to century-scale observations of the Columbia River littoral cell, *Marine Geology*, 376, 51–68, doi :10.1016/j.margeo.2016.03.012.
- Sallenger, A. H., R. A. Holman, and W. A. Birkemeier (1985), Storm-induced response of a nearshore-bar system, *Marine Geology*, 64(3-4), 237–257, doi :10.1016/0025-3227(85)90107-0.
- Salmon, J., L. Holthuijsen, M. Zijlema, G. van Vledder, and J. Pietrzak (2015), Scaling depth-induced wave-breaking in two-dimensional spectral wave models, *Ocean Modelling*, 87, 30–47, doi :10.1016/j.ocemod.2014.12.011.
- Saltelli, A., M. Ratto, T. Andres, F. Campolongo, J. Cariboni, D. Gatelli, M. Saisana, and S. Tarantola (2007), *Global Sensitivity Analysis. The Primer*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, DOI : 10.1002/9780470725184.
- Santo, H., P. H. Taylor, T. Woollings, and S. Poulson (2015), Decadal wave power variability in the North-East Atlantic and North Sea : WAVE POWER VARIABILITY, *Geophysical Research Letters*, 42(12), 4956–4963, doi :10.1002/2015GL064488.
- Schoonees, J. S., and A. K. Theron (1994), Accuracy and applicability of the SPM longshore transport formula, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(24).
- Semedo, A., R. Weisse, A. Behrens, A. Sterl, L. Bengtsson, and H. Günther (2013), Projection of Global Wave Climate Change toward the End of the Twenty-First Century, *Journal of Climate*, 26(21), 8269–8288, doi :10.1175/JCLI-D-12-00658.1.
- Small, C., and R. J. Nicholls (2003), A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones, *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584–599.
- Smith, E., P. Wang, and J. Zhang (2003), Evaluation of the CERC Formula Using Large-Scale Laboratory Data, *Geology Faculty Publications*, (238).
- Sobol', I. (2001), Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates, *Mathematics and Computers in Simulation*, 55(1-3), 271–280, doi : 10.1016/S0378-4754(00)00270-6.
- Splinter, K. D., M. A. Davidson, A. Golshani, and R. Tomlinson (2012), Climate controls on longshore sediment transport, *Continental Shelf Research*, 48, 146–156, doi : 10.1016/j.csr.2012.07.018.
- Splinter, K. D., I. L. Turner, M. A. Davidson, P. Barnard, B. Castelle, and J. Oltman-Shay (2014), A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 119(9), 1936–1958, doi : 10.1002/2014JF003106.
- Stive, M. J., M. A. de Schipper, A. P. Luijendijk, S. G. Aarninkhof, C. van Gelder-Maas, J. S. van Thiel de Vries, S. de Vries, M. Henriquez, S. Marx, and R. Ranasinghe (2013), A New Alternative to Saving Our Beaches from Sea-Level Rise : The Sand Engine, *Journal of Coastal Research*, 290, 1001–1008, doi :10.2112/JCOASTRES-D-13-00070.1.

- Stive, M. J. F., D. Roelvink, and H. J. De Vriend (1990), Large-Scale Coastal Evolution Concept. The Dutch Coast, *Proceedings of the 22nd Coastal Engineering Conference*, 2(9), 1962–1974.
- Stive, M. J. F., S. G. J. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K. M. Wijnberg, R. J. Nicholls, and M. Capobianco (2002), Variability of shore and shoreline evolution, *Coastal Engineering*, 47(2), 211–235, doi :10.1016/S0378-3839(02)00126-6.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012), An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498, doi : 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998), The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1297–1300, doi :10.1029/98GL00950.
- Thornton, E. B., and R. T. Guza (1983), Transformation of wave height distribution, *Journal of Geophysical Research*, 88(C10), 5925, doi :10.1029/JC088iC10p05925.
- Tolman, H. L. (2014), User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18, *NOAA/NWS/NCEP/MMAB Tech. Note 316*.
- Tsimplis, M. N., and A. G. Shaw (2008), The forcing of mean sea level variability around Europe, *Global and Planetary Change*, 63(2-3), 196–202, doi :10.1016/j.gloplacha.2007.08.018.
- Turner, I. L., M. D. Harley, A. D. Short, J. A. Simmons, M. A. Bracs, M. S. Phillips, and K. D. Splinter (2016), A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia, *Scientific Data*, 3, 160,024, doi :10.1038/sdata.2016.24.
- Ullmann, A., and J. Monbaliu (2010), Changes in atmospheric circulation over the North Atlantic and sea-surge variations along the Belgian coast during the twentieth century, *International Journal of Climatology*, 30, 558–568, doi :10.1002/joc.1904.
- Ullmann, A., and V. Moron (2008), Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century, *International Journal of Climatology*, 28(2), 159–171, doi :10.1002/joc.1527, bibtex : ullmann2008.
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012, doi :10.1256/qj.04.176, bibtex : uppala2005.
- USACE (1984), *Shore protection manual / [prepared for Department of the Army, US Army Corps of Engineers]*, Dept. of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Miss., dOI : 10.5962/bhl.title.47829.
- Valvo, L. M., A. B. Murray, and A. Ashton (2006), How does underlying geology affect coastline

- change? An initial modeling investigation, *Journal of Geophysical Research*, 111(F2), doi : 10.1029/2005JF000340.
- van de Lageweg, W., K. Bryan, G. Coco, and B. Ruessink (2013), Observations of shoreline–sandbar coupling on an embayed beach, *Marine Geology*, 344, 101–114, doi : 10.1016/j.margeo.2013.07.018.
- van den Berg, N., A. Falqués, and F. Ribas (2012), Modeling large scale shoreline sand waves under oblique wave incidence, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(F3), doi :10.1029/2011JF002177.
- van Rijn, L. (1989), *Handbook Sediment Transport by Currents and Waves*, Delft Hydraulics, google-Books-ID : kihNPwAACAAJ.
- Vautard, R. (1990), Multiple Weather Regimes over the North Atlantic : Analysis of Precursors and Successors, *Monthly Weather Review*, 118(10), 2056–2081, doi :10.1175/1520-0493(1990)118<2056 :MWROTN>2.0.CO ;2.
- Vitousek, S., P. L. Barnard, P. Limber, L. Erikson, and B. Cole (2017), A model integrating longshore and cross-shore processes for predicting long-term shoreline response to climate change, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, doi :10.1002/2016JF004065.
- Walker, G. T. (1924), Correlation in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather, *Memoirs of the India Meteorological Department* 9.
- Walker, G. T., and E. W. Bliss (1932), World Weather V, *Mem. Roy. Meteor. Soc.* 4.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, *Monthly Weather Review*, 109(4), 784–812, doi : 10.1175/1520-0493(1981)109<0784 :TITGHF>2.0.CO ;2.
- Wang, P., B. Ebersole, and E. Smith (2002), Longshore Sand Transport – Initial Results from Large-scale Sediment Transport Facility, *USACE technical note ERDC/CHL CHETN-II-46*.
- Wang, X. L., and V. R. Swail (2001), Changes of Extreme Wave Heights in Northern Hemisphere Oceans and Related Atmospheric Circulation Regimes, *Journal of Climate*, 14(10), 2204–2221, doi :10.1175/1520-0442(2001)014<2204 :COEWHI>2.0.CO ;2.
- Wang, X. L., F. W. Zwiers, and V. R. Swail (2004), North Atlantic Ocean Wave Climate Change Scenarios for the Twenty-First Century, *Journal of Climate*, 17(12), 2368–2383, doi :10.1175/1520-0442(2004)017<2368 :NAOWCC>2.0.CO ;2.
- Woolf, D. K., P. G. Challenor, and P. D. Cotton (2002), Variability and predictability of the North Atlantic wave climate, *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), 9–1–9–14, doi : 10.1029/2001JC001124.
- Wright, L., and A. Short (1984), Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis, *Marine Geology*, 56(1-4), 93–118, doi :10.1016/0025-3227(84)90008-2.
- Wright, L. D., A. D. Short, and M. O. Green (1985), Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones : An empirical predictive model, *Marine Geology*, 62(3-4), 339–364, doi :10.1016/0025-3227(85)90123-9.
- Yates, M. L., R. T. Guza, and W. C. O'Reilly (2009), Equilibrium shoreline response :

- Observations and modeling, *Journal of Geophysical Research*, 114(C9), C09,014, doi : 10.1029/2009JC005359.
- Yiou, P., and M. Nogaj (2004), Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : When and where?, *Geophysical Research Letters*, 31(7), n/a–n/a, doi : 10.1029/2003GL019119.
- Young, I. (1999a), Seasonal variability of the global ocean wind and wave climate, *International Journal of Climatology*, 19(9), 931–950, doi :10.1002/(SICI)1097-0088(199907)19:9<931::AID-JOC412>3.0.CO;2-O.
- Young, I. R. (1999b), *Wind generated ocean waves*, no. 2 in Elsevier ocean engineering book series, 1. ed ed., Elsevier, Amsterdam, oCLC : 833421331.

Annexe A

Article soumis à *Environmental Modelling & Software*

A reduced-complexity shoreline change model combining longshore and cross-shore processes: the LX-Shore model

Arthur Robinet^{1,2,3}, Déborah Idier¹, Bruno Castelle^{2,3}, Vincent Marieu^{2,3}

¹ Bureau de Recherche en Géologie Minière, 3 avenue Claude Guillemin, Orléans, France

² Univ. Bordeaux, UMR 5805 EPOC, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, Pessac, France

³ CNRS, UMR 5805 EPOC, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, Pessac, France

Corresponding Author Arthur Robinet : arthur.robinet@u-bordeaux.fr; a.robinet@brgm.fr

Highlights

- A new shoreline evolution model LX-Shore is developed for wave-dominated sandy coasts
- The numerical implementation allows addressing complex shoreline plan-view shapes
- LX-Shore couples cross-shore and alongshore processes and handles complex wave fields
- LX-Shore simulates shoreline variability from hours to decades with low computation cost
- LX-Shore can provide new insights into the mechanisms controlling shoreline change

Abstract

A reduced-complexity numerical model, LX-Shore, is developed to simulate shoreline evolution along wave-dominated sandy coasts. The model can handle any sandy shoreline geometries (e.g. sandspits, islands), including non-erodible areas such as coastal defenses and headlands, and is coupled with a spectral wave model to cope with complex nearshore wave fields. Shoreline change is primarily driven by the gradients in total longshore sediment transport and the cross-shore transport owing to variability in incident wave energy. Applications on academic cases

and a real coast highlight the potential of LX-Shore to simulate shoreline change on the timescales from hours (storm) to decades with low computation cost. LX-Shore opens new perspectives in terms of knowledge on the primary mechanisms locally driving shoreline change and for ensemble-based simulation of future shoreline evolution.

Keywords

Numerical model; shoreline change; sandy coasts; cross-shore transport; longshore transport

1. Introduction

In the context of global climate change and population growth, the littoral region is a particular hot-spot that is becoming increasingly topical and politically sensitive worldwide in a context of widespread erosion (see e.g. Bird 1985). Over the last couple of decades, a number of complex process-based models have been developed to simulate and further predict wave-dominated morphological changes including shoreline evolution (e.g. Lesser et al. 2004). Although these models have been found to simulate morphological changes with fair accuracy on short timescales (say from hours to weeks, e.g. Roelvink et al. 2009), for storm-driven erosion), they cannot be used to predict shoreline evolution on long timescales (i.e. months, years, decades). In essence, all these fully coupled and strongly nonlinear process-based morphodynamic models contain misspecifications of the physics. Even small, these misspecifications rapidly cascade up through the scales resulting in an inescapable build-up of errors and unreliable simulations on long timescales. In addition, complex process-based morphodynamic models are too computationally consuming to enable long-term simulations of shoreline change on wave-dominated coasts (e.g. Daly et al. 2014), which is even more true on the spatial scales of kilometers to tens of kilometers. In contrast, reduced-complexity models can lead to more reliable long-term evolution than do parameterizations of much smaller-scale processes in complex process-based models, as evidenced in many geomorphological systems (Murray 2007).

As far as coastal change is concerned, one can regard localized short-term morphological variations (e.g. localized changes caused by rip currents) as negligible perturbations superimposed on the main trend of shoreline evolution. The resulting fundamental assumption which allows reducing the model complexity is that erosion or accretion of a beach results in a pure translation of beach profile. In such models, hereafter referred to as one-line models, the

bottom profile moves in parallel to itself without changing shape, which dramatically decreases the computation cost and enables addressing shoreline variability on spatial scales of up to tens and hundreds of kilometers (Ashton and Murray 2006a). Over these spatial scales and away from tidal inlets and estuaries, shoreline change along most of wave-dominated coasts is driven by both longshore and cross-shore wave-driven processes acting at different levels according to local wave climate and geological settings. Alongshore gradients in longshore sand transport has long been assumed as the primary shoreline change driver on long timescales, overwhelming the impact of sea-level rise (Cowell et al. 1995). However, there is also evidence that cross-shore processes at the scale of changes in wave regime (e.g. hours to days), with rapid storm-driven erosion and slow post-storm recovery, cascade up through the scale and explains interannual shoreline variability and long-term trend on cross-shore sand transport dominated coasts (e.g. Robinet et al. 2016). The respective contribution of cross-shore and longshore processes to shoreline variability is site specific and subject to debate, as for instance along the ubiquitous embayed beaches bounded by headlands and/or coastal structures (Harley et al. 2015). Accounting for both cross-shore and alongshore processes in a shoreline evolution numerical model is a necessary requirement to understand the primary drivers of shoreline change on wave-dominated sandy coasts and to further predict future changes.

Until now, cross-shore and longshore processes have been mostly addressed in isolation (Ashton and Murray 2006a; Yates et al. 2009; Davidson et al. 2013; Splinter et al. 2014). In addition, simplistic wave models have often been used for shoreline change modeling to reduce computation cost, which prevents the model application to complex coasts where offshore and/or nearshore wave refraction and diffraction strongly affects breaking wave characteristics alongshore. A fundamental step to increase our understanding of shoreline change and prediction capabilities from the time scales of hours (i.e. storm) to decades is to combine cross-shore and longshore processes into a single reduced-complexity shoreline model accounting for the complexity of offshore and nearshore wave transformation. In this paper, we develop such a one-line model to simulate short- to long-term wave-driven shoreline change with reasonable computational time (one day of computation time corresponds to 10^3 - 10^4 days of real time). The model is designed to address shoreline variability on a wide range of wave-dominated sandy coasts including headlands and/or coastal structures to cover the wide spectrum of coastal plan-view shapes (Fig. 1). The general background on the existing shoreline change models is given in Section 2. The development of our new shoreline change numerical model is given in Section 3 together with the primary physical assumptions, before being applied to a series of

synthetic cases in Section 4. The model capabilities and limitations are discussed in Section 5 and conclusions are drawn in Section 6.

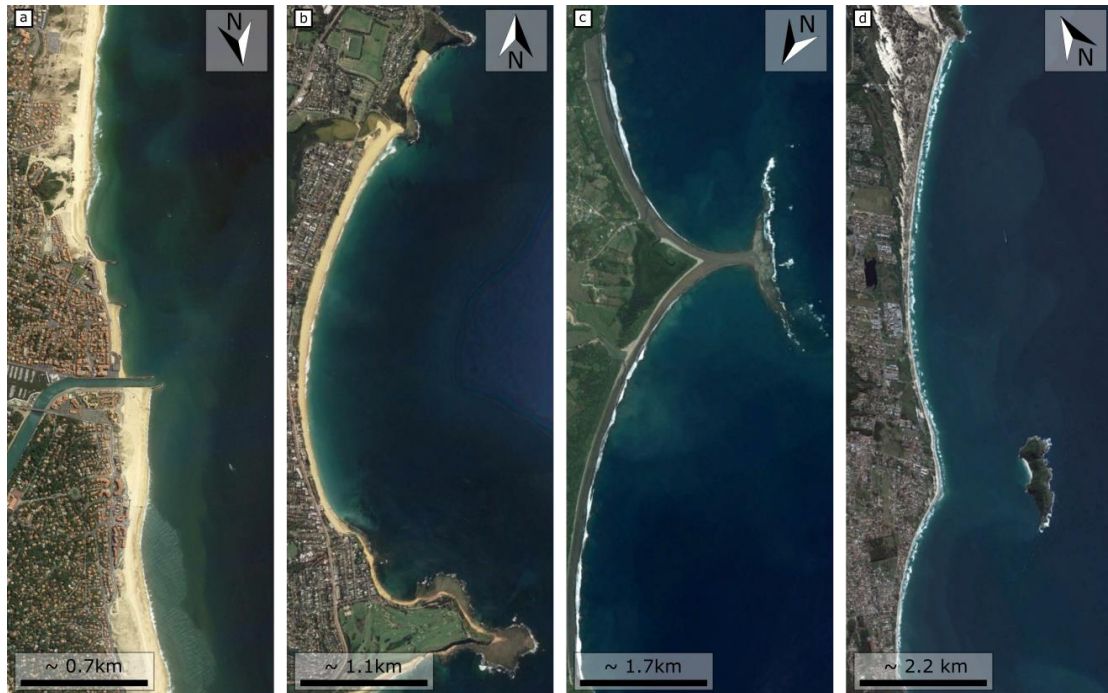


Figure 1. Examples of complex shoreline plan-view shapes enforced by the inherited geology (e.g. headlands, offshore islands) or coastal hard structures. **a** Hossegor-Capbreton beaches, France. **b** Narrabeen beach, Australia. **c** Punta Uvita, Costa Rica. **d** Campeche beach, Brazil. Source: Google Earth imagery.

2. Shoreline change models

2.1. Cross-shore-transport driven shoreline change

Shoreline changes driven by cross-shore processes are essentially controlled by the time variability of wave energy arriving at the coast. It is now well established that during storms, on the timescales from hours to days, high-energy breaking waves drive strong offshore-directed currents referred to as undertow that rapidly erode the beach and transport sediment seaward (e.g. Gallagher et al. 1998). During post-storm periods, on the timescales from days to weeks and months, the near-bed orbital velocity nonlinearities drive a bedload transport resulting in slow accretion of the beach (e.g. Hoefel and Elgar 2003). Although process-based beach profile models can simulate this dynamics in the nearshore (e.g. Ruessink et al. 2007; Kuriyama et al. 2012; Dubarbier et al. 2015; Fernández-Mora et al. 2015),

the swash zone dynamics and, in turn, shoreline evolution are poorly resolved. Instead, a wealth of simpler empirical equilibrium-based shoreline models have been recently developed based on the work of Wright and Short (1984). These models, which assume that the present shoreline position is determined by the recent history of the wave field and/or the shoreline position, read:

$$\frac{dS}{dt} = P\Delta F_{eq} \quad (1)$$

where S is the shoreline position, P is a time varying change rate of the shoreline position depending on wave conditions, and ΔF_{eq} the disequilibrium between the present and equilibrium conditions which can be expressed in terms of shoreline position (e.g. Yates et al. 2009) or wave history (e.g. Davidson et al. 2013). In other words, these models describe the rate of cross-shore shoreline change as a function of this disequilibrium and the magnitude of forcing available to move the sand. These reasonably simple equilibrium-based empirical shoreline models have been found to simulate shoreline behavior on timescales of days to years, with low computation cost, at many cross-shore dominated sandy beaches, and with satisfactory results (Miller and Dean 2004; Davidson and Turner 2009; Yates et al. 2009, 2011; Frazer et al. 2009; Davidson et al. 2010, 2013; Castelle et al. 2014; Splinter et al. 2014, 2017; Jara et al. 2015). However, these models fail along the coasts where longshore processes contribute to shoreline evolution.

2.2. Longshore-transport driven shoreline change

The longshore-transport one-line approach has long been used for coastal engineering applications (Hanson 1989; Szmytkiewicz et al. 2000; Durand 2001; Larson et al. 2002). The total longshore sediment transport Q_s is computed by integrating the longshore sediment transport along the cross-shore profile down to the depth below which the longshore transport is considered negligible. This depth is hereafter referred to as the shoreface depth (D_{sf}). Any gradient in total longshore sediment transport results in a sediment deposition or erosion uniformly spread along the beach profile leading to horizontal translation of the profile and, in turn, of the shoreline position. This concept, which was first introduced by Pelnard-Considère (1956), reads in a Cartesian reference system (x, y) :

$$\frac{dS}{dt} = -\frac{1}{D_{sf}} \frac{dQ_s}{dx} \quad (2)$$

where the x -axis follows the direction given by the shoreline orientation, the y -axis is the perpendicular direction seaward and t is the time. The total longshore sediment transport Q_s is typically computed using an empirical formula, to be selected among the many different ones proposed in the literature (e.g. USACE 1984; Kamphuis 1991; Bayram et al. 2007). All these empirical formulations use breaking wave conditions as input, with sometimes addition of the beach characteristics (Kamphuis et al. 1986). This simple approach was shown to simulate shoreline change with fair accuracy along a number of longshore-transport dominated coasts (e.g. Pelnard-Considère 1956; Hanson 1989; Larson et al. 2002). However the limitations of this approach are primarily twofold: (1) multiple shoreline positions along the same y -axis is not allowed and (2) large shoreline curvature is incompatible with the assumptions in Eq. (2) (see Kaergaard and Fredsoe 2013a; Hurst et al. 2015).

To overcome the limitations posed by Eq. (2) in terms of shoreline bijection, Ashton et al. (2001) and Ashton and Murray (2006a) implemented a 2D cellular-based one-line model, the Coastal Evolution Model (CEM). The model framework consists in a 2D plan-view grid where each cell is filled with a fractional amount of sediment (F). A cell with a sediment fraction $F = 1$ (0) is fully dry (subaqueous), with the shoreline consisting of the line of cells with $0 < F < 1$. At each time step, the fractional sediment contents of shoreline cells are adjusted according to the net sediment flux into or out of the cell. This pioneering approach allows addressing the longshore-transport driven dynamics of complex large-scale shoreline shapes, including for instance spits, islands and enclosed lakes. A major achievement performed with CEM has been to decipher the underlying mechanisms responsible for the formation and subsequent nonlinear evolution of shoreline instabilities under highly obliquely incident waves on academic cases (Ashton and Murray 2006b; Ashton et al. 2009; Ashton and Giosan 2011).

However, in the CEM model, as in most of the one-line models, the wave propagation is computed through the Snell's law in combination with the energy flux conservation, assuming linear and parallel isobaths. Such approach shows

satisfactory results pending the shoreline configuration is reasonably straight, but becomes unreliable when applied to complex coastline geometries (e.g. shoreline sandwaves, rugged and/or trained coasts) where wave energy focusing and spreading enforced at the shore by offshore wave refraction and diffraction are important to longshore sand transport and resulting shoreline change. Such simplification also implies that here is no feedback between the 2D bathymetric changes induced by the shoreline evolution (e.g. bay and cape developments) and the waves, increasing the inaccuracy in the computation of wave energy focusing and spreading areas. This was demonstrated by, for instance, van den Berg et al. (2012) and Falqués et al. (2017) using the non-linear morphodynamic model Q2D-morfo. However, Q2D-morfo cannot handle complex shoreline plan-view shapes such as spits, islands and enclosed lakes. Building on this, Limber et al. (2017) proposed an improved version of the CEM, through the coupling with the nearshore spectral wave model SWAN (Booij et al. 1999; Ris et al. 1999). In this new version, named CEMSWAN, the waves are propagated over an evolving bathymetry, with the bathymetric changes occurring only locally where the active beach profile translates due to the shoreline changes. In the meantime, Kaergaard and Fredsoe (2013a, b, c) developed a new one-line model presenting a higher degree of complexity compared to the CEM, CEMSWAN and Q2D-morfo. The model consists of the combination of a spectral wave model, a hydrodynamic model and a sediment transport model. The computation of the longshore sediment transport is performed over an unstructured finite volume mesh which is derived from the shoreline position using a complex advancing front technique. Based on a local coordinate system that follows the shoreline orientation, this model is able to simulate shoreline change along coastlines with large curvature, and multiple shoreline positions are allowed in any direction. This model, however, requires high computational resources (days of computation for simulating several years, Kaergaard, personal communication, 2015) which is prohibitive to perform sensitivity analysis or ensemble forecasting.

Very lately, Vitousek et al. (2017) proposed a comprehensive approach with the development of a new transect-based one-line model (CoSMoS-COAST) for shoreline change including various processes acting at different temporal scales. In contrast with the other one-line models presented above, the model accounts for cross-shore processes using the approach of Yates et al. (2009) based on the disequilibrium in wave energy at the coast. A data assimilation procedure based on the extended Kalman filter is applied independently for each transect to adjust the first guess model free parameters using 15 years of measurements along the entire Southern California coast. The model shows good skill along this coast, but still has limitations (see section 5). For instance, there is no feedback between the

shoreline (and associated bathymetry) and wave changes. Such simplification holds only if shoreline orientation does not change significantly. Thus, to the authors' knowledge, there is no one-line model accounting for both longshore and cross-shore processes, dealing with complex shorelines and non-erodible areas, including the feedback with the wave field using advanced wave model, and with a low computational cost. Our new model aims at bridging this gap.

3. Model Development

LX-Shore consists of 2D plan-view cellular-based one-line model where longshore transport is resolved as in CEM, where cross-shore transport is driven by the disequilibrium in the wave conditions only (ShoreFor approach), and where the waves are fully coupled with the shoreline changes and computed using a spectral wave model. Additionally, specification of non-erodible areas is allowed (e.g. hard coastal defenses, headlands). The primary processes of LX-Shore and its overall structure are given in Figures 2 and 3, respectively. In short, at each time step waves are propagated from the offshore boundaries to the coast where the breaking wave parameters are extracted. The breaking wave parameters are used to force the longshore and cross-shore sediment transport modules and, in turn, shoreline change through the sediment balance. The different components of the model are detailed below.

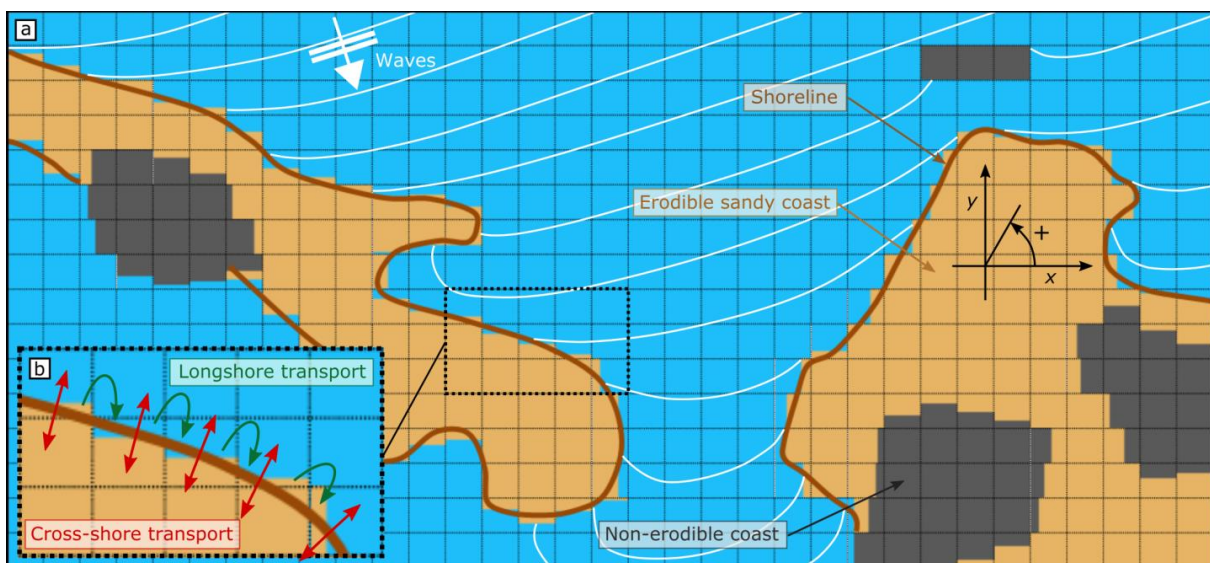


Figure 2. Overview of the features and processes integrated in the LX-Shore model. **a** Example of a plan-view coastal area used in the model. **b** Zoom showing where the longshore and cross-shore sediment transports are calculated.

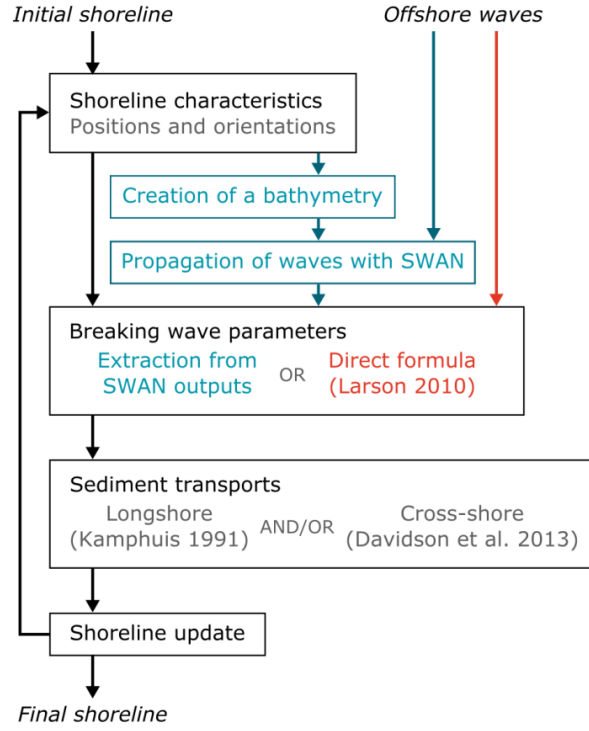


Figure 3. LX-Shore model architecture. In black and blue: architecture in case the option of computing waves using SWAN is chosen. In black and red: architecture in case the option of computing waves using a direct formula is chosen.

3.1. Sediment fraction and shoreline evolution

In order to address complex large-scale shoreline shapes, the LX-Shore model computes the time evolution of the sediment fraction F (ranging from 0 to 1) inside a plan-view grid where the shoreline consists of the line of cells with $0 < F < 1$ having an edge contact with at least one water cell (Fig. 2). In essence, the sediment fraction is defined as the ratio between the sediment volume (V_s) contained by a cell and the maximum sediment volume ($V_{s,max}$) this cell can contain ($F = V_s / V_{s,max}$). This sediment fraction is computed on grid cells of a constant size (dxy), typically of the order of 10 to 100 m (Fig. 2). Assuming that shoreline change essentially results from a seaward or shoreward translation of a constant beach profile down to D_{sf} , the maximum sediment volume within a cell is $V_{s,max} = dxy^2 D_{sf}$ (Ashton and Murray 2006a). At each time step F is updated at each shoreline cell according to the incoming and outgoing sediment fraction caused by longshore and cross-shore transport:

$$F(t + \Delta t) = F(t) + \Delta F_l(t) + \Delta F_c(t) \quad (3)$$

where t is the time, Δt is the simulation time step, ΔF_l and ΔF_c are the sediment fraction variations from t to $t+\Delta t$ induced by the longshore and cross-shore processes, respectively. Following Ashton et al. (2001), the sediment fraction variation in the longshore direction reads:

$$\Delta F_l = \frac{(Q_{l,\text{in}} - Q_{l,\text{out}})}{V_{s,\text{max}}} \Delta t \quad (4)$$

where $Q_{l,\text{in}}$ and $Q_{l,\text{out}}$ are the incoming and outgoing longshore sediment transport, respectively. The sediment fraction variation resulting from cross-shore processes is given by:

$$\Delta F_c = \frac{\Delta S_c / \Delta t}{dxy} \Delta t \quad (5)$$

where $\Delta S_c / \Delta t$ is the average shoreline change rate caused by cross-shore processes during Δt .

After the update, if the sediment fraction of shoreline cells becomes lower than 0 or greater than 1, a number of behavior laws are applied to the sediment fraction grid to ensure that $0 < F < 1$ at the end of the process. The procedure consists of performing local adjustments of the sediment fraction at the surrounding cells. Any excess in sediment fraction is transferred to some specific neighboring water cells, while any deficit in sediment fraction is taken from some specific neighboring land cells. Figure 4 illustrates the application of the accretion and erosion laws for a simple sediment fraction grid configuration. The over-accreted shoreline cell ($F > 1$) spreads the sediment fraction excess into the most offshore water cell, while the over-eroded shoreline cell ($F < 0$) is fed by the most inland dry cell. Noteworthy, additional rules were implemented to handle complex local shoreline shapes, which are not detailed here.

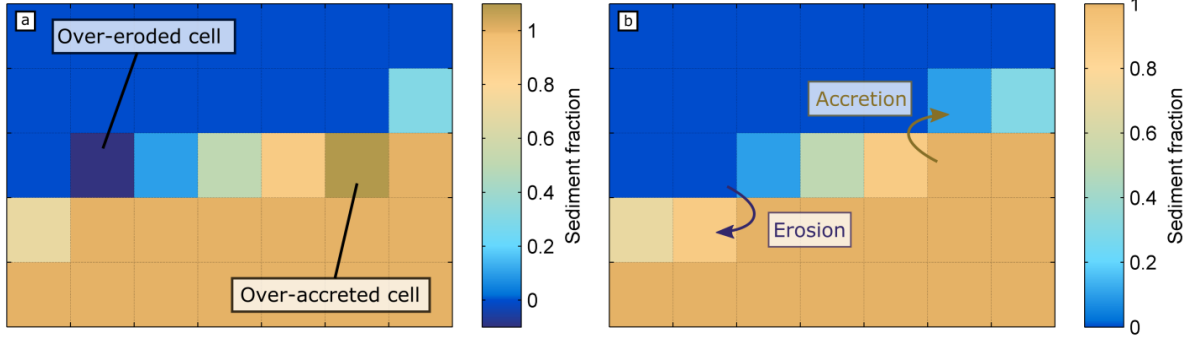


Figure 4. Illustration of empirical accretion and erosion laws applied to over-accreted ($F > 1$) and over-eroded ($F < 0$) shoreline cells, respectively. **a** before updating the sediment fraction grid. **b** after the update.

The longshore sediment transport is calculated at each boundary between two shoreline cells (green arrows in Fig. 2b) using wave characteristics at breaking and local shoreline orientation. This approach is conservative in terms of sediment budget as any volume of sediment removed from a shoreline cell is added to its downdrift shoreline cell. In contrast, the cross-shore sediment transport, which is calculated inside each shoreline cell (red double arrows in Fig. 2b), is not conservative as there are gains and losses of sediment volume according to the variability in incident wave energy at breaking. To account for erodible areas, we assume that the sediment fraction can be written $F = F_{NE} + F_E$ with F_{NE} and F_E the non-erodible and erodible sub-fractions, respectively. For each cell, F_{NE} is a constant, defined by the area of the cell overlapped by the non-erodible area, while F_E is time dependent, computed through the model iterations. This approach allows accounting for the reduction effect of the presence of non-erodible area on outgoing sediment fraction.

3.2. Shoreline detection and characteristics

The local shoreline position and orientation are critical to the model as they control the breaking wave parameters and sediment fluxes at each time step, which requires the development of a specific method. For each shoreline cell the local shoreline orientation is determined by its cell-based shore normal vector (black arrows in Fig. 5b-d) which is estimated according to the horizontal and vertical gradients calculated over a 3-by-3-cell sub-grid (green dotted square in Fig. 5a) centered on the cell (red dotted square in Fig. 5b). Within the shoreline cell, it is then assumed that the shoreline crosses the cell-based shore normal vector, which must be previously normalized to the cell resolution and centered, at a distance from the center of the cell that depends on the sediment fraction value (Fig. 5c). The

distance is defined as $l = (F_{ij} - 0.5) dx$ where F_{ij} is the sediment fraction of the shoreline cell. With this definition it is assumed that the shoreline crosses the cell exactly at its center for $F_{ij} = 0.5$, while it intercepts the base and the tip of the cell-based shore normal vector for $F_{ij} = 0$ and $F_{ij} = 1$, respectively. Applying this method to every shoreline cell provides estimates of a realistic shoreline position inside each shoreline cell (hereafter referred to as the cell-based shoreline position, Fig. 5d). This method offers several benefits, e.g. (1) the numerical implementation is simple and robust, (2) it handles all shoreline configurations as long as one neighboring shoreline cell exists and (3) it is computationally cheap as it is based on trigonometry only and does not require any matrix inversion.

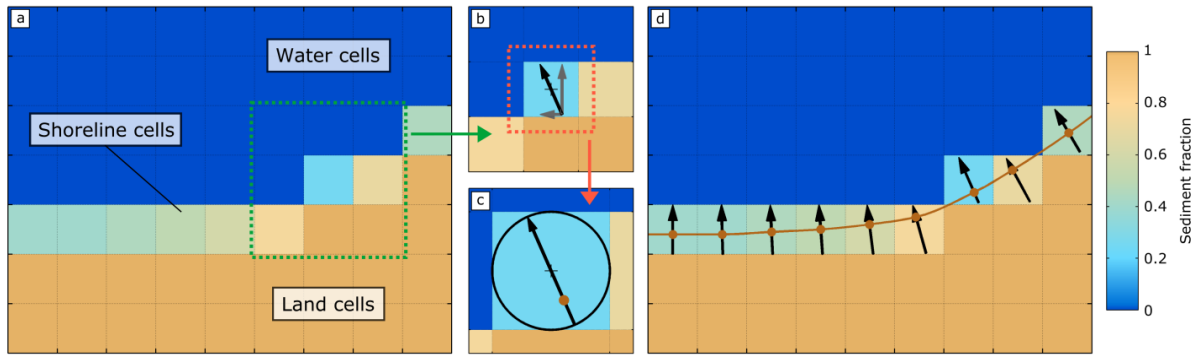


Figure 5. **a** Example of a sediment fraction (F) grid. **b** Computation of the shore-normal vector (black arrow) giving the shoreline orientation. The horizontal and vertical vector components correspond to the horizontal and vertical gradients in F , respectively, computed over the 3-by-3-cell sub-grid denoted by the green contour in **a**. **c** Estimate of the shoreline position (brown dot) inside the shoreline cell surrounded by the red contour in **b**. **d** Computation of the complete shoreline by interpolation of all the estimates of shoreline position.

3.3. Waves and bathymetry

Computation of the longshore and cross-shore sediment transport requires the knowledge of the breaking wave parameters such as the significant wave height H_s , the mean period T_m (or the peak period T_p) and the mean wave direction D_m . To ensure flexibility of the model depending on the applications, we not only implemented a basic wave model (option 1), but also coupled the shoreline model with the nearshore spectral wave model SWAN (option 2).

Option 1 relies on the formula of Larson et al. (2010), which is a simplified solution of the wave energy flux conservation equation combined with the Snell's law. This approach has been combined with a shadowing procedure as described in Ashton and Murray (2006a), such that in areas protected from waves (shadowed area), no sediment is transported between cells, and thus no wave computation is required. Option 2 relies on the SWAN model (Booij et al. 1999; Ris et al. 1999). First, it should be reminded that the coupling between the shoreline changes and the waves lies in the evolution of the bathymetry associated to the shoreline changes. Thus, a preliminary step within the coupling is to estimate, at each time step, the bathymetry (h) associated to the shoreline (see Fig. 3 and below for technical implementation description). Then the SWAN model is set with its own computation grid (hereafter referred to as hydrodynamic grid), which should be fine enough to ensure the cross-shore surf zone to be described with at least 2-3 cells, i.e. with 10 to 20 m grid cells (Fig 6a,d). SWAN provides gridded outputs for H_s , T_m and D_m , which are further used to locate and extract the breaking quantities. The default processes and parameters of SWAN are used, except the breaking which is switched off to detect the breaking line based on where the breaker index $\gamma = H_s/h$ (h being the water depth) becomes lower than the critical value γ_b . This strategy is commonly used (see e.g. Limber et al. 2017). Similarly to the shoreline model of Kaergaard and Fredsoe (2013a), a bathymetry reconstruction module was implemented that updates the bathymetry (h) at each time step according to the new shoreline shape (Fig. 3 and Fig. 6). The water depths (h) are retrieved by projecting the shoreline over the hydrodynamic grid and propagating offshore a constant beach profile (e.g. a Dean profile) (Fig. 6b). To handle the presence of non-erodible areas a second bathymetry is implemented with the same method but using a steep profile propagated from the non-erodible contours (hereafter referred to as rocky contours) (Fig. 6c). In both cases, when the computed water depth is larger than a critical value (h_c), the water depth is set up constant (equal to h_c). The two bathymetries are merged into a single one (Fig. 6d) by applying the following conditions: (1) at each hydrodynamic grid point the rocky-contour-derived depth h_{RC} does not contribute to the final bathymetry if it is larger (i.e. deeper) than the shoreline-derived depth h_{SL} (i.e.: $h = h_{SL}$ if $h_{RC} \geq h_{SL}$); (2) if not, a weighted average between the two depths is calculated, the weighting factor a being proportional to the depth difference normalized by the shoreline-derived depth ($h = a h_{RC} + (1-a) h_{SL}$ if $h_{RC} < h_{SL}$, with $a = (h_{SL} - h_{RC}) / h_{SL}$).

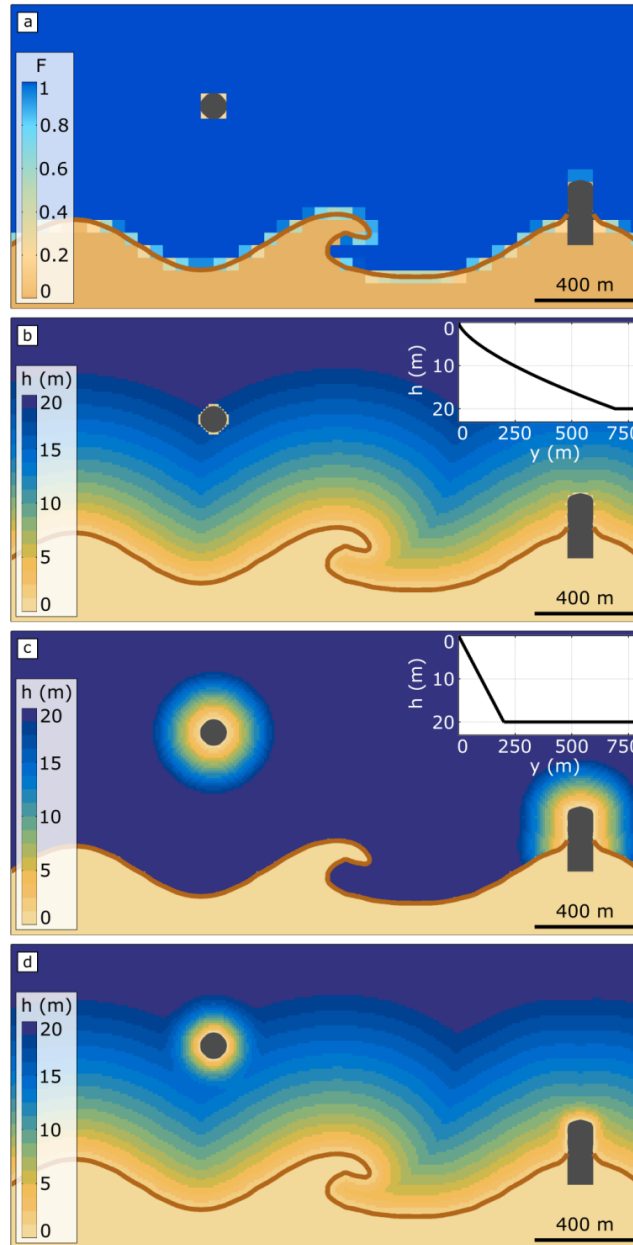


Figure 6. Procedure for the bathymetric computation for the SWAN hydrodynamic grid. **a** Sediment fraction grid over which the corresponding shoreline (brown line) and the rocky contours (black areas) are projected. **b** Shoreline-derived bathymetry, and the corresponding assumed beach profile. **c** Rocky-contour-derived bathymetry, and the corresponding assumed rocky profile. **d** Final bathymetry obtained by merging bathymetries b and c.

3.4. Longshore transport

The volumetric longshore transport is estimated using either the CERC (USACE 1984) or the Kamphuis (1991) formulas which read, respectively:

$$Q_l = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b} H_{s,b}^{2.5}}{16(\rho_s - \rho)(1-p)} \sin(2\theta_b) \quad (6)$$

$$Q_l = \frac{2.27 H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} d_{50}^{-0.25}}{(\rho_s - \rho)(1-p)} \sin^{0.6}(2\theta_b) \quad (7)$$

where $H_{s,b}$ is the significant wave height at breaking, θ_b is the breaking wave incidence angle, T_p is the peak period, ρ_s and ρ are the sediment and water density, respectively, p is the sediment porosity, γ_b is the breaker index, m_b is the beach slope, d_{50} is the mean sediment grain size, and K is an empirical site-specific coefficient typically ranging from 0.2 to 1.6 (Komar 1998; Pilkey and Cooper 2002; Bayram et al. 2007; Arriaga et al. 2017).

In the LX-Shore model, as the sediment fraction evolution due to longshore transport depends on the sediment transport between adjacent shoreline cells, the value of θ_b must be computed as the angle between the breaking wave direction vector ($\vec{w}_b$; white arrows in Fig. 7a) and a so-called boundary-based shore normal vector ($\vec{n}$; orange arrows in Fig. 7a,b,c). This boundary-based shore normal vector is defined in a local coordinate system where the direction of the first axis e_1 is parallel to the alignment of the two shoreline cells and the second axis e_2 points toward the water domain. The e_1 -component of the vector is set equal to the difference in sediment fraction between the two shoreline cells while the e_2 -component is always set to one. The boundary-based shore normal vector is then expressed in the model coordinate system by applying trigonometry transformations. In addition, the shoreline cell boundaries (referred to as the boundary-based shoreline position) are located by taking the middle of each stretch of the interpolated shoreline comprised between two cell-based shoreline positions.

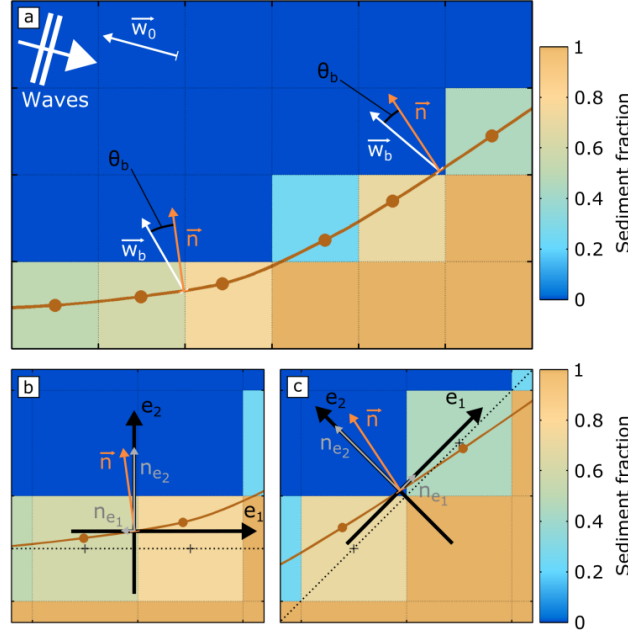


Figure 7. **a** Schematic of the computation of the breaking wave angle of incidence θ_b defined as the angle between the breaking wave direction vector $\vec{w}_b$ (white arrows) and the boundary-based shore normal vector $\vec{n}$ (orange arrows). **b** Schematic of the computation of the boundary-based shore normal vector $\vec{n}$ (orange arrows). n_{e1} is equal to the shoreline cell sediment fraction difference. n_{e2} is set to one. The orthogonal basis (e_1, e_2) is oriented so that the axis e_1 is parallel to the shoreline cell alignment (dotted lines linking the cell centers) and e_2 points in the offshore direction.

3.5. Cross-shore transport

The cross-shore sediment transport is calculated using an adaptation of the empirical equilibrium-based ShoreFor model described in Splinter et al. (2014). The ShoreFor model assumes that cross-shore shoreline displacements at a given time depends on both the magnitude of forcing available to move the sand and the disequilibrium between the instantaneous dimensionless fall velocity at breaking (Ω_b) and the equilibrium dimensionless fall velocity (Ω_{eq}) defined as:

$$\Delta\Omega = \Omega_{eq} - \Omega_b \quad (7)$$

The dimensionless fall velocity reads:

$$\Omega_b = \frac{H_{s,b}}{wT_p} \quad (8)$$

where w is the settling velocity. The site-specific equilibrium dimensionless fall velocity is computed using a weighted integration of the past dimensionless fall velocity over a site-specific period (Φ), referred to as beach memory, which can vary from some days to years (Davidson et al. 2013; Splinter et al. 2014). The shoreline change rate is finally expressed as:

$$\frac{\Delta S_c}{\Delta t} = c^{+/-} P^{0.5} \frac{\Delta \Omega}{\sigma_{\Delta \Omega}} + b \quad (9)$$

where P is the wave energy flux at breaking, $\sigma_{\Delta \Omega}$ the standard deviation of $\Delta \Omega$ (used to normalize $\Delta \Omega$), b a term added to encapsulate long-term processes not included in the ShoreFor model (e.g. local sediment input or loss). The coefficient $c^{+/-}$ is either equal to c or cr if $\Delta \Omega > 0$ or $\Delta \Omega < 0$, respectively, where c is a site-specific rate parameter and r is the erosion ratio. The coefficient Φ , c and b are the model free parameters and are obtained by an optimization procedure against shoreline measurements. In LX-Shore, an adjustment of equation (7) has been done. Indeed, computing $\Delta \Omega$ at breaking requires to record one time series of past breaking wave conditions per shoreline cell (which is memory and time consuming), while computing $\Delta \Omega$ would be a complex process when new shoreline cells are created during the simulation. Thus, in order to keep computation time low and avoid issues related with the creation of new shoreline cells during the simulation, a unique time series of $\Delta \Omega$ is computed in LX-Shore using the offshore wave data. In contrast, P is still calculated using the breaking wave conditions associated with each shoreline cell. Thus, the direction of the shoreline displacement essentially depends on the offshore wave conditions, while the magnitude also depends on local breaking conditions.

4. Synthetic Cases

This section presents 3 synthetic cases (see simulation set-up in Table 1) which illustrate the model capabilities. The longshore-transport only case (L) shows that the model can simulate the formation and subsequent nonlinear

evolution of shoreline instabilities and erosion/accretion pattern downdrift/updrift of coastal structures. The cross-shore-transport only case (C) shows that the model can accurately hindcast shoreline variability on the timescales from hours to years at a cross-shore-transport dominated site. Finally, the last test case (LC) includes both the cross-shore and longshore transport modes. These simulations show the potential to further understand the respective contribution of the cross-shore and longshore transport to address the shoreline temporal and spatial variability on a wide range of sandy coasts and space-time scales.

Table 1. Summary of the model set-up of the test cases with K1991: Kamphuis (1991); A&M2006: Ashton and Murray (2006a); L2010: Larson et al. (2010); R2016: Robinet et al. (2016). L_x and L_y are the physical domain size, d_{xy} and d_{xyH} are the cell size of the sediment fraction grid and the hydrodynamic grid, respectively. T_s and T_c are the simulated time span (in years) and computation time (in minutes), respectively. SWAN is run on 12 cores.

Test case Name		L1	L2	L3	C1	C2	LC1	LC2	LC3
Objective		Reproduce Cuspates	Reproduce Spits	Reproduce groin-induced patterns	Validate ShoreFor		Reproduce embayed beach dynamics		
Wave		L2010	L2010	L2010	L2010	SWAN	SWAN		
Longshore		X (CERC)	X (CERC)	X (K1991)	-	-	X (K1991)	-	X (K1991)
Cross-shore		-	-	-	X		-	X	X
Offshore wave data	Type	Synthetic	Synthetic	Synthetic	Real time series		Real times series		
	H_s (m)	1.5	1.5	1.5	Wave hindcast at Cap Ferret buoy offshore the Truc Vert beach (see R2016)		Wave hindcast at Cap Ferret buoy offshore the Truc Vert beach (see R2016)		
	T_p (s)	8	8	8					
	Incidence angle (°)	A&M2006 U=0.7, A=0.5	A&M2006 U=0.7, A=0.7	Normal distribution 20° ± 40°					
	Depth (m)	50	50	50	40		40		
(L_x, L_y) (km)		(40, 4.5)	(40, 4.5)	(4, 2)	(3.5, 1)		(3.5, 4)		
(d_{xy}, d_{xyH}) (m)		(100, -)	(100, -)	(50, -)	(100, 20)		(100, 20)		
Δt (hr)		12	12	3	3		3		
T_s (yr)		50	50	2	9.5		9.5		
T_c (min)		~ 10	~ 10	~ 1	~ 10	~ 600	~ 600		

4.1. Longshore only

In test cases L1, L2 and L3 (Table 1), only the longshore transport is turned on, while wave characteristics at breaking are computed using the Larson et al. (2010) formula. First, we focus on the model skill to reproduce self-organized patterns as large cuspates (L1) and flying and reconnecting spits (L2). Simulations (L1a-c and L2a-c in

Fig. 8) start from a straight shoreline exposed to idealized wave climates characterized by a constant wave height and period ($H_s = 1.5$ m and $T_p = 8$ s) but time-varying wave direction. Following the method of Ashton and Murray (2006a), the wave direction time series is computed by randomly selecting values from a probability distribution function of wave direction defined by the asymmetry and the highness parameters (A and U respectively). The parameter A ranging from 0 to 1 defines the proportion of waves coming from the left, meaning that for $A = 0$ ($A = 1$) all the waves come from the right (left) while for $A = 0.5$ there is as much waves coming from the left as from the right. The parameter U ranging from 0 to 1 defines the proportion of waves having an offshore wave incidence angle greater than 45° . For $U = 0$ ($U = 1$) all the waves are low angle (high angle) while for $U = 0.5$ the probability of having offshore high and low incidence wave angle is the same. The initial shoreline is perturbed with a white noise, the maximal noise amplitude being equal to the sediment fraction grid cell resolution. The simulation is performed over a 50-year period. The first test case (L1) is conducted with a symmetrical wave climate ($A = 0.5$) and a large proportion of high-angle waves ($U = 0.7$). The second test case (L2) is the same but with an asymmetrical wave climate ($A = 0.7$). For both simulations the shoreline is unstable with shoreline rhythms rapidly developing with short and irregular wavelengths. The shoreline instabilities subsequently self-organize into more alongshore-uniform features and increase in wavelength through feature merging. In agreement with the findings of Ashton and Murray (2006a, b), the symmetrical wave climate leads to the development of large cusped bumps (Fig. 8L1a-c), while the asymmetrical wave climate leads to the formation of spits which sometimes reconnect to the beach (Fig. 8L2a-c). The latter simulation demonstrates the robust numerical implementation of the model to handle the dynamics of complex shoreline plan-view shapes, including trapped water bodies and propagating spits. In terms of computational time, the model enables simulating 50 years in 10 minutes.

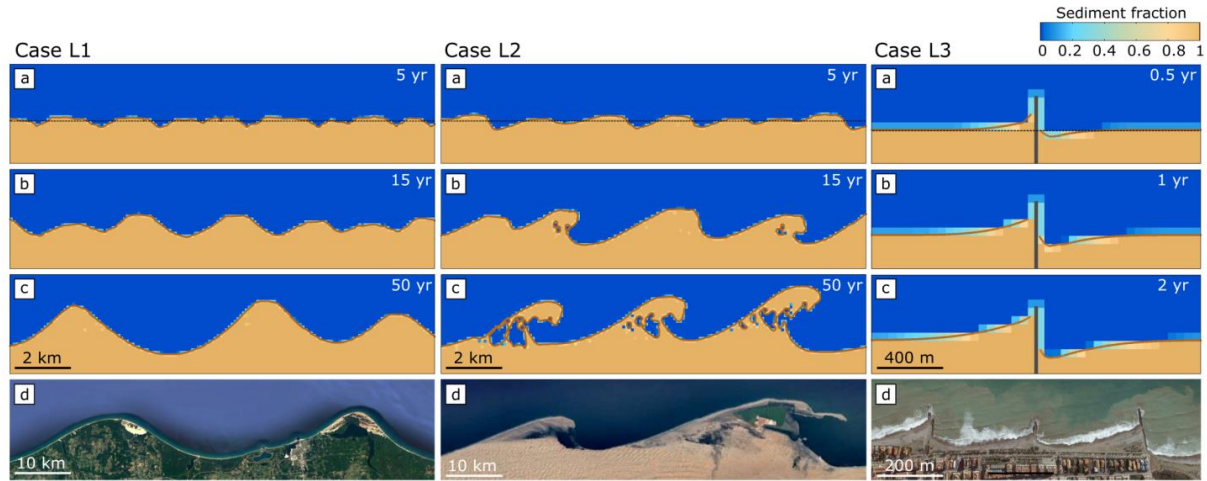


Figure 8. Results of test cases L1, L2, L3 (longshore transport only, see Table 1) and field examples. **a-c** Simulated shoreline position (brown line). The initial shoreline is indicated by the black dotted line (row **a**). **d**: Natural examples of (L1d) cusped shoreline (Ludington and Penwater beaches, Lake Michigan, USA), (L2d) flying/reconnecting sandspit (Walvis Bay nearby coast, Namibia), (L3d) erosion and accretion resulting from a groin trapping the longshore drift (Moncofa beach, Spain). Source: Google Earth imagery.

Second, LX-Shore is used to simulate shoreline evolution after the implementation of a 20-m wide groin extending 200 m offshore disrupting the longshore drift along an initially straight sandy coast. The wave height and period are constant ($H_s = 1.5$ m and $T_p = 8$ s) while the wave direction is time-varying (see Table 1), with a modal direction corresponding to an offshore wave incidence angle of 20° (coming from the left). The results (Fig. 8L3a-c) show that the model is able to reproduce the accretion and erosion patterns occurring updrift and downdrift of the groin, respectively. After 2 years, the simulated maximal accretion is about 125 m on the left (updrift) side of the groin while maximal erosion is about 100 m on the right (downdrift) side. In this case, the computation time is about 1 minute. Overall, these test cases show that the LX-Shore model is able to reproduce both free (self-organized) and forced (hard structures) shoreline dynamics controlled by longshore processes with low computation cost.

4.2. Cross-shore only

In the test cases C1 and C2 (Table 1), only the cross-shore transport is switched on, while the breaking wave parameters are calculated using the Larson et al. (2010) formula, and the SWAN model, respectively. The selected site for validation is the Truc Vert beach, located on the French Atlantic coast (see Castelle et al. 2017 for an

extensive field site description), where the gradients in longshore drift are negligible (Idier et al. 2013). The model set-up consists in a 1-km-long straight beach. The simulations are performed over the 9-year period of shoreline measurements. The time series of offshore wave height and incidence angle are shown in Figure 9a,b.

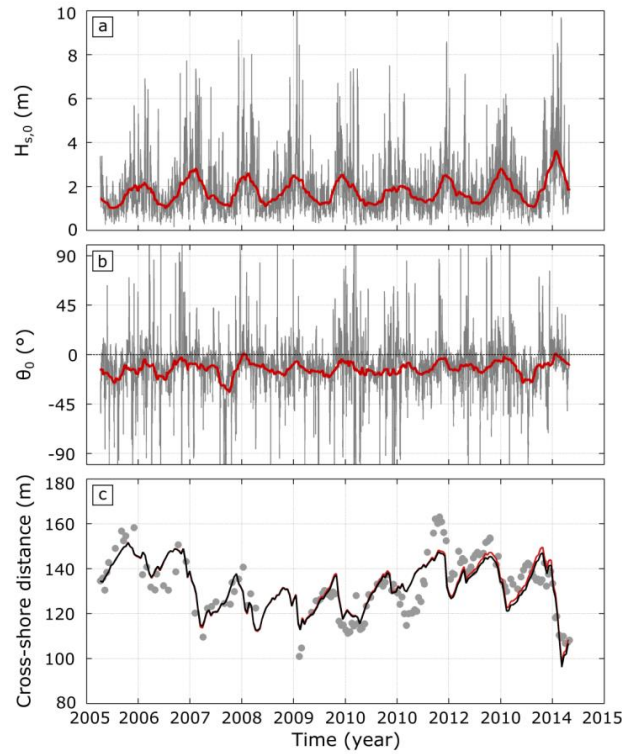


Figure 9. **a-b**: Time series of offshore wave height and incidence angle used in test cases C1,C2, LC1, LC2 and LC3. The thick red line indicates the 90-day moving average. **c** Results of test cases C1 and C2: time series of cross-shore shoreline position measured (grey dots), simulated using the Larson et al. (2010) formula (test case C1, red line) and simulated using SWAN (test case C2, black line).

The free parameters Φ , c and b are determined by optimization of the cross-shore model against real shoreline measurements while the r coefficient is calculated from the time series of breaking waves. To reduce the number of unknown of the system, Φ is set to 900 days based on the findings of Splinter et al. (2014) and Castelle et al. (2014). The first step consists of extracting the breaking wave parameters time series along a cross-shore transect. To do so, the model is run over the simulation period turning off the sediment transport. The comparison between the C1 and C2 results shows that the computed breaking wave conditions are very similar for both test cases (not shown). The

time series of wave breaking parameters being computed, the r coefficient is calculated following Splinter et al. (2014). Finally, the two last model parameters (c and b) are determined by minimizing the root-mean-square error (RMSE) between concurrent model predictions and measurements of shoreline position using the Simulated Annealing algorithm (Bertsimas and Tsitsiklis 1993) as in Castelle et al. (2014). The calculated values for r , c and b are presented in Table 2, showing similar values in the two test cases and, as a result, very similar shoreline evolutions (Fig. 9c). The comparison with measured shoreline position (grey dots in Fig. 9c) shows that the model successfully simulates shoreline variability on the time scales from hours to years through seasons. For instance, the winter-storm-driven erosion events during the winter 2013-2014 (Castelle et al. 2015) is captured, which was identified as the most energetic winter along the Atlantic coast of Europe for the last 50 years (Masselink et al. 2016a, b). Over the entire simulation period, the determination coefficient is to 0.67 and 0.65, and the RMSE is 7.74 m and 7.58 m, for test cases C1 and C2 respectively. The same skills are obtained by Castelle et al. (2014) and Splinter et al. (2014) when applying the original version of the ShoreFor model to the Truc Vert beach. Finally, these test cases highlight the cost of using SWAN instead of Larson et al. (2010): the computation time is 60 times larger when using the SWAN model (Table 1) on a 12 core CPU. Using Larson et al. (2010) as the LX-Shore wave driver is therefore relevant for reasonably simple shoreline plan-view shapes.

Table 2. Cross-shore model coefficients obtained for test cases C1 and C2, with Φ set to 900 days.

Test Case	Computing method for breaking waves	r	c ($\text{m}^{1.5} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{W}^{-0.5}$)	b ($\text{m} \cdot \text{yr}^{-1}$)
C1	Larson et al. (2010)	0.221	$5.68 \cdot 10^{-8}$	-2.89
C2	SWAN	0.210	$5.92 \cdot 10^{-8}$	-2.90

4.3. Embayed beach

The last test case addresses the shoreline dynamics along an idealized embayed beach where cross-shore and longshore processes co-exist and where wave refraction and shadowing from the headlands affect breaking wave conditions (LC1, LC2, LC3, Table 1). Three test cases are conducted: longshore only (LC1), cross-shore only (LC2), cross-shore and longshore (LC3). The model is applied to a 3.5-km-long straight beach bordered by two rectangular headlands extending approximately 400 m offshore (Fig. 10a). The beach is exposed to the same wave climate as for the simulations described in subsection 4.2 (Fig. 9a-b). SWAN model is used to obtain the wave conditions at

breaking. The calibration coefficients of test case C2 are used for cases LC2 and LC3 (where the cross-shore model is turned on).

Results of test case LC1 are depicted in Figure 10b and Figure 10e which show the timestack of the shoreline position, with the corresponding time series at three representative locations within the embayment. From the beginning of the simulation in 2005 until the winter 2009-2010, a 2.3° clockwise shoreline rotation occurs, followed by a relatively stable 2-year period and a subsequent new increase of the rotation signal between the winter 2011-2012 and the winter 2013-2014. Throughout the simulation, the shoreline progressively becomes curvilinear (light grey line in Fig. 10a) which is consistent with the typical shape of embayed beaches (Fig. 1b). After 9 years of simulation, the curvature is quite low. This is in line with Hurst et al. (2015) who found that the curvature of crenulated beaches remains very low for wave climates having a dominant wave incidence angle lower than 15° .

With cross-shore transport only (LC2 test case), the shoreline essentially moves uniformly offshore or onshore in response of changes in incoming wave energy (Fig. 10c,f), except close to the headlands as a result of wave shadowing. In addition to the short time scale variability, the cross-shore-transport also drives slight long-term shoreline erosion that is not present in the results obtained in test case LC1. Taking into account both longshore and cross-shore transport (LC3, Fig. 10d,g) leads to a modulation of the beach rotation signal at storm-event and seasonal time scales. The final beach plan-view shape (black line in Fig. 10a) is curvilinear, as in test case LC1, but slightly more eroded. This is due to the slight long-term shoreline erosion induced by the cross-shore transport (test case LC2). It should be noted that the shoreline evolution induced by both longshore and cross-shore transport is slightly different to the sum of the shoreline evolutions induced by each transport simulated in isolation. Indeed, as the coast rotates due to longshore processes, the shoreline orientation becomes more perpendicular to the mean wave direction, waves refraction is reduced and waves conditions at breaking are slightly different from the breaking wave conditions obtained when the shoreline evolution is spatially uniform (i.e. when only the cross-shore transport is taken into account).

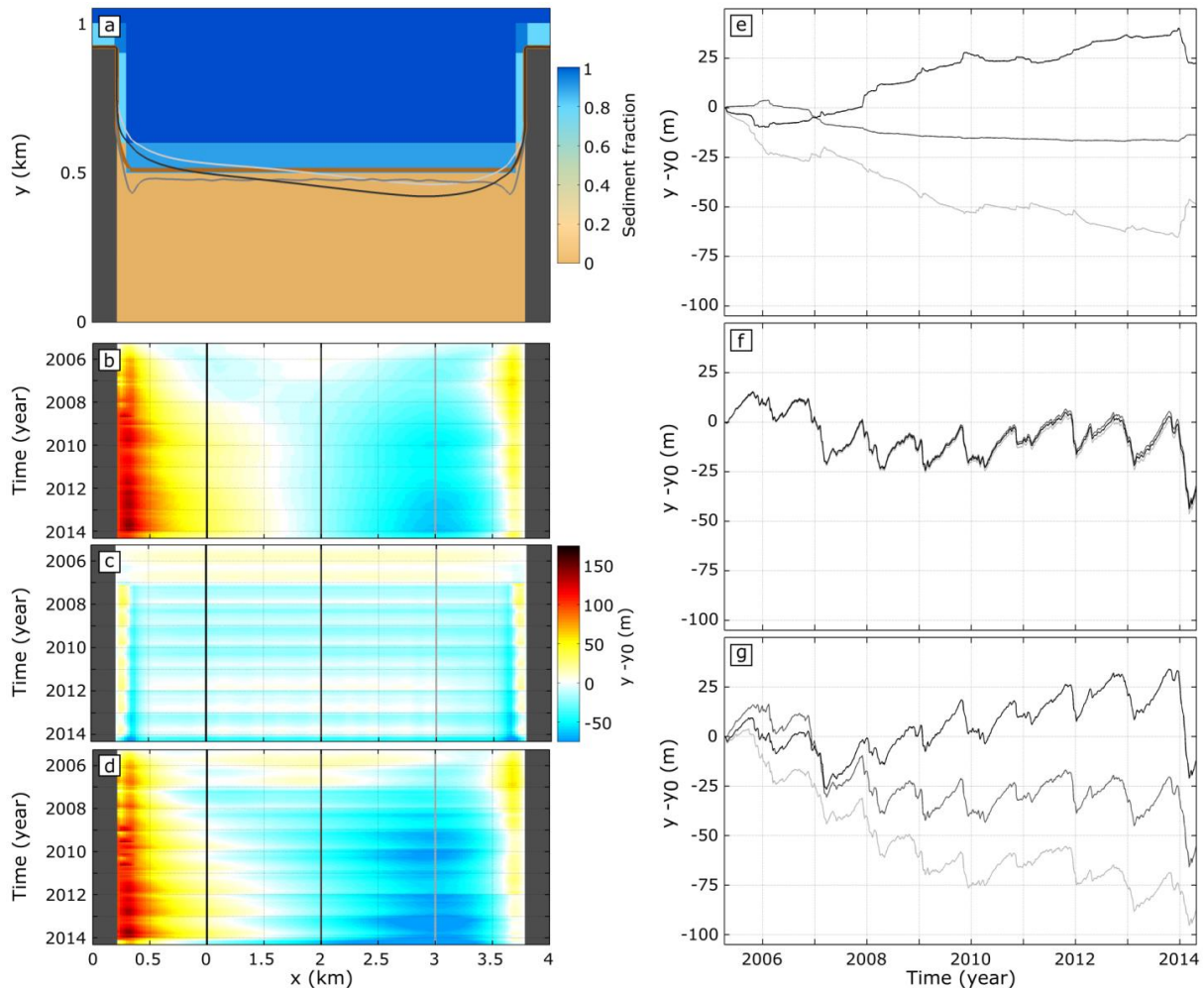


Figure 10. Results of test cases LC1, LC2, LC3. **a** Model geometry: straight shoreline bordered by two 400-m long headlands. Brown, light grey, grey and dark line show the initial shoreline and the final shoreline for test cases LC1, LC2 and LC3, respectively. **b-d** Timestacks of cross-shore shoreline position enabling the longshore transport only (LC1), the cross-shore transport only (LC2) and both (LC3), respectively. **e-g** Time series of cross-shore shoreline position at the alongshore positions indicated by the vertical lines in panels **b-d**. y_0 corresponds to the initial cross-shore position of the shoreline.

5. Discussion

LX-Shore builds on the assets of some existing shoreline change models, together with some numerical developments. For instance, LX-Shore is based on the same 2D plan-view grid as the longshore transport model CEM (Ashton et al. 2001; Ashton and Murray 2006a) to cope with complex shoreline plan-view shapes, although

with a different numerical implementation in terms of shoreline angle computations and sediment transfers from cell to cell. LX-Shore in longshore transport only mode is then capable of simulating the formation, subsequent nonlinear evolution and further saturation of shoreline instabilities such as cusped shoreline and flying sandspits on the timescales of decades on academic cases (Fig. 8). LX-Shore in cross-shore transport only mode can simulate shoreline change on the timescales from hours (storms) to seasons and years alongshore cross-shore transport dominated coast with similar skill as equilibrium-based empirical models (Yates et al. 2009; Davidson et al. 2013; Castelle et al. 2014; Jara et al. 2015). A major advance in LX-Shore is to couple the longshore and cross-shore processes in a single model, which were previously addressed in isolation in most of the other models. A notable exception is CoSMoS-COAST (Vitousek et al. 2017). However, CoSMoS-COAST cannot handle complex shoreline plan-view shapes. In addition, CoSMoS-COAST uses the cross-shore model of Yates et al. (2009) which (1) requires a large dataset for calibration and (2) prevents the shoreline from moving well away from its equilibrium position. This is not the case of LX-Shore with the model of Splinter et al. (2014) which has a parameterized version and allows the shoreline to move well away its initial position as the disequilibrium ΔF_{eq} (Eq. (1)) depends on antecedent wave condition and not on the equilibrium shoreline position (Yates et al. 2009). Therefore, despite CoSMoS-COAST is an outstanding model along reasonably regular coasts with long-term monitoring programs, it is not designed to address the evolution of complex shoreline plan-view shapes (e.g. sandspit, pocket beaches). In contrast, LX-Shore has the potential to address such evolution. Then, future works should involve application of LX-Shore to real coasts with different anthropogenic, geological and hydrodynamic settings. For instance, the out-of-equilibrium coast resulting from the Sand Engine experiment (de Schipper et al. 2016) and the Narrabeen pocket beach (Turner et al. 2016) where outstanding data have been collected should be used as application cases. This should allow not only to estimate the skills of the model to quantitatively reproduce shoreline evolution, but also to provide new insights into its primary driving mechanisms as the respective contributions of cross-shore and alongshore processes are site specific and still subject to debate (see e.g. Harley et al. 2015). One of the key advantages of the LX-Shore is its computational time. Indeed, Table 1 shows that using a direct formula for the wave propagation leads to a ratio R (simulated time divided by computation time) of 10^7 , while using SWAN leads to a ratio R of about 10^3 - 10^4 . This opens the possibility of performing ensemble-based simulation of future shoreline evolution in a changing climate, following for instance the same approach as Le Cozannet et al. (2016) based on global sensitivity analysis.

However, LX-Shore has some limitations and will require further developments to account for other forcings and/or processes. Inclusion of the effect of sea-level-rise, sediment sources such as beach nourishments and river input can be straightforward to include in a 2D plan-view grid (Ashton and Giosan 2011; Brown et al. 2016). Implementing adaptive time step will also further decrease the computation time make ensemble-based simulations easier. Some other parameters will require more developments, such as for instance the presence of offshore bathymetric singularities (e.g. submerged rocky outcrop) that can affect offshore wave refraction and/or depth-induced breaking. Indeed, in the present model version, the bathymetry is obtained by propagating a theoretical beach profile (Dean). Next developments should merge complex bathymetric patterns and theoretical beach profile propagation. Still related with the bathymetry construction module, it should be noted that, similar to the majority of the other shoreline models, LX-Shore assumes a constant shape of the active shoreface (here, a Dean profile with constant coefficients). However, as a result of substantial change in wave exposure and on long time scales (years), the beach state can change from a more dissipative to reflective state and vice versa, i.e. with a temporal variation of shape of the shoreface profile. Thus, in its present version, LX-Shore should be used with cautions on sites where such beach state changes are expected. Finally, addressing the influence of estuaries and tidal inlets will be challenging. It is well established that maximum shoreline evolutions are often observed along the coasts adjacent to the inlets and to the estuary mouth, with erosion and accretion alternating over time on the timescale of decades (e.g. Castelle et al. *in revision*). These long-term changes are more or less linked to auto-cyclic variabilities of the tidal environment which cannot be addressed without using a fully coupled process-based model that would dramatically increase the computation cost. Accordingly, LX-Shore must be applied on coasts away from the influence of tidal inlets and estuary mouths.

6. Conclusions

A new reduced-complexity shoreline evolution model was developed, which accounts for both longshore and cross-shore processes. The numerical implementation and the coupling with a nearshore spectral wave model SWAN allows addressing the dynamics of complex shoreline plan-view shapes, including rocky areas and coastal structures, on the timescales from hours to years and decades, and with reasonably low computation cost. Switching off some of the model components, the model shows similar skill to previous models on academic cases and real coasts in fairly simple settings (e.g. the cross-shore transport dominated Truc Vert beach). Although not presented here, inclusion of

sea-level-rise drive shoreline change or sediment sources and sink is straightforward and can further increase the range of application of LX-Shore. Using LX-Shore with all components on different coastal settings worldwide will provide new opportunities to decipher the primary driving mechanisms locally controlling shoreline change. Given the low computation cost, the calibrated LX-Shore model will also have the potential to provide ensemble-based simulation of future shoreline evolution in a changing climate.

Acknowledgments

This work was financially supported by the CARNOT-BRRGM scholarship (Carnot 2014 – Action 1) and by the Agence Nationale de la Recherche through project CHIPO (ANR-14-ASTR-0004). BC funded by SONO (ANR-17-CE01-0014). The authors thank Kristen D. Splinter and Mitchell D. Harley for their constructive feedbacks and for sharing the Narrabeen dataset which greatly supports the model development.

References

- Arriaga J, Rutten J, Ribas F, et al (2017) Modeling the long-term diffusion and feeding capability of a mega-nourishment. *Coast Eng* 121:1–13. doi: 10.1016/j.coastaleng.2016.11.011
- Ashton A, Murray AB, Arnoult O (2001) Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Lett Nat* 414:296–300.
- Ashton AD, Giosan L (2011) Wave-angle control of delta evolution. *Geophys Res Lett* 38:n/a-n/a. doi: 10.1029/2011GL047630
- Ashton AD, Murray AB (2006a) High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes. *J Geophys Res*. doi: 10.1029/2005JF000422
- Ashton AD, Murray AB (2006b) High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 2. Wave climate analysis and comparisons to nature. *J Geophys Res*. doi: 10.1029/2005JF000423
- Ashton AD, Murray AB, Littlewood R, et al (2009) Fetch-limited self-organization of elongate water bodies. *Geology* 37:187–190. doi: 10.1130/G25299A.1
- Bayram A, Larson M, Hanson H (2007) A new formula for the total longshore sediment transport rate. *Coast Eng* 54:700–710. doi: 10.1016/j.coastaleng.2007.04.001
- Bertsimas D, Tsitsiklis J (1993) Simulated Annealing. *Stat Sci* 8:10–15. doi: 10.1214/ss/1177011077
- Bird ECF (1985) *Coastline changes. A global review*. John Wiley and Sons Inc., New York, NY
- Booij N, Ris RC, Holthuijsen LH (1999) A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *J Geophys Res Oceans* 104:7649–7666. doi: 10.1029/98JC02622

- 591 Brown JM, Phelps JJC, Barkwith A, et al (2016) The effectiveness of beach mega-nourishment, assessed
592 over three management epochs. *J Environ Manage* 184:400–408. doi:
593 10.1016/j.jenvman.2016.09.090
- 594 Castelle B, Bujan S, Ferreira S, Dodet G (2017) Foredune morphological changes and beach recovery
595 from the extreme 2013/2014 winter at a high-energy sandy coast. *Mar Geol* 385:41–55. doi:
596 10.1016/j.margeo.2016.12.006
- 597 Castelle B, Guillot B, Marieu V, et al (in revision) Spatial and temporal patterns of shoreline change of a
598 280-km long high-energy disrupted sandy coasts from 1950 to 2014: SW France.
- 599 Castelle B, Marieu V, Bujan S, et al (2014) Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-
600 macrotidal multiple-barred beach. *Mar Geol* 347:85–94. doi: 10.1016/j.margeo.2013.11.003
- 601 Castelle B, Marieu V, Bujan S, et al (2015) Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western
602 Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp
603 embayments. *Geomorphology* 238:135–148. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.03.006
- 604 Cowell PJ, Roy PS, Jones RA (1995) Simulation of large-scale coastal change using a morphological
605 behaviour model. *Mar Geol* 126:45–61. doi: 10.1016/0025-3227(95)00065-7
- 606 Daly CJ, Bryan KR, Winter C (2014) Wave energy distribution and morphological development in and
607 around the shadow zone of an embayed beach. *Coast Eng* 93:40–54. doi:
608 10.1016/j.coastaleng.2014.08.003
- 609 Davidson MA, Lewis RP, Turner IL (2010) Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coast*
610 *Eng* 57:620–629. doi: 10.1016/j.coastaleng.2010.02.001
- 611 Davidson MA, Splinter KD, Turner IL (2013) A simple equilibrium model for predicting shoreline
612 change. *Coast Eng* 73:191–202. doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.11.002
- 613 Davidson MA, Turner IL (2009) A behavioral template beach profile model for predicting seasonal to
614 interannual shoreline evolution. *J Geophys Res* 114:F01020. doi: 10.1029/2007JF000888
- 615 de Schipper MA, de Vries S, Ruessink G, et al (2016) Initial spreading of a mega feeder nourishment:
616 Observations of the Sand Engine pilot project. *Coast Eng* 111:23–38. doi:
617 10.1016/j.coastaleng.2015.10.011
- 618 Dubarbier B, Castelle B, Marieu V, Ruessink G (2015) Process-based modeling of cross-shore sandbar
619 behavior. *Coast Eng* 95:35–50. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.09.004
- 620 Durand P (2001) Érosion et protection du littoral de Valras-Plage (Languedoc, France). Un exemple de
621 déstabilisation anthropique d'un système sableux / Erosion and protection of the Valras-Plage
622 beach (Languedoc, France). An example of déstabilisation of a coastal sandy system by human
623 disturbance. *Géomorphologie Relief Process Environ* 7:55–68. doi: 10.3406/morfo.2001.1087
- 624 Falqués A, Ribas F, Idier D, Arriaga J (2017) Formation mechanisms for self-organized kilometer-scale
625 shoreline sand waves. *J Geophys Res Earth Surf* 122:1121–1138. doi: 10.1002/2016JF003964
- 626 Fernández-Mora A, Calvete D, Falqués A, de Swart HE (2015) Onshore sandbar migration in the surf
627 zone: New insights into the wave-induced sediment transport mechanisms. *Geophys Res Lett*
628 42:2869–2877. doi: 10.1002/2014GL063004

- 629 Frazer LN, Anderson TR, Fletcher CH (2009) Modeling storms improves estimates of long-term shoreline
630 change. *Geophys Res Lett*. doi: 10.1029/2009GL040061
- 631 Gallagher EL, Elgar S, Guza RT (1998) Observations of sand bar evolution on a natural beach. *J Geophys*
632 *Res Oceans* 103:3203–3215. doi: 10.1029/97JC02765
- 633 Hanson H (1989) A generalized shoreline change numerical model. *J Coast Res* 5:1–27.
- 634 Harley MD, Turner IL, Short AD (2015) New insights into embayed beach rotation: The importance of
635 wave exposure and cross-shore processes. *J Geophys Res Earth Surf* 120:1470–1484. doi:
636 10.1002/2014JF003390
- 637 Hoefel F, Elgar S (2003) Wave-Induced Sediment Transport and Sandbar Migration. *Science* 299:1885–
638 1887. doi: 10.1126/science.1081448
- 639 Hurst MD, Barkwith A, Ellis MA, et al (2015) Exploring the sensitivities of crenulate bay shorelines to
640 wave climates using a new vector-based one-line model. *J Geophys Res Earth Surf* 120:2586–
641 2608. doi: 10.1002/2015JF003704
- 642 Idier D, Castelle B, Charles E, Mallet C (2013) Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal
643 variability along the SW Atlantic coast of France. *J Coast Res* 165:1785–1790. doi: 10.2112/SI65-
644 302.1
- 645 Jara MS, González M, Medina R (2015) Shoreline evolution model from a dynamic equilibrium beach
646 profile. *Coast Eng* 99:1–14. doi: 10.1016/j.coastaleng.2015.02.006
- 647 Kaergaard K, Fredsoe J (2013a) A numerical shoreline model for shorelines with large curvature. *Coast*
648 *Eng* 74:19–32. doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.11.011
- 649 Kaergaard K, Fredsoe J (2013b) Numerical modeling of shoreline undulations part 1: Constant wave
650 climate. *Coast Eng* 75:64–76. doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.11.006
- 651 Kaergaard K, Fredsoe J (2013c) Numerical modeling of shoreline undulations part 2: Varying wave
652 climate and comparison with observations. *Coast Eng* 75:77–90. doi:
653 10.1016/j.coastaleng.2012.11.003
- 654 Kamphuis JW (1991) Alongshore Sediment Transport Rate. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 117:624–
655 640. doi: 10.1061/(ASCE)0733-950X(1991)117:6(624)
- 656 Komar PD (1998) *Beach Processes and Sedimentation*, 2nd Edition. Prentice Hall
- 657 Kuriyama Y, Banno M, Suzuki T (2012) Linkages among interannual variations of shoreline, wave and
658 climate at Hasaki, Japan. *Geophys Res Lett* 39:L06604. doi: 10.1029/2011GL050704
- 659 Larson M, Hoan LX, Hanson H (2010) Direct Formula to Compute Wave Height and Angle at Incipient
660 Breaking. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 136:119–122. doi: 10.1061/(ASCE)WW.1943-
661 5460.0000030
- 662 Larson M, Kraus NC, Hanson H (2002) Simulation of regional longshore sediment transport and coastal
663 evolution - the Cascade model. *Proc of the 28th Coast Eng Conf*, World Scientific Press

- 664 Le Cozannet G, Oliveros C, Castelle B, et al (2016) Uncertainties in Sandy Shorelines Evolution under the
665 Bruun Rule Assumption. *Front Mar Sci*. doi: 10.3389/fmars.2016.00049
- 666 Lesser GR, Roelvink JA, van Kester JATM, Stelling GS (2004) Development and validation of a three-
667 dimensional morphological model. *Coast Eng* 51:883–915. doi: 10.1016/j.coastaleng.2004.07.014
- 668 Limber PW, Adams PN, Murray AB (2017) Modeling large-scale shoreline change caused by complex
669 bathymetry in low-angle wave climates. *Mar Geol* 383:55–64. doi: 10.1016/j.margeo.2016.11.006
- 670 Masselink G, Castelle B, Scott T, et al (2016a) Extreme wave activity during 2013/2014 winter and
671 morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophys Res Lett* 43:2135–2143. doi:
672 10.1002/2015GL067492
- 673 Masselink G, Scott T, Poate T, et al (2016b) The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing
674 and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surf Process Landf* 41:378–391.
675 doi: 10.1002/esp.3836
- 676 Miller JK, Dean RG (2004) A simple new shoreline change model. *Coast Eng* 51:531–556. doi:
677 10.1016/j.coastaleng.2004.05.006
- 678 Murray AB (2007) Reducing model complexity for explanation and prediction. *Geomorphology* 90:178–
679 191. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.10.020
- 680 Pelnard-Considère R (1956) Essai de théorie de l'évolution des formes de rivage en plages de sable et de
681 galets. Société hydrotechnique de France
- 682 Pilkey OH, Cooper JAG (2002) Longshore transport volumes: a critical view. *J Coast Res Special Issue*
683 36:572–580.
- 684 Ris RC, Holthuijsen LH, Booij N (1999) A third-generation wave model for coastal regions: 2.
685 Verification. *J Geophys Res Oceans* 104:7667–7681. doi: 10.1029/1998JC900123
- 686 Robinet A, Castelle B, Idier D, et al (2016) Statistical modeling of interannual shoreline change driven by
687 North Atlantic climate variability spanning 2000–2014 in the Bay of Biscay. *Geo-Mar Lett*
688 36:479–490. doi: 10.1007/s00367-016-0460-8
- 689 Roelvink D, Reniers A, van Dongeren A, et al (2009) Modelling storm impacts on beaches, dunes and
690 barrier islands. *Coast Eng* 56:1133–1152. doi: 10.1016/j.coastaleng.2009.08.006
- 691 Ruessink BG, Kuriyama Y, Reniers AJHM, et al (2007) Modeling cross-shore sandbar behavior on the
692 timescale of weeks. *J Geophys Res*. doi: 10.1029/2006JF000730
- 693 Splinter KD, Turner IL, Davidson MA, et al (2014) A generalized equilibrium model for predicting daily
694 to interannual shoreline response. *J Geophys Res Earth Surf* 119:1936–1958. doi:
695 10.1002/2014JF003106
- 696 Splinter KD, Turner IL, Reinhardt M, Ruessink G (2017) Rapid adjustment of shoreline behavior to
697 changing seasonality of storms: observations and modelling at an open-coast beach: Adjustment
698 of shoreline behavior to changing seasonality of storms. *Earth Surf Process Landf* 42:1186–1194.
699 doi: 10.1002/esp.4088

- 700 Szmytkiewicz M, Biegowski J, Kaczmarek LM, et al (2000) Coastline changes nearby harbour structures:
701 comparative analysis of one-line models versus field data. *Coast Eng* 40:119–139. doi:
702 10.1016/S0378-3839(00)00008-9
- 703 Turner IL, Harley MD, Short AD, et al (2016) A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys
704 and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia. *Sci Data* 3:160024. doi: 10.1038/sdata.2016.24
- 705 USACE (1984) Shore protection manual / [prepared for Department of the Army, US Army Corps of
706 Engineers]. Dept. of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Coastal
707 Engineering Research Center, Vicksburg, Miss.
- 708 van den Berg N, Falqués A, Ribas F (2012) Modeling large scale shoreline sand waves under oblique
709 wave incidence. *J Geophys Res Earth Surf.* doi: 10.1029/2011JF002177
- 710 Vitousek S, Barnard PL, Limber P, et al (2017) A model integrating longshore and cross-shore processes
711 for predicting long-term shoreline response to climate change. *J Geophys Res Earth Surf.* doi:
712 10.1002/2016JF004065
- 713 Wright LD, Short AD (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Mar*
714 *Geol* 56:93–118. doi: 10.1016/0025-3227(84)90008-2
- 715 Yates ML, Guza RT, O'Reilly WC (2009) Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *J*
716 *Geophys Res* 114:C09014. doi: 10.1029/2009JC005359
- 717 Yates ML, Guza RT, O'Reilly WC, et al (2011) Equilibrium shoreline response of a high wave energy
718 beach. *J Geophys Res.* doi: 10.1029/2010JC006681
- 719

Annexe B

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

Coastal Dynamics 2017
Paper No. 080

ON A REDUCED-COMPLEXITY SHORELINE MODEL COMBINING CROSS-SHORE AND ALONGSHORE PROCESSES

Arthur Robinet¹, Bruno Castelle², Déborah Idier¹, Vincent Marieu², Kristen D. Splinter³
and Mitchell D. Harley³

Abstract

We present a new empirical shoreline evolution model integrating longshore and cross-shore processes. It is designed for wave-dominated sandy coasts and includes feedback between shoreline and wave dynamics. It can also take into account non-erodible (e.g. rocks, artificial structures) contours and complex wave propagation patterns through the coupling with the spectral wave model SWAN. While the longshore-transport-based modeling approach can reproduce the shoreline variability on large temporal scales, say from years to decades, inclusion of the equilibrium-based cross-shore model enables shoreline variability to be addressed at the scales of changes in incident wave energy, say from hours to years. In this paper, the basic assumptions of the model are presented. The model is tested to synthetic cases before being applied to a real case scenario (Narrabeen Beach, Australia). Finally, guidelines for future model developments are given.

Key words: shoreline model, longshore transport, cross-shore transport, long-term modeling, SWAN model, sandy and non-erodible rocky coasts

1. Introduction

In the context of global climate change and population growth, the littoral region is a particular hot-spot that is becoming increasingly topical and politically sensitive worldwide in a context of widespread erosion. Over the last few decades, a number of complex process-based models have been developed to simulate and further predict wave-dominated beach changes at event time scale. These models (e.g. Roelvink et al., 2009) can simulate storm-driven beach changes on short temporal and spatial scales. However, they cannot be used to predict shoreline evolution on long time scales (i.e. years, decades). Indeed these models still contain misspecified physics, these misspecifications cascading up through the scales resulting in an inescapable build-up of errors in long simulations. In addition these models are too computationally consuming to enable long-term simulations. Instead, reduced-complexity models can lead to more reliable long-term evolution than do parameterizations of much smaller-scale processes in process-based models, as evidenced in many geomorphological systems. For instance, on the one hand behaviour-oriented equilibrium-based models have been shown to hindcast shoreline change on cross-shore transport dominated beaches from hours to years with fair accuracy (e.g. Splinter et al., 2014). On the other hand, as far as longshore sediment processes are concerned, one-contour-line numerical models (e.g. Hanson, 1989, Ashton and Murray, 2006) can simulate longshore-drift-gradient driven changes that typically occur on longer timescales. The dynamics of most wave-dominated beaches is driven by both longshore and cross-shore processes acting at different levels according to local wave climate and geological features. Until now, cross-shore and longshore processes have been mostly addressed in isolation (Ashton and Murray, 2006; Yates et al., 2009; Davidson et al., 2013; Splinter et al., 2014). A fundamental step to increase our understanding of shoreline change from the time scales of hours (i.e. storm) to decades is to combine cross-shore and longshore processes into a single reduced-complexity shoreline model. In this paper, we develop such a model to simulate short- to long-term wave-driven shoreline change with reasonable computational

¹BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45100 Orléans, France. a.robinet@brgm.fr; d.idier@brgm.fr

²CNRS, UMR 5805 EPOC, Pessac, France. b.castelle@epoc.u-bordeaux1.fr; v.mariieu@epoc.u-bordeaux1.fr

³Water Research Laboratory, University of New south Wales, Sydney, Australia, k.splinter@unsw.edu.au; m.harley@unsw.edu.au

time (one day of computation time corresponds to 10^3 - 10^4 days of real time), with the overarching goal to quantify the respective contributions of cross-shore and longshore processes to the overall shoreline evolution along open and embayed beaches. Some additional features are implemented to design a model that can be applied to a wide range of wave-dominated coastal environments (Fig. 1). First, the model is coupled to the spectral wave model SWAN, thereby providing more accurate estimates of surf zone sand transport along complex coastline geometries where wave refraction and shadowing patterns prevail. Second, the definition of non-erodible areas is implemented to take into account the impact of headlands, offshore islands and breakwaters which are critical to model shoreline change along rugged and/or trained coasts (Fig. 1).

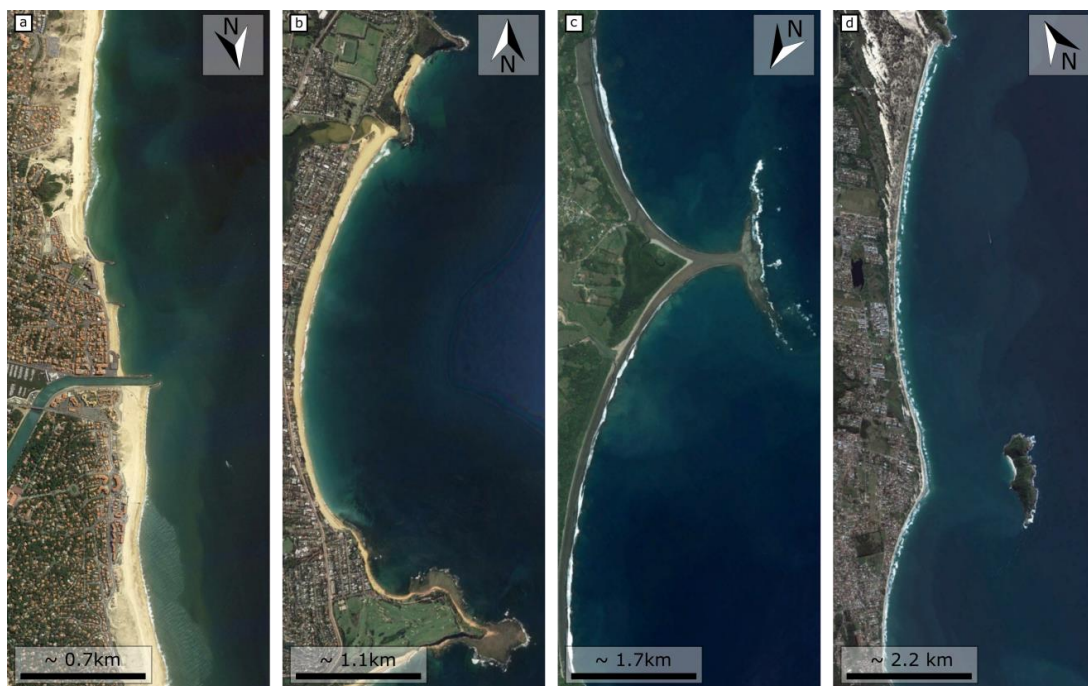


Figure 1. Examples of sandy coastlines with different, complex, geometries enforced by the geological settings (e.g. headlands, offshore islands) or coastal hard structures. **a** Hossegor-Capbreton beaches, France. **b** Narrabeen beach, Australia. **c** Punta Uvita, Costa Rica. **d** Campeche beach, Brazil. Source: Google Earth

The development of the model (called LX-Shore) is described in section 2 and its main features are addressed in section 3 through two synthetic cases. Finally, in section 4 the model is tested against the real case of monthly shoreline change along Narrabeen Beach (south-eastern Australia) over a 9-yr period from 2005 to 2014. Conclusions are subsequently drawn in section 5.

2. Model Development

2.1. General overview

The shoreline model consists of a 2D plan-view model inspired by the pioneer work of Ashton et al. (2001) and Ashton and Murray (2006) (development of the Coastal Evolution Model, hereafter referred to as CEM), with some substantial differences such as the computation of breaking wave angle numerical schemes. The model addresses changes in sediment fraction F (ranging from 0 to 1) inside squared grid cells having a constant spatial resolution, dxy , of the order of 10 to 100 m (Fig. 2). Water cells are cells with $F = 0$, shoreline cells are cells with $1 \geq F > 0$ having an edge contact with at least one water cell, and land cells are the other cells. For each shoreline cell a shore-normal vector (represented by the yellow

Coastal Dynamics 2017
Paper No. 080

arrow in Fig. 2) is estimated according to the horizontal and vertical gradients in sediment fraction calculated over a 3-by-3-cell sub-grid centered on the current cell (shown by the yellow dotted square contour in Fig. 2). Additionally, for each shoreline cell, an estimate of the shoreline position is computed using the shore-normal vector and sediment fraction. A specific interpolation method has been implemented to retrieve the entire shoreline by combining shore-normal vectors and the estimates of shoreline position. Changes in sediment fraction inside shoreline cells are estimated for each simulation time step according to the balance between incoming and outgoing sediment fraction induced by longshore and cross-shore sediment transport. One of the main assumptions underlying such an approach is that the shoreline changes result only from seaward and shoreward translation of a constant beach profile up to a finite depth named the shoreface depth D_{sf} as in Asthon and Murray (2006). Based on this assumption, it is possible to make conversion between the model grid cell sediment fractions and sediment volumes. The maximum sediment volume a cell can contain is $V_{s,max} = dxy^2D_{sf}$ and the actual sediment volume contained by a cell is $V_s = FV_{s,max}$.

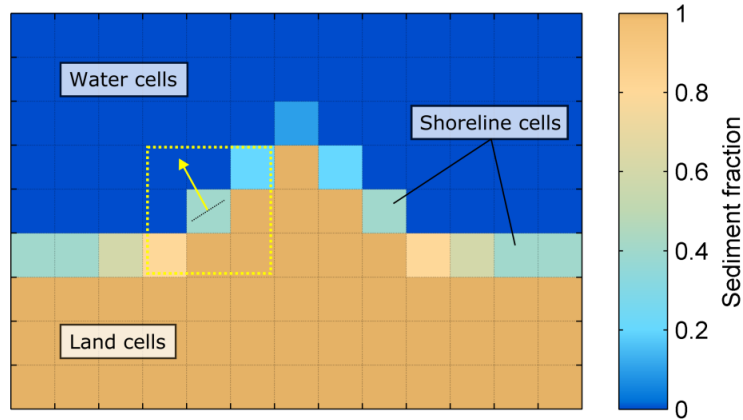


Figure 2. Example of a sediment fraction grid (F) with square grid cells of resolution dxy . The yellow dotted square contour indicates the 3-by-3-cell sub-grid used to compute the shore-normal vector represented by the yellow arrow

2.2. Longshore transport

Longshore sediment transport is calculated at each boundary between two shoreline cells (green double arrows in Fig. 3) using the formula of Kamphuis et al. (1991):

$$Q_l = \frac{2.27H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} d_{50}^{-0.25} \sin^{0.6}(2\theta_b)}{(\rho_s - \rho)(1 - p)} \quad (1)$$

where $H_{s,b}$ is the significant wave height at breaking, T_p the peak period, m_b the beach slope, d_{50} the mean sediment grain size, θ_b the breaking wave incidence angle, ρ_s and ρ respectively the sediment and water density, and p the sediment porosity. This formula has been used in many coastal applications. In our study, it is used because the formula only requires the site characteristics (ρ_s , d_{50}) with no further calibration.

2.3. Cross-shore model

The cross-shore sediment transport is calculated inside each shoreline cell (red double arrows in Fig. 3) using an adaptation of the ShoreFor model (Davidson et al., 2013) formulation proposed by Splinter et al. (2014). The ShoreFor model assumes that cross-shore shoreline displacements result from disequilibrium between the instantaneous dimensionless fall velocity at breaking (Ω_b) and the equilibrium dimensionless fall velocity (Ω_{eq}) defined as:

$$\Delta\Omega = \Omega_{eq} - \Omega_b \quad (2)$$

The dimensionless fall velocity reads:

$$\Omega_b = \frac{H_{s,b}}{wT_p} \quad (3)$$

where w is the settling velocity. The equilibrium dimensionless fall velocity is computed using a weighted integration of the dimensionless fall velocity over a site-specific period (Φ) to the past which can vary from some days to hundreds of days depending on the characteristics of the beach (Davidson et al., 2013; Splinter et al., 2014). The shoreline change rate (dS/dt) is finally expressed as:

$$dS/dt = c^{+/-} P^{0.5} \frac{\Delta\Omega}{\sigma_{\Delta\Omega}} + b \quad (4)$$

where P is the wave energy flux at breaking, $\sigma_{\Delta\Omega}$ the standard deviation of $\Delta\Omega$ (used to normalize $\Delta\Omega$), b a term added to encapsulate long-term processes not included in the ShoreFor model (e.g. constant sediment inputs and losses). The coefficient $c^{+/-}$ is either equal to c or cr if $\Delta\Omega > 0$ or $\Delta\Omega < 0$, respectively, where c is the rate parameter and r the erosion ratio. The coefficient Φ , c and b are the model free parameters and are obtained by an optimization procedure against shoreline measurements. The erosion ratio is calculated according to the balance between accretion and erosion forcing in a way that ensures that the ShoreFor model does not result in a shoreline change trend while the forcing has no trend (Splinter et al., 2014). With this formulation, the direction of the shoreline displacement (landward or seaward) is given according to the sign of the disequilibrium. The magnitude of the displacement is proportional to the product of the normalized disequilibrium with the incident wave energy flux. For a complete and detailed model description, the readers are referred to the work of Davidson et al. (2013) and Splinter et al. (2014).

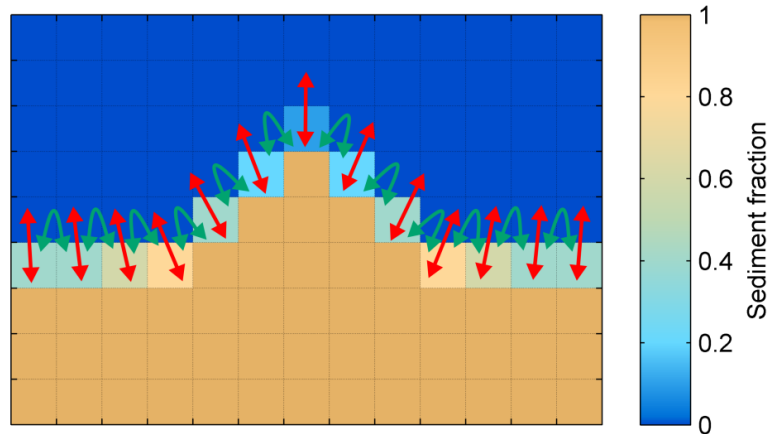


Figure 3. Longshore transport (green double arrows) is estimated at each boundary between two shoreline cells while cross-shore transport (red double arrows) is estimated inside each shoreline cell

To keep a reasonable computing time applying the ShoreFor model to all shoreline cells, of which number and location evolve during the simulation, an adjustment of equation (3) has been done. Computing the dimensionless fall velocity disequilibrium at breaking would require to record one time series of past breaking wave conditions for each shoreline cell which in turn would be memory and time consuming. It would also be a complex process when new shoreline cells are created during the course of the simulation. Instead, in a first approach, we decided to compute a unique time series of dimensionless fall velocity

Coastal Dynamics 2017
Paper No. 080

disequilibrium using the offshore wave data. P is still calculated using the breaking wave conditions at each shoreline cell. Thus, the direction of the shoreline displacement is given according to the offshore data while the magnitude remains dependent on breaking conditions.

2.4. Shoreline evolution

The net longshore sediment transport and cross-shore shoreline change rate predicted by the cross-shore model are converted into sediment fraction using the assumption that small positive or negative sediment balance inside a shoreline cell results in slight cross-shore translation of a constant beach profile. The sediment fraction variation resulting from longshore processes (dF_l) is given by:

$$dF_l = \frac{(Q_{l,in} - Q_{l,out})}{V_{s,max}} \Delta t \quad (5)$$

where $Q_{l,in}$ and $Q_{l,out}$ are respectively the incoming and outgoing sediment transport and Δt the simulation time step. The sediment fraction variation resulting from cross-shore processes (dF_c) is given by:

$$dF_c = \frac{dS/dt}{dxy} \Delta t \quad (6)$$

The sediment fraction is updated by adding dF_l and dF_c at each time step and at each shoreline cell. In case of over-accreted shoreline cell ($F > 1$) the sediment fraction excess is spread into the water cell overlapping the most perpendicular direction to the shoreline (Fig. 4). Conversely, in case of over-eroded shoreline cell ($F < 0$) the sediment deficit is filled by taking sediment fraction from the land cell overlapping the most perpendicular direction to the shoreline (Fig. 4).

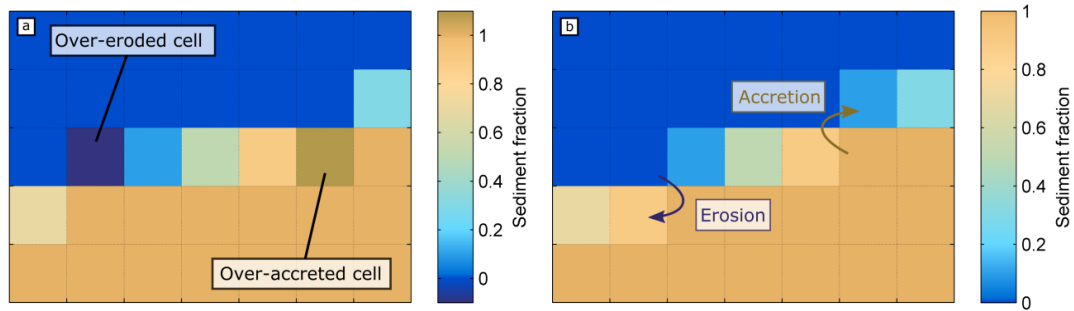


Figure 4. Illustration of empirical accretion and erosion laws applied to over-accreted ($F > 1$) and over-eroded ($F < 0$) shoreline cells, respectively

2.5. Wave module

Most of the large-scale empirical shoreline models use basic but fast methods to estimate the wave parameters at breaking. As long as the curvature of the coast is weak and the bathymetric contours remain parallel to the mean shoreline orientation these methods are satisfied. Such approaches however become unreliable when applied to complex coastline geometries, i.e. along rugged and/or trained coasts. In addition, a number of recent hybrid semi-empirical shoreline models (Idier et al., 2011, Van Den Berg et al., 2012, Kaergaard et al., 2013, Limber et al., 2017) have shown that using a refined wave modeling approach is crucial to improve the geometry and emergence time of shoreline instabilities. Here, the shoreline model has been fully coupled with the spectral wave model SWAN to obtain accurate wave conditions at breaking for all shoreline configurations. We also implemented simpler wave approaches. The

simplest one consists of applying the offshore wave conditions everywhere in the water domain with the exception of the shadowed areas, for which significant wave heights are set to 0 m.

2.6. Additional features

Similarly to the shoreline model of Kaergaard et al. (2013) a bathymetry reconstruction module has been implemented that updates the bathymetry at each time step according to the new shoreline. This bathymetry is used to compute the wave field with SWAN during the subsequent time step. The bathymetry consists of a grid having the same extent as the sediment fraction grid, but with a finer spatial resolution ensuring that the surf zone is not restricted to only one computational cell. A spatial resolution of 10 to 20 m is recommended to allow the SWAN model to accurately resolve wave breaking processes. A depth is estimated at each cell of the bathymetric grid overlapping the water domain. The depths are retrieved by projecting the shoreline over the bathymetric grid and propagating offshore a constant beach profile (e.g. a Dean profile). Finally, non-erodible areas can be defined in the model to take into account the impact of headlands, offshore islands and breakwaters which could block longshore sediment transport or modify the wave field through attenuation and refraction.

3. Model Capabilities: Synthetic Cases

First, two idealized application cases are described. These applications focus on the coupling with SWAN and the implementation of non-erodible coasts. Thus, we switch off the cross-shore processes, which typically needs real wave time series to compute the free parameters.

3.1. Square island

The first synthetic case consists of a square sandy island (Fig. 5a) exposed to a stationary wave forcing. The significant wave height is set to 1.5 m, the peak period to 10 s and the wave direction to NNE (22.5° TN). The simulation is performed using the coupling with the SWAN model over a 600-day period with a 6-h time step and a 50-m grid resolution for the sediment fraction.

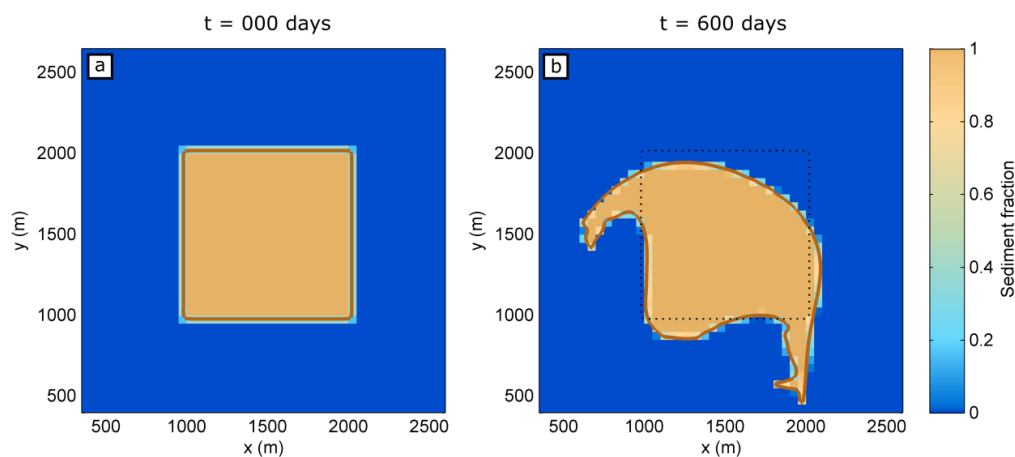


Figure 5. Shoreline change after 600 days of simulation using the developed shoreline model combined with the SWAN model. *Brown line* shoreline position. *Dotted black line* initial shoreline position

The final island shape (Fig. 5b) shows that using the coupling with SWAN the model simulates a realistic bending of the island forming 2 spits migrating downdrift, together with the smoothing of the NE edge of the island. Not surprisingly, the sand spit is longer along the eastern side than along the northern side as the angle of wave incidence and the resulting longshore drift are larger. In addition, the model shows some

Coastal Dynamics 2017
Paper No. 080

substantial changes in the SW part of the islands as SWAN allows waves to refract and break along the sheltered sides of the island.

3.2. Rectilinear embayed beach with asymmetrical waves and offshore island

The second synthetic case consists of a rectilinear beach bordered by two rectangular non-erodible headlands at the N and S ends with the implementation of a non-erodible square island offshore (Fig. 6a). An asymmetrical wave climate is applied at the offshore boundary of the water domain. Wave height and wave period are set constant and are equal to 1.5 m and 10 s, respectively. The wave direction randomly alternates between SE (135° TN) and ENE (67.5° TN). Note that the occurrence frequency of the SE wave direction is set to the double of the ENE wave direction to force a dominant wave direction. The simulation is conducted using the coupling with the SWAN model, a 6-h time step and a 50-m sediment fraction grid spatial resolution.

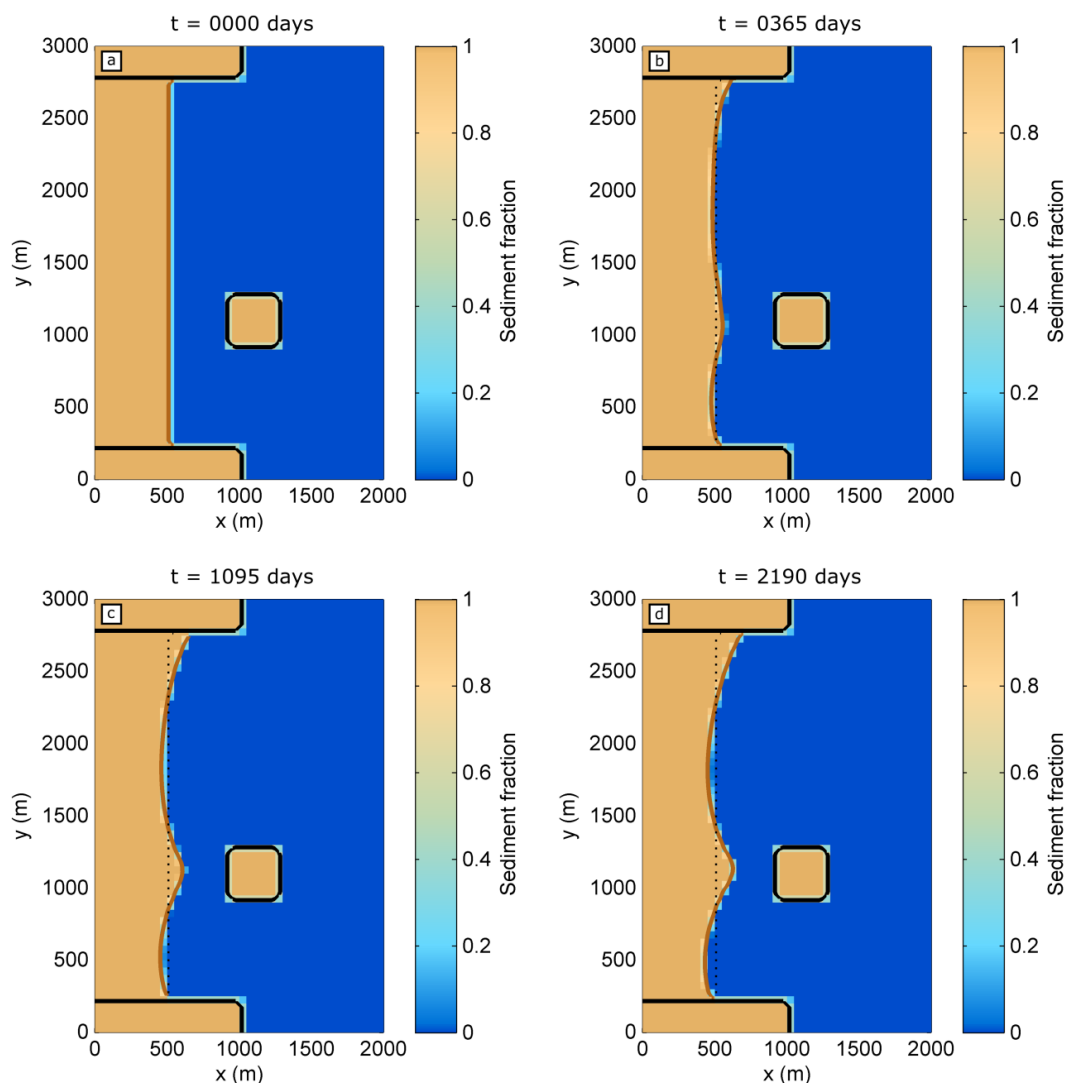


Figure 6. Shoreline change after 2190 days (~6 years) of simulation using the developed shoreline model coupled with SWAN. Brown line shoreline position. Dotted black line initial shoreline position. Black lines non-erodible areas

After a 1-yr simulation period a slight clockwise rotation of the beach is already noticeable with accretion at N and erosion at S (Fig. 6b). In addition, a salient develops along the shoreline located in the lee of the island. These evolution patterns persist over the entire simulation but decrease in magnitude after 3 years for the shoreline salient (Fig. 6c) and after 5 years for the rotation. After a 6-yr simulation period the shoreline reaches a dynamic equilibrium state (Fig. 6d).

The simulated beach rotation results from the combination of: disequilibrium between the initially E-facing straight shoreline and the idealized wave climates dominated by SSE waves causing a net N-oriented longshore sediment transport; and the presence of the headlands. The presence of the offshore island impacts the wave field with smaller breaking waves in the lee of the island and, in turn, a reduced longshore sediment transport. This alongshore gradient drives a systematic accretion and the formation of a salient facing the island.

This synthetic case highlights the ability of the model to account for detached and shore-attached non-erodible structures as well as the advantages of using SWAN to accurately simulate the wave field

4. Coupling with the Cross-Shore Model: Application to Narrabeen Beach

To test the model coupling with the cross-shore transport, the model was applied to a real beach. The Narrabeen-Collaroy embayment (hereafter referred to as Narrabeen), NSW, Australia, is an ideal site to test the model because: a) it is one of the most extensively and continuously surveyed beaches worldwide with more than 40 years of data; b) shoreline changes at Narrabeen are driven by both longshore and cross-shore sediment transports although their respective contribution is still the subject of debate (Harley et al., 2015); c) most of the data are in open access (Turner et al., 2016); d) ShoreFor model has already applied to this site (Splinter et al., 2014).

Narrabeen beach is a 3.6-km long E-facing embayment with an almost uniform sediment granulometry (Turner et al., 2016). The sediment consists of fine to medium quartz sand with a mean grain size (d_{50}) of about 0.3 mm. The tide is microtidal and semi-diurnal with a mean spring tidal range of 1.3 m. The waves are moderately to highly energetic with a mean H_s and T_p of 1.6 m and 10 s, respectively. The wave climate is dominated by long-period waves coming from the SSE direction.

Offshore waves are measured since 1992 at the Sydney buoy located 11 km in the SE of the embayment in 80-m depth. Gaps in the wave measurement record were filled using a wave hindcast created by the Center for Australian Weather and Climate Research (CAWCR) providing a continuous time series of wave data from 1992 until 2014 (Turner et al., 2016). From 2005, nearly monthly RTK-GPS topographic surveys have been conducted over the entire beach (Harley et al., 2011), allowing the extraction of different shoreline proxies. Here, the mean sea level shoreline proxy is used to compute a 9-yr dataset of complete shorelines spanning 2005-2014 (hereafter called the simulation period).

The simulation grid covers an area having an easting and northing length of 3.5 and 6 km, respectively, in order to include the prominent N and S headlands that affect the breaking wave field within the embayment (Fig. 7a). The grid cell resolution is set to 100 m and 20 m for the sediment fraction and the bathymetry. The first available shoreline measured in July 2005 is used as the initial shoreline (brown line in Fig. 7a). The contours of the prominent headlands were digitized from references maps (black line in Fig. 7a). The E boundary is located in approximately 35-m depth. The wave data measured by the Sydney buoy were onshore propagated using a larger-scale and coarser (250-m mesh) SWAN bathymetric grid derived from the Australian Bathymetry and Topography Grid produced in 2009 by Geoscience Australia. This wave propagation was performed with the default SWAN parameters to compute the wave time series in 35-m depth. The shoreline change simulation is performed considering both longshore and cross-shore sediment transport (Fig. 7b). The simulation time step is set to 6 hours. The wave propagation from the offshore boundary is performed using the coupling with the SWAN model and the beach profile used to compute the required bathymetry is a Dean profile. As evidenced by Splinter et al. (2014) who applied the ShoreFor model at five different transects along Narrabeen, the values of the ShoreFor model coefficients (Φ , b , c and r) vary alongshore. However, the simulation conducted and presented here assumes uniform coefficient values. As the developed model includes longshore transport the b coefficient is set to 0. The Φ and c values are set equal to the values obtained by Splinter et al., (2014) at the transect PF6 where the best results were achieved. Finally the r coefficient is optimized such as no trend in shoreline change results

Coastal Dynamics 2017
Paper No. 080

from the cross-shore processes.

Results are presented in terms of minimum-maximum envelopes of shoreline position (dot-dash lines in Fig. 7b). Maximum amplitude of shoreline change is obtained along the N and S part of the beach while the minimum is predicted along the central part, which is in agreement with the beach rotation processes (Harley et al., 2011). Simulated shoreline change in the N and central part of the beach are coherent with observations depicted in Splinter et al. (2014). However, at the S the simulated shoreline retreat is contradictory with the measurements which show no erosion trend during the simulation period. Additional analyses reveal that the alongshore processes are not always accurately resolved along that stretch of the coast, resulting in unreliable estimate of the longshore transport. Further works will consist in fixing this issue and applying an optimizing method to achieve a better calibration of the ShoreFor model free parameters for the entire beach.

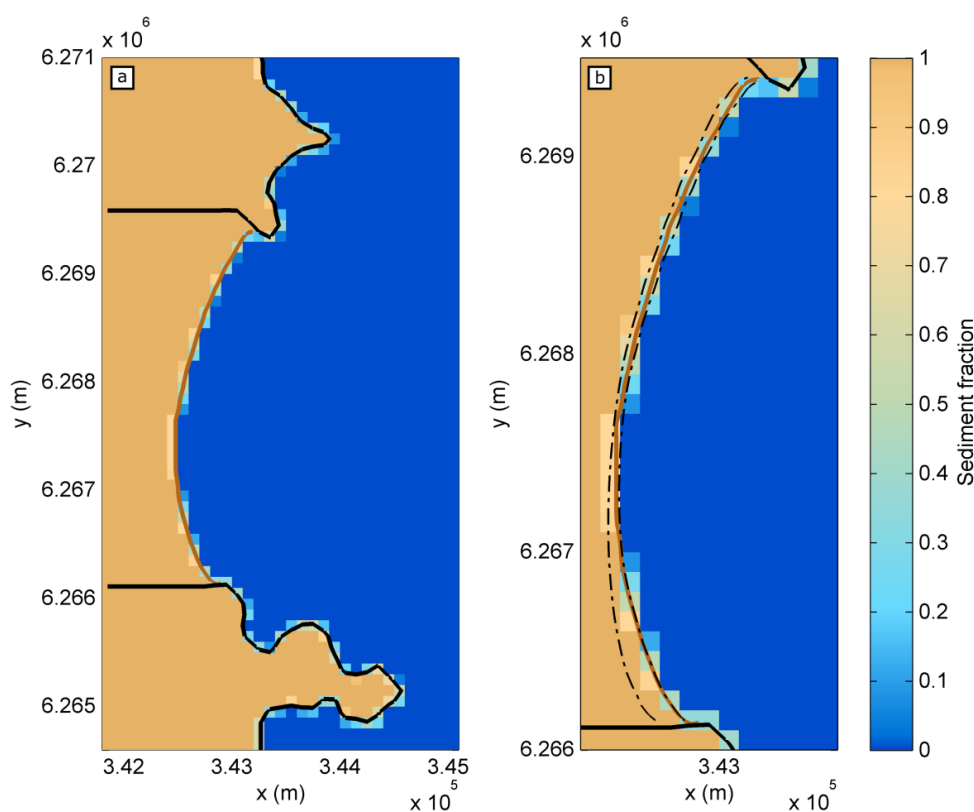


Figure 7. Simulation of shoreline change at Narrabeen including both longshore and cross-shore transport. **a** initial sediment fraction grid. *Brown line* initial shoreline. *Black lines* non-erodible areas. **b** zoom over the shoreline change zone. *Dot-dash black lines* minimum and maximum envelopes of shoreline position.

5. Conclusions

A new long-term shoreline model was developed, inspired from the CEM (Ashton and Murray, 2006) although different numerically. In addition, the model includes the equilibrium cross-shore-transport-based shoreline model ShoreFor (Davidson et al., 2013), the presence of non-erodible rocky structures and is coupled to the spectral wave model SWAN. The model shows promising skill to simulate complex shoreline change patterns on academic cases. The model was further applied to 9-yr time series of shoreline change at Narrabeen beach where results indicate that a more in-depth calibration of the free parameters must be performed as well as resolving better the alongshore processes before outscoring our previous

model applications along the embayment. Once calibrated, the model should be able to quantify the respective contribution of the cross-shore and longshore processes to the beach rotation signal. The model will also need to be applied to other real-world coasts with different settings.

Acknowledgements

This work is financially supported by the Carnot-BRGM scholarship (Carnot 2014 – Action 1) and by the Agence Nationale de la Recherche (ANR) through the project CHIPO (ANR-14-ASTR-0004-01). We thank the colleagues from the Water Research Laboratory (School of Civil and Environmental Engineering, UNSW, Sydney), in particular Melissa A. Bracs, as well as the many students who contributed to the acquisition and processing of the Narrabeen data.

References

- Ashton, A.D., and Murray, A.B. 2006. High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Ashton, A., Murray, A.B., and Arnoult, O. 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves, *Letters to Nature*, 414, 296–300.
- van den Berg, N., Falqués, A., and Ribas, F. 2012. Modeling large scale shoreline sand waves under oblique wave incidence, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Ferreira, S., Parisot, J.-P., Capo, S., Sénéchal, N., and Chouzenoux, T. 2014. Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach, *Marine Geology*, 347, 85–94.
- Davidson, M.A., Splinter, K.D., and Turner, I.L. 2013. A simple equilibrium model for predicting shoreline change, *Coastal Engineering*, 73, 191–202.
- Falqués, A., and Calvete, D. 2005. Large-scale dynamics of sandy coastlines: Diffusivity and instability, *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Hanson, H. 1989. Genesis: A Generalized Shoreline Change Numerical Model, *Journal of Coastal Research*, 5(1), 1–27.
- Harley, M.D., Turner, I.L., Short, A.D., and Ranasinghe, R. 2011. A reevaluation of coastal embayment rotation: The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport processes, Collaroy-Narrabeen Beach, southeast Australia. *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Harley, M.D., Turner, I.L., Short, A.D. 2015. New insights into embayed beach rotation: The importance of wave exposure and cross-shore processes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, 1470–1484.
- Idier, D., Falqués, A., Ruessink, B.G., and Garnier, R. 2011. Shoreline instability under low-angle wave incidence, *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Kaergaard, K., and Fredsoe, J. 2013. A numerical shoreline model for shorelines with large curvature, *Coastal Engineering*, 74, 19–32.
- Kamphuis, J.W. 1991. Alongshore Sediment Transport Rate, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 117, 624–640.
- Limber, P.W., Adams, P.N., and Murray, A.B. 2017. Modeling large-scale shoreline change caused by complex bathymetry in low-angle wave climates, *Marine Geology*, 383, 55–64.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., and Lescinski, J. 2009. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, *Coastal Engineering*, 56, 1133–1152.
- Splinter, K.D., Turner, I.L., Davidson, M.A., Barnard, P., Castelle, B., and Oltman-Shay, J. 2014. A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 1936–1958.
- Turner, I.L., Harley, M.D., Short, A.D., Simmons, J.A., Bracs, M.A., Phillips, M.S., and Splinter, K.D. 2016. A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia, *Scientific Data* 3, 160024.
- Vitousek, S., Barnard, P.L., Limber, P., Erikson, L., and Cole, B. 2017. A model integrating longshore and cross-shore processes for predicting long-term shoreline response to climate change, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 10.1002/2016JF004065.
- Wright, L.D., Short, A.D., and Green, M.O. 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model, *Marine Geology*, 62, 339–364.
- Yates, M.L., Guza, R.T., and O'Reilly, W.C. 2009. Equilibrium shoreline response: Observations and modeling, *Journal of Geophysical Research*, 114, C09014.

Annexe C

Compléments sur l'implémentation numérique de LX-Shore

Cette annexe vise à apporter certains compléments d'informations concernant le modèle d'évolution du trait de côte LX-Shore développé au cours de ce travail de thèse (voir chapitre 4). L'architecture fonctionnelle de LX-Shore présentée en section 4.2 (Fig. 4.2) est ici mise en relation avec les principales routines appelées depuis le programme Main.f90 de LX-Shore (Fig. C.1). A noter que dans la Figure C.1 quelques précisions ont été apportées concernant la phase d'initialisation et les entrées du modèle par rapport à la Figure 4.2. Le code se décompose en deux principales parties : La phase d'initialisation et la boucle de simulation qui se répète un nombre de fois égale à la valeur donnée par la variable *nIter*.

C.1 Phase d'initialisation

C.1.1 Fichier de paramètres pour LX-Shore

Pour lancer une simulation avec LX-Shore, un fichier de paramètres d'entrée du modèle doit se trouver dans le dossier courant d'exécution. Ce fichier est lu automatiquement par LX-Shore et doit contenir à chaque nouvelle ligne l'assignation d'une valeur numérique ou d'une chaîne de caractères à un paramètre donné selon la nomenclature suivante :

```
<nomDuParamètre> = <valeurNumérique> (<'OuChaineDeMoinsDe256Caractères'>)
```

Dans ce fichier la présence d'espaces autour du signe « = » est facultative et la déclaration d'une ligne de commentaire se fait selon la même norme utilisée en Fortran 90, à savoir par l'ajout en début de ligne du symbole « ! ». La majorité des paramètres modifiables dans le fichier de paramètres possède des valeurs par défaut spécifiées dans la routine SetDefaultParameters du fichier ParameterReading.f90. Le fichier de paramètres d'entrée du modèle permet de définir les paramètres liés à l'environnement de travail tels que le chemin absolu ou relatif vers le dossier contenant les entrées du modèle (traits

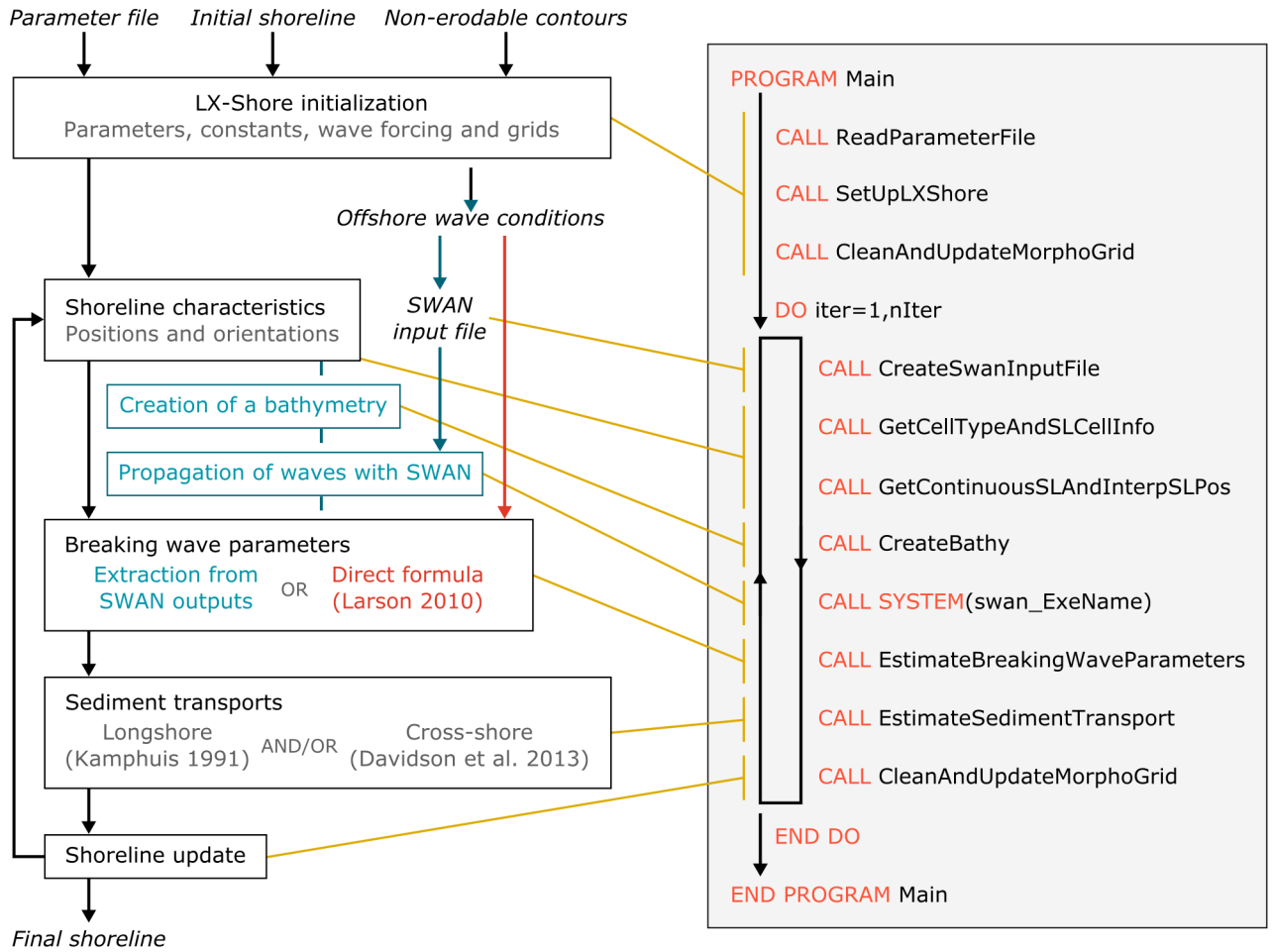


Fig. C.1 Mise en relation des fonctionnalités de LX-Shore avec les principales routines assurant leur exécution. Le code de LX-Shore est entièrement écrit en Fortran 90.

de côte de départ, contours rocheux et forçage de vague au large) ou vers le dossier où sont enregistrées les sorties du modèle. Il permet également de spécifier les paramètres numériques utilisés dans l'initialisation du modèle et ceux définissant les caractéristiques de la simulation comme par exemple l'emprise de la grille morphologique, la résolution des cellules, la période temporelle simulée ou encore le pas de temps. Enfin, ce fichier permet de fixer les valeurs d'un certain nombre de paramètres physiques comme les caractéristiques du sédiment et la forme du profil de plage et des zones rocheuses. Un exemple de fichier de paramètres d'entrée avec la plupart des paramètres de LX-Shore qu'il est possible d'ajuster est donné en Annexe D. La valeur des autres paramètres utilisés dans LX-Shore est fixée en dur ou dérivée d'autres paramètres dans les fichiers `Constants.f90` ou `Initialization.f90`. Le fichier de paramètres est lu lors de l'initialisation de LX-Shore par la routine `ReadParameterFile` du fichier `ParameterReading.f90`, et permet le remplacement des valeurs par défaut par les paramètres utilisateurs.

C.1.2 Forçage de vagues au large

Dans la version implémentée à l'issue de ce travail de thèse, LX-Shore ne prend en compte qu'une unique série temporelle de conditions de vagues au large qui sera ensuite utilisée à chaque itération du modèle pour estimer directement les conditions de vagues au déferlement à partir la formule de *Larson et al.* (2010) ou pour forcer le modèle spectral de vagues SWAN (*Booij et al.*, 1999; *Ris et al.*, 1999) (voir section 4.5). La lecture des conditions de vagues au large est réalisée au sein de la routine `ReadParameterFile` du fichier `ParameterReading.f90`. Le fichier de forçage de vagues au large doit contenir tout d'abord deux premières lignes de commentaires puis fournir en colonne les séries temporelles de statistiques de vagues H_s , T_p et D_p , et où la première colonne indique la date (croissante vers le bas du fichier). Les colonnes doivent être séparées par au moins un espace et un formatage de date particulier est à respecter. La nomenclature de chaque ligne de conditions de vagues est la suivante :

```
<yyyy-mm-dd_HH:MM:SS> < $H_s$ > < $T_p$ > < $D_p$ >
```

La formule de *Larson et al.* (2010) requiert la connaissance de la profondeur à laquelle les conditions de vagues au large fournies à LX-Shore sont données. L'utilisation de cette approche pour déterminer les conditions de vagues au déferlement nécessite de spécifier dans le fichier de paramètres d'entrée cette profondeur, notée `depthOfWaveData`. Lorsque SWAN est utilisé, il faut s'assurer que la profondeur calculée par la méthode de reconstruction bathymétrique le long de la frontière principale du domaine d'étude forcée par les vagues (frontière au large) soit toujours supérieures ou égale à `depthOfWaveData`. Cette condition est en général respectée lorsque l'extension vers le large de la zone marine du domaine d'étude est suffisamment grande. Toutefois, dans le cadre de futurs développements de LX-Shore, il serait nécessaire d'implémenter une méthode vérifiant automatiquement le respect de cette condition.

C.1.3 Pas de temps de calcul

Par défaut, LX-Shore réalise une itération du modèle pour chaque nouvelle ligne du fichier de forçage. Le pas de temps du modèle dt est alors imposé par la durée séparant deux conditions de vagues successives. Ainsi, un pas de temps variable présent dans le fichier de forçage se reportera dans la simulation. Toutefois, il est possible de définir une valeur dt constante dans le fichier de paramètres d'entrée. Dans ce cas, le forçage de vagues est interpolé linéairement à partir de la date de début de simulation en utilisant cette valeur. Le calcul de la durée du pas de temps de chaque itération du modèle ou la possible interpolation des séries temporelles de conditions de vagues importées sont réalisées au sein de la routine `ReadParameterFile` du fichier `ParameterReading.f90`.

Dans la version actuelle, LX-Shore n'incorpore pas un pas de temps adaptatif, *i.e.*, la possibilité de changer automatiquement la valeur de dt au fil de la simulation en fonction des conditions énergétiques des vagues au large. Cette possible amélioration pourrait d'une part, assurer que la variation en fraction de sédiment ne dépasse pas une valeur seuil, et d'autre part, diminuer significativement les temps de calcul, car pour des conditions de vagues peu énergétiques la durée du pas de temps de calcul peut être

fortement augmentée, réduisant ainsi le nombre d'itérations nécessaires.

C.1.4 Traits de côte de départ et contours rocheux

Un module spécifique a été implémenté dans LX-Shore pour permettre l'initialisation de la valeur de fraction en sédiment F et de fraction rocheuse F_{NE} (fraction en sédiment non-érodable) sur la grille morphologique (voir sections 4.3.1 et 4.3.3) à partir de simple traits de côte et contours rocheux (voir section C.1.6). Les traits de côtes de départ sont à spécifier dans un fichier texte distinct du fichier où sont spécifiés les contours rocheux. Pour chaque trait de côte ou contour rocheux il est nécessaire de définir l'ensemble de points ordonné $(x_1, y_1); \dots; (x_n, y_n)$ qui le constitue et au moins un point $(x_{E,1}, y_{E,1})$ qui indique une position incluse dans le domaine terrestre auxquels ils se rapportent. Cette seconde information est nécessaire pour démarrer l'initialisation des valeurs des grilles de fraction en sédiment et de fraction rocheuse (voir section C.1.6). La nomenclature à utiliser dans le fichier de trait de côte pour déclarer ces informations se base sur la présence des balises « Shoreline » et « EmergedPoints » et est la suivante :

```
Shoreline
<nombreDePointsPourTraitDeCoteA>
<xA1> <yA1>
...
<xAn> <yAn>
EmergedPoints
<nombreDePointsEmergésAssociésAuTraitDeCoteA>
<xAE,1> <yAE,1>
<xAE,2> <yAE,2>
...
Shoreline
<nombreDePointsPourTraitDeCoteB>
<xB1> <yB1>
...
<xBn> <yBn>
EmergedPoints
<nombreDePointsEmergésAssociésAuTraitDeCoteB>
<xBE,1> <yBE,1>
...
```

La nomenclature à utiliser dans le fichier de contours rocheux pour déclarer les contours rocheux est la même mise à part la balise « Shoreline » qui doit être remplacée par « RockyContour ».

Pour des raisons numériques liées à l'initialisation des valeurs de fraction en sédiment et de fraction rocheuse, des contraintes sur les traits de côte et contours rocheux spécifiés doivent être respectées. Dans le cas d'un trait de côte ou d'un contour rocheux dit fermé (le cas d'un lac ou d'une île) et qui est entièrement inclus dans le domaine d'étude, le premier et dernier point (x_1, y_1) et (x_n, y_n) doivent être identiques. Dans le cas d'un trait de côte ou d'un contour rocheux dit ouvert (lorsqu'il ne s'agit pas d'un lac ou d'une île

à l'échelle du domaine étudié), le premier et dernier point (x_1, y_1) et (x_n, y_n) doivent être localisés en dehors de l'emprise spatiale de la grille morphologique. Le non-respect de ces conditions pourrait entraîner des erreurs d'initialisation.

C.1.5 Déclaration et allocations des variables

Pour limiter le nombre d'entrées et de sorties dans les routines de LX-Shore, les variables qui sont utilisés en de nombreuses parties du code sont déclarées une unique fois dans le module SharedVariables qui se trouve dans le fichier SharedVariables.f90. L'ensemble des routines de LX-Shore qui présentent alors la commande « USE SharedVariables » en en-tête peuvent utiliser ces variables partagées et leur contenu comme s'il s'agissait de variables globales.

La majeure partie de ces variables sont allouées en mémoire dans la routine SetUpLXShore du fichier Initialization.f90 dès lors que les dimensions (ni, nj) de la grille morphologique (voir section 4.3) sont déterminées. L'allocation est dynamique car les dimensions de ces variables s'adaptent aux paramètres d'entrée fournis par l'utilisateur.

Pour faciliter la gestion des conditions aux frontières de la grille morphologique et pour faciliter la mise en place de lois de comportement basées sur le voisinage cellulaire proche (similaires à des lois d'un automate cellulaire), deux rangées de cellules fantômes ont été rajoutées tout autour de la grille morphologique. Les conditions aux frontières de la grille morphologique peuvent être soit latéralement périodiques dans la direction verticale ou horizontale, soit ouvertes. Dans le cas de frontières latéralement périodiques les autres frontières perpendiculaires sont ouvertes. Des conditions similaires à des conditions de Neumann ont été implémentées pour gérer les frontières ouvertes. Toutefois, la résolution des conditions ouvertes n'est pas encore satisfaisante et il est conseillé de ne pas simuler l'évolution de traits côte traversant de telles frontières.

C.1.6 Initialisation de la fraction en sédiment et de la fraction rocheuse

La fraction en sédiment initiale est estimée dans chaque cellule de la grille morphologique en calculant la surface relative des zones émergées selon une méthode spécifiquement développée pour LX-Shore, qui est implémentée dans le fichier UserShorelineConfiguration.f90 et illustrée par la Figure C.2.

Cette méthode utilise une grille dite d'initialisation dont l'emprise est identique à celle de la grille morphologique mais dont la résolution des cellules est plus petite et avec un gain en résolution devant être un nombre entier. Chaque cellule de la grille morphologique est ainsi discrétisé de manière régulière avec le même nombre de sous-cellules. Dans un premier temps, les sous-cellules de la grille d'initialisation sont initialisées avec la valeur 0 qui correspond au type sous-cellule immergée (Fig. C.2c). Puis les traits de côte fournis en entrée du modèle sont projetés sur la grille d'initialisation (Fig. C.2c) et chaque sous-cellule englobant un point de trait de côte reçoit alors la valeur 2 qui correspond au type sous-cellule de transition (Fig. C.2d). Les traits de côte fournis en entrée du modèle sont préalablement interpolés avec un pas d'interpolation légèrement inférieur à la résolution des sous-cellules (Fig. C.2c) pour s'assurer que la ou les lignes

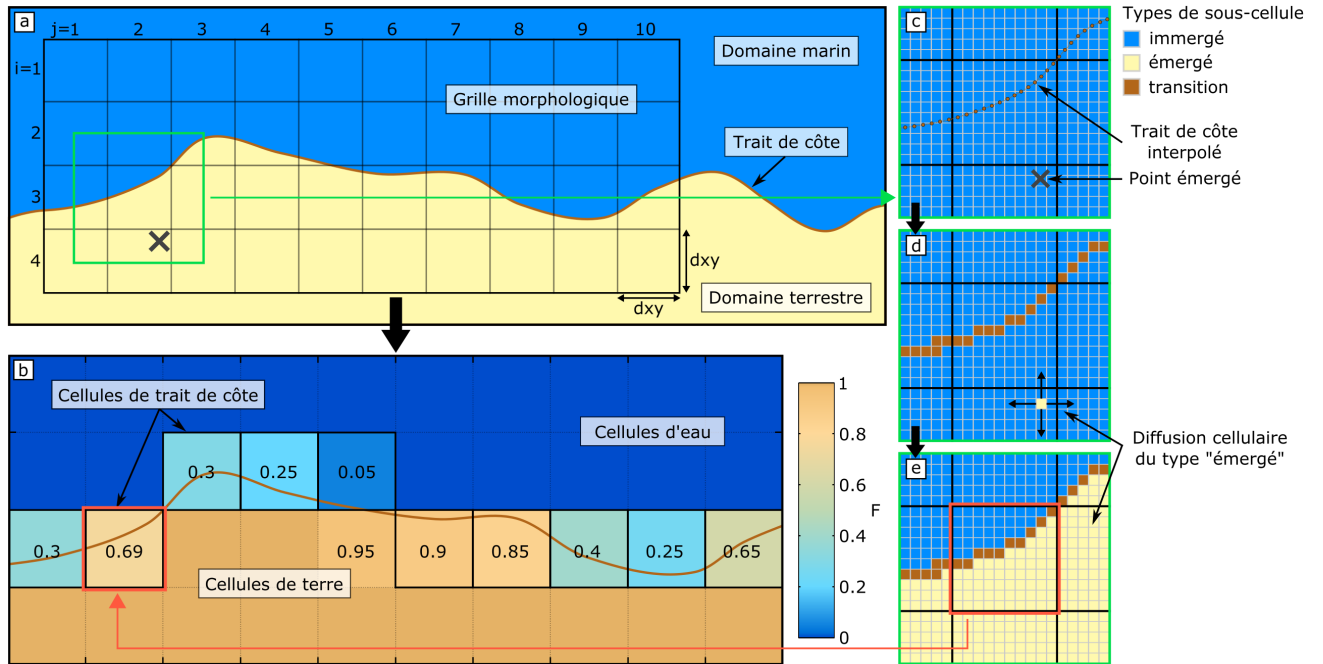


Fig. C.2 Méthode utilisée pour initialiser la grille de fraction en sédiment.

de sous-cellules de transition soient continues. Ensuite, les positions incluses dans le domaine terrestre fournies en entrée du modèle sont aussi projetées sur la grille d'initialisation (Fig. C.2c) et chaque cellule englobant un de ces points émergés reçoit la valeur 1 qui correspond au type sous-cellule émergée (Fig. C.2d). Puis, une méthode récursive de diffusion cellulaire (Fig. C.2d,e) permet aux sous-cellules émergées d'attribuer leur type aux sous-cellules voisines (situées au-dessus, au-dessous, à droite et à gauche) jusqu'à ce qu'une sous-cellule de transition ou qu'une bordure de la grille soit rencontrée. Finalement, il est considéré que la surface relative émergée dans chaque cellule morphologique est égale à la somme des sous-cellules de transition et émergées divisée par le nombre totale de sous-cellules, les sous-cellules prises en compte étant celles englobées par la cellule de la grille morphologique de calcul.

Cette méthode est aussi utilisée pour initialiser la fraction rocheuse sur la grille morphologique. Toutefois, cette initialisation est réalisée avant celle de la fraction en sédiment, car la grille d'initialisation obtenue pour la fraction rocheuse permet d'initialiser celle de la fraction en sédiment, i.e. la grille d'initialisation de départ de la fraction en sédiment n'est pas uniquement composée de sous-cellules immergées mais incorpore déjà les sous-cellules émergées et de transition de la grille d'initialisation finale de la fraction rocheuse. Cette étape préalable permet une estimation plus juste de la fraction en sédiment totale.

Plus la résolution de la grille d'initialisation sera petite par rapport à celle de la grille morphologique plus l'estimation de la fraction en sédiment ou en fraction rocheuse sera précise. Il est recommandé d'utiliser à minima une résolution de sous-cellule 10 fois plus petite que la résolution des cellules de la grille morphologique.

C.1.7 Application des lois de comportement

Avant de rentrer dans la boucle de simulation, la grille de fraction en sédiment est analysée et les configurations problématiques en termes de répartition de la fraction en sédiment sont traitées dans la routine `CleanAndUpdateMorphoGrid` du fichier `ShorelineEvolution.f90`. Cette routine intègre deux principales fonctionnalités.

La première consiste à identifier des cas très particuliers qui sont résolus de manière purement numérique et dont la pertinence physique est parfois discutable. Ces cas doivent être toutefois résolus car ils pourraient conduire à des erreurs dans le modèle et un arrêt de la simulation. L'occurrence de ces cas très particuliers est cependant rare et l'impact du traitement naïf réalisé reste minime sur le cours de la simulation. Les cas traités sont détaillés dans la routine `RemoveSpecificMorphoGridConfig`.

La seconde fonctionnalité de la routine `CleanAndUpdateMorphoGrid` consiste à résoudre les cas particuliers mais usuels et nécessaires de cellules de trait de côte devenant sur-érodées ($F < 0$) ou sous-accrétées ($F > 1$) suite à l'application des variations de fraction en sédiment induites par les transports longshore et cross-shore. Ces cas particuliers sont résolus par l'application de lois de comportement de type lois d'érosion et lois d'accrétion qui vise à redistribuer respectivement les déficits et excès de fraction en sédiment des cellules de trait de côte vers les cellules de terre et de mer adjacentes. Les cellules choisies pour la redistribution sont celles qui recoupent le plus la direction perpendiculaire au trait de côte de la cellule où le cas particulier est identifié. De cette manière, les lois de comportement respectent la plupart du temps le postulat de base du modèle qui est qu'une variation en volume de sédiment le long du profil de plage résulte en une translation cross-shore de ce profil. Cette seconde fonctionnalité n'intervient toutefois que durant la boucle de simulation, lorsque l'application des bilans en fraction de sédiment au niveau des cellules de trait de côte génèrent ces cas particuliers.

C.2 Boucle de simulation

Chacune des sous-sections suivantes présente les opérations associées à chacune des principales routines de la boucle de simulation et appelées depuis le programme `Main.f90` de `LX-Shore` (Fig. C.1). Ces opérations se réalisent à chaque nouvelle itération du modèle `LX-Shore` dans l'ordre chronologique présenté ici.

C.2.1 Fichier de paramètres pour SWAN - `CreateSWANInputFile`

Lorsque que `SWAN` est utilisé pour obtenir les conditions de vagues au déferlement (Option 2 ; voir section 4.5.2) le fichier de paramètres d'entrée nécessaire à l'exécution de `SWAN` (fichier nommé `INPUT`) est créé. La création de ce fichier est réalisée automatiquement depuis `LX-Shore` par la routine `CreateSwanInputFile` du fichier `Functions.f90`. Un exemple de fichier `INPUT` ainsi généré est présenté en Annexe E. Dans ce fichier, les paramètres qui sont modifiés automatiquement en fonction des paramètres de la simulation `LX-Shore` sont : l'emprise du domaine de calcul, les discrétisations spatiale,

directionnelle et fréquentielle utilisées, l'emprise et la résolution spatiale de la bathymétrie, les conditions de vagues aux frontières, les frontières du domaine forcées par ces conditions de vagues, et enfin l'emprise et la résolution spatiale des sorties des champs de vagues simulés. Les autres paramètres sont spécifiés en dur dans la routine CreateSwanInputFile. Durant la simulation, les conditions de vagues aux frontières du domaine écrites dans le fichier INPUT varient en fonction de la date à laquelle la simulation se trouve.

C.2.2 Cellules de trait de côte et caractéristiques - GetCellTypeAndSLInfo

La grille de fraction en sédiment est scannée ligne par ligne puis colonne par colonne pour identifier les cellules de trait de côte et enregistrer leur position (i,j) dans la grille morphologique. Pour chaque cellule de trait de côte, la ou les zones marines en contact avec cette cellule (définies par les cellules d'eau adjacentes; voir section 4.4.3) sont identifiées et leur position (i,j) sont enregistrées. Pour chaque cellule de trait de côte et pour chacune des zones marines identifiées : (1) le vecteur de cellule normal à la côte (voir section 4.4.1) est calculé et enregistré; (2) la position représentative du trait de côte dans cette cellule (voir section 4.4.2) est estimée et enregistrée; (3) les deux cellules de trait de côte voisines (ou l'unique cellule voisine dans certains cas particuliers) (voir section 4.3.1) sont déterminées et enregistrées. Enfin, pour chacune des cellules de trait de côte voisines, le vecteur d'interface normal à la côte (voir section 4.6.1) est calculé et enregistré.

C.2.3 Traits de côte continus et interpolation - GetContinuousSLAndInterpSLPos

La connaissance des cellules de trait de côte et de leurs caractéristiques citées dans la sous-section précédente (section C.2.2) ne permet pas de reconstruire immédiatement le ou les traits de côte de manière continue qui sont nécessaires pour : (1) reconstruire la bathymétrie selon la méthode présentée en section 4.5.3; (2) estimer la position de trait de côte marquant l'interface entre deux cellules adjacentes de trait de côte (voir section 4.6.1); (3) générer des sorties de modèles directement exploitables. Un algorithme spécifique a alors été développé pour regrouper entre elles toutes les positions représentatives de trait de côte qui bordent une même zone marine. En s'appuyant sur les relations de voisinage entre les cellules de trait de côte, chacun de ces ensembles de positions représentatives de trait de côte est ordonné de sorte à former un trait de côte continu. Finalement, chacun de ces ensembles de points est interpolé pour obtenir des traits de côte avec une meilleure résolution spatiale. Une méthode d'interpolation spécifique et empirique a été implémentée dans la version actuelle de LX-Shore. Cette méthode a été développée pour : (1) s'assurer que le trait de côte interpolé passe par les positions représentatives de trait de côte des cellules de trait de côte; (2) empêcher la présence de discontinuités après interpolation au niveau de ces positions; (3) forcer la tangente locale au niveau de ces positions à être perpendiculaire au vecteur de cellule normal à la côte des cellules de trait de côte correspondantes; (4) permettre de fixer le nombre de points d'interpolation entre ces positions. En choisissant un nombre impair de points d'interpolation n entre ces positions, le point $(n + 1)/2$ est utilisé pour définir

la position de trait de côte marquant l'interface entre deux cellules adjacentes de trait de côte.

L'algorithme développé pour réaliser cette interpolation est détaillé dans la routine InterpolateSL du fichier Shoreline.f90. Cette interpolation non-linéaire permet de reconstituer des traits de côte courbés, contrairement à une interpolation linéaire qui générerait des traits de côte anguleux et à terme des artefacts sur la bathymétrie reconstituée (voir section 4.5.3). La méthode retenue est relativement simple en termes d'implémentation numérique et a été préférée dans un premier temps vis-à-vis d'une interpolation cubique dans le plan qui est plus complexe. Toutefois, les deux méthodes n'ont pas encore été comparées et dans le cadre de futurs développements de LX-Shore il serait nécessaire d'évaluer laquelle de ces approches est la plus pertinente.

C.2.4 Bathymétrie - CreateBathy

Le ou les traits de côte ainsi interpolés sont ensuite utilisés pour reconstituer la bathymétrie idéalisée selon la méthodologie présentée en section 4.5.3. La reconstruction de la bathymétrie dérivée des contours rocheux s'appuie sur les points de trait de côte interpolés chevauchant les cellules de trait de côte ne contenant pas de fraction érodable ($F = F_{NE} > 0$), tandis que la reconstruction de la bathymétrie dérivée des traits de côte (« sableux ») s'appuie sur les points de trait de côte interpolés chevauchant les cellules de trait de côte contenant une fraction érodable ($F > F_{NE} \geq 0$).

C.2.5 Exécution de SWAN - SYSTEM(*swan_ExeName*)

Lorsque SWAN est utilisé pour obtenir les conditions de vagues au déferlement (Option 2; voir section 4.5.2), son exécution est commandée directement depuis LX-Shore. Pour cela, il est nécessaire que SWAN soit préalablement installé et que le nom complet de l'exécutable soit spécifié dans le fichier de paramètres d'entrée de LX-Shore. Il est recommandé d'utiliser une version OpenMP de SWAN pour réduire significativement les temps de calcul par rapport à une version en série. Il est alors nécessaire de spécifier au préalable dans le fichier .bashrc le nombre de cœurs à utiliser via la commande shell :

```
export OMP_NUM_THREAD=<nombreDeCœursPourSWANOMP>
```

C.2.6 Paramètres de vagues au déferlement - EstimateBreakingWaveParameters

Le calcul du transport longshore nécessite de connaître les paramètres de vagues au déferlement au niveau de chaque interface entre deux cellules adjacentes de trait de côte (voir section 4.6.1) tandis que le calcul du transport cross-shore nécessite de connaître ces paramètres seulement niveau de la position représentative de trait de côte des cellules de trait de côte (voir section 4.6.2). Ainsi, pour chaque cellule de trait de côte et pour chacune des zones marines identifiées, les paramètres de vagues au déferlement sont déterminés au niveau de la position représentative du trait de côte et au niveau des positions de trait de côte marquant l'interface avec les cellules voisines de trait côte.

Lorsque la formule directe de *Larson et al.* (2010) est utilisée pour obtenir les conditions de vagues au déferlement (Option 1 ; voir section 4.5.1) le calcul est direct. Il s'appuie sur le vecteur de cellule ou d'interface normal à la côte pour connaître l'orientation locale de la côte et ainsi déterminer localement l'angle d'incidence des vagues au large, qui est une donnée nécessaire à l'application de la formule.

Lorsque SWAN est utilisé pour obtenir les conditions de vagues au déferlement (Option 2 ; voir section 4.5.2) une routine d'extraction des paramètres de vagues à partir des sorties de SWAN est utilisée. Cette routine s'appelle `GetWaveParamFromGriddedData` et est contenue dans le fichier `BreakingWaveParameters.f90`.

Pour chaque point d'extraction (position représentative ou position de l'interface), la méthode génère des droites de recherche parallèles entre elles, perpendiculaires à l'orientation locale de la côte, qui parcourent les sorties de SWAN de la côte vers le large jusqu'à ce que les paramètres de vagues au déferlement soit trouvés, et où le segment reliant les points de départ de ces droites est de longueur dx_y et est centré sur le point d'extraction. Ainsi, pour le calcul des paramètres au déferlement d'une cellule de trait de côte, le segment est centré sur la position représentative du trait de côte et la direction des droites est celle donnée par le vecteur de cellule normal à la côte. De la même manière, pour le calcul des paramètres au déferlement d'une interface entre deux cellules de trait de côte, le segment est centré sur la position du trait de côte interpolé marquant cette interface et la direction des droites est celle donnée par le vecteur d'interface normal à la côte. Les paramètres au déferlement sont obtenus dès lors que la condition $H_s/h < \gamma_b$ (voir section 4.5.2) est vérifiée au niveau d'une cellule de la grille hydrodynamique, quand elle est parcourue de la côte vers le large et en ayant désactivé le déferlement bathymétrique dans SWAN. Les valeurs trouvées sur les droites de recherche sont ensuite moyennées entre elles pour obtenir une valeur plus fiable.

C.2.7 Transport sédimentaire - `EstimateSedimentTransport`

Pour chaque cellule de trait de côte et pour chaque zone marine identifiée, la variation de fraction en sédiment induite par les processus longshore (voir section 4.6.1) et cross-shore (voir section 4.6.2) est calculée. La variation en fraction de sédiment induite par les processus cross-shore est résolue en s'appuyant sur une adaptation du modèle cross-shore d'équilibre de *Davidson et al.* (2013), tandis que celle induite par les processus longshore s'appuie sur un bilan entre le transport longshore entrant et sortant, qui sont calculés à l'interface avec chacune des cellules adjacentes de trait de côte. Par conséquent, le modèle cross-shore s'appuie sur les paramètres de vagues au déferlement extrait au niveau de la cellule de trait de côte, alors que le transport longshore s'appuie sur ces paramètres extrait au niveau de l'interface avec chacune des cellules voisines de trait de côte.

Toutefois, pour empêcher le développement de certains artefacts numériques liés au transport longshore, dont il est fait référence dans les travaux de *Ashton and Murray* (2006a), les conditions de vagues au déferlement de l'interface située en amont d'une cellule de trait de côte, par rapport au sens de la dérive littorale, sont parfois utilisées pour remplacer celles de l'interface située en aval (schéma numérique amont). Cet ajustement

tement est nécessaire lorsque l'angle d'incidence des vagues au large passe de fortement à faiblement oblique ou inversement, la limite entre fortement et faiblement oblique étant définie par l'angle d'incidence maximisant le transport longshore. Cet ajustement est également requis au niveau des cellules localisées à la transition entre les zones exposées ou protégées de l'action des vagues. En effet, la méthode d'ombrage linéaire des vagues qui est utilisée force une atténuation totale de l'action des vagues dans les zones protégées, ce qui peut être à l'origine de certains artefacts numériques.

Cet ajustement de schéma numérique (remplacement du schéma centré par le schéma amont) n'est cependant pas appliqué lorsque SWAN est utilisé pour obtenir les conditions de vagues au déferlement pour deux principales raisons. Premièrement, SWAN propage les vagues sur tout le domaine marin en connexion avec les frontières forcées par les vagues, même dans les zones abritées. Il n'y a alors pas de discontinuité brutales dans les conditions de vagues au déferlement le long du trait de côte. Deuxièmement, contrairement à la formule directe de *Larson et al.* (2010), SWAN réfracte explicitement les vagues sur une bathymétrie et peut générer des zones de convergence et de divergence d'énergie. Dans ces conditions, le transport sédimentaire longshore n'est plus une simple fonction de l'angle d'incidence des vagues au large, et il n'est plus possible de déterminer un unique angle d'incidence critique maximisant le transport longshore.

Lorsqu'une cellule morphologique présente une fraction rocheuse non-nulle, il est considéré que la fraction en sédiment ne peut descendre en dessous de cette valeur. Le respect de cette condition ($F \geq F_{NE}$) va, d'une part, limiter l'action des processus cross-shore sur la variation en fraction de sédiment lors d'un événement érosif et, d'autre part, limiter le transport longshore sortant à une valeur seuil qui dépend de la fraction en sédiment érodable ($F - F_{NE}$) disponible dans la cellule de trait de côte.

C.2.8 Évolution du trait de côte - CleanAndUpdateMorphoGrid

Lorsque toutes les variations en fraction en sédiment des cellules de trait côte sont calculées, celles-ci sont ajoutées à la grille de fraction en sédiment. Des cas particuliers de cellules de trait de côte sur-érodées ($F < 0$) ou sur-accrétés ($F > 1$) vont régulièrement se produire et sont résolus cellule après cellule dans la routine CleanAndUpdateMorphoGrid présentée dans la section C.1.7. Si la première application de cette routine ne permet pas de résoudre tous les cas particuliers ou en génère de nouveaux, des appels successifs de cette routine sont réalisés jusqu'à ce que tous les cas particuliers soit résolus.

Annexe D

Exemple de fichier de paramètres pour LX-Shore

Le fichier de paramètres pour LX-Shore doit se trouver dans le dossier depuis lequel LX-Shore est exécuté (dossier courant) et doit être nommé « Parameters.txt ».

```
! _____
! The LX-Shore model is set-up with this unique parameter file
! _____

! — DIRECTORY AND FILE NAMES
! Shoreline
shorelineFileName = 'Shoreline_Test1.txt'
! Rocky contours
rockyContourFileName = 'RockyContour_Test1.txt'
! Waves
waveFileName = 'Waves_Test1.txt'
! _____

! — GENERAL PARAMETERS
! Simulation starting and ending dates ('yyyy-mm-dd_HH:MM:SS')
dateStart='2000-01-01_00:00:00'
dateEnd='2002-01-01_00:00:00'
! Simulation time step
dt=3
dtUnit='hour'
! Names of variables to record
nameOfVarToRecord = 'F1 SLr SLrType SLZZr ZZ'
! Number of iteration between two records of! the selected variables
dIterRecMorpho = 80
dIterRecBathy = 160
dIterRecWaves1 = 160
```

```

dIterRecWaves2 = 0
dIterRecTest = 0
! Boundary conditions ('Vperiodic' or 'Hperiodic' or 'open')
boundaryConditions = 'open'
! Tells if longshore and/or diffusion and/or cross-shore
! transport are activated (1->yes, 0->no)
activateLongshore=1
activateDiffusion=0
activateCrossshore=1
! -----

! — SEDIMENT TRANSPORT PARAMETERS
! Longshore transport formula ('CERC' or 'Kamphuis1991')
formulaQLong = 'Kamphuis1991'
! Cross-shore model parameters (see Splinter et al. 2014)
! For Truc Vert beach :
phi_SP=900
c_SP=0.000000050d0
r_SP=0.22
r_SP=0.091
b_SP=0
stdOfDeltaOmega=1.525! recalculated using the wave data
! Maximum diffusion transport
Qdiff = 0.01
! -----

! — MORPHOLOGICAL GRID PARAMETERS
! Position of the Upper Left and Lower Right corners of the grid
xUL= 0
yUL= 2000
xLR= 4000
yLR= 0
! Resolution of the cells (meter)
dxy = 50
! -----

! — INITIALIZATION PARAMETERS
! Ratio of the morphological cell resolution to the initialization
! cell resolution (dxy / dxyIni). Must be an integer
cellRatioIni = 20
! -----

! — BATHYMETRY PARAMETERS
! Ratio of the morphological cell resolution to the bathymetry
! cell resolution (dxy/dxyZZ). Must be an integer
cellRatioZZ = 5

```

```
! Threshold depth above which the bathymetry is set constant and
! equal to this value during the bathymetry reconstruction
depthZZCst = 20
! _____
```

```
! — WAVE PARAMETERS
! Water depth at which the input wave data are known
depthOfWaveData = 20
! Name of the wave model
!waveModelName = 'ShadowingModel_LarsonRefraction'
waveModelName = 'SWAN'
! Parameters for SWAN simulations
swan_ExeName='/home/robinet/bin/swanomp.exe'
wavesAtBoundary='N E S W'
swan_SpectralDirComput='CIRCLE'
swan_mdc=18
swan_flow=0.04
swan_fhigh=0.5
swan_dspr=30
! _____
```

```
! — PHYSICAL PARAMETERS
! Berm height (m)
berm = 2
! Shoreface depth (m)
Dsf = 10
! Sand median grain size (mm)
d50Sand = 0.22
! Sediment fall velocity (m/s)
wSand = 0.055
! Sand porosity
porositySand = 0.4
! Sand density (kg/m3)
rhoSand = 2650
! Water density (kg/m3)
rhoWater = 1025
! Beach and rocky profile shape coefficients : d = a * (distToSL**b)
! with d the depth and distToSL the shortest distance to the shoreline
aBeachProfile = 0.25
bBeachProfile = 0.67
aRockyProfile = 0.1
bRockyProfile = 1
! _____
```


Annexe E

Exemple de fichier de paramètres pour SWAN

Le fichier de paramètres pour SWAN (fichier INPUT) est généré automatiquement par LX-Shore au début de chaque nouvelle itération du modèle (voir annexe C).

```
$***** HEADING
PROJect 'Test1' '01'
$***** MODEL INPUT
SET level 0. depmin 0.05
COORD CARTesian
MODE STATIONary TWODimensional
CGRID REGular 0. 0. 0. 2690.0 1390.0 269 139 CIRCLE 18 0.04 0.50
INPgrid BOTtom REGular 0. 0. 0. 269 139 10.0 10.0
READinp BOTtom 1.0 'Bathy.bot' 1 FREE
BOUnd SHAPespec JON PEAK DSPR DEGRees
BOUndspec SIDE N CONstant PAR 1.50 8.00 208.25 30.00
BOUndspec SIDE E CONstant PAR 1.50 8.00 208.25 30.00
BOUndspec SIDE W CONstant PAR 1.50 8.00 208.25 30.00
BOUndspec SIDE S CONstant PAR 1.50 8.00 208.25 30.00
GEN3
OFF BREaking
OFF WINDGrowth
OFF QUADruplet
NUM ACCUR npnts=98.0 STAT MXITST=10
$***** OUTPUT REQUEST
FRAME 'grids' 0. 0. 0. 2690.0 1390.0 269 139
TABLE 'grids' NOHEADer './Outputs/Waves_0001.txt' HSIGN TM01 DIR
COMPUTE
HOTFile 'LastSwanRun_0001.hot' UNFormatted
STOP
```

Modélisation de l'évolution long-terme du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues

Résumé : Les littoraux sableux dominés par l'action des vagues sont des zones très dynamiques où l'aléa érosion menace les activités humaines et la sécurité des personnes. Comprendre et prévoir les évolutions du trait de côte est crucial pour informer et guider les gestionnaires du littoral. Actuellement, aucun modèle numérique ne permet de reproduire les évolutions du trait de côte sur l'ensemble des échelles spatio-temporelles et des configurations de côte requises du fait de limitations numériques et physiques. Cette thèse se concentre sur le développement de nouveaux outils de modélisation à complexité réduite pour simuler les évolutions du trait de côte le long des littoraux sableux dominés par l'action des vagues sur des échelles de temps allant de l'heure à plusieurs décennies avec des temps de calcul réduits. D'abord, un modèle statistique de trait de côte s'appuyant uniquement sur les occurrences saisonnières de régimes de temps est développé. Ce modèle permet de simuler la variabilité du trait de côte à l'échelle pluriannuelle, sans avoir besoin de connaître les conditions de vagues ou de modéliser le transport sédimentaire. Puis, un nouveau modèle numérique de trait de côte basé sur les vagues (LX-Shore) est développé en intégrant entre autres les forces de certains modèles existants. Il inclut les processus cross-shore et longshore, et couple la dynamique du trait de côte à la propagation des vagues via le modèle spectral de vagues SWAN. Ce modèle permet de simuler l'évolution de formes complexes comme par exemple les flèches sableuses. Ces outils ouvrent aussi la voie vers une meilleure évaluation des évolutions futures du trait de côte, ainsi que de la contribution respective des processus impliqués.

Mots clés : Évolution du trait de côte, modélisation long-terme, complexité réduite, transport long-shore, transport cross-shore, régimes de temps

Modeling of long-term shoreline evolution along wave-dominated sandy coasts

Abstract: Wave-dominated sandy coasts are highly dynamic and populated systems increasingly threatened by erosion hazard. Understanding and predicting shoreline change is critical to inform and guide stakeholders. However, there is currently no numerical model able to reproduce and predict shoreline evolution over the full range of temporal scales and coastal geometries owing to numerical and physical limitations. This thesis focuses on the development of new reduced-complexity models to simulate shoreline change along wave-dominated sandy coasts on the timescales from hours to decades with low computation time. First, a statistical shoreline change model based on the seasonal occurrences of some oceanic basin weather regimes is developed. This model allows simulating shoreline variability at the seasonal and interannual scales, without resorting to wave data or sediment transport modeling. Second, a new so-called LX-Shore numerical wave-driven shoreline change model is developed, which takes the best from some existing models and includes additional numerical and physical developments. LX-Shore couples the primary longshore and cross-shore processes and includes the feedback of shoreline and bathymetric evolution on the wave field using a spectral wave model. LX-Shore successfully simulates the dynamics of coastal embayments or the formation of subsequent nonlinear evolution of complex shoreline features such as flying sandspits. It is anticipated that LX-Shore will provide new and quantitative insight into the respective contributions of the processes controlling shoreline change on real coasts for a wide range of wave climates and geological settings.

Keywords: Shoreline change, long-term modeling, reduced-complexity, longshore transport, cross-shore transport, weather regimes