



Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle

Alexa Latapy

► To cite this version:

Alexa Latapy. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle. Océanographie. Université du Littoral Côte d'Opale, 2020. Français. NNT : 2020DUNK0554 . tel-02899411v2

HAL Id: tel-02899411

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02899411v2>

Submitted on 25 Aug 2020

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.



École doctorale n° 104 : Sciences de la Matière du Rayonnement et de l'Environnement
GEPO (Géosciences, Écologie, Paléontologie, Océanographie)

Thèse de Doctorat

pour obtenir le grade de docteur délivré par

Université Littoral Côte d'Opale

Spécialité doctorale "Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Espace, Terre et Enveloppes fluides"

présentée par

Alexa LATAPY

Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIX^e siècle

Soutenue le 18 Juin 2020

Devant le jury composé de :

Arnaud Héquette	Professeur, Université Littoral Côte d'Opale	Directeur de thèse
Nicolas Pouvreau	Ingénieur d'Etudes et de Fabrications, Shom	Co-encadrant de thèse
Nicolas Weber	Ingénieur Divisionnaire d'Etudes et de Fabrications, Shom	Co-encadrant de thèse
Isabelle Brenon	Maitre de Conférences - HDR, Université La Rochelle	Rapporteur
Vera Van Lancker	Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Professeur, Université de Gand (Belgique)	Rapporteur
Sophie Le Bot	Maitre de Conférences, Université de Rouen	Examineur
Bernadette Tessier	Directrice de Recherche CNRS, Université de Caen	Examineur
Alain Trentesaux	Professeur, Université de Lille	Examineur
Amandine Nicolle	Enseignant-Chercheur, ENSTA Bretagne	Membre invité

Remerciements

Cette thèse a commencé par un titre et une dizaine de lignes de description du projet. En 3 ans, le projet a mûri, s'est développé, a été changé sur certains aspects, jusqu'à en arriver à ce manuscrit qui essaye de retracer par une jolie histoire l'ensemble de mes travaux. A l'aboutissement de ces années de travail, la thèse représente finalement une aventure riche en expériences, en enseignements et en rencontres faites au fil du temps. Ce travail n'aurait pu se faire seule et constitue, à plusieurs titres, un réel travail d'équipe.

Cette thèse c'est d'abord un financement, qui n'était pas gagné du tout au départ, à ce titre, je remercie l'Université Littoral Côte d'Opale pour avoir choisi ce sujet et d'avoir cru au potentiel de tous ces documents historiques. C'est également un travail de collaboration, donc merci au Shom pour m'avoir accueilli sur plus de 2 ans dans vos locaux, de m'avoir donné accès à vos ressources et à vos fantastiques archives.

Une thèse c'est ensuite un encadrement, une structure pour le doctorant. Merci à toi, Arnaud Héquette pour avoir été présent au cours de ces 3 ans, malgré la distance Dunkerque-Brest, tu étais toujours disponible quand j'avais des questions ou quand j'avais besoin de ton aide. Merci pour la confiance accordée pendant ces trois années, l'implication dont tu as fait preuve dans mon travail de thèse et le temps passé sur la fin de thèse à corriger, modifier, et discuter de ce sujet. Merci également Nicolas Pouvreau, tu m'as aidé à trouver mes marques au Shom, avec ce sujet de thèse lorsque j'ai débarqué à Brest, et à chaque fois que j'ai eu besoin de toi ou de ton aide, tu as su être là. Ta disponibilité et ta bienveillance m'ont vraiment porté au cours de cette thèse, merci infiniment! Merci aussi Nicolas Weber, même si tes nouvelles fonctions t'ont éloigné du sujet initial, tu étais malgré tout présent et tu suivais avec attention l'avancée de mes travaux. A vous trois, merci pour la liberté de recherche que vous m'avez donné pour explorer mon sujet, et aller dans la direction que je voulais.

Mes remerciements s'adressent également à l'ensemble des membres du jury. Merci à Isabelle Brenon et Vera Van Lancker d'avoir accepté le rôle de rapporteur de ce manuscrit. Je remercie également Sophie Le Bot, Bernadette Tessier et Alain Trentesaux d'avoir accepté d'examiner ce thèse. Je vous remercie du temps que vous m'avez consacré et pour l'ensemble de vos remarques pour améliorer ce manuscrit.

Toute la partie modèles hydrodynamiques n'aurait jamais pu voir le jour sans le concours de toi, Amandine Nicolle. Je parlais vraiment de rien en modélisation, tu as su me donner les billes pour prendre en main Telemac et Tomawac et tu étais toujours disponible pour répondre à mes (nombreuses) questions sur ce sujet. A ce titre, merci pour ton aide au cours de ces 3 ans de thèse et pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse. Les recherches dans les archives n'auraient pas été possibles sans l'assistance de Thierry Gendrier, qui connaît les archives du Shom comme sa poche. Merci pour ton aide et la confiance de m'avoir laissé avec certains vieux (et donc fragiles) documents. Merci également à tous ceux qui m'ont aidé et guidé avec ces documents anciens : Matthieu Bastien et Jonathan Geneviev entre autre. Et merci aussi à toi Jean-Baptiste Robin-Chanteloup pour avoir participé à travers ton stage de 6 mois à mes travaux de thèse en "claquant" un sacré nombre de sondes!

Au cours de cette thèse, j'ai eu l'opportunité de travailler dans deux structures, avec le Shom pendant 2 ans et l'ULCO sur la fin de thèse. Ceci implique aussi deux fois plus de personnes rencontrées et donc doubles remerciements.

A ce titre, je remercie l'ensemble du département HOM (maintenant STM) du Shom et en particulier le département Marée-Courants où j'étais rattachée, avec Vincent Donato à sa tête, pour leur accueil, leur confiance, leur soutien et leur intérêt pour mes travaux.

"Moi, si je devais résumer ma vie aujourd'hui avec vous, je dirais que c'est d'abord des rencontres...". Et la Bretagne m'a offert son lot de rencontre! Merci à la team du Tara du vendredi. Notre maman à tous, Emilie, tu m'as initié entre autre chose aux joies de la DCSMM, mais tu es surtout une personne avec un coeur en or, ta présence et ta bienveillance ont été un vrai soutien pour moi, merci pour tout. Martial, alias petite licorne, pharophile à tes heures perdues, jukebox

à merde! Quand on est capable d'imiter Frigide barjot à merveille et de chanter "Nathalie mon amour des JMJ" avec tant de coeur, je ne m'inquiète pas de ta capacité à survivre en pays Normand! Flo, chouchou, adorateur de pizza et de téléphérique, passionné de chaussures, professionnel de l'assortiment de couleur (une lecourtoise dans le jargon du métier). Tes "je suis fatigué" et "je veux rentrer chez moi" m'ont marqué à vie. Marie C., nos contre-cantines m'auront permis de rencontrer un sacré bout de femme, pro de la rénovation de maison bretonne et d'affaires criminelles non élucidées. Adoratrice de Rammstein et des petits soleils, nos discussions vont me manquer! Yann F., merci d'abord pour le temps que tu as passé à m'aider pour la partie numérisation et traitement de la marée, et pour les idées que tu as pu me donner au détour d'une conversation. Plus que ton implication dans ma thèse, je tenais à te remercier pour ces moments où je n'avais pas le moral, tu arrivais toujours à me remotiver ou simplement m'écouter. Bibi, Lucie et Val, la team Escape game. Vous m'avez initié à ce jeu (même si nous n'arriverons certainement pas à finir la version "plateau"!), les parties en conditions réelles au *Mystery O'Clock* auront été en revanche un vrai succès! Merci pour les soirées, les repas, les "blanc-manger-coco", le wake et les fous rires qu'on a pu avoir ensemble. Merci à vous tous, les Brestois qui ont été là et qui ont fait parti de ma vie pendant ces 2 ans Bretons : Sam (accordéoniste en puissance), Fabien (Mister vague), Gaël (les "crocodiles" au piano), Bazile (chouchou n°2), Yannick, Riri, Alain, Gwen, Stephanie Desmare, Yann Le Faou et enfin mes co-bureaux Solène et Marie R.

Arrivée sur la fin à l'ULCO, j'ai pu enfin découvrir et m'imprégner de Dunkerque (la Féérique!) en passant les derniers 6 mois avec l'équipe de Dunkerque. Merci à Amar Zemmour, Denis Marin, Olivier Cohen, Vincent Sipka, Adrien Cartier et Mylène Ruz pour votre accueil, pour les repas au RU, les pauses cafés et les discussions enflammées diverses et variées.

Une pensée pour tout ceux que je connaissais avant la thèse et qui sont toujours là : mes géologues de licence et de master : Jako, Manu, Rem', Kéké, Memel. Vous êtes des fous-furieux (Hambourg et Vienne s'en souviennent encore) mais je vous aime comme ça. Elisa, Chloé, Laura, Chachou, Soso, amies depuis tellement longtemps qu'on ne compte plus! Merci d'être aussi parfaitement dingues et toujours là pour moi.

Et bien sûr, la famille! Et quelle famille! Papa, Maman, merci pour tout ce que vous avez fait pour moi en 26 ans de vie, merci pour l'éducation que vous m'avez donné, la liberté et l'ouverture d'esprit que vous m'avez apporté. Cette thèse c'est un peu mon cadeau, pour vous montrer que vous avez bien fait de croire en moi en me laissant partir aux 4 coins de la France pour en arriver là. Mimo et Lol', mes piliers, ma base sûre, nos liens sont tellement forts que c'est presque ridicule de devoir l'explicitier. Je suis tellement fier de vous deux et des femmes que vous êtes en train de devenir, continuez d'être aussi géniales, belles et brillantes. Maitresse Mimo, merci pour la relecture et les corrections de mon "truc"! Merci également à toi Valoshka (la Russie dans nos coeurs), à Papi et Mami Bobo, et toutes les personnes du côté Pichot, oncles, tantes, cousines, cousin. Merci aussi à Papi et Mami Galia, à Paton, au Grand, à Romane et Emma. Une douce pensée à Tatïe et Tonton qui nous observent et doivent bien se marrer de là haut.

Enfin, *last but not least*, merci à toi mon Coco, mon chti Suisse. De Montpellier, à Dunkerque en passant par Brest et Lausanne, nos thèses et les kilomètres n'ont pas été faciles à gérer tous les jours mais nous sommes toujours là! Tu restes mon appui indéfectible, et à ce titre, merci de ta patience sur la fin de thèse et de ta compréhension. J'ai plus qu'à te rendre la pareille pour ta dernière année! Et pour la suite, que notre belle aventure continue vers de nouvelles contrées!

En bref, par ces quelques mots, un énorme MERCI à toutes les personnes qui m'ont accompagné et soutenu pendant cette thèse et sur l'ensemble de mon parcours. D'avance, je m'excuse si j'ai oublié de citer et de remercier quelqu'un; il est dur de se remémorer 3 ans de vie sans aucun oubli. Bonne lecture à tous, en espérant que ce sujet vous passionnera autant qu'il m'a passionné.



Table des matières

Table des matières	v
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xvii
Introduction générale	1
1 Contexte de l'étude : description du site, morphodynamique de la zone côtière et niveaux marins	5
1.1 Description de la zone d'étude	6
1.1.1 Situation géographique	6
1.1.2 Contexte météorologique	7
1.1.3 Contexte hydrodynamique	8
1.2 Les fonds marins	11
1.2.1 Origine du rivage actuel	11
1.2.2 Les bancs sableux : origine et formation	12
1.2.3 La façade maritime Côte d'Opale	13
1.3 Évolution de la zone côtière du nord de la France depuis les dernières décennies . .	17
1.3.1 Un littoral en mouvement	17
1.3.2 Secteur à érosion majeure : la baie de Wissant	19
1.3.3 Secteur en progradation : Calais-Est	20
1.3.4 Secteur stable : du Touquet à Stella-plage	21
1.3.5 Dynamique des estuaires Picards	24
1.4 Observation du niveau de la mer et tendances d'évolution	26
1.4.1 Évolution des méthodes de mesure	26
1.4.2 Utilisation et analyse des données marégraphiques	27
1.4.3 Évolution du niveau de la mer à l'échelle planétaire	28
1.4.4 Évolution du niveau de la mer dans la Mer du Nord et la Manche	29
1.4.5 Evolution du niveau de la mer à l'échelle locale : les Hauts-de-France	30
1.5 Conclusion intermédiaire	32
2 Approche méthodologique : données historiques et modélisation numérique	33
2.1 Levés bathymétriques historiques et numérisation des minutes hydrographiques . .	35
2.1.1 Minutes bathymétriques	35
2.1.2 Numérisation des données historiques	36
2.1.3 Quantification et analyse des changements bathymétriques de la zone côtière	40
2.2 Numérisation et traitement des données marégraphiques	41
2.2.1 Inventaire des documents marégraphiques	41
2.2.2 Traitement des données marégraphiques	44
2.2.3 Corrections à appliquer aux mesures	46
2.2.4 Analyse harmonique de la marée	53
2.2.5 Validation des données	54

2.2.6	Travail sur la série homogène : évolution du marnage et des composantes harmoniques depuis le 19 ^e siècle	58
2.3	Modèles hydrodynamiques	61
2.3.1	Telemac	61
2.3.2	Tomawac	61
2.3.3	Couplage houle-courant	62
2.3.4	Mise en place de la grille de modèle	63
2.3.5	Paramétrage et validation des modèles	65
3	Reconstruction de la série marégraphique des ports des Hauts-de-France	79
3.1	Évolution du niveau moyen de la mer à Dunkerque et des caractéristiques de la marée depuis le 19 ^e siècle	80
3.1.1	Niveaux moyens et composantes harmoniques	80
3.1.2	Asymétrie tidale	84
3.1.3	Comparaison avec des sites proches	85
3.1.4	Évolution des niveaux moyens annuels de pleine et basse mers et des niveaux de mi-marée	86
3.2	Variation du marnage depuis le 19 ^e siècle	90
3.2.1	Dunkerque	90
3.2.2	Calais	92
3.3	Synthèse	93
4	Variations morphologiques de la zone côtière des Hauts-de-France depuis le 19^e siècle	95
4.1	La façade Manche	96
4.1.1	Le secteur de Boulogne-sur-mer	96
4.1.2	La baie de la Canche	102
4.1.3	La baie d'Authie	106
4.1.4	La baie de la Somme	109
4.2	La côte des Flandres, la façade mer du Nord	114
4.2.1	Évolution morphologique séculaire de la côte flamande des Hauts-de-France (<i>Latapy et al., 2019</i>)	114
4.2.2	Évolution morphologique de la baie de Wissant	141
4.3	Réflexions sur la morphodynamique du littoral étudié	143
4.3.1	Les estuaires Picards	143
4.3.2	Variations morphométriques des bancs de Flandre depuis le 19 ^e siècle	146
4.3.3	Processus en jeu dans la maintenance et l'évolution des bancs sableux	148
4.4	Conclusion intermédiaire	152
5	Reconstitution de l'hydrodynamisme de la côte d'Opale depuis le 19^e siècle	153
5.1	Choix des secteurs d'étude et simulations réalisées	154
5.2	Le littoral Calaisien	156
5.2.1	Simulation temps calme	156
5.2.2	Conditions extrêmes avec une houle d'ouest	157
5.2.3	Conditions extrêmes avec une houle de nord-est	161
5.3	La baie de Wissant (d'après <i>Latapy et al. (2020)</i>)	165
5.3.1	Simulation temps calme	165
5.3.2	Conditions extrêmes avec une houle d'ouest	166
5.3.3	Conditions extrêmes avec une houle de nord-est	169
5.4	Conclusion intermédiaire	173

6 Conditions d'érosion et d'accumulation, quelle est l'influence de l'évolution long-terme de l'avant-côte sur l'évolution du trait de côte des dernières décennies?	175
6.1 Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en accumulation	176
6.2 Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en érosion	178
6.3 Fonctionnement global des sites : transferts sédimentaires entre les cellules littorales	180
6.3.1 Processus et rétroactions liés à l'engraissement du littoral Calaisien	181
6.3.2 Variations dans la dynamique hydro-sédimentaire en baie de Wissant	184
6.3.3 Processus de reconstruction des systèmes côtiers et impact anthropique . . .	187
6.3.4 Ajustement morphologique des littoraux en réponse aux forçages hydrodynamiques : l'exemple du littoral Picard	189
6.4 Vers une meilleure compréhension de la dynamique régionale passée et future . . .	190
6.4.1 Perspectives et améliorations du modèle hydrodynamique	190
6.4.2 Changement climatique et risques littoraux	191
6.5 Conclusion	193
Conclusion générale	195
Bibliographie	199
A Évolution du zéro hydrographique du port de Boulogne-sur-mer	I
B Validation des données marégraphiques - site de Calais	III
C Évolution de l'hydrodynamisme dans la zone littorale de Dunkerque	V
D Influence of shoreface morphological changes since the 19th century on nearshore hydrodynamics and shoreline evolution in Wissant bay (northern France)	IX

Liste des figures

1.1	Localisation du site étudié et présentation des différentes façades (Clichés 1 : A. Cartier, 2 : A. Latapy; 3 : A. Crapoulet)	6
1.2	Rose des vents à Boulogne-sur-mer (1994-2019), à Calais (1994-2019) et à Dunkerque (1994-2019) (données Météo-France)	7
1.3	Rose des courants mesurés face à Merlimont (11/02/2018-09/03/2018) (données de <i>Artélia et al.</i> (2019)), à Calais (25/04/1975 - 13/05/1975) et à Dunkerque (05/07/1978 - 19/07/1978) (Shom)	8
1.4	Rose des houles à la bouée de Westhinder entre 1997 et 2016 et à la bouée du Vergoyer entre mai et octobre 2012	10
1.5	Distribution temps-profondeur des datations du nord de la France avec les enveloppes déduites pour le niveau minimum atteint par les plus hautes mers de vives-eaux, et pour la limite supérieure du niveau marin moyen. Les niveaux actuels de HMVE et NM sont issus des données marégraphiques du Shom à Calais (<i>Mrani Alaoui</i> , 2006),	11
1.6	Modélisation de l'évolution de l'amplitude l'onde M2 au nord-ouest de l'Europe à 16, 12, 10, 8 ka BP et actuellement. D'après les travaux de <i>Uehara et al.</i> (2006)	12
1.7	Carte de la distribution des bancs sableux tidaux en Mer du Nord et en Manche et classification de ces bancs d'après <i>Dyer and Huntley</i> (1999) (1 : <i>Open Shelf Ridges</i> , 2 : <i>Estuary mouth</i> et 3 : <i>Headland associated banks</i> ; pour le détail des classes, se référer à <i>Dyer and Huntley</i> (1999))	13
1.8	Couverture superficielle sédimentaire de la Manche et de la mer du Nord (<i>Anthony and Héquette</i> , 2007)	14
1.9	Exemple de profil sismique et son interprétation au niveau du banc du Snouw à Dunkerque (voir localisation des bancs sur la Figure 1.10), l'échelle verticale en temps double est de 2 ms=16 m (issus des travaux de <i>Tessier et al.</i> (1999))	15
1.10	Carte des fonds marins en Manche orientale et au Sud de la Mer du Nord avec localisation des bancs sableux régionaux (MNT HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84))	16
1.11	Synthèse de l'évolution du trait de côte sur la seconde partie du 20ème siècle (depuis les années 1950 jusqu'au début du 21ème siècle) dans les Hauts-de-France d'après les travaux de <i>Aernouts</i> (2005); <i>Bastide</i> (2011); <i>Battiau-Queney et al.</i> (2003); <i>Chaverot</i> (2006); <i>Crapoulet</i> (2015); <i>Hesp et al.</i> (2016); <i>Héquette and Aernouts</i> (2010); <i>Maspataud</i> (2011); <i>Zemmour</i> (2019)	18
1.12	Présentation des fonds marins en baie de Wissant (bathymétrie issue du projet TANDEM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_COTIER_DETROIT_PDC_TANDEM_20m_WGS84) et Orthophoto ©IGN), Projection : Lambert93)	19
1.13	Présentation des fonds marins à Calais (bathymétrie issue du projet TANDEM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_COTIER_DETROIT_PDC_TANDEM_20m_WGS84) et Orthophoto ©IGN), Projection : Lambert93)	20
1.14	Présentation des fonds marins entre la baie de la Canche et la baie d'Authie (bathymétrie issue du projet HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84) et Orthophoto ©IGN), Projection : Lambert93)	21

1.15 Evolution du trait de côte (1947-2015) sur le littoral allant de Berck-sur-mer au Touquet-Paris-Plage (tiré des travaux de <i>Zemmour</i> (2019))	23
1.16 Evolution historique du trait de côte dans la baie d'Authie, figure tiré des travaux de <i>Hesp et al.</i> (2016)	24
1.17 a) Photographie d'une échelle de marée installée sur le quai d'un port (Crédits SHOM). b) Dessin d'un marégraphe à flotteur (tiré de <i>Simon</i> (2007)) c) Observatoire du niveau de la mer à Dunkerque avec instruments marégraphiques (Crédits SHOM, 1970-1980)	26
1.18 Tendances d'évolution du niveau marin à l'échelle planétaire calculé à partir de données altimétriques de 1992 à 2019 (Crédits EU Copernicus Marine Service, CLS, Cnes, Legos)	28
1.19 Evolution du niveau marin entre 1800 et l'actuel regroupé par secteurs (Manche, Mer du Nord, et Manche+Mer du Nord) ; b : Vitesses d'évolution du niveau marin pour les 3 ensemble décrits précédemment (<i>Wahl et al.</i> , 2013a)	29
1.20 Niveau marin moyen annuel (en m) en fonction du temps pour les ports de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer (SONEL, https://www.sonel.org)	31
2.1 Exemple de minute de sondes dans le secteur de Calais levé en 1879 (Minute 2 1 21 3)	36
2.2 Système géodésique utilisé au 19 ^{ème} siècle par les ingénieurs hydrographes en Manche et Mer du Nord, les Hauts-de-France appartenaient au système de la Canche (issue des Archives du Shom)	37
2.3 Gauche : Carte sédimentologique de la baie de Wissant(© Shom), et localisation du profil bathymétrique présenté ci-contre. Droite : Profils bathymétriques sur les affleurements rocheux à l'est de la baie de Wissant à plusieurs dates (1879, 1910–1911, and 1974–1976) (tiré de <i>Latapy et al.</i> (2019))	38
2.4 Exemple de mesures de hauteur d'eau à Dunkerque, sous forme (a) de registre de marée (observations faites le 17 Septembre 1836) ou (b) de marégramme (mesures du 21/07/1941 au 01/08/1941)	42
2.5 Registre de marée en 1835 à Dunkerque (à gauche) et tableur utilisé pour la numérisation manuelle	45
2.6 Graphique du signal de marée à Dunkerque en 1867 (en haut) et la correction en temps appliquée sur la série en suivant l'équation du temps grâce à la formule du Bureau des Longitudes (en bas)	46
2.7 Concordance entre les échelles de mesures de hauteur d'eau à Dunkerque en 1835 et 1836	48
2.8 Reconstruction de l'évolution du port de Dunkerque avec localisation des bassins et des repères fondamentaux (créée à partir des minutes bathymétriques et topographiques disponibles dans les archives du Shom). Fond de carte : Minute hydrographique 2 1 32 datant de 1878	49
2.9 Reconstruction des différents repères utilisés au cours du temps pour positionner le Zéro Hydrographique de Dunkerque	49
2.10 Place Jean Bart dans le centre ville de Dunkerque après la Seconde Guerre Mondiale (38Fi - Arch. Munic. Dunkerque)	50
2.11 Reconstruction de l'évolution du port de Calais avec localisation des bassins et des repères fondamentaux (créée à partir des minutes bathymétriques disponibles dans les archives du Shom)	51
2.12 Reconstruction des différents repères utilisés au cours du temps pour positionner le Zéro Hydrographique de Calais	52
2.13 (a) Anomalies détectées visuellement entre 1865 et 1875 à Dunkerque et supprimées. (b) Zoom sur les sauts verticaux lors de certaines basses-mers, (c) envasement détecté en 1875.	55
2.14 Extraction des pleines mers et basses mers et calcul du marnage associé en Septembre 1872	56

2.15 Résidus en temps de PM (haut) et BM (bas) à Calais en 1941 et identification d'un saut temporel d'environ 2h lié à une mauvaise définition du système horaire utilisé lors de la mesure	56
2.16 Résidus en temps de PM (haut) et BM (bas) à Dunkerque	57
2.17 Résidus sur les hauteurs de PM (haut) et BM (bas) à Dunkerque	57
2.18 Amplitude des différentes composantes harmonique de la marée à Dunkerque en fonction du nombre de Doodson	59
2.19 Amplitude des différentes composantes harmonique de la marée à Calais en fonction du nombre de Doodson	60
2.20 Schéma présentant le couplage TELEMAR-TOMAWAC	63
2.21 Mailles réalisée avec BlueKenue pour les 4 configurations choisies (1878, 1910, 1930 et 1974)	64
2.22 Hauteur d'eau rapportée au niveau moyen obtenue en sortis de modèle et avec les prédictions de marée pour Calais (en haut) et Dunkerque (en bas).	66
2.23 Zoom sur les hauteurs d'eau rapportées au niveau moyen obtenues en sorti de modèle et avec les prédictions de marée pour Calais (en haut) et Dunkerque (en bas).	67
2.24 Histogrammes des résidus en amplitude obtenus pour différents coefficients de frottements avec en rouge la moyenne et en bleu l'écart-type des résidus pour Calais	67
2.25 Histogrammes des résidus en amplitude obtenus pour différents coefficients de frottements avec en rouge la moyenne et en bleu l'écart-type des résidus pour Dunkerque	68
2.26 Vitesse du courant total pour différents coefficients de frottement.	68
2.27 Comparaison des vitesses du courant total entre modèles et observation	69
2.28 Courant total et selon U et V pour un coefficient de 64	70
2.29 Hauteur d'eau rapportée au niveau moyen obtenue en sorti de modèle et avec les prédictions de marée pour Calais pour le modèle de 1878, 1910, 1930 et 1974.	72
2.30 Série de hauteur d'eau à Calais obtenue d'après le modèle (en bleu) et les observations réalisées aux mêmes dates (en rouge)	74
2.31 Hs obtenues sur la bathymétrie HOMONIM pour des houles d'ouest (a)-c)) et nord-est (b)-d)) avec TOMAWAC et WaveWatch3. e) et f) Q-Q plot obtenus en comparant les houles issues de TOMAWAC et de WW3.	76
3.1 a) Niveaux moyens mensuels (en gris) et annuels (en rouge) à Dunkerque; b) Calcul des tendances linéaires et de l'erreur-type associée en fonction de la durée d'observation considérée	80
3.2 Evolution des composantes de marée principales à Dunkerque (M2, S2, N2, K2, MU2, M4, O1, SA et SSA)	82
3.3 Augmentation (rouge) ou diminution (bleu) de l'amplitude de l'onde M2 en considérant le scénario SLR +10 m. Tiré de <i>Pickering et al.</i> (2012)	83
3.4 Evolution de l'ampleur de l'asymétrie tidale (a) et du sens de l'asymétrie (différence de phase) (b) à Dunkerque	84
3.5 Niveaux moyens mensuels obtenus par le PSMSL à Sheerness (UK), Ostende (Belgique) et à Brest (Shom), Calais et Dunkerque. Les séries ont été tracées les unes en dessous des autres avec un écart arbitraire pour une meilleure lisibilité	85
3.6 Coefficients de corrélations annuels à partir des moyennes mensuelles entre a) Brest et Dunkerque et b) Calais et Dunkerque	86
3.7 Niveaux moyens annuels des pleines mers (MHW), des basses mers (MLW) et niveaux moyens de mi-marée (MTL) à Dunkerque entre 1865 et 2019	87
3.8 Niveaux moyens annuels des résidus des pleines mers (MHWres), des basses mers (MLWres) et niveaux moyens de mi-marée (MTLres) à Dunkerque entre 1865 et 2019	88
3.9 Marnage extrait à partir des observations marégraphiques à Dunkerque (en gris) avec le marnage moyen mensuel (en noir) et l'écart-type associé. Les courbes rouges et bleues représentent respectivement le marnage maximum et le minimum mesuré mensuellement.	90

3.10 En haut : Évolution du marnage moyen (en noir), max (en rouge) et min (en bleu) à Dunkerque. En bas : évolution temporelle de l'écart-type du marnage	91
3.11 Marnage extrait à partir des observations marégraphiques à Calais (en gris) avec le marnage moyen mensuel (en noir) et l'écart-type associé. Les courbes rouges et bleues représentent respectivement le marnage maximum et le minimum mesuré mensuellement.	92
4.1 Évolution et agrandissement du port de Boulogne-sur-mer de 1829 à 1914, adapté des travaux de <i>Oustric</i> (2016)	97
4.2 MNT réalisés dans le secteur de Boulogne-sur-mer entre 1835 et 1977	98
4.3 Différentiel bathymétrique dans le secteur de Boulogne-sur-mer entre 1835 et 1977, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion	99
4.4 Profils bathymétriques réalisés sur la zone côtière de Boulogne-sur-mer à partir des levés bathymétriques historiques (partie 1), localisation des profils sur le Figure 4.5	100
4.5 Profils bathymétriques réalisés sur la zone côtière de Boulogne-sur-mer à partir des levés bathymétriques historiques (partie 2) et localisation des profils	101
4.6 MNT réalisés dans le secteur de la baie de Canche entre 1835 et 1977	102
4.7 Différentiel bathymétrique dans le secteur de la baie de Canche entre 1835 et 1977, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion	103
4.8 Localisation des profils bathymétriques présentés en Figure 4.9 et 4.10	103
4.9 Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de Canche à partir des levés bathymétriques historiques (partie 1), localisation des profils sur la Figure 4.8	104
4.10 Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de Canche à partir des levés bathymétriques historiques (partie 2), localisation des profils sur la Figure 4.8	105
4.11 MNT réalisés dans le secteur de la baie d'Authie entre 1835 et 1935	106
4.12 Différentiel bathymétrique en baie d'Authie, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion	107
4.13 Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie d'Authie à partir des levés bathymétriques historiques	108
4.14 MNT réalisés dans le secteur de la baie de Somme entre 1835 et 1994	109
4.15 Différentiel bathymétrique en baie de Somme, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion	110
4.16 Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de la Somme à partir des levés bathymétriques historiques (partie 1) et localisation des profils	111
4.17 Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de la Somme à partir des levés bathymétriques historiques (partie 2)	112
4.18 Evolution des chenaux de navigation dans la Somme depuis 1835, fond ORTHO-PHOTO 2013	113
4.19 Différentiel bathymétrique sur l'ensemble de la façade française mer du Nord entre 1878 et 1975 (A) et 1861 et 1962 (B) (projection : WGS84). Les variations négatives (rouge-orange) indiquent un abaissement des fonds et réciproquement les variations positives en vert-bleues correspondent à une accrétion verticale. Fond de carte : isobathes HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84)	114
4.20 Différentiel bathymétrique en baie de Wissant entre 1878 et 2016 et entre 1878 et 1910 (dans l'encadré en haut à gauche) (projection : WGS84). Les variations négatives (rouge-orange) indiquent un abaissement des fonds et réciproquement les variations positives en vert-bleues correspondent à une accrétion verticale. Les zones en grises correspondent aux variations comprises dans la marge d'erreur et considérées comme stables sur la période étudiée. Les profils A, B, C et D correspondent à la localisation des profils bathymétriques présentés dans la Figure 4.21	141

4.21	Profils bathymétriques en baie de Wissant de 1878 à 2016. A,B et C sont des profils transversaux et D un profil dans la longueur du banc à la Ligne. La localisation des profils est présentée en Figure 4.20	142
4.22	Position de la ligne de rivage lors des levés hydrographiques de 1776, 1835 et 1878 sur fond de carte du Tréport au Cap d'Alprech réalisé en 1878 (d'après <i>Héraud</i> (1878))	145
4.23	Synthèse des mouvements principaux des bancs sableux de la région et des variations morphologiques observées. En fond, le différentiel bathymétrique sur l'ensemble de la façade française mer du Nord entre 1878 et 1975 (A) et 1861 et 1962 (B). Les variations positives (rouge-orange) indiquent un abaissement des fonds et réciproquement les variations négatives en vert-bleues correspondent à une accrétion verticale. Isobathes HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84)	147
4.24	a) La flèche bleue représente le courant tidal initial (en absence de figures sédimentaires) et les carrés bleues représentent 2 colonnes d'eau sur le flanc aval et amont du banc. Les flèches rouges et vertes correspondent respectivement à la force de Coriolis et aux forces de frottement sur le fond. L'intensité de ces forces diminuent avec la profondeur et sont donc plus fort proche de la crête. Ces forces vont impacter la circulation de la colonne d'eau : en amont de la crête, des tourbillons anticycloniques apparaissent (signe '-'), sur le flanc aval, le couplage frottement sur le fond - Coriolis induisent des tourbillons cycloniques ('+'). b) Même schéma mais montrant les courants de marée initiaux (bleu), les courants résiduels (violet) et le courant total (rouge). (tiré de <i>de Swart and Yuan</i> (2018))	148
4.25	Évolution de la position et de la forme du banc à la Ligne depuis 1640 (adapté d'après <i>Briquet</i> (1930) et complété avec les données de la présente étude). L'isobathe -3 m a été utilisé comme référence pour limiter les bordures du banc excepté en 1640 où l'isobathe -10 m est utilisé. (<i>Latapy et al.</i> , 2020)	150
4.26	Photographie aérienne du banc à la Ligne et de sa crête émergée prise le 19/04/2018 à marée basse (coefficient 99) par Altimage	150
5.1	Emprise des modèles hydrodynamiques de 1878, 1910, 1930 et 1975. A) Zoom sur les grilles en baie de Wissant. B) Zoom sur les grilles dans le secteur de Calais	155
5.2	Courants résiduels obtenus pour les 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) en zone côtière de Calais en ne prenant en compte que les processus tidaux	156
5.3	Courants résiduels obtenus pour les 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) en zone côtière de Calais avec le couplage marée-houle, et une houle au large de secteur ouest.	158
5.4	Carte de la répartition spatiale des Hs99% pour une houle d'ouest en 1878, 1910, 1930 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée	159
5.5	Transects de la hauteur de houle (Hs) réalisés à partir des 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) au niveau de Calais pour des houles au large de secteur ouest lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux	160
5.6	Courants résiduels obtenus pour les 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) en zone côtière de Calais avec le couplage marée-houle, et une houle au large de secteur nord-est	161
5.7	Carte de la répartition spatiale des Hs99% pour une houle de nord-est en 1878, 1910, 1930 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée	162
5.8	Transects de la hauteur de houle (Hs) réalisés à partir des 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) au niveau de Calais pour des houles au large de secteur NE lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux	164
5.9	Évolution des courants résiduels obtenus en baie de Wissant avec les bathymétries de 1878 (a), 1910 (b), et 1974 (c) en ne prenant en compte que les processus tidaux	165
5.10	Évolution des courants résiduels obtenus en baie de Wissant avec les bathymétries de 1878 (a), 1910 (b), et 1974 (c) en réalisant un couplage marée-houle avec des vagues au large de secteur ouest.	166

5.11	Carte de la répartition spatiale des Hs99% pour une houle d'ouest en 1878, 1910 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée en baie de Wissant	167
5.12	Transects de la hauteur de houle (Hs99%) réalisés à partir des 3 configurations (1878, 1910 et 1974) en baie de Wissant pour des houles au large de secteur ouest lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux	168
5.13	Évolution des courants résiduels obtenus en baie de Wissant avec les bathymétries de 1878 (a), 1910 (b), et 1974 (c) en réalisant un couplage marée-houle avec des vagues au large de secteur nord-est	169
5.14	Carte de la répartition spatiale des Hs99% pour une houle de NE en 1878, 1910 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée en baie de Wissant	170
5.15	Transects de la hauteur de houle (Hs99%) réalisés à partir des 3 configurations (1878, 1910 et 1974) en baie de Wissant pour des houles au large de secteur nord-est lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux	171
6.1	a) Évolution de la hauteur de la houle à Calais sur quatre secteurs clés en fonction des périodes considérées. b) Variations dans la vitesse des courants résiduels entre 1878 et 1974 pour les trois simulations réalisées. c) Différentiel bathymétrique à Calais entre 1878 et 1974 (en rouge-orange les secteurs en érosion et en bleu-vert les secteurs en accrétion). d) Rythmes d'évolution du trait de côte à Calais calculés à partir d'orthophotographies de 1949 et 2015 (tiré des travaux de <i>Zemmour</i> (2019))	177
6.2	a) Évolution de la hauteur de la houle en baie de Wissant sur cinq secteurs clés en fonction des périodes considérées. b) Variations dans la vitesse des courants résiduels entre 1878 et 1974 pour les trois simulations réalisées. c) Différentiel bathymétrique en baie de Wissant entre 1878 et 1974 (en rouge-orange les secteurs en érosion et en bleu-vert les secteurs en accrétion). d) Rythmes d'évolution du trait de côte en baie de Wissant calculés à partir d'orthophotographies de 1949 et 2015 (tiré des travaux de <i>Zemmour</i> (2019))	179
6.3	Localisation du profil parallèle au rivage utilisé dans les Figures 6.4, 6.6 et 6.7. Le profil suit approximativement l'isobathe -5 m	180
6.4	Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878, 1910 et 1974 entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais avec une houle d'ouest. Les flèches en rouge permettent d'identifier les mouvements de sédiments potentiels les plus significatifs. En bas, un profil des vitesses de courants SO-NE a été réalisé le long du rivage entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais pour les 3 dates.	183
6.5	Cartes postales de la baie de Wissant dans les années 1920 révélant un système dunaire bien développé	184
6.6	Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878, 1910 et 1974 entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais avec une houle de nord-est. Les flèches en rouge permettent d'identifier les mouvements de sédiments potentiels les plus significatifs. En bas, un profil des vitesses de courants SO-NE a été réalisé le long du rivage entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais pour les 3 dates.	186
6.7	Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878, 1910 et 1974 entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais lors de la configuration "temps calme". Les flèches en rouge permettent d'identifier les mouvements de sédiments potentiels les plus significatifs. En bas, un profil des vitesses de courants SO-NE a été réalisé le long du rivage entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais pour les 3 dates.	188
6.8	Hauteurs absolues des pleines mers maximales (ξ_{max}) pour le scénario actuel (SLR=0 m) et les variations relatives associées pour les différents scénarios d'élévation du niveau marin (ξ_{max}/SLR) (tiré de <i>Idier et al.</i> (2017))	191
A.1	Reconstruction des différents repères utilisés au cours du temps pour positionner le Zéro Hydrographique de Boulogne-sur-mer	I

B.1	Résidus en temps de PM (haut) et BM (bas) à Calais	III
B.2	Résidus sur les hauteurs de PM (haut) et BM (bas) à Calais	IV
C.1	Carte de la répartition spatiale des Hs pour une houle de Nord-Est (à gauche) et d'Ouest (à droite) en 1878 et 1930 en ne prenant pas en compte la marée	VI
C.2	Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878 et 1930 à Dunkerque en ne prenant en compte que les processus tidaux	VII
C.3	Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878 et 1930 à Dunkerque avec le couplage marée-houle, pour une houle de Nord-Est (à gauche) et d'Ouest (à droite)	VIII

Liste des tableaux

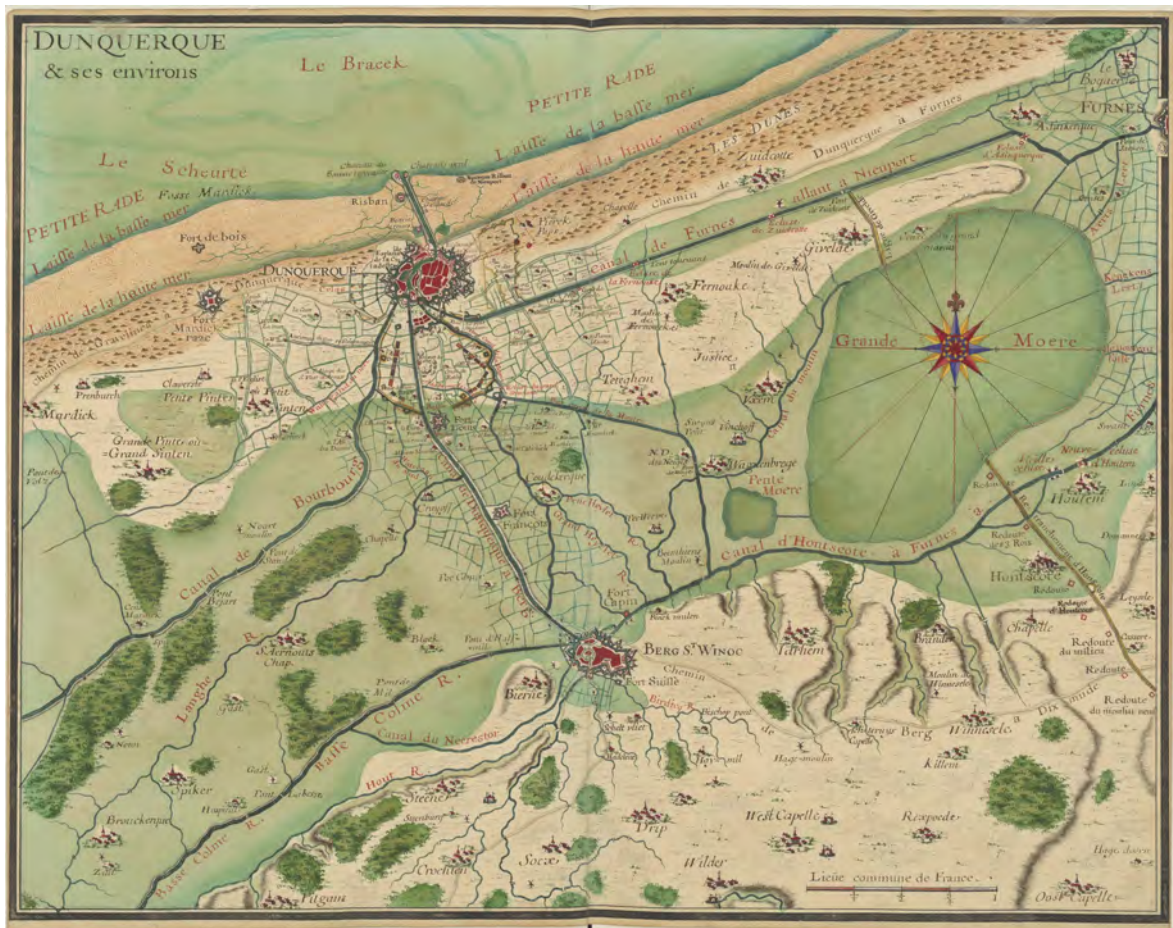
1.1	Amplitude du marnage (en m) pour quelques ports des Hauts-de-France pour un coefficient de marée de 45 et de 95 (<i>Shom</i> , 2017)	9
2.1	Ensemble des levés hydrographiques couvrant la façade Mer du Nord des Hauts-de-France entre 1836 et 2016	35
2.2	Ensemble des levés hydrographiques couvrant la façade Manche des Hauts-de-France entre 1835 et 1994	36
2.3	Estimation de l'erreur horizontale et verticale pour chaque levé bathymétrique de la façade Mer du Nord	39
2.4	Estimation de l'erreur horizontale et verticale pour chaque levé bathymétrique de la façade Manche	39
2.5	Détail des documents de mesures marégraphiques historiques inventoriés et récupérés dans les différents centres d'archives. (Reg. : Registres; Mareg. : Marégrammes; TSV : Temps Solaire Vrai; TSM : Temps Solaire Moyen; TU : Temps Universel)	43
2.6	Amplitudes et phases des 10 ondes principales au port de Dunkerque calculées avec le programme MAS et UTide pour le lot de mesure de 1956 à 2019. L'intervalle de confiance (95%) calculé par UTide est donné en gris	53
2.7	Périodes considérées pour les sites de Dunkerque et de Calais pour l'analyse harmonique	54
2.8	Coefficients a_m appliqués pour le filtre de Demerliac (tiré de <i>Simon</i> (2007))	58
2.9	Tableau descriptif des paramètres de mailles pour les 4 modèles	63
2.10	Localisation des points de validation du modèle (Lambert 93)	65
2.11	Différence entre les hauteurs d'eau prédites et calculées par TELEMAC pour le modèle ajusté pour un coefficient de frottement de 64	71
2.12	Différence entre les courants mesurés issus de la base de données du Shom et ceux calculés par TELEMAC pour le modèle ajusté pour un coefficient de frottement de 64	71
2.13	Statistiques réalisées sur la marée modélisée et comparée aux prédictions pour les quatre simulations. MSE (Mean Standart Error), RMSE (Root Mean Squared Error), MAE (Mean Absolute Error) et R^2 (Coefficient de corrélation).	72
2.14	Statistiques réalisées sur la marée modélisée et comparée aux observations pour les quatre simulations. MSE (Mean Standart Error), RMSE (Root Mean Squared Error), MAE (Mean Absolute Error) et R^2 (Coefficient de corrélation).	73
2.15	Forçages de houle appliqués à TOMAWAC : centiles 99 de H_s (hauteur significative), F_{pic} (fréquence de pic) et T_{pic} (période de pic) pour des houles de NNE et d'OSO d'après la base donnée HOMERE	75
2.16	Dates et conditions de houle au large extraits des résultats de WaveWatch3 correspondant à des événements similaires à ceux modélisés par TOMAWAC.	75
2.17	Statistiques réalisées sur la houle modélisée avec TOMAWAC et comparée aux résultats de modèle WW3. MSE (Mean Standart Error), RMSE (RootMean Squared Error); NRMSE (Normalized Root Mean Squared Error)	77

3.1	Tendances calculées avec les différents niveaux moyens de Dunkerque et erreur-type de tendances calculées (en gris)	88
3.2	Tendance d'évolution du marnage en fonction de la période de temps considérée et erreur-type de tendances calculées (en gris)	91
4.1	Volumes nets calculés à différentes périodes pour la baie de Wissant et pour le banc à la Ligne (en m ³) en prenant en compte la marge d'erreur des levés bathymétriques	141
5.1	Forçages hydrodynamiques pour les 3 simulations	154

Introduction générale

« Cette côte qu'elle façonne ainsi,
la mer l'a créée elle-même »

Ingénieur Hydrographe de la
Marine M.G. Héraud, 1878



Carte des environs de Dunkerque en 1700¹

1. <http://m.mechain.free.fr/d-cartes.php>

L'humanité a toujours été attirée par la frange côtière, les activités humaines s'y sont densément concentrées en raison de l'abondance des ressources qu'elles fournissent ([Hallegatte et al., 2013](#); [Hinkel et al., 2013](#); [Small and Nicholls, 2003](#)). De nos jours, plus de 60% de la population mondiale réside à moins de 150 km du rivage et 15 des 20 mégaloïles mondiales sont situées dans la zone côtière ([Cohen et al., 1997](#); [Hinrichsen, 1999](#); [Hoegh-Guldberg et al., 2018](#)). En France, plus de 250 000 personnes habitent à moins de 500 m des rivages en érosion ([Colas, 2011](#)). Les projections démographiques tendent à montrer que de plus en plus de personnes vivront dans des zones à risques au cours des prochaines décennies ([Ferro-Azcona et al., 2019](#); [Neumann et al., 2015](#)).

Les zones côtières sont fortement vulnérables aux effets du changement climatique ([Ferro-Azcona et al., 2019](#); [Lewis, 2013](#); [Mehvar et al., 2018](#)). De nombreuses villes côtières sont conscientes que le changement climatique observé sur le dernier siècle représente un risque pour les régions littorales avec un accroissement de l'érosion côtière et des submersions de tempêtes (en nombre et en intensité) ([Hoegh-Guldberg et al., 2018](#); [Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014](#); [Nicholls and Cazenave, 2010](#)). Les diverses études réalisées tant à l'échelle mondiale que régionale, sur les rythmes d'évolution du niveau marin, montrent que, bien qu'une élévation soit majoritairement observée, les variations globales du niveau des mers présentent une forte disparité spatiale. De fortes incertitudes demeurent en raison de la complexité et de l'interaction des processus morphodynamiques et océanographiques.

Une des préoccupations majeures concernant l'évolution du littoral porte sur la mobilité du rivage. Parmi une grande variété de littoraux (falaises, îles-barrières, estuaires, lagunes...), les côtes sableuses constituent une fraction importante des littoraux existant sur Terre. A l'échelle planétaire, les travaux de [Bird \(1985\)](#) ont montré que les plages sableuses représentent 20% du linéaire côtier et que parmi ces plages, 70% d'entre elles enregistrent de l'érosion. Les travaux de [Luijendijk et al. \(2018\)](#) ont, par la suite, montré que 24% des côtes sableuses subissent une érosion avec des vitesses de recul excédant 0.5 m.an^{-1} .

La Côte d'Opale, partie septentrionale des côtes françaises, n'échappe pas à ce phénomène ([Hédou et al., 2018](#)), de nombreux aménagements ont été installés le long du rivage, particulièrement depuis les années 1970, pour palier et contrer les attaques de la mer. Certains secteurs connaissent des rythmes de recul parmi les plus élevés du territoire Français tandis que d'autres sont caractérisés par une forte avancée du rivage ([Aernouts and Héquette, 2006](#); [CEREMA, 2018](#); [Crapoulet, 2015](#); [Zemmour, 2019](#)). Pour expliquer ce phénomène, de nombreux auteurs ont souligné, pour ce littoral ([Aernouts, 2005](#); [Héquette and Aernouts, 2010](#); [Héquette et al., 2009, 2013](#); [Sedrati and Anthony, 2014](#)) mais aussi pour d'autres côtes sableuses ([Carter et al., 1982](#); [Hanna and Cooper, 2002](#); [Shaw et al., 2008](#); [Thomas et al., 2011](#)), le rôle de la morphologie des fonds-marins, et particulièrement la position et la forme des bancs sableux pré-littoraux, qui influencent fortement la dynamique sédimentaire des littoraux adjacents.

Les bancs sableux tidaux sont des corps sédimentaires répartis sur une large gamme de profondeurs, au large des plateaux continentaux jusqu'aux environnements côtiers peu profonds. Au cours du 20ème siècle, de nombreuses études ont porté sur la description et la dynamique de ces bancs sableux. Ces corps sédimentaires ont été pendant longtemps principalement étudiés afin de déterminer leurs caractéristiques morphologiques et sédimentaires ([Dyer and Huntley, 1999](#); [Kenyon et al., 1981](#); [Off, 1963](#); [Pattiaratchi and Collins, 1987](#); [Swift, 1975](#)), ou leurs structures internes ([Berné et al., 1994](#); [Reynaud et al., 2003](#); [Tessier et al., 1999](#); [Trentesaux et al., 1999](#)). En comparaison, les bancs sableux de faible profondeur ont fait l'objet d'un moins grand nombre d'études. Les changements morphologiques à l'avant-côte peuvent fortement influencer la dynamique côtière en modifiant la propagation des vagues et/ou en perturbant la circulation des courants, ce qui entraîne des variations dans la distribution de l'énergie côtière et dans le transport sédimentaire ([Bender and Dean, 2003](#); [Maa et al., 2001](#); [MacDonald and O'Connor, 1996](#)). De nombreux travaux ont étudié l'influence de la morphologie côtière sur la dynamique des bancs littoraux ([Bastos et al., 2004](#); [Hanna and Cooper, 2002](#); [Shaw et al., 2008](#)), curieusement, très peu de travaux ont porté sur

les effets des variations naturelles des petits-fonds sur la dynamique littorale ([Carter et al., 1982](#); [Cooper and Navas, 2004](#); [Héquette and Aernouts, 2010](#); [Latapy et al., 2020](#)).

Pourtant, la dynamique de la zone côtière et par conséquent la mobilité du rivage dépend tout autant des processus hydro-sédimentaires agissant dans la zone intertidale, que de la dynamique morpho-sédimentaire de l'avant-côte ([Carter et al., 1982](#); [Héquette and Aernouts, 2010](#); [Héquette et al., 2009, 2013](#); [Sedrati and Anthony, 2014](#); [Shaw et al., 2008](#); [Thomas et al., 2011](#)).

Ce travail de thèse s'inscrit dans les travaux entrepris depuis plusieurs années sur la morphodynamique des littoraux meubles des Hauts-de-France. L'analyse de la cinématique du trait de côte a montré que les rythmes d'évolution pouvaient être très variables dans le temps et l'espace. Pour comprendre cette dynamique, de nombreuses études ont porté sur l'évolution du budget sédimentaire des plages ([Cartier, 2011](#); [Crapoulet, 2015](#); [Zemmour, 2019](#)) et des petits-fonds ([Aernouts, 2005](#)), sur les phénomènes de variabilités climatiques (périodes plus ou moins tempétueuses) ([Chaverot, 2006](#); [Maspataud, 2011](#)) et sur les infrastructures anthropiques perturbant le sens et l'intensité du transport sédimentaire ([Bertier, 2009](#)). Néanmoins, ces travaux se sont majoritairement concentrés sur une échelle saisonnière à pluriannuelle par faute de données antérieures.

Comme l'ont souligné [Arthurton et al. \(1994\)](#), il est essentiel de comprendre les processus qui interviennent dans l'évolution de la côte pour déterminer non seulement l'impact environnemental des activités humaines, mais aussi l'impact du changement climatique. Les plages, l'orientation du rivage et les systèmes de bancs et de chenaux littoraux sont principalement contrôlés par les conditions de vent, de vagues et de marées. Les interactions entre ces processus impliquent des mécanismes physiques agissant à différentes échelles de temps. Pour cette raison, il est nécessaire de s'intéresser aux tendances à long et à court terme. En s'appuyant sur des données bathymétriques et des mesures marégraphiques historiques remontant au 19^{ème} siècle, les objectifs de ce travail reposent ainsi sur les points suivants :

- Inventorier et collecter l'ensemble des mesures marégraphiques des Hauts-de-France afin de reconstituer les séries de niveaux d'eau pour obtenir une estimation plus précise des tendances d'évolution long-terme.
- Analyser le signal de marée pour étudier les changements dans les caractéristiques des marées et évaluer leur influence sur la dynamique littorale.
- Reconstituer l'évolution morphologique des fonds marins dans la zone côtière et proposer des hypothèses d'explication des processus influençant leurs dynamiques.
- Identifier les zones présentant les plus fortes mobilités et étudier pour différentes configurations bathymétriques l'influence de la position, de la morphologie et des dimensions des bancs sableux pré-littoraux sur l'énergie des vagues et sur la circulation côtière.
- Mettre en parallèle les changements hydrodynamiques modélisés sur plus d'un siècle avec les fluctuations de la position du trait de côte pour mettre en évidence de possibles processus de transfert sédimentaire.
- Proposer des potentiels échanges et transports sédimentaires entre les différents compartiments de la zone côtière et plus généralement au sein d'une large cellule sédimentaire permettant d'expliquer les zones en érosion et celles en accumulation.

Cette thèse est divisée en 6 chapitres. En préambule, le **Chapitre 1** propose une présentation générale du littoral de la Côte d'Opale et son contexte environnemental. Les bancs sableux tidaux sont définis, leurs origines et les processus permettant le maintien de ces figures sédimentaires sont également rappelés. La diversité des rythmes d'évolution du littoral des Hauts-de-France est par la suite abordée et enfin les taux d'évolution du niveau marin à l'échelle mondiale, régionale puis locale sont exposés pour clore ce chapitre.

Le **Chapitre 2** détaille la démarche méthodologique développée dans le cadre de ce travail de thèse. La particularité de cette approche est l'utilisation de données historiques tant bathymé-

triques que océanographiques qui permettent d'obtenir une vision séculaire de ce littoral. Comparé aux mesures actuelles, le traitement des données historiques a demandé un travail supplémentaire pour numériser, homogénéiser et valider ces données. Pour évaluer la dynamique de ces littoraux, la mise en place d'un modèle hydrodynamique houle-courant est réalisée.

Le **Chapitre 3** est consacré à l'analyse des séries marégraphiques reconstruites de Calais et Dunkerque. À travers l'étude des variations des composantes harmoniques, de l'asymétrie tidale, des niveaux moyens et du marnage, l'évolution des caractéristiques des marées depuis le 19^{ème} siècle est déterminée et comparée à d'autres résultats de la littérature.

Le **Chapitre 4** porte sur la description des variations morphologiques de la zone côtière de la Côte d'Opale à partir des levés hydrographiques datant du 19^{ème} siècle. Les façades Manche et mer du Nord sont abordées séparément, puis une réflexion sur la morphodynamique de ce littoral est présentée.

Le **Chapitre 5** met en évidence l'influence des bancs pré-littoraux du secteur de Calais et de la baie de Wissant sur l'hydrodynamisme côtier, en modélisant des houles et des marées extrêmes sur différentes configurations bathymétriques.

En synthèse, le **Chapitre 6** constitue un bilan des résultats présentés précédemment, replacés dans un cadre sédimentaire global ainsi que dans un contexte de changement climatique.

Chapitre 1

Contexte de l'étude : description du site, morphodynamique de la zone côtière et niveaux marins

« Avec la mer du Nord pour dernier terrain vague, Et des vagues de dunes pour arrêter les vagues, Et de vagues rochers que les marées dépassent, Et qui ont à jamais le cœur à marée basse »

Jacques Brel, "Le Plat Pays"

Sommaire

1.1 Description de la zone d'étude	6
1.1.1 Situation géographique	6
1.1.2 Contexte météorologique	7
1.1.3 Contexte hydrodynamique	8
1.1.3.1 Marée et courants	8
1.1.3.2 Houle	9
1.2 Les fonds marins	11
1.2.1 Origine du rivage actuel	11
1.2.2 Les bancs sableux : origine et formation	12
1.2.3 La façade maritime Côte d'Opale	13
1.3 Évolution de la zone côtière du nord de la France depuis les dernières décennies	17
1.3.1 Un littoral en mouvement	17
1.3.2 Secteur à érosion majeure : la baie de Wissant	19
1.3.3 Secteur en progradation : Calais-Est	20
1.3.4 Secteur stable : du Touquet à Stella-plage	21
1.3.5 Dynamique des estuaires Picards	24
1.4 Observation du niveau de la mer et tendances d'évolution	26
1.4.1 Évolution des méthodes de mesure	26
1.4.2 Utilisation et analyse des données marégraphiques	27
1.4.3 Évolution du niveau de la mer à l'échelle planétaire	28
1.4.4 Évolution du niveau de la mer dans la Mer du Nord et la Manche	29
1.4.5 Evolution du niveau de la mer à l'échelle locale : les Hauts-de-France	30
1.5 Conclusion intermédiaire	32

1.1 Description de la zone d'étude

1.1.1 Situation géographique

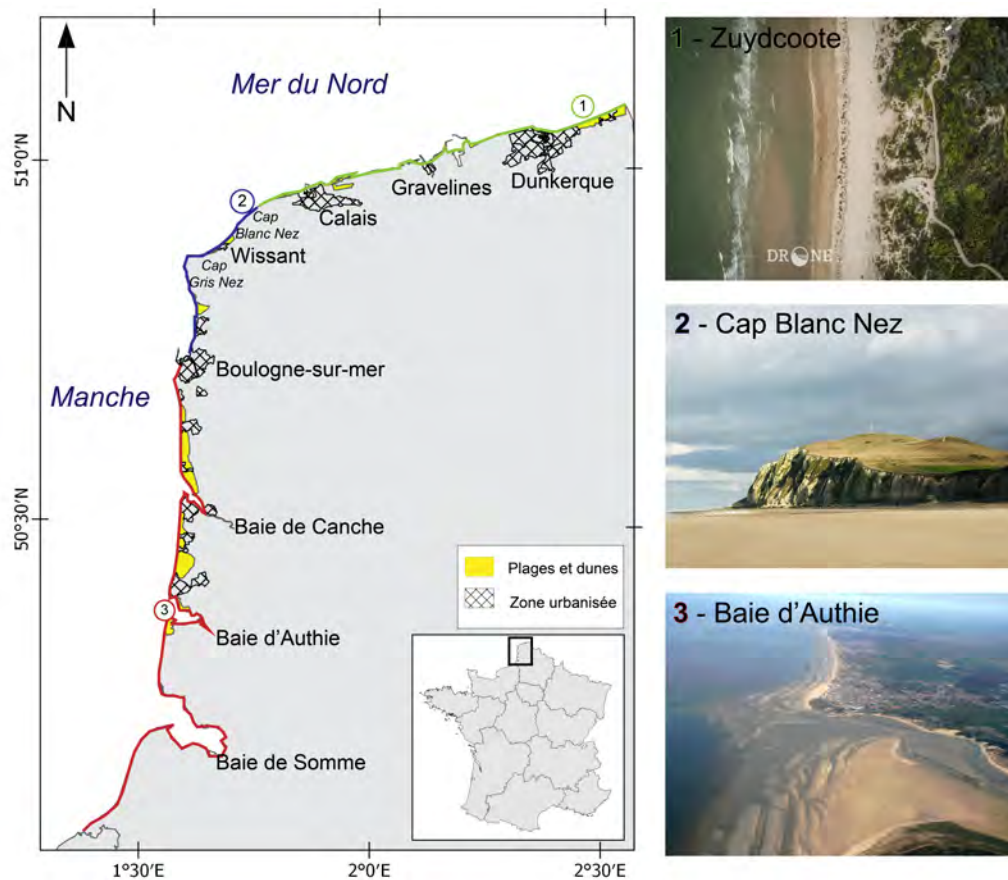


FIGURE 1.1 – Localisation du site étudié et présentation des différentes façades (Clichés 1 : A. Cartier, 2 : A. Latapy; 3 : A. Crapoulet)

Ouvert sur la mer du Nord et sur la Manche, la côte des Hauts-de-France représente 150 km de linéaire côtier hétérogène et diversifié. Ce littoral est réparti en différentes unités :

- **La façade Flamande**, de la frontière Belge au Cap Blanc Nez, cette côte de 60 km orientée OSO-ENE donne sur la mer du Nord. La plaine maritime est majoritairement constituée de zones basses, avec des altitudes moyennes inférieures aux plus hautes mers de vive-eau (PHMVE). La plaine maritime Flamande est protégée des incursions marines par un cordon dunaire qui s'étend jusqu'en Belgique (Chaverot, 2006; Crapoulet, 2015). Ces dunes "flamandes" sont principalement composées d'un cordon dunaire unique et étroit bien que certains massifs dunaires (à Calais ou Dunkerque Est) présentent un système de dunes plus complexe (Photo 1, Figure 1.1). Cette plaine a été impactée par l'artificialisation de la côte lors d'une grande phase de poldérisation (assèchement des plaines par endiguement des marais maritimes et estuariens) dès le 10ème siècle (Briquet, 1930). Ces gains de terres ont été réalisés par l'assèchement des marais et la création d'un réseau de fossés d'évacuation des eaux, les *Watteringues*. L'édification des premiers ports débute au 12ème siècle avec la construction du port de Dunkerque (Lemaire Dr L, 1927). Mais c'est durant le 20ème siècle que ces ports se développent avec la construction de zones industrio-portuaires (ports de Dunkerque et de Calais, centrale nucléaire de Gravelines). Ces changements ont ainsi profondément modifié la morphologie de cette façade et ont significativement diminué la superficie des espaces naturels côtiers.
- **Le Boulonnais** s'étend sur 40 km du Cap Blanc Nez à Boulogne-sur-Mer. Il se caractérise par

une morphologie essentiellement rocheuse (Photo 2, Figure 1.1), avec des falaises marno-gréseuses datant du Jurassique et des falaises carbonatées du Crétacé (Mercier D. (ed), 2013). L'altitude des falaises varie de 5 m de hauteur à Audresselles pour augmenter progressivement vers le nord et atteindre 133 m au Cap Blanc Nez.

- **La façade Picarde** s'étend sur plus de 50 km du sud de Boulogne-sur-Mer à la baie de Somme. Ce littoral orienté N-S avec des altitudes faibles (4-5 m) est ouvert sur la Manche orientale. Cette zone côtière est constituée d'un large estran sableux associé à un système dunaire particulier, nommé « dunes picardes » (Briquet, 1930). Ces dunes sont composées d'un cordon linéaire récent (19-20ème siècle), actif, et de dunes plus anciennes (2500-2370 BP) (Meurisse et al., 2005), prenant la forme de grandes dunes paraboliques (Fauchois, 1998). La dynamique liée à ce littoral se complexifie avec la présence de 3 estuaires importants disséminés le long de la façade : la baie de la Canche, la baie d'Authie (Photo 3, Figure 1.1), et la baie de Somme. À l'intérieur des terres se trouve la plaine maritime picarde composée de bas-champs et d'espaces marécageux. Ces plaines sont relativement basses avec des altitudes pouvant être inférieures au PHMVE. Elles sont bordées à l'est par des paléo-falaises (plateau crayeux de l'Artois) qui s'étendent du nord de la Canche à la baie de Somme.

1.1.2 Contexte météorologique

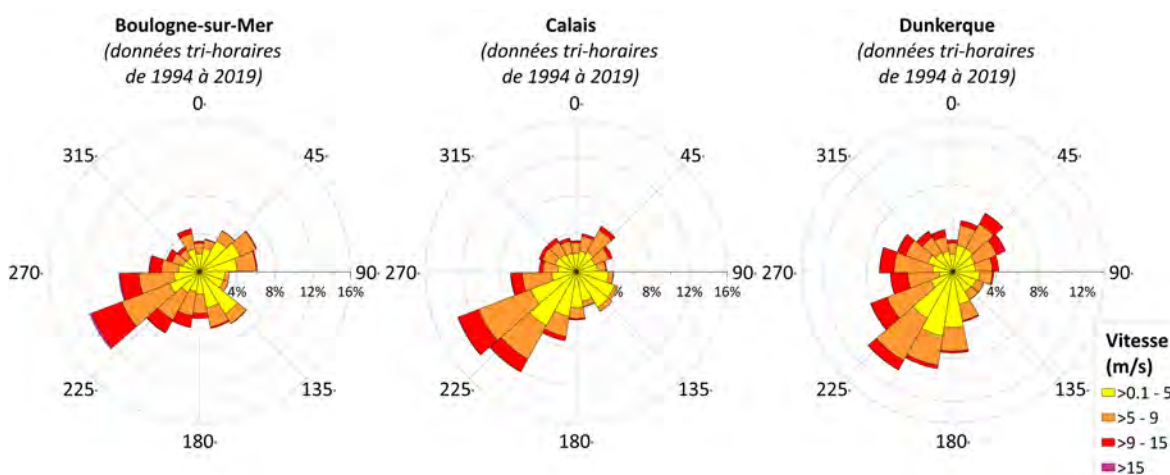


FIGURE 1.2 – Rose des vents à Boulogne-sur-mer (1994-2019), à Calais (1994-2019) et à Dunkerque (1994-2019) (données Météo-France)

Les climat des Hauts-de-France est de type tempéré océanique ; de par sa position septentrionale, le temps d'ensoleillement est réduit et les amplitudes thermiques saisonnières sont relativement faibles (Maspataud, 2011).

Les roses des vents présentées en Figure 1.2 permettent de caractériser le régime de vent affectant le littoral des Hauts-de-France. Le pas de temps d'acquisition initial est tri-horaire puis des mesures horaires sont réalisées pour les années les plus récentes.

Les vents faibles ($0.1-9 \text{ m.s}^{-1}$) représentent plus de 80% des observations, les vents modérés ($9-15 \text{ m.s}^{-1}$) sont moins fréquents mais représentent 14% des enregistrements pour Dunkerque et Boulogne-sur-mer et 8% des vents à Calais. Les vents forts ($> 15 \text{ m.s}^{-1}$) sont peu fréquents et représentent moins de 1% des observations.

Dans l'ensemble, deux composantes de vent sont identifiables (Figure 1.2) : la direction dominante balaie un large spectre du SSO à l'OSO, en réponse aux dépressions venant de l'Atlantique qui remontent par la Manche. Une deuxième composante de secteur NE se démarque, ces vents bien que moins fréquents représentent une proportion non négligeable des vents forts (CEREMA, 2018).

1.1.3 Contexte hydrodynamique

1.1.3.1 Marée et courants

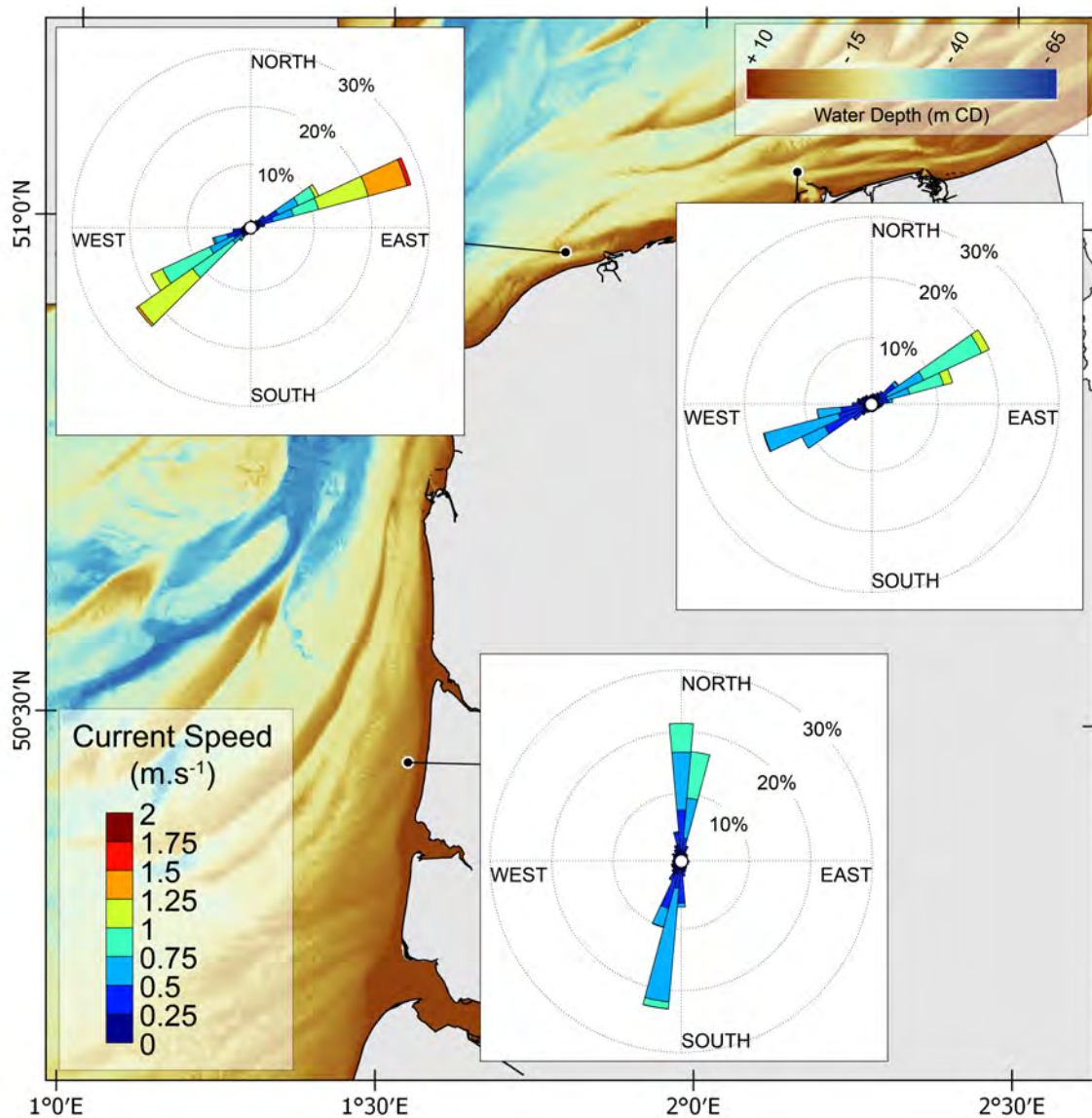


FIGURE 1.3 – Rose des courants mesurés face à Merlimont (11/02/2018-09/03/2018) (données de [Artélia et al. \(2019\)](#)), à Calais (25/04/1975 - 13/05/1975) et à Dunkerque (05/07/1978 - 19/07/1978) (Shom)

Le long des côtes des Hauts-de-France, le régime hydrodynamique de la Manche et de la mer du Nord est fortement influencé par les marées. L'onde de marée se propage de l'Atlantique vers l'intérieur de la Manche et arrive par le nord en contournant les îles Britanniques ([Clique and Lepetit, 1986](#)). Le passage d'une mer profonde à une mer épicontinentale entraîne une amplification de l'onde de marée. Le marnage qui découle de cette amplification sur les côtes des Hauts de France est de type macrotidal (4-8 m) de la frontière Belge jusqu'au Sud de la baie de la Canche puis passe à un régime mégatidal (> 8 m) jusqu'à la baie de la Somme (Tableau 1.1).

Le secteur d'étude est caractérisé par un régime tidal semi-diurne. Lors du montant, le courant de flot se propage parallèlement à la côte vers le nord (pour la façade Manche) et vers le nord-est (façade mer du Nord) (Figure 1.3). Lors du descendant, le courant de jusant s'écoule dans le sens inverse. Les courants de marées sont particulièrement forts au niveau du détroit du Pas-de-Calais dû au resserrement topographique des côtes, ceci entraîne des courants de flot pouvant atteindre $1,8 \text{ m.s}^{-1}$ et $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ lors du jusant ([Augris et al., 1990](#); [Clabaut, 1988](#); [Shom, 2014](#)). Des mesures ont montré une dissymétrie des courants de marée avec une prédominance du flot ([Beck](#)

Coefficient	45	95
Berck-sur-Mer	5.1	8.5
Boulogne-sur-Mer	4.6	7.8
Wissant	4.2	6.9
Calais	4.0	6.5
Dunkerque	3.5	5.5

TABLEAU 1.1 – Amplitude du marnage (en m) pour quelques ports des Hauts-de-France pour un coefficient de marée de 45 et de 95 (*Shom, 2017*)

et al., 1991; Dewez et al., 1989; Héquette et al., 2008b) (Figure 1.3). Le courant de flot commence 3h avant la pleine mer et atteint sa vitesse maximale 1h30 avant la pleine mer. Le courant de jusant commence, quant à lui, 2h30-3h après la pleine mer et atteint sa vitesse maximale 3h45 après la pleine mer (*Bonnefille et al., 1971; Vicaire, 1991*). Cette prédominance du flot va avoir pour conséquence un transport sédimentaire résiduel orienté vers le nord dans la Manche et vers le nord-est dans la mer du Nord (*Corbau et al., 1999; Héquette et al., 2008b*).

1.1.3.2 Houle

En mer du Nord, des enregistrements de houle sur deux décennies sont disponibles avec la bouée de Westhinder appartenant au réseau belge VLIZ (Vlaam Instituut voor de Zee). A partir de ces observations, deux directions modales sont identifiables. Les premières, de secteur sud-ouest, proviennent de la Manche. Les secondes proviennent du NO-NE et correspondent aux houles provenant de l'intérieur du bassin de la mer du Nord (Figure 1.4). Au large, plus de 50% des houles ont une hauteur inférieure à 1 m ($H_{s_{moy}} = 1.05$ m) pour une période moyenne T_{moy} de 4-5 s. Lors d'évènements extrêmes la houle peut toutefois excéder 3 m ($H_{s_{99\%}} = 3.1$ m) avec des périodes plus longues ($T_{99\%} = 7-10$ s). A l'approche de la côte, la houle va subir une importante réfraction due à la présence des nombreux bancs sableux de la façade flamande (*Corbau et al., 1999; Héquette et al., 2009; Sipka, 1998*). Elle va également s'atténuer sur les bancs sub-tidaux et excède rarement 1.2 m (80% des cas) pour une période comprise entre 4 et 8 s (*Clique and Lepetit, 1986*).

En Manche, il n'existe pas d'observation de la houle sur le long-terme, la bouée de Vergoyer, appartenant au réseau CANDHIS¹, a une durée d'acquisition de seulement 6 mois en 2012 et ne couvre pas la période hivernale (susceptible d'enregistrer les houles plus importantes). Ces observations permettent toutefois de mettre en évidence des houles dominantes de secteur OSO à SO et des houles secondaires de NE provenant de la mer du Nord. Les houles les plus fréquentes présentent une hauteur inférieure à 1.2 m dans 80% des cas avec une période moyenne de 5-7 secondes (*Clique and Lepetit, 1986*).

1. Centre d'Archivage National de Données de Houle In Situ

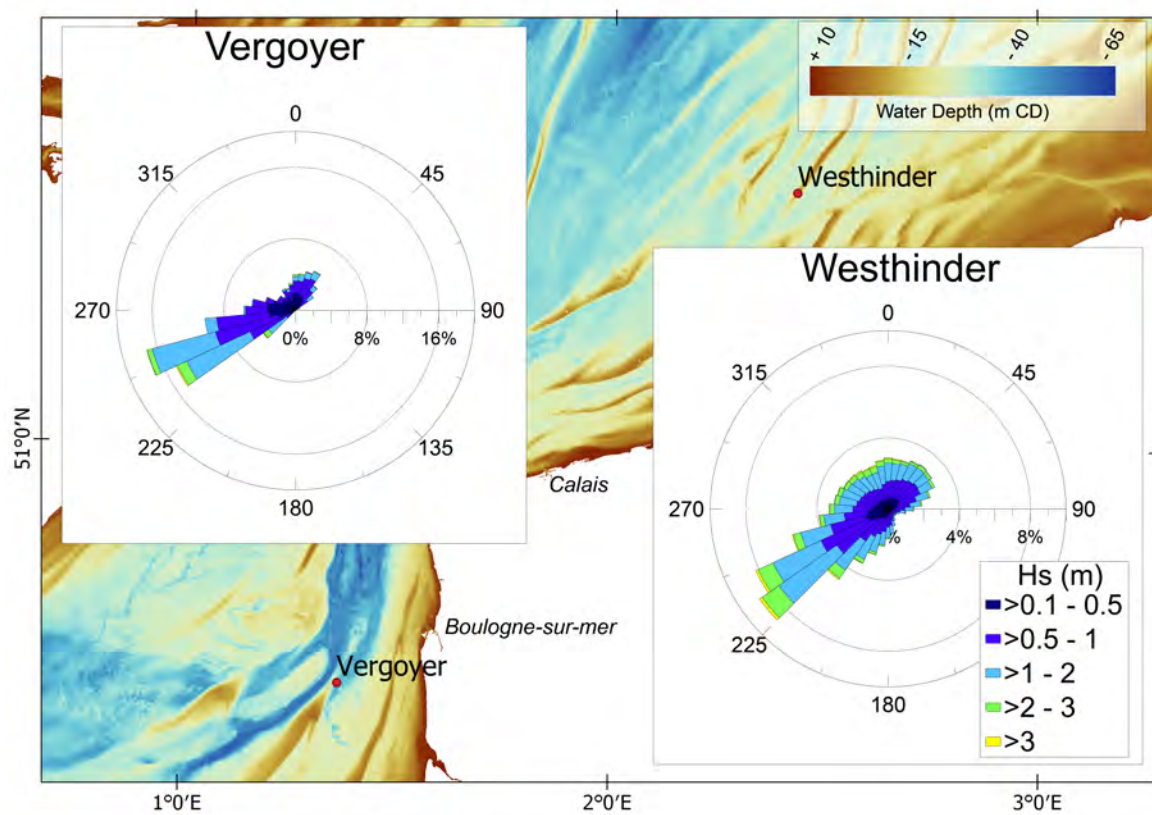


FIGURE 1.4 – Rose des houles à la bouée de Westhinder entre 1997 et 2016 et à la bouée du Vergoyer entre mai et octobre 2012

1.2 Les fonds marins

1.2.1 Origine du rivage actuel

La dernière grande glaciation (Würm) date de -100 000 ans et a amené le niveau des mers à -120 m plus bas que l'actuel ([Fleming et al., 1998](#)). A cette époque, la Manche était émergée et parcourue de quelques grands fleuves ([Bourillet et al., 2003](#)). Le réchauffement climatique qui a suivi cette glaciation entraîna un brutal retrait des glaciers et une rapide remontée du niveau marin ([Fleming et al., 1998](#)). Cette remontée ne s'est néanmoins pas répartie de manière homogène à l'échelle planétaire dû à des phénomènes locaux (réajustements isostasiques entre autre) ([Mercier D. \(ed\), 2013](#)). Au cours du temps, les différentes conditions environnementales vont s'enregistrer dans les dépôts sédimentaires, l'analyse de ces derniers permet ainsi de reconstituer et d'approcher, à l'échelle locale, les variations relatives du niveau des mers.

L'évolution du littoral des Hauts-de-France au cours de l'Holocène a été contrôlée par les variations conjointes du niveau marin et des apports sédimentaires. Au cours des 7000 dernières années, le niveau relatif des mers a enregistré une remontée générale. Cette remontée a été ponctuée de plusieurs oscillations et variations dans les taux d'élévation.

Pour la plaine maritime française du nord de la France, [Anthony et al. \(2010\)](#) et [Mrani Alaoui \(2006\)](#) se sont basés sur des datations au C^{14} sur des échantillons de matières organiques (tourbe) et ont retracé les conditions eustatiques durant l'Holocène. Ces datations ont été projetées pour obtenir l'altitude en fonction de l'âge des échantillons et donnent une ébauche de courbe de niveau marin à l'échelle régionale (Figure 1.5).

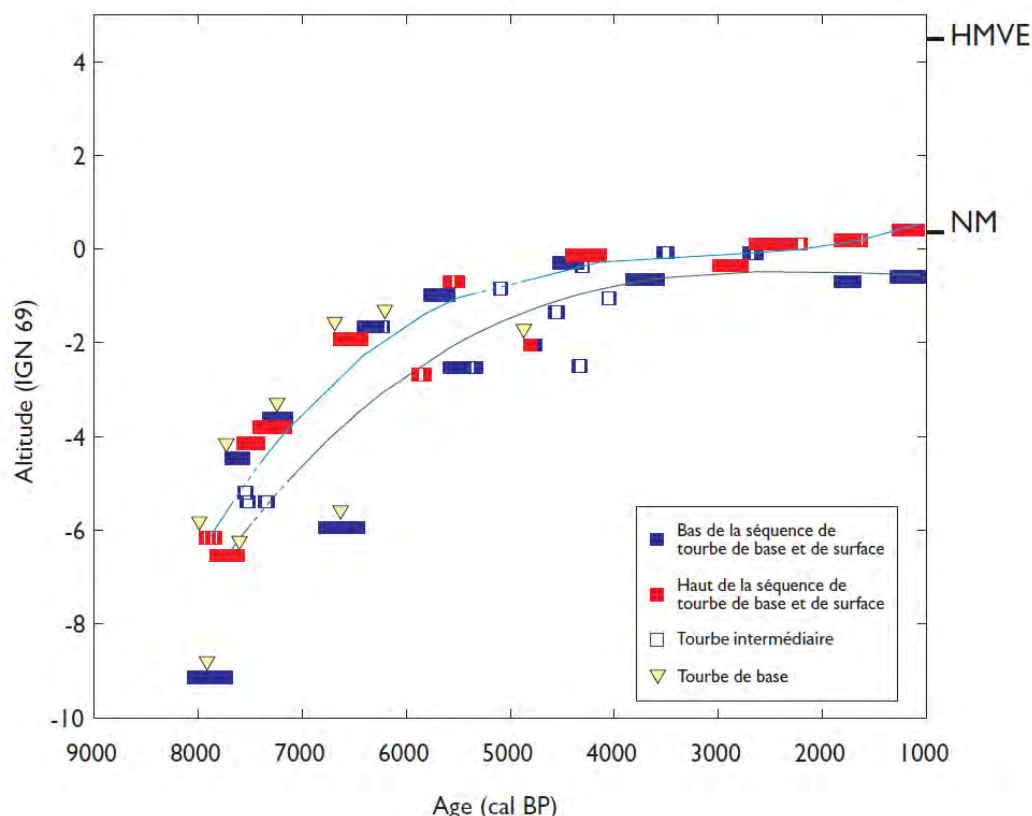


FIGURE 1.5 – Distribution temps-profondeur des datations du nord de la France avec les enveloppes déduites pour le niveau minimum atteint par les plus hautes mers de vives-eaux, et pour la limite supérieure du niveau marin moyen. Les niveaux actuels de HMVE et NM sont issus des données marégraphiques du Shom à Calais ([Mrani Alaoui, 2006](#)),

La Figure 1.5 montre une transgression en plusieurs phases. Au début de l'Holocène, une rapide remontée est enregistrée, de l'ordre de 7 m.k^{-1} , puis de 2.5 m.k^{-1} entre 7500 cal BP et 5000

cal BP. Cette rapide élévation a entraîné une inondation des basses vallées (vallée de l'Aa sur la façade Française et celle de l'Yser en Belgique) et a créé un important espace d'accommodation ne pouvant être comblé par des apports sédimentaires (Anthony *et al.*, 2010). Les niveaux calculés en 5500-5000 cal BP pour la plaine française sont conformes avec ceux obtenus sur la plaine maritime belge et indiquent que le niveau marin de l'époque était à environ -2 m de l'actuel.

Le ralentissement depuis 5500 ans, à un rythme de 0.7 m.k^{-1} , a entraîné une réduction de l'espace d'accommodation par un important développement de tourbe de surface et dans une moindre mesure par les apports sédimentaires. Par la suite, une nouvelle phase de sédimentation a comblé progressivement la plaine maritime donnant ainsi les terrains agricoles et poldérisés actuels (Anthony *et al.*, 2010; Mrani Alaoui, 2006). Sur la plaine maritime belge, le ralentissement de la remontée du niveau marin autour de 5500-5000 cal BP a également provoqué une réduction de l'espace d'accommodation et a ainsi permis de combler progressivement les plaines maritimes (Denys and Baeteman, 1995).

Les vallées ainsi comblées ont donné les plaines caractéristiques maintenant de la région. La Liane et l'Aa, autrefois d'importants estuaires, ne forment à présent que de simples fleuves. D'autres, au contraire ont réussi à se stabiliser et à perdurer dans le temps tels que les estuaires de l'Authie, de la Canche et de la Somme.

La remontée du niveau marin a également eu un impact sur l'hydrodynamisme en Manche et mer du Nord : les travaux de Molen and Swart (2001) et Uehara *et al.* (2006) ont montré que durant l'Holocène, les fluctuations des conditions tidales ont eu un fort impact sur l'amplitude de l'onde M2 et sur les courants tidaux (Figure 1.6). La dynamique sédimentaire étant liée aux courants, le transport sédimentaire a fortement varié au cours de l'Holocène. Des travaux réalisés en mer Celtique suggèrent que l'élévation du niveau marin aurait entraîné une diminution progressive de l'amplitude des courants tidaux (Yuan and de Swart, 2017).

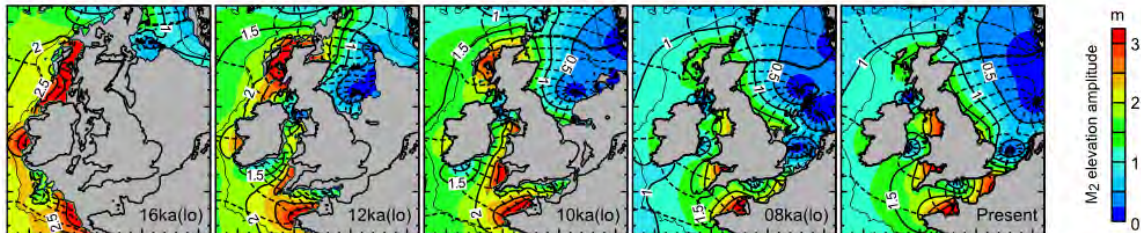


FIGURE 1.6 – Modélisation de l'évolution de l'amplitude l'onde M2 au nord-ouest de l'Europe à 16, 12, 10, 8 ka BP et actuellement. D'après les travaux de Uehara *et al.* (2006)

1.2.2 Les bancs sableux : origine et formation

Les bancs sableux tidaux ("tidal sand banks"), dont la dynamique constitue une des problématiques de cette thèse sont des corps sédimentaires répartis sur une large gamme de profondeur, au large des plateaux continentaux jusqu'aux environnements côtiers peu profonds (Dyer and Huntley, 1999; Kenyon *et al.*, 1981; Off, 1963; Pattiaratchi and Collins, 1987; Swift, 1975). Ces bancs sont largement répandus sur le plateau continental Européen (Figure 1.7) (Bastos *et al.*, 2004; De Moor, 2002; Deleu *et al.*, 2004; Houbolt, 1968; Pattiaratchi and Collins, 1987; Swift, 1975; van de Meene and van Rijn, 2000), dans les mers Asiatiques (Liu *et al.*, 2007; Saha *et al.*, 2016), le long des côtes nord-américaines (FitzGerald *et al.*, 2000; Shaw *et al.*, 2008; Swift and Field, 1981), ainsi que dans le golfe persique (Off, 1963) ou au large des côtes argentines (Parker *et al.*, 1982).

Ces bancs sableux peuvent être classés en deux catégories : les bancs actifs et les bancs moribonds (Kenyon *et al.*, 1981). Les bancs actifs se forment généralement à des profondeurs inférieures à 30-50 m, où les courants de marée sont forts ($> 0,5 \text{ m.s}^{-1}$), et peuvent migrer en réponse aux processus hydrodynamiques actuels (Bastos *et al.*, 2004; Horrillo-Caraballo and Reeve, 2008). Les bancs moribonds sont, quant à eux, localisés dans les eaux plus profondes où le régime hydrodynamique est trop faible pour entraîner le mouvement des sédiments, ou dans les eaux peu

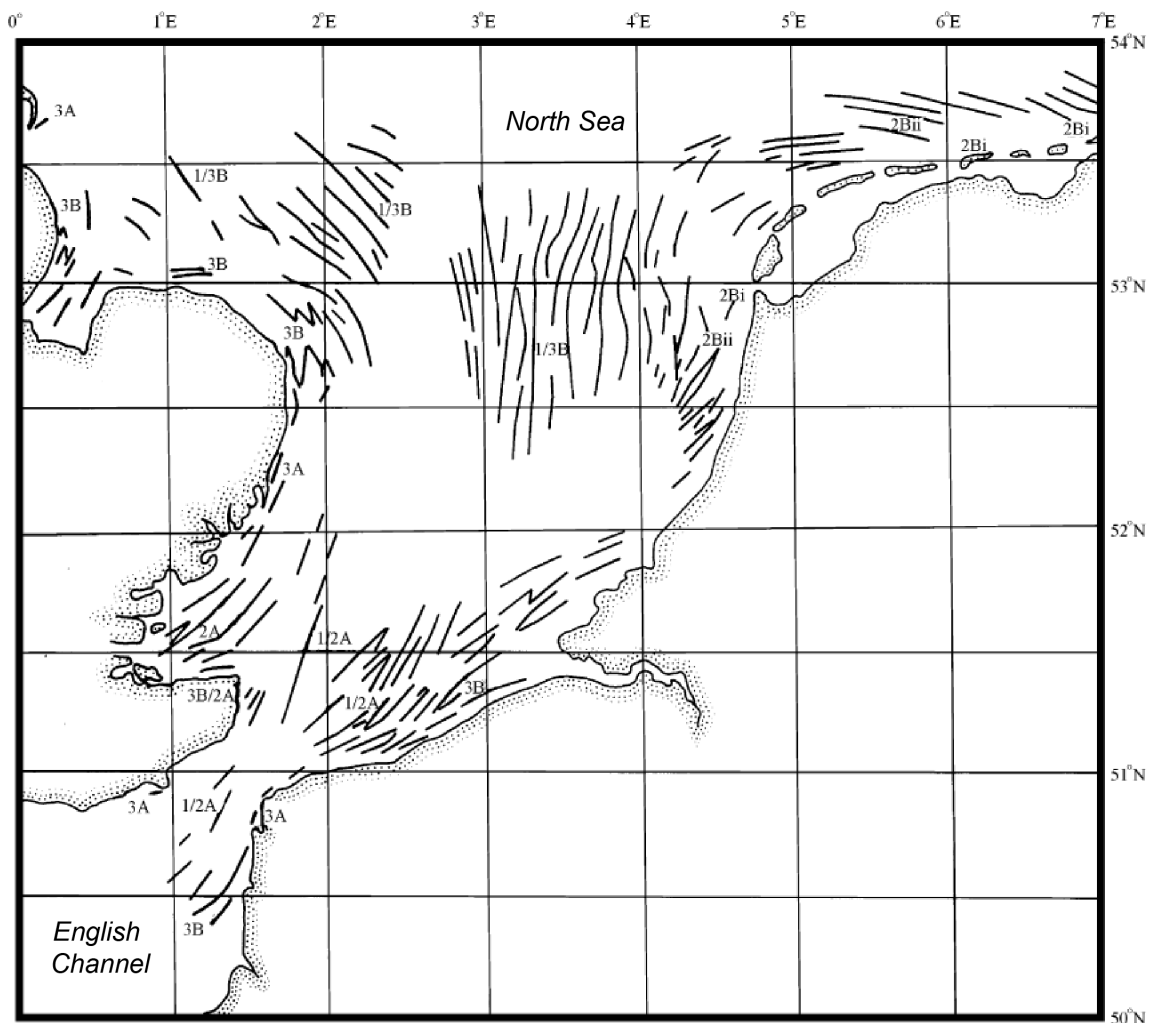


FIGURE 1.7 – Carte de la distribution des bancs sableux tidaux en Mer du Nord et en Manche et classification de ces bancs d'après [Dyer and Huntley \(1999\)](#) (1 : Open Shelf Ridges, 2 : Estuary mouth et 3 : Headland associated banks; pour le détail des classes, se référer à [Dyer and Huntley \(1999\)](#))

profondes à faible énergie ([Collins et al., 1995](#); [Dyer and Huntley, 1999](#)).

L'origine de la formation des bancs sableux a fait l'objet de nombreuses études ([Dyer and Huntley, 1999](#); [Pattiaratchi and Collins, 1987](#); [Swift and Field, 1981](#)) et plusieurs théories ont été proposées. Selon [Houbolt \(1968\)](#); [Off \(1963\)](#) la genèse des bancs est directement liée aux conditions hydrodynamiques locales, ainsi la formation d'un banc résulte de fluctuations dans les conditions de circulation causées par des variations de rugosité des fonds. Une seconde théorie propose que ces bancs ont été générés lors de la dernière élévation post-glaciaire du niveau marin à partir de vestiges sédimentaires antérieurs ([Berné et al., 1994, 1998](#); [Swift, 1975](#)). Enfin, un troisième concept considère que les bancs se forment sous l'effet de rétroactions positives entre la circulation hydrodynamique et les fonds marins (par transport sédimentaire) ([Blondeaux, 2001](#); [Coco and Murray, 2007](#); [Dodd et al., 2003](#)). En d'autres termes, les formes sédimentaires influencent la circulation hydrodynamique en entraînant une convergence du transport net sédimentaire sur la crête des bancs sableux, ce qui a pour conséquence, d'alimenter ces bancs et de les faire croître.

1.2.3 La façade maritime Côte d'Opale

Le long de la façade maritime de la Côte d'Opale, les fonds marins sont composés d'un substratum rocheux d'âge Mésozoïque et Cénozoïque sur lequel repose une couverture de sédiments meubles (Figure 1.8). Comme nous l'avons vu précédemment, lors de la dernière glaciation, le re-

cul de la ligne du rivage a entraîné un assèchement des terrains correspondant aujourd'hui aux fonds de la Manche et de la mer du Nord. La plaine côtière était ainsi soumise à des influences marines et terrestres qui ont donné lieu à une forte accumulation sédimentaire d'une épaisseur maximale de 30 m (Baeteman, 1991; Baeteman and Van Strijdonck, 1989; Sommé et al., 2004). Lors de la transgression marine Holocène, ces sédiments sont remaniés et déposés sur la topographie d'érosion périglaciaire (Anthony and Orford, 2002; Bellamy, 1995; Hamblin et al., 1992; Larssonneur et al., 1982; Sommé, 1988). Sur le site d'étude, les sédiments superficiels sont composés de grains siliciclastiques moyens à fins, propres (teneur en particules fines inférieures à 0.5%) mal à très bien classés, en particulier pour des profondeurs de 5 à 10 m et de grains moyens à grossiers pour des profondeurs plus importantes (Figure 1.8) (Augris et al., 1990; Beck et al., 1991; Van Lancker, 1999).

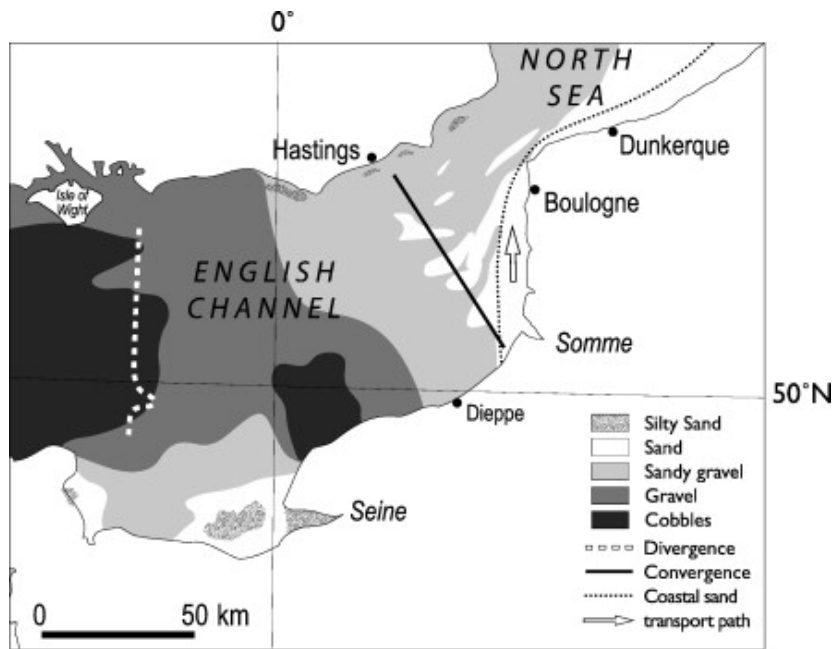


FIGURE 1.8 – Couverture superficielle sédimentaire de la Manche et de la mer du Nord (Anthony and Héquette, 2007)

Sur cette façade maritime, les sédiments se sont regroupés en bancs sableux massifs (10-30 km de long) et ont formé un réseau complexe. Les travaux réalisés sur la structure interne de ces bancs et sur la dynamique sédimentaire ont permis de conclure sur des bancs majoritairement issus de reliques Holocènes. En effet, les structures internes de la Bassure de Baas en Manche, (Reynaud et al., 2003), des bancs de Dunkerque (Tessier et al., 1999), de Calais (Aernouts, 2005) et également des bancs belges à proximité (Trentesaux et al., 1999) en mer du Nord, permettent d'identifier différentes unités stratigraphiques (Beck et al., 1991; Reynaud et al., 2003) remontant à l'Holocène. La Figure 1.9 présente les résultats obtenus sur un des bancs de Dunkerque (Tessier et al., 1999) et permet d'identifier plusieurs unités distinctes :

- une surface de transgression Holocène et des dépôts de plage (R1),
- un noyau ancien correspondant au banc initial (R2),
- une surface avec des réflecteurs orientés vers le large sous l'action des courants de marée et du transport longshore (R3),
- une surface avec des réflecteurs orientés cette fois vers la côte lié à l'action des tempêtes et du transport cross-shore (R4).

La morphologie des bancs sableux résulte par la suite d'un équilibre entre la dynamique des courants de marée, la morphologie des fonds marins et les apports sédimentaire (Briere et al.,

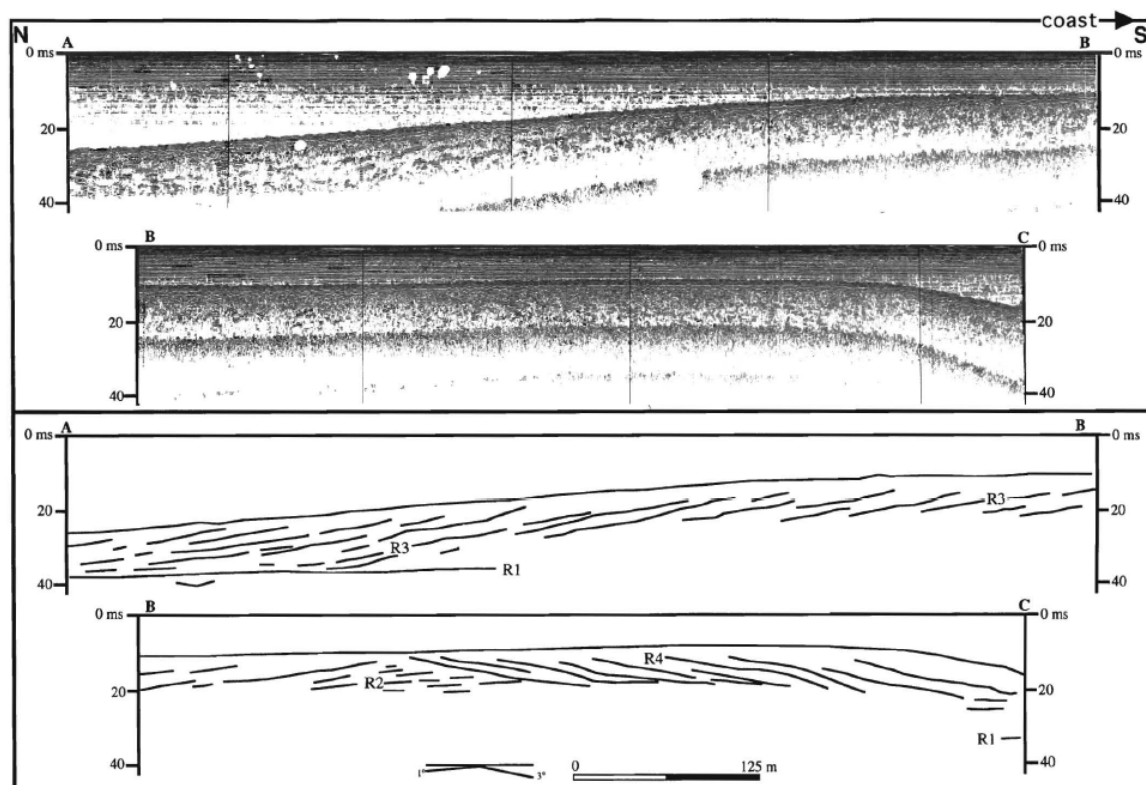


FIGURE 1.9 – Exemple de profil sismique et son interprétation au niveau du banc du Snouw à Dunkerque (voir localisation des bancs sur la Figure 1.10), l'échelle verticale en temps double est de 2 ms=16 m (issus des travaux de [Tessier et al. \(1999\)](#))

2010; [Caston, 1972](#); [Deleu et al., 2004](#); [Dyer and Huntley, 1999](#); [Kenyon et al., 1981](#); [Pan et al., 2007](#); [Williams et al., 2000](#)).

En général, la crête des bancs sableux est orientée de 5 à 30° (dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord) par rapport à la direction du courant tidal dominant ([de Swart and Yuan, 2018](#); [Dyer and Huntley, 1999](#); [Kenyon et al., 1981](#)). Ces bancs peuvent présenter un profil symétrique (souvent observé sur les bancs moribonds), mais globalement, les bancs dits "actifs" sont caractérisés par une asymétrie. Cette asymétrie est un indicateur de la migration et du déplacement de la crête des bancs.

Les bancs sableux de notre zone d'étude présentent majoritairement un flanc abrupt orienté vers la côte, ce qui traduit une migration des crêtes de ces bancs vers le rivage. Sur ces bancs, des travaux antérieurs ont proposé que leurs déplacements étaient liés aux courants et à la houle qui induisaient un transport net vers le rivage ([Corbau, 1995](#); [Tessier et al., 1999](#)).

La façade ouest, ouverte sur la Manche présente seulement trois bancs massifs (Figure 1.10). Le banc du *Vergoyer* est orienté SO-NE et se prolonge vers la Manche centrale. La *Bassure de Baas*, de forme incurvée, s'étend sur une longueur de 70 km entre Boulogne-sur-mer et la baie de Somme. Enfin, le *Battur*, soudé à la *Bassure de Baas* est situé face à Merlimont.

Au Sud de la mer du Nord, la façade française nord est composée d'un ensemble de bancs (Figure 1.10) qui se regroupent, d'ouest en est en plusieurs ensembles :

- en baie de Wissant, le *banc à la Ligne*, est soudé à la côte à l'ouest au niveau du Cap Gris-Nez,
- à Calais, le *Riden de la Rade* et le *Riden de Calais* se rejoignent à leur extrémité ouest pour former un système de bancs en V,
- au large, les bancs du *Dyck* et du *Ruytingen* forment un groupe de bancs, de formes incurvés et soudés ensemble sur la partie est face à Dunkerque,

- les bancs de Dunkerque, entre Gravelines et la frontière Belge sont plus ou moins proches de la côte : les *bancs du Snouw, du Braek, du Breedt, Smal, in Ratel* et *Hills*.

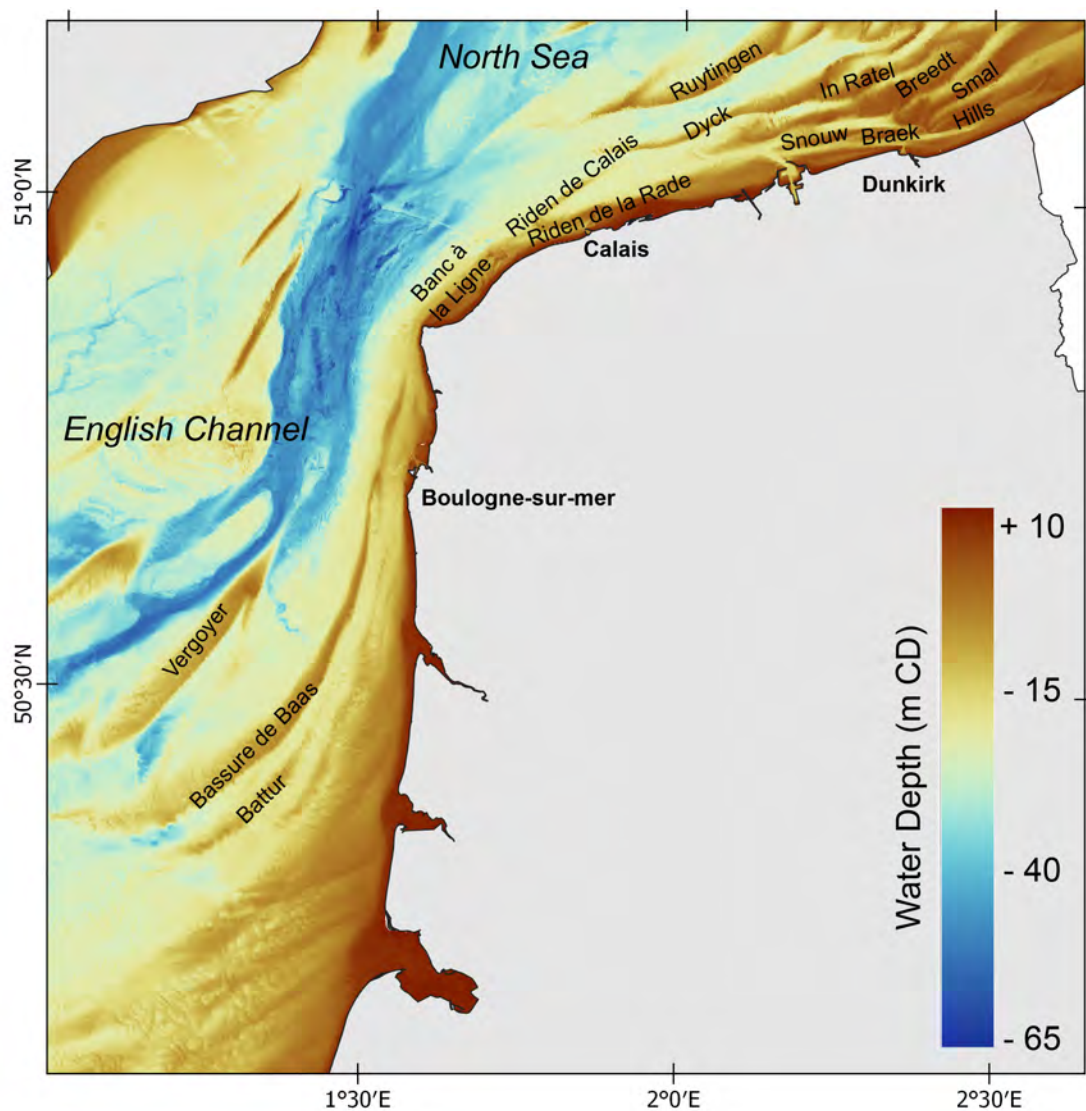


FIGURE 1.10 – Carte des fonds marins en Manche orientale et au Sud de la Mer du Nord avec localisation des bancs sableux régionaux (MNT HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84))

1.3 Évolution de la zone côtière du nord de la France depuis les dernières décennies

1.3.1 Un littoral en mouvement

Le littoral des Hauts-de-France étant morphologiquement très diversifié, il est logique de penser que les types d'évolutions observés le sont également.

Dans le contexte actuel de réchauffement climatique et de montée du niveau de la mer, les risques de submersion des zones basses situées en arrière du cordon dunaire s'avèrent préoccupants en plusieurs endroits. Les marqueurs d'érosion côtière sont bien visibles dans certains secteurs connaissant des rythmes de recul du trait de côte parmi les plus élevés en France ([CEREMA, 2018](#); [Crapoulet et al., 2017](#); [Sedrati and Anthony, 2007](#)). Contrastant avec ces secteurs, certaines portions du littoral progressent vers la mer ([Héquette and Aernouts, 2010](#); [Ruz et al., 2017a,b](#)).

Le littoral des Hauts-de-France a fait l'objet de nombreuses études permettant de quantifier les rythmes d'évolution du trait de côte. Ces études se sont basées sur l'analyse de photographies aériennes pour les données anciennes, de levés LIDAR et de campagnes topographiques pour les données récentes. En se basant sur des périodes similaires, une synthèse des principaux travaux portant l'évolution du rivage des Hauts-de-France sur la deuxième partie du 20ème siècle est résumée dans la Figure 1.11.

La Figure 1.11 met en évidence des secteurs à évolution très variables. Des zones en progradation sont visibles, telles qu'au niveau d'Oye-plage, de Calais-Est ([Aernouts, 2005](#); [Chaverot, 2006](#)) ou à l'est de la baie de Wissant ([Aernouts, 2005](#)). D'autres zones sont plutôt en recul (Slack ([Chaverot, 2006](#)), Hardelot-Equihe ([Chaverot, 2006](#)), ouest et centre de la baie de Wissant ([Aernouts, 2005](#))) avec des vitesses de retrait pouvant atteindre les -5 m.an^{-1} . Sur un demi siècle, certains secteurs présentent également une évolution stable (Dunkerque-Est, Sangatte ([Chaverot, 2006](#)) et le littoral du Touquet à Beck-Plage ([Battiau-Queney et al., 2003](#); [Crapoulet, 2015](#); [Zemmour, 2019](#)).

Trois secteurs représentatifs ont été sélectionnés pour présenter ce littoral en mouvement : un cas d'érosion majeure (la baie de Wissant), un cas de progradation vers la mer (Calais Est) et un secteur relativement stable (du Touquet à Stella-plage). Les évolutions du littoral proches des exutoires de la Canche, l'Authie et la Somme sont liées à une dynamique particulière qui sera détaillée à la fin de cette partie.

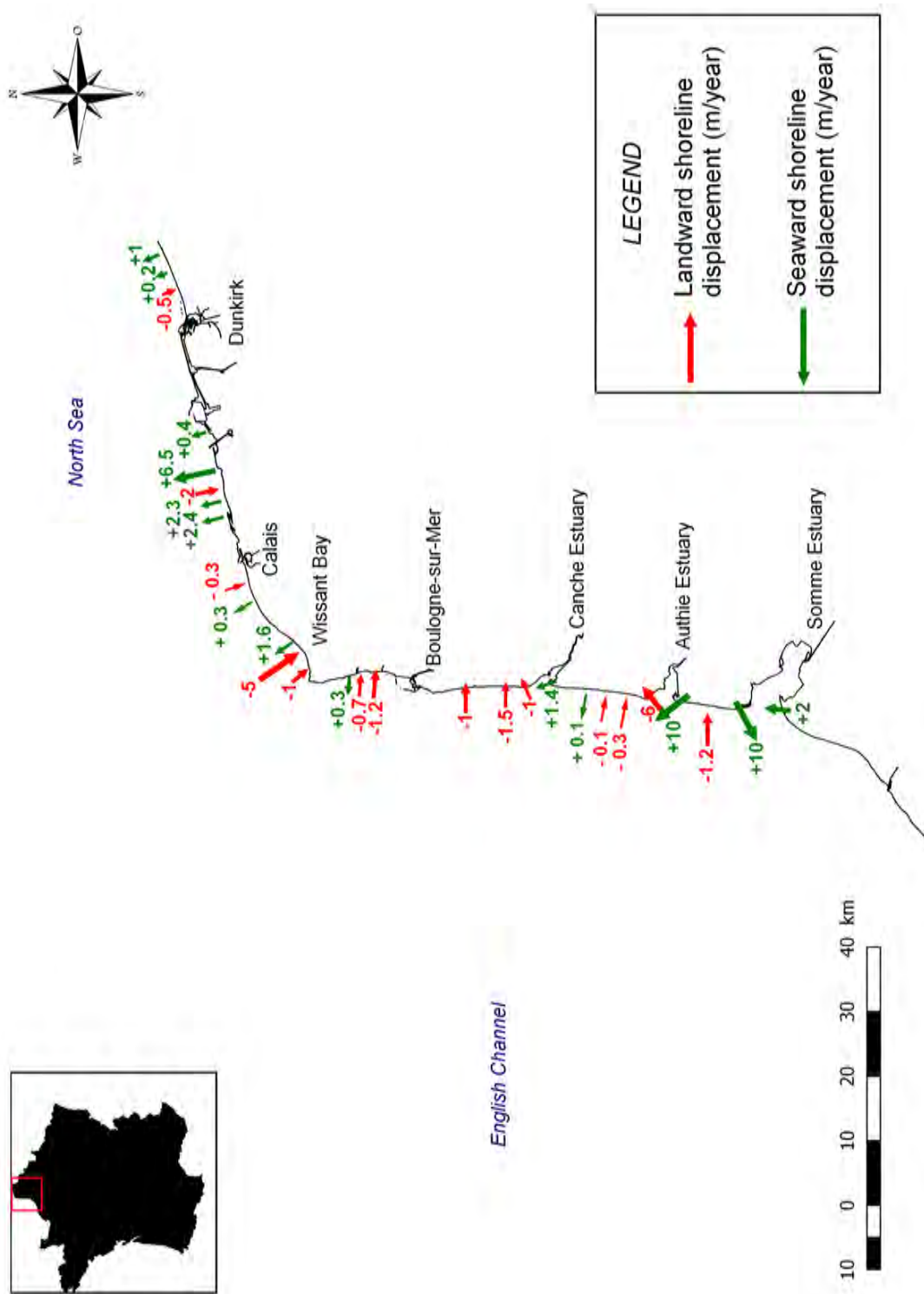


FIGURE 1.11 – Synthèse de l'évolution du trait de côte sur la seconde partie du 20ème siècle (depuis les années 1950 jusqu'au début du 21ème siècle) dans les Hauts-de-France d'après les travaux de [Aernouts \(2005\)](#); [Bastide \(2011\)](#); [Battiau-Queney et al. \(2003\)](#); [Chaverot \(2006\)](#); [Crapoulet \(2015\)](#); [Hesp et al. \(2016\)](#); [Héquette and Aernouts \(2010\)](#); [Maspataud \(2011\)](#); [Zemmour \(2019\)](#)

1.3.2 Secteur à érosion majeure : la baie de Wissant

La baie de Wissant, située entre le Cap Blanc Nez et le Cap Gris Nez, s'étend sur une dizaine de kilomètres. La baie présente un estran de sable fin ($D_{50}=0.22$ mm) (Anthony and Héquette, 2007) avec un système de barres et bâches. Le régime hydrodynamique y est particulièrement intense dû au marnage macrotidal et à sa position dans le détroit du Pas-de-Calais. Les courants de marée peuvent en effet atteindre 1.2 m.s^{-1} à un mètre du fond au niveau du banc à la Ligne (Augris et al., 1990; Shom, 2014). Ce banc sableux de type banc en drapeau ("Banner bank") (Clabaut, 1988; Dyer and Huntley, 1999) est ancré au Cap Gris Nez et s'étend vers le nord-est sur une longueur de 3.5 km (Figure 1.12). Ce type de banc, dans la configuration du site, entraîne des courants giratoires qui peuvent être observés dans la partie sud-ouest de la baie (EGIS, 2014).

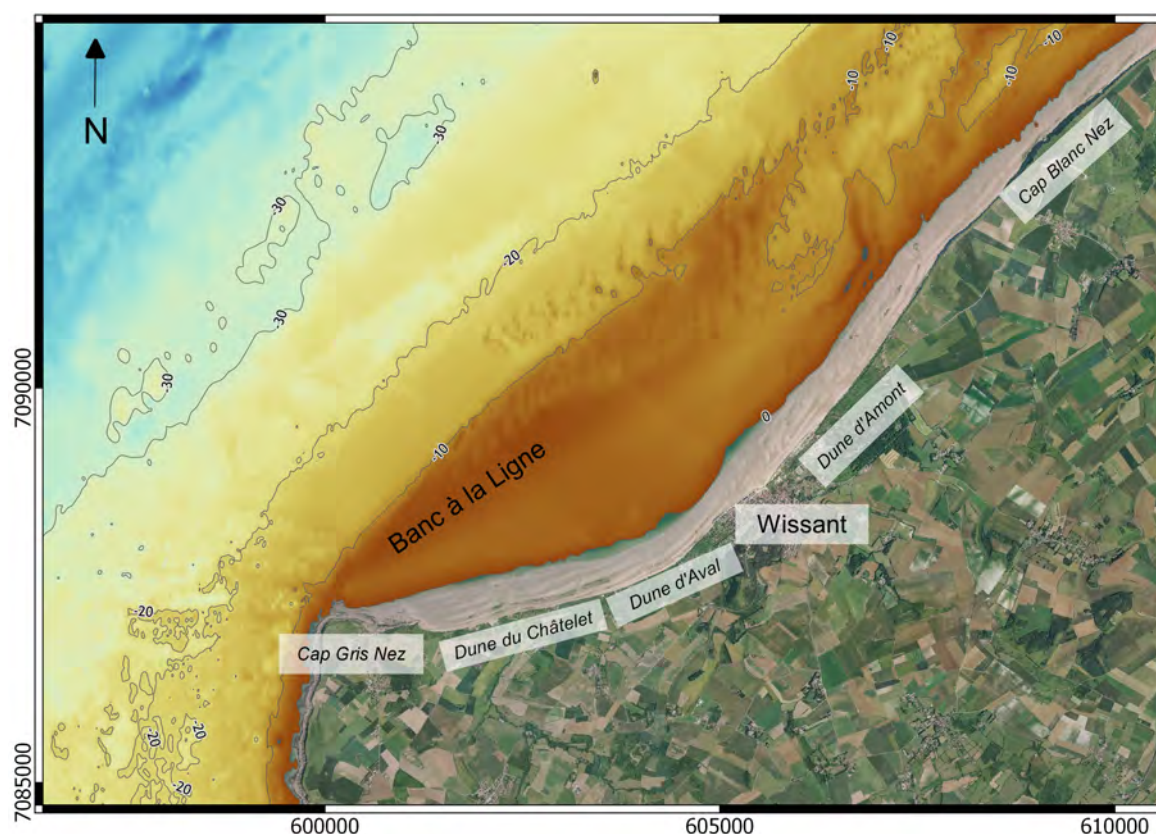


FIGURE 1.12 – Présentation des fonds marins en baie de Wissant (bathymétrie issue du projet TANDEM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_COTIER_DETROIT_PDC_TANDEM_20m_WGS84) et Orthophoto ©IGN), Projection : Lambert93)

Depuis les années 1950, la baie de Wissant enregistre un recul important du trait de côte (Figure 1.11), la partie centrale de la baie a vu son trait de côte reculer de plus de 115 m entre 1963 et 2000 (Chaverot, 2006) et plus de 250 m entre 1943 et 2000 (Aernouts and Héquette, 2006; Clabaut, 1988). Plusieurs études ont été réalisées afin d'expliquer ce phénomène. Une analyse de l'évolution bathymétrique de la baie a mis en évidence la relation entre l'évolution et l'amaigrissement du banc à la Ligne et le recul du trait de côte (Clabaut, 1988); cette relation a pu être confirmée par modélisation en identifiant le rôle du banc à la Ligne sur l'impact énergétique des houles déferlantes sur le banc sableux (Aernouts, 2005; Héquette et al., 2013). Entre 1911 et 2002, le banc à la Ligne a migré vers le nord-est, les flancs du banc ont été rabotés et sa crête s'est exhaussée. De plus, les petits fonds entre le banc et la côte ont subi une importante érosion ce qui a eu pour effet de favoriser l'abaissement de l'estran et l'érosion de la dune côtière de premier rang. Une modélisation de propagation de houle a été réalisée sur les différents jeux de bathymétries disponibles (Aernouts, 2005). Le modèle SWAN (Simulating Waves Nearshore) (Booij et al., 1999) a été utilisé et a révélé que les houles les plus énergétiques étaient concentrées sur le milieu de la baie, entraînant des

conditions plus dissipatives et par conséquent, pouvait expliquer en partie l'érosion observée et le recul du trait de côte.

1.3.3 Secteur en progradation : Calais-Est

La portion est du littoral Calaisien est caractérisée par une large plage à pente douce, avec un système barres-bâches et un système dunaire actif en progradation (*Reichmüth and Anthony, 2007; Ruz et al., 2017b*). Les petits-fonds sont caractérisés par la présence de deux barres sableuses en forme de V (Figure 1.13) :

- le Riden de Calais, 11.5 km de long, est situé à 3-5 km au large de la côte, orienté 10° par rapport à au rivage.
- le Riden de la Rade, est le banc le plus proche de la côte, de 13 km de long et subparallèle au trait de côte.

Le littoral Calaisien est impacté par les constructions anthropiques liées aux aménagements portuaires. Ainsi, il est difficile de différencier les modifications naturelles sur celles anthropiques. Les études réalisées sur la dynamique du trait de côte mettent en évidence un recul à l'est du port et une progradation vers la mer à l'ouest de l'ouvrage (Figure 1.11). Ces tendances peuvent sembler contradictoires avec la dynamique sédimentaire régionale (orientée du sud-ouest vers le nord-est), les infrastructures portuaires, censées agir comme des pièges à sédiments, devraient entraîner une accumulation sédimentaire dans la partie ouest du port et un recul du rivage à l'est. De plus l'avant-côte montre une évolution particulièrement rapide depuis le début du 20ème siècle (*Aernouts, 2005; Garlan, 1990; Vicaire, 1991*), le Riden de la Rade a progradé et s'est déplacé vers l'est et vers la côte (*Héquette and Aernouts, 2010*). Le Riden de Calais, a lui migré vers le nord-est et la jonction entre les deux bancs a progressé vers l'ouest.

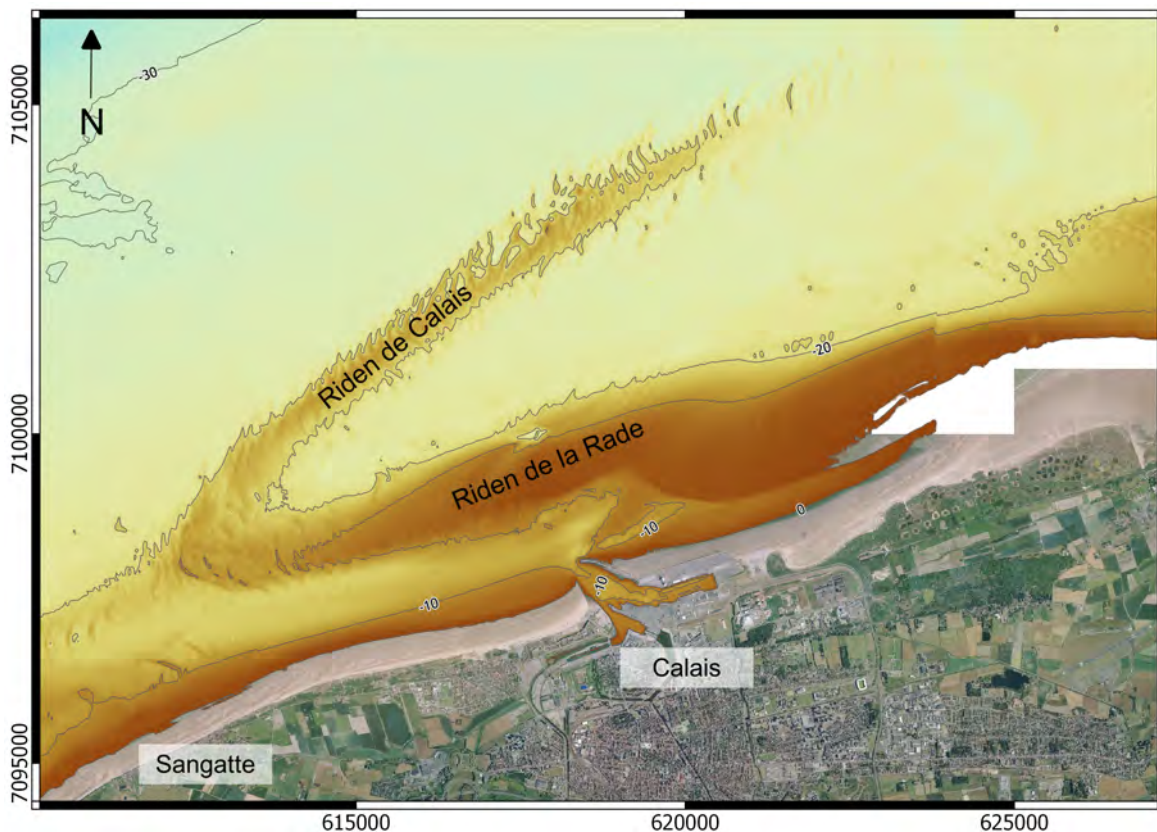


FIGURE 1.13 – Présentation des fonds marins à Calais (bathymétrie issue du projet TANDEM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_COTIER_DETROIT_PDC_TANDEM_20m_WGS84) et Orthophoto ©IGN), Projection : Lambert93)

Une modélisation du comportement des houles sur différentes bathymétries a révélé que les changements morphologiques des petits-fonds ayant eu lieu sur le dernier siècle ont entraîné une variation dans la réfraction de la houle (Aernouts, 2005; Héquette and Aernouts, 2010). L'accolement du Riden de la Rade à l'est de Calais a induit des conditions de plus en plus dissipatives permettant l'amortissement de l'énergie de la houle et ainsi de l'accrétion sédimentaire. A l'ouest de Calais, la présence du chenal d'accès au port permet aux houles de reprendre de la puissance et d'arriver avec plus d'énergie à la côte, l'érosion côtière observée s'explique en partie par ce phénomène.

1.3.4 Secteur stable : du Touquet à Stella-plage

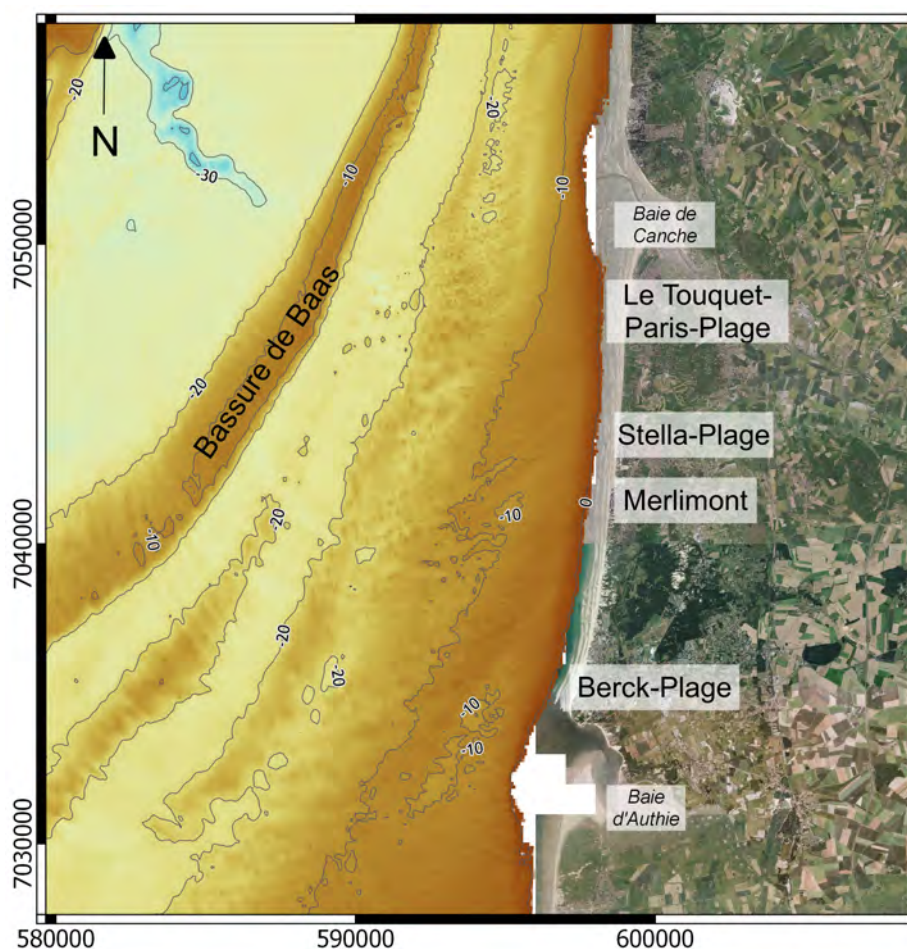


FIGURE 1.14 – Présentation des fonds marins entre la baie de la Canche et la baie d'Authie (bathymétrie issue du projet HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84) et Orthophoto ©IGN), Projection : Lambert93)

Entre la baie d'Authie et la baie de Canche, s'étend 14 km de linéaire côtier (Figure 1.14). Ces plages ininterrompues s'étendent sur une largeur pouvant excéder les 600 m. Le complexe dunaire associé, composé de hautes dunes "picardes", dépassent par endroit les 20 m d'altitude. Sur certaines portions de plage, des ouvrages de défense ont été installés (perré, épis). Entre le Touquet et Stella-plage, sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, un suivi du trait de côte a été réalisé le long de ce littoral (Battiau-Queney et al., 2003; Crapoulet, 2015; Zemmour, 2019).

Les travaux de Zemmour (2019) se sont basés sur des ortho-photographies aériennes de 1947 à 2015 pour suivre et quantifier l'évolution du trait de côte sur les dernières décennies. La Figure 1.15 tirée de ces travaux met en évidence les variations spatiales et temporelles du rivage. Ces variations peuvent être regroupées en 3 sous-groupes :

- La partie la plus au nord au niveau du Touquet-Paris-plage, enregistre une forte avancée du trait de côte liée à une perturbation du transit littoral à l'entrée de l'estuaire de la Canche. Cette dynamique sera abordée plus en détail dans la section suivante.
- La partie centrale, au niveau des Dunes du Touquet et de Stella-Merlimont qui a connu une évolution modérée avec des rythmes d'évolutions annuels proches de la marge d'erreur.
- Le secteur sud, correspondant aux Dunes de Merlimont-Berck où le recul du rivage est ici plus important, de l'ordre de -0.35 m.an^{-1} depuis la seconde moitié du 20ème siècle.

La partie centrale, de 1949 à 2015, peut être assimilée à un secteur stable vu les rythmes d'évolution relativement faibles sur l'échelle de temps considérée. Ces résultats concordent avec les études précédemment réalisées qui obtenaient sur une plage temporelle similaire des rythmes compris entre $+0.1$ et -0.1 m.an^{-1} ([Battiau-Queney et al., 2003](#); [Chaverot, 2006](#); [Crapoulet, 2015](#)). A Merlimont, un système de barres intertidales tend à migrer progressivement vers le nord et vers la plage ([Anthony et al., 2004](#)). Les travaux de [Anthony \(2000\)](#) ont montré que cette façade bénéficiait d'un apport de sédiment venant de la Manche par une cellule advective provenant de l'ouest. Le sable est ainsi transporté par les courant parallèles à la côte, courants tidaux renforcés par la force de Coriolis et les vents d'ouest prédominants. L'enrichissement très net en sables des côtes nord de la France, notamment en comparaison des côtes britanniques voisines est un élément frappant de la Manche orientale française ([Anthony, 2000](#)). Ce couloir sédimentaire permet ainsi un apport sédimentaire régulier, le sable est redistribué ensuite latéralement par la houle dans les petits-fonds et sur la côte.

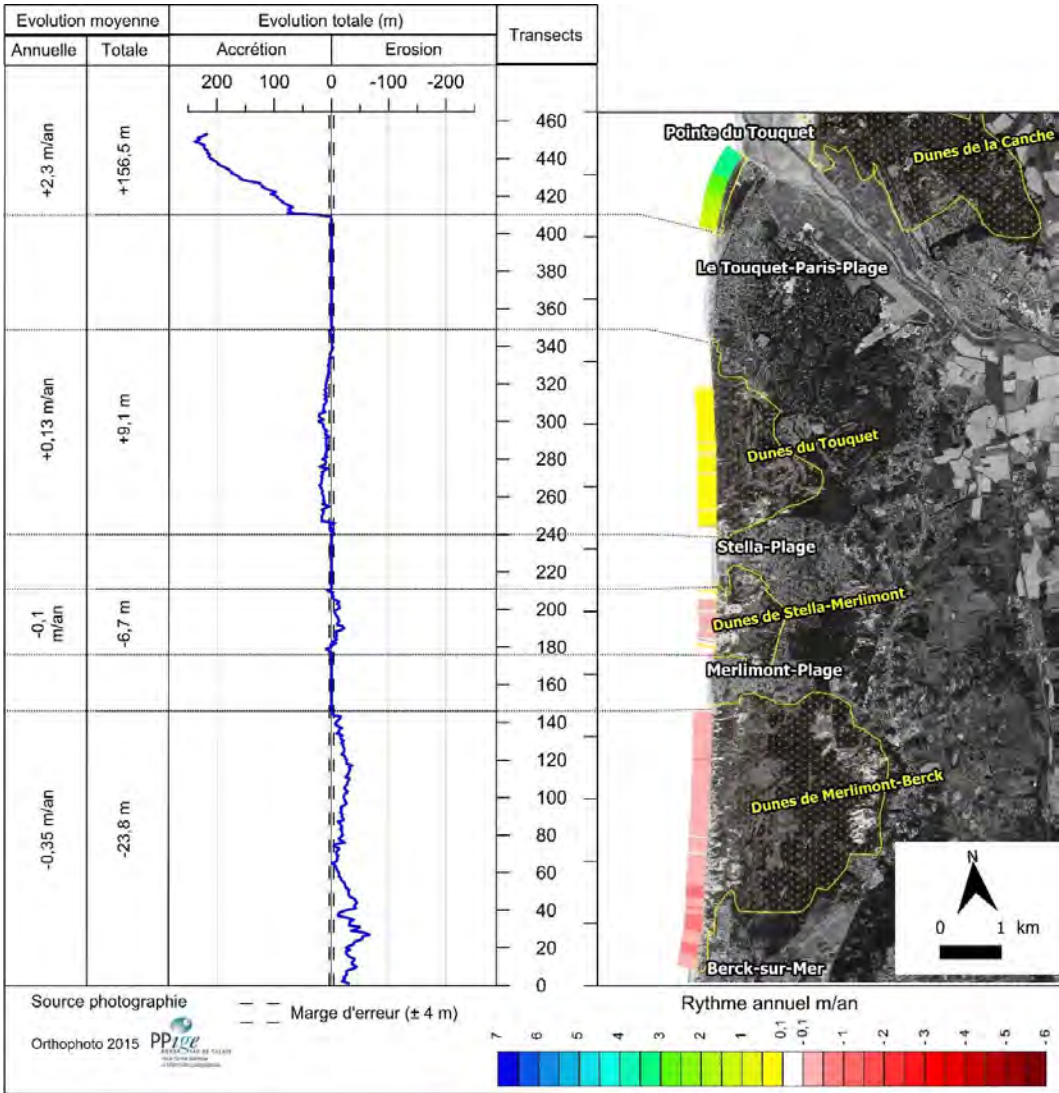


FIGURE 1.15 – Evolution du trait de côte (1947-2015) sur le littoral allant de Berck-sur-mer au Touquet-Paris-Plage (tiré des travaux de [Zemmour \(2019\)](#))

1.3.5 Dynamique des estuaires Picards

Les rives des estuaires disséminés sur la façade Picarde présentent une dynamique particulière. En effet, pour la baie d'Authie et la baie de Canche, les rives nord enregistrent un recul du trait de côte, ce recul est plus marqué sur la baie d'Authie (-6 m.an^{-1}) (Figure 1.11). A l'inverse, les flancs Sud de ces baies sont en progradation, avec une avancée pouvant atteindre $+10 \text{ m.an}^{-1}$ (Figure 1.11).

Dans la Manche, les houles d'ouest engendrent une forte dérive littorale sud-nord (Anthony, 2000; Anthony and Dobroniak, 2000), ce qui entraîne un transport sédimentaire résiduel dirigé vers le nord. A l'approche des exutoires, les sédiments pénètrent dans l'estuaire et sont remaniés par les courants de marée. Le courant de flot transporte les sédiments à l'intérieur de la baie, le courant de jusant étant plus faible, une grande partie va par la suite se retrouver piégée dans la baie et se déposer. Ainsi, la dissymétrie des courants va entraîner le colmatage progressif des estuaires picards (Anthony and Dobroniak, 2000; Bastide, 2011; Beauchamp, 1998; Francescangeli et al., 2018; Latteux, 2001; Michel, 2016; Picouet, 1993). Une partie du colmatage des estuaire est également due à la remobilisation et la redistribution des sédiments éoliens issus des dunes alentours qui vont se déposer dans les chenaux et les marais (Anthony and Dobroniak, 2000).

Par les courants et les vents dominants, les sédiments s'accumulent sur le flanc sud et se prolongent vers le nord (poulier sur la Figure 1.16), tandis qu'au nord, les chenaux principaux migrent vers le nord, décalés par la progradation du rivage au sud, et entraînent un recul du rivage sur le flanc nord (musoir sur la Figure 1.16) (Briquet, 1930; Dallery, 1955; Hesp et al., 2016).

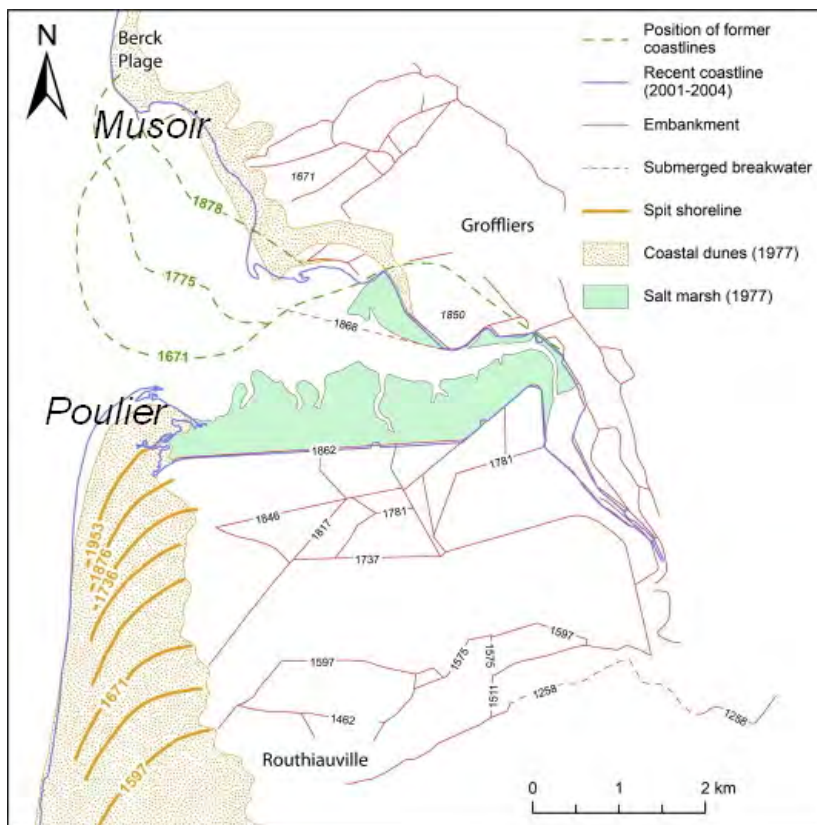


FIGURE 1.16 – Evolution historique du trait de côte dans la baie d'Authie, figure tiré des travaux de Hesp et al. (2016)

Ce schéma poulier/musoir se solde par une migration de l'embouchure des estuaires vers le nord, sous l'impulsion de la dérive sédimentaire résiduelle qui alimente le couloir côtier de la Somme à la mer du Nord. Cette migration est bien visible pour l'estuaire de la Canche et de l'Authie (Figure 1.16), mais pour la Somme, on observe une évolution différente.

Lorsqu'on étudie les rivages de la Somme, et en particulier le flanc nord, on observe une dyna-

mique complexe, avec le passage d'une morphologie concave vers une morphologie convexe, ce qui traduit généralement une transition d'un littoral en érosion à un littoral en accrétion ([Bastide, 2011](#); [Davies, 1980](#)).

En effet, depuis les années 1950, le "musoir" de la Somme est caractérisé par une avancée rapide du trait de côte vers la mer ($+10 \text{ m.an}^{-1}$) ([Bastide, 2011](#); [Michel, 2016](#)). Cependant, les travaux de [Dallery \(1955\)](#) ont montré que le rivage nord de l'estuaire était en érosion depuis 1776 (-4 à -7 m.an^{-1}). Une inversion des tendances d'évolution s'est mis en place au milieu du 20ème siècle, [Bastide \(2011\)](#) suggère que cette progradation serait due à l'accolement d'un banc sableux sur le littoral. Cette réversion met ainsi en lumière le caractère instable de la dynamique littorale.

1.4 Observation du niveau de la mer et tendances d'évolution

Les littoraux sont en ajustement permanent avec les agents et processus d'érosion, notamment la position relative du niveau de la mer. La dynamique littorale (érosion ou accrétion) est donc un phénomène qui peut être accentué par les activités anthropiques et par un changement dans les conditions climatiques (Cazenave and Cozannet, 2014; Hoegh-Guldberg et al., 2018; Mercier D. (ed), 2013; Nicholls and Cazenave, 2010). Ainsi l'élévation du niveau marin enregistré depuis les dernières décennies est un facteur essentiel expliquant la mobilité du littoral (Bruun, 1962; Ranasinghe et al., 2012). La zone côtière du nord de la France, de part sa faible altitude sur une grande partie du territoire, est d'autant plus sensible à son influence et susceptible d'évoluer (Héquette, 2010). Les études réalisées sur le littoral des Hauts-de-France a révélé une grande variabilité dans la dynamique du trait de côte comme nous avons pu le voir dans la section précédente. Cette variabilité se traduit également par des rythmes d'évolution fluctuants dans le temps et l'espace (Chaverot et al., 2008; Zemmour, 2019). Afin de décrire au mieux l'évolution passée du littoral septentrional de la France, il est primordial de s'intéresser aux fluctuations du niveau de la mer, que ce soit à l'échelle planétaire ou locale.

1.4.1 Évolution des méthodes de mesure

Avant de s'intéresser aux fluctuations du niveau de la mer à l'échelle séculaire, il est important de connaître les outils et appareils utilisés historiquement pour observer les marées. L'historique des différents types de mesures et d'outils de mesures marégraphiques sur les côtes Françaises a été décrite dans les travaux de Pouvreau (2008). Dans cette section, une synthèse de l'historique de ces mesures sera présentée, en ciblant particulièrement le secteur d'étude des Hauts-de-France.

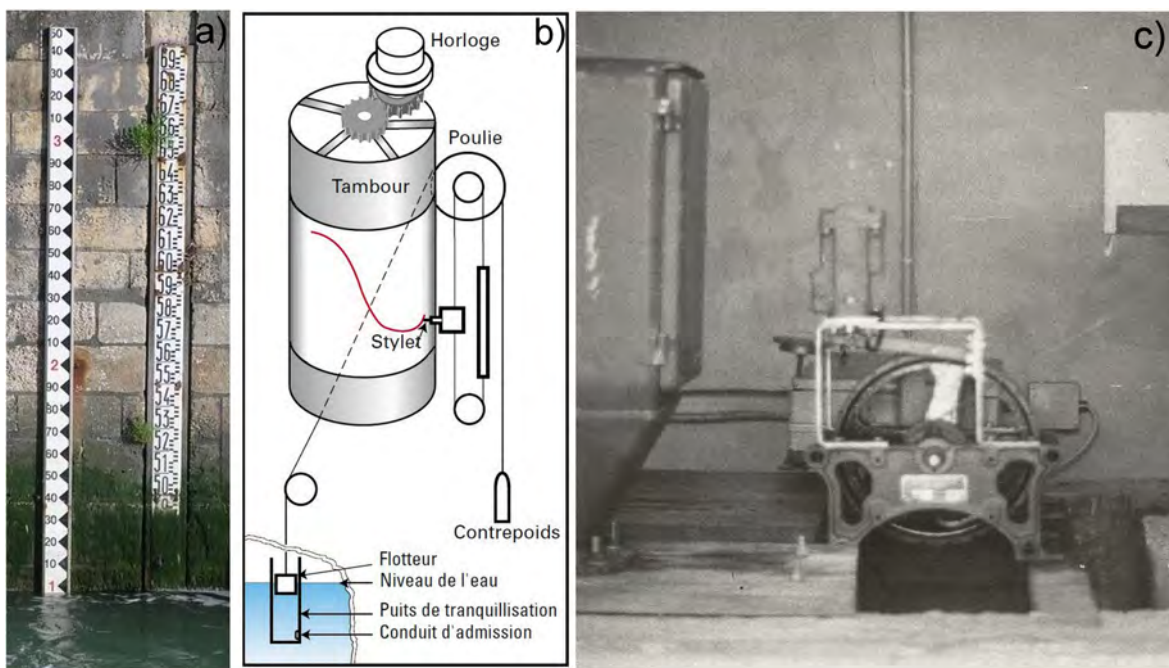


FIGURE 1.17 – a) Photographie d'une échelle de marée installée sur le quai d'un port (Crédits SHOM). b) Dessin d'un marégraphe à flotteur (tiré de Simon (2007)) c) Observatoire du niveau de la mer à Dunkerque avec instruments marégraphiques (Crédits SHOM, 1970-1980)

Sir Moray, fondateur de la *Royal Society of London for the Improvement of Natural Knowledge*, fit installer en 1665 sur les côtes anglaises un des premiers dispositifs permettant de mesurer le niveau de la mer. Pendant le 18ème et le 19ème siècle, des mesures de hauteurs d'eau pendant les basses mers et hautes mers ont été réalisées à l'aide d'une échelle de marée (perche verticale graduée, dont l'altitude du zéro est connue et rattachée au zéro hydrographique de la zone (Figure 1.17a). Cependant, les mesures étaient généralement diurnes et les courbes complètes du signal

de marée n'étaient donc pas enregistrées (*Shennan et al.*, 2015). Dès les années 1830, le premier appareil permettant de mesurer automatiquement les hauteurs d'eau est créé : c'est le marégraphe (Figure 1.17b,c).

Au cours du 19^{ème} siècle, l'installation des marégraphes à flotteur s'est répandue. Les méthodes de mesures marégraphiques s'améliorent au cours du temps, particulièrement dans la deuxième moitié du 20^{ème} siècle : les marégraphes à sonde aérienne, de type acoustique d'abord puis radar, sont développés et de plus en plus utilisés. A pas de temps régulier, la distance entre le capteur et la surface de l'eau (tirant d'air) est mesurée puis convertie en une hauteur d'eau référencée par rapport au zéro hydrographique de la zone. Avec les premiers marégraphes à flotteurs, les enregistrements de hauteur d'eau étaient retranscrits sous forme de marégrammes papiers, de nos jours, ces données sont directement numériques. Ces mesures sont toutefois essentiellement localisées le long des côtes et dans les ports. L'utilisation d'altimètres radar embarqués sur les satellites dès 1992 (Topex/Poseidon, JASON 1, 2, 3, SARAL/AltiK) a permis une couverture quasi complète du domaine océanique, autrefois inaccessible par les moyens terrestres. L'altimétrie repose sur la mesure du temps de parcours vertical aller-retour entre le radar embarqué par le satellite et la surface de la mer. L'orbite du satellite étant connue, il suffit de retrancher à la distance calculée à partir du temps de parcours, les corrections atmosphériques, les marées terrestres et océaniques ...etc (*Cazenave and Nerem*, 2004).

1.4.2 Utilisation et analyse des données marégraphiques

Historiquement, l'enregistrement des niveaux d'eau permettait de déterminer les niveaux moyens afin de calculer les niveaux de référence dans le but de réduire les sondes lors des levés bathymétriques. De plus, la recherche scientifique d'alors était très ciblée sur la compréhension du fonctionnement des marées pour pouvoir les prédire (*De La Lande*, 1781). L'objectif étant d'obtenir une série de données suffisante afin de calculer des constantes et de pouvoir ultérieurement mettre en place des prédictions de marée.

Les premières prédictions ont pu être calculées à partir de la théorie dynamique de la marée de Laplace (*Simon*, 2007). De nos jours, cette théorie a été perfectionnée pour laisser place à la théorie harmonique (communément utilisée) qui considère que la marée astronomique est la somme d'ondes élémentaires strictement périodiques (composantes harmoniques, définies par leur amplitude et leur phase). Ces ondes harmoniques dépendent de la trajectoire et l'inclinaison respectives de la Terre, de la Lune et du Soleil, mais également de la bathymétrie de la région considérée. La formule harmonique se base sur la théorie de Laplace et en particulier sur 2 principes (*Simon*, 2007) :

- principe des oscillations forcées
- principe de la superposition des petits mouvements

*"Chaque terme du développement pouvant être interprété comme le potentiel d'un "astre fictif", animé d'un mouvement circulaire uniforme dans le plan de l'équateur, générateur d'une onde de marée de même période mais avec une amplitude et une phase, toutes deux fonctions du lieu considéré et de la vitesse angulaire de cet astre fictif sur l'équateur céleste". (*Simon*, 2007).*

Actuellement, ces mesures permettent non seulement de perpétuellement améliorer les prédictions, mais servent également pour d'autres applications, telles que les surveillances de tsunamis, et les alertes submersions pouvant être causées lors des tempêtes par des surcotes importantes. Dans un contexte de changement climatique, le niveau marin est un des paramètres majeurs des études d'évolution future du climat. Les évaluations du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, en anglais : *Intergovernmental Panel on Climate Change* IPCC) étudient l'évolution des variations du niveau de la mer en relation avec les changements climatiques (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2014). La dilatation thermique des océans et la fonte des glaces prévues avec les modèles de réchauffement climatique engendrent une augmentation globale du niveau marin. Depuis le début de l'altimétrie, la couverture globale de ces mesures a permis de cartographier la variabilité régionale des vitesses de variation du niveau de

l'océan et ainsi d'obtenir une vision spatialisée de l'évolution du niveau marin. En fonction des secteurs et de la zone considérée, les tendances d'évolution varient considérablement. Dans les sections suivantes, les tendances obtenues à l'échelle globale puis à l'échelle régionale et locale seront présentées.

1.4.3 Évolution du niveau de la mer à l'échelle planétaire

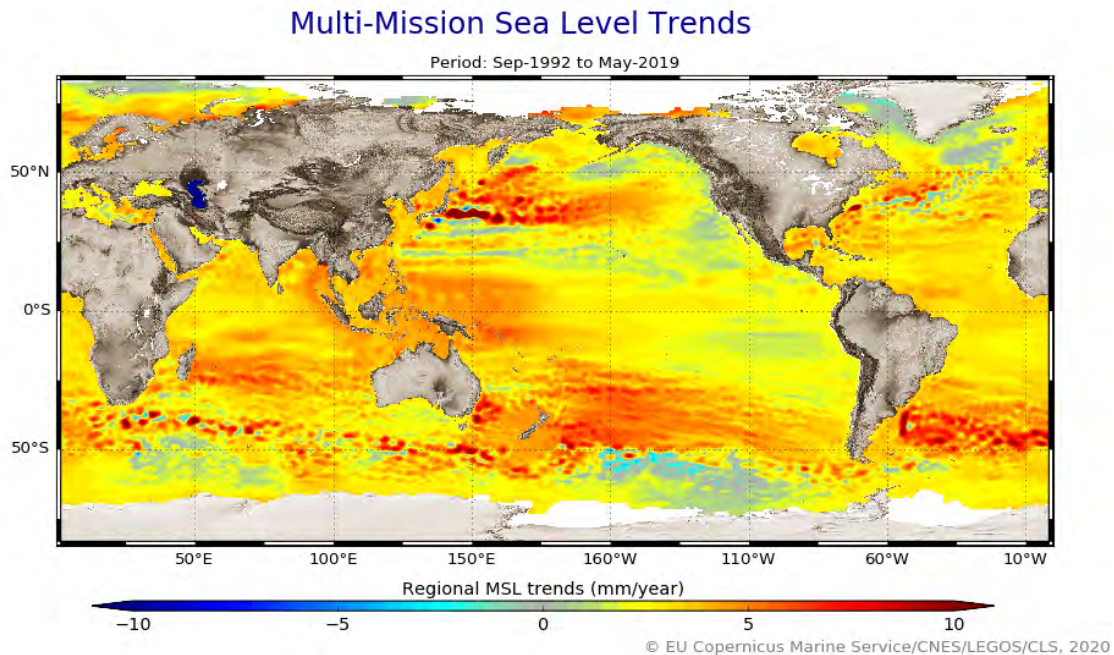


FIGURE 1.18 – Tendance d'évolution du niveau marin à l'échelle planétaire calculé à partir de données altimétriques de 1992 à 2019 (Crédits EU Copernicus Marine Service, CLS, Cnes, Legos)

Au cours des derniers 130 ans, le niveau moyen de la mer à l'échelle globale a augmenté de 21 cm ([Church and White, 2011](#)) et les projections indiquent que cette augmentation va continuer pendant le 21^{ème} siècle et même s'accélérer ([Jevrejeva et al., 2014](#); [Meehl et al., 2007](#); [Nerem et al., 2018](#); [Rahmstorf, 2007](#)). Les technologies récentes avec les systèmes de GPS (Global Positioning System) ont permis la mise en place de nouveaux systèmes de surveillance et de mesure du niveau marin. L'altimétrie spatiale, depuis les dernières décennies mesure en tout point du globe le niveau marin absolu (par rapport au géoïde) à un instant donné ([Pugh and Woodworth, 2014](#)).

Sur la période 1993-2018, [Cazenave et al. \(2018\)](#) ont calculé à partir des données issues des satellites TOPEX/Poseidon et Jason-1, une élévation du niveau marin de $+ 3.1 \pm 0.4 \text{ mm.an}^{-1}$. En se basant sur les mesures issues des marégraphes, sur le dernier siècle, la tendance d'évolution du niveau marin est de $+ 1.5 \pm 0.5 \text{ mm.an}^{-1}$ ([Dangendorf et al., 2017](#); [Nerem et al., 2006](#)).

En comparant les tendances obtenues sur un siècle (avec les données de marégraphes) et celle sur la dernière décennie (altimétrie), on observe un facteur deux. Plusieurs auteurs ([Cabanes et al., 2001](#); [Cazenave and Nerem, 2004](#); [Miller and Douglas, 2004](#)) penchent pour une accélération de l'élévation du niveau marin, liée d'une part à la technique utilisée (l'altimétrie spatiale permet de couvrir l'ensemble du globe contrairement aux marégraphes installés sur les côtes), et d'autres part aux facteurs impactant le niveau marin (les modèles mettent en évidence une accélération de l'expansion thermique et de la fonte des glaces).

Toutefois, en se basant sur des longues séries de données autour du globe, [Woodworth et al. \(2009b\)](#) mettent en évidence une évolution non linéaire du niveau marin. En effet, plusieurs changements de vitesse d'évolution sont identifiés au cours du 20^{ème} siècle :

- Une accélération (ou "inflexion") entre 1920-1930 : selon [Jones et al. \(2001\)](#), cette inflexion coïnciderait avec le réchauffement des températures atmosphériques et océaniques. Les an-

nées 1940 sont, quant à elles, caractérisées par une augmentation de la fonte des glaciers ce qui a eu pour conséquence un pic d'accélération du niveau marin.

- Une décélération autour de 1960 : d'après [Church et al. \(2005\)](#), cette réduction du niveau marin moyen serait expliquée par une intensification de l'activité volcanique (éruption du Mont Agung, El Chichon et le Mont Pinatubo).

Selon [Woodworth et al. \(2009b\)](#) l'accélération enregistrée sur les dernières décennies (à partir de 1990) serait plus causée par des facteurs anthropiques que naturels.

Cependant, malgré cette inflexion, comme le montre la Figure 1.18 le niveau moyen de la mer calculé à l'échelle planétaire n'est pas uniforme en tout point du globe. Pour avoir une bonne estimation de la tendance à l'échelle régionale, il faut regarder à plus petite échelle.

1.4.4 Évolution du niveau de la mer dans la Mer du Nord et la Manche

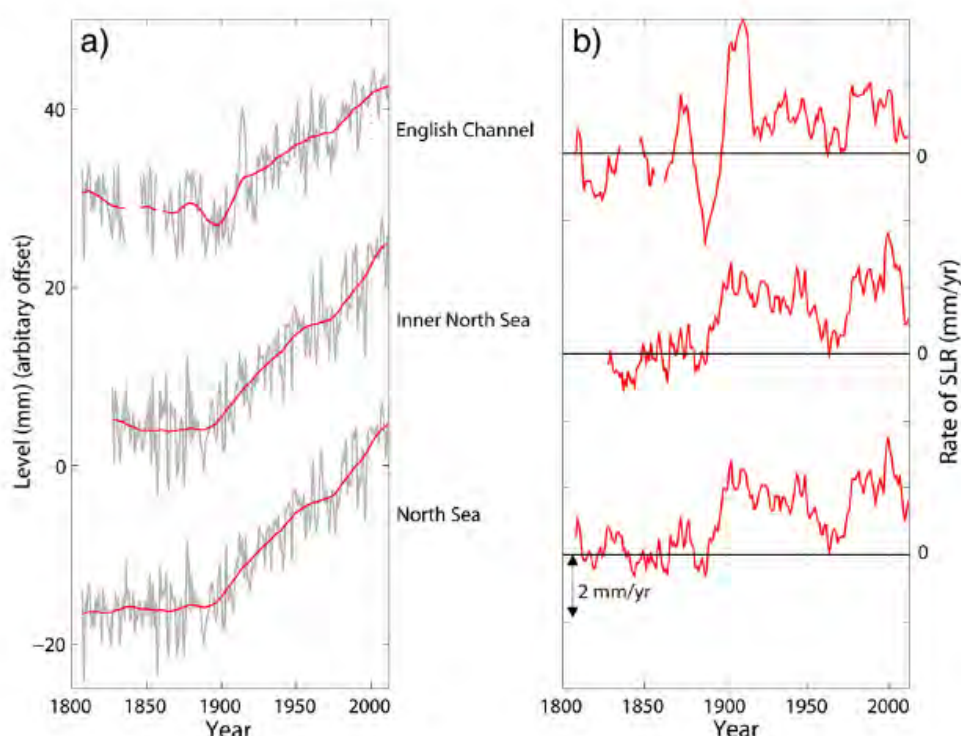


FIGURE 1.19 – Evolution du niveau marin entre 1800 et l'actuel regroupé par secteurs (Manche, Mer du Nord, et Manche+Mer du Nord); b : Vitesses d'évolution du niveau marin pour les 3 ensemble décrits précédemment ([Wahl et al., 2013a](#))

Les littoraux autour de la mer du Nord et de la Manche sont très densément peuplés (15 million d'habitants) avec 4 villes-portuaires importantes (Londres, Amsterdam, Rotterdam et Hambourg) ([Hanson et al., 2011](#)). Cette région est connue pour être régulièrement impactée par des tempêtes engendrant des dégâts importants sur les côtes ([Lamb and Frydendahl, 1991](#)). De nombreuses infrastructures ont été déployées suite aux tempêtes de 1953 et 1962 afin de protéger les côtes des submersions (Thames Barrier à Londres et Delta Works aux Pays Bas). Sur les côtes Européennes, les études récentes sur l'élévation du niveau marin se sont focalisées sur des villes ou pays en particulier (UK : [Woodworth et al. \(2009a\)](#); Belgique : [Van Cauwenberghe \(1995\)](#); [Van Cauwenberghe \(2003\)](#); Danemark : [Dillingh D et al. \(2010\)](#); Allemagne : [Albrecht and Weisse \(2012\)](#)). En comparaison, peu d'études à l'échelle régionale ont été réalisées ([Haigh et al., 2009](#); [Shennan and Woodworth, 1992](#); [Wahl et al., 2013a](#)).

[Wahl et al. \(2013a\)](#) sont partis du constat qu'entre toutes les études réalisées, les résultats obtenus sont difficilement comparables entre eux à cause de la grande variabilité de taille dans les

séries de données et de méthodes utilisées. Certaines études se focalisent uniquement sur les niveaux moyens absolus (AMSL) tandis que d'autres se concentrent sur les niveaux relatifs (RMSL). Les études se concentrant sur les mouvements verticaux terrestres (*Vertical land movement*) ne se basent pas sur les mêmes sources (modèles GIA, *geological proxy data*, DGPS). De ce fait, leurs études s'inscrivent dans la suite des travaux de [Shennan and Woodworth \(1992\)](#) en complétant les séries avec les données les plus récentes (données issues des marégraphes et de l'altimétrie) afin d'obtenir des résultats comparables entre eux avec les techniques et modèles les plus modernes. Leurs résultats montrent une évolution non linéaire du niveau marin à l'échelle régionale, avec des périodes d'accélération et de décélération qui concordent majoritairement avec celles enregistrées à l'échelle planétaire. Cependant, en mer du Nord et dans la Manche, l'accélération de la première moitié du 20ème siècle s'est produite autour de 1930-1960, et donc en décalé par rapport au pic "global" de 1920-1930. Les années 1960 sont caractérisées par une stabilisation du rythme de hausse du niveau marin et non une décélération comme vu précédemment (Figure 1.19).

Les tendances d'évolution calculées pour la période 1900-2011 ([Wahl et al., 2013a](#)) sont :

- Manche : $+1.2 \pm 0.1 \text{ mm.an}^{-1}$
- Mer du Nord : $+1.6 \pm 0.1 \text{ mm.an}^{-1}$
- Manche et Mer du Nord : $+1.5 \pm 0.1 \text{ mm.an}^{-1}$

Ces tendances sont en adéquation avec celle calculée à l'échelle globale ($+1.5 \text{ mm.an}^{-1}$). La faible tendance pour la Manche peut être expliquée par le peu de sites pris en compte pour le calcul de la tendance, (5 sites : Brest, Southampton, Devonport, Newlyn, le Havre), avec seulement 2 séries longues (> 100 ans) (aucune série des Hauts de France n'a été sélectionnées dû aux nombreuses lacunes dans les séries).

1.4.5 Evolution du niveau de la mer à l'échelle locale : les Hauts-de-France

La Figure 1.20 représente les niveaux moyens annuels obtenus par SONEL² à partir des séries disponibles pour les ports de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer. Ces séries correspondent aux données validées et diffusées par le Shom. Elles comportent de nombreuses lacunes, particulièrement autour des années 1990-2000. Quelques données issues d'enregistrements ponctuels sont disponibles dans les années 40 pour Calais et Boulogne-sur-mer; les enregistrements continus sont, cependant, mis en place seulement en 1965 pour Calais et 1973 pour Boulogne-sur-mer.

Afin d'étudier localement l'évolution du niveau marin, des calculs de tendances d'évolution sont nécessaires. Pour s'affranchir des variations interannuelles et décennales, de nombreux auteurs ont souligné la nécessité d'avoir minimum une cinquantaine d'années de données cumulées disponibles ([Douglas, 1991](#); [Tsimplis and Spencer, 1997](#); [Woodworth et al., 1999](#)). Or, les nombreuses lacunes dans les séries de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer entraînent une base de données inférieure à 50 ans.

De plus, l'accélération de l'élévation du niveau de la mer visible au cours du 20ème siècle à l'échelle globale et régionale (Figure 1.19) est particulièrement identifiable sur les longues séries de niveau de la mer telles que celles de Brest, Marseille, Newlyn, Vlissingen...etc ([Haigh et al., 2009](#)). Il est donc nécessaire, de compléter cette base de données en se basant sur des enregistrements historiques du niveau de la mer disponibles et conservés dans des centres d'archives. Plus la base de données sera dense, plus les résultats seront précis.

Cette volonté internationale de sauvegarder le patrimoine historique d'enregistrements de hauteur d'eau a été acté lors de la 6ème session de la Commission Océanographique Intergouvernementale (COI) du Groupe des Experts GLOSS (*Global Sea Level Observing System*) en 1999 et en 2000 avec la 16ème session du comité de la COI de l'IODE (*International Oceanographic Data and Information Exchange*) ([Pouvreau, 2008](#)). En effet, à la suite de ces rencontres, le projet *GLOSS Sea-Level Data Archeology* a été mis en place et a permis depuis la reconstruction de nombreuses séries marégraphiques à l'échelle planétaire. Pour la France, ce projet a permis de

2. Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales

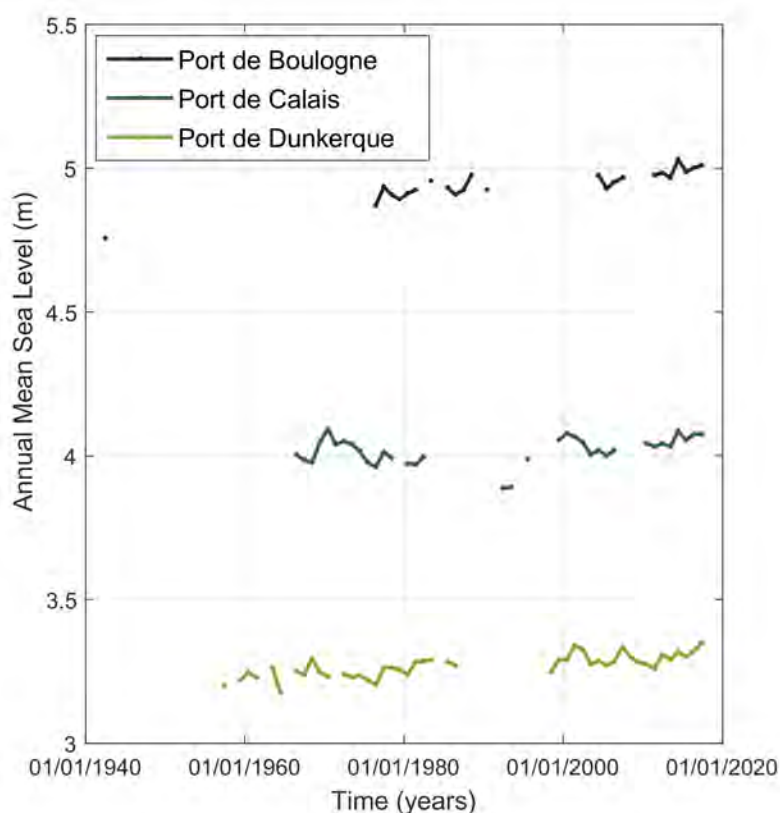


FIGURE 1.20 – Niveau marin moyen annuel (en m) en fonction du temps pour les ports de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer (SONEL, <https://www.sonel.org>)

compléter entre autres, les séries de Brest ([Pouvreau, 2008](#)), des pertuis charentais ([Gouriou, 2012](#)) et de Saint-Nazaire ([Ferret, 2016](#)). Actuellement, de nombreux sites ont été intégrés à ce projet et sont en cours de reconstruction, tels que les sites de Socoa, Saint Jean de Luz, Saint Malo et Saint Servan.

1.5 Conclusion intermédiaire

Ce premier chapitre reprenait l'ensemble des connaissances acquises sur ce littoral. Les exemples précédents soulignent quelques points fondamentaux qui seront portés au cours de ces travaux :

- la complexité géographique et géomorphologique liée aux deux façades maritimes d'orientation différentes et qui ne sont pas sensibles aux mêmes conditions hydro-météorologiques;
- les rythmes d'évolution du trait de côte très variables dans le temps et dans l'espace;
- les interactions terre-mer : dans cette région, l'étude du trait de côte et des fonds marins ont révélé que les changements bathymétriques des petits-fonds ont un rôle significatif dans l'hydrodynamisme côtier. Les variations hydrodynamiques induites permettent d'expliquer en grande partie l'accumulation ou l'érosion à l'avant-côte et sur la plage par le biais de transferts de sédiments terre-mer;
- l'impact anthropique non négligeable, surtout au cours des dernières décennies : certaines infrastructures ont potentiellement eu un effet notable sur l'évolution côtière.
- les relations entre les forçages météo-marins et l'évolution de la zone côtière ont probablement changé au cours des derniers siècles en lien avec le changement climatique et l'élévation du niveau marin inhérente.

Ceci nous amène au but de ces travaux de thèse : l'utilisation de données bathymétriques et océanographiques historiques vont permettre d'avoir une vision long terme (plus d'un siècle) de l'évolution littorale des Hauts-de-France. Ceci permettra de quantifier non seulement les variations morphologiques observées et de voir leur variabilité au cours du temps; mais également, par le biais de la modélisation hydrodynamique (s'appuyant sur des données bathymétriques de l'époque), de reconstituer en partie le système littoral à un instant donné. En mettant en relation la variabilité côtière et la circulation hydrodynamique associée, ceci permettra de compléter nos connaissances sur les relations entre les fonds marins et l'évolution d'un littoral de plus en plus vulnérables aux risques côtiers.

Chapitre 2

Approche méthodologique : données historiques et modélisation numérique

« Il est possible d'étudier grâce aux archives, les transformations du milieu physique que l'homme a vues s'accomplir et l'évolution du milieu humain dans ses rapports avec la nature »

Demangeon, 1905

Sommaire

2.1 Levés bathymétriques historiques et numérisation des minutes hydrographiques	35
2.1.1 Minutes bathymétriques	35
2.1.2 Numérisation des données historiques	36
2.1.3 Quantification et analyse des changements bathymétriques de la zone côtière	40
2.2 Numérisation et traitement des données marégraphiques	41
2.2.1 Inventaire des documents marégraphiques	41
2.2.1.1 Mesures historiques	41
2.2.1.2 Métadonnées : informations relatives aux mesures, aux repères de marée et aux infrastructures portuaires	44
2.2.2 Traitement des données marégraphiques	44
2.2.2.1 Les marégrammes et NUNIEAU	44
2.2.2.2 Numérisation des registres de marée	45
2.2.3 Corrections à appliquer aux mesures	46
2.2.3.1 Corrections temporelles à appliquer aux mesures	46
2.2.3.2 Corrections verticales à appliquer aux mesures, suivi du zéro hydrographique	47
2.2.3.2.1 Port de Dunkerque	47
2.2.3.2.2 Port de Calais	50
2.2.4 Analyse harmonique de la marée	53
2.2.5 Validation des données	54
2.2.5.1 Identification des anomalies de mesures	54
2.2.5.2 Niveaux moyens et comparaison avec des stations proches	58
2.2.6 Travail sur la série homogène : évolution du marnage et des composantes harmoniques depuis le 19 ^e siècle	58
2.3 Modèles hydrodynamiques	61
2.3.1 Telemac	61
2.3.2 Tomawac	61

2.3.3	Couplage houle-courant	62
2.3.4	Mise en place de la grille de modèle	63
2.3.5	Paramétrage et validation des modèles	65
2.3.5.1	Modèle de marée : Telemac	65
2.3.5.1.1	Ajustement des paramètres	65
2.3.5.1.2	Validation pour les autres configurations : comparaison entre la marée modélisée et la prédiction	72
2.3.5.1.3	Validation pour les autres configurations : comparaison avec les observations marégraphiques historiques	73
2.3.5.2	Modèle de houle : Tomawac	75
2.3.5.2.1	Configuration	75
2.3.5.2.2	Validation du modèle	75

2.1 Levés bathymétriques historiques et numérisation des minutes hydrographiques

2.1.1 Minutes bathymétriques

Année du levé	Zone couverte	Densité des points de sondes	Points/km ²
1836	Dunkerque	3 304	7
1861	Dunkerque-Gravelines-Calais	7 386	16
1878-1879	Dunkerque-Gravelines-Calais	51 471	44
1894	Dunkerque	29 782	219
1910-1911	Dunkerque-Gravelines-Calais	97 598	199
1929	Calais	12 63	164
1930-1932	Dunkerque-Gravelines-Calais	165 648	276
1959	Calais	15 161	24
1962	Dunkerque	20 194	140
1974-1976	Gravelines-Calais	161 827	160
1983	Calais	6 815	141
1986	Dunkerque	17 959	471
1994	Calais	123 912	1 116
2000	Dunkerque	64 602	423
2006	Dunkerque	190 878	1 707
2009	Calais	9 936 655	183 729
2016	Wissant	298 769	5975

TABEAU 2.1 – Ensemble des levés hydrographiques couvrant la façade Mer du Nord des Hauts-de-France entre 1836 et 2016

Des données bathymétriques sont disponibles pour les Hauts-de-France depuis 1835 et constituent un patrimoine scientifique exceptionnel. Les hydrographes de l'époque utilisaient une méthode de levé développée et améliorée depuis plusieurs siècles dans le but d'obtenir des cartographies précises des fonds marins et d'assurer la sécurité de la navigation. Les ingénieurs hydrographes de la Marine Royal ont emprunté la méthode de positionnement par triangulation, initialement développée par les géographes (*Chapuis, 1999*). Une triangulation des côtes française fut réalisée afin d'obtenir dans un premier temps un réseau primaire avec des repères soigneusement positionnés. Entre 1816 et 1838, les "*Pilotes français*"¹, de nombreuses campagnes et reconnaissances hydrographiques ont été réalisées sur l'ensemble des côtes françaises, soit 249 cartes marines et 184 tableaux d'observations du niveau marin. Les repères créés pour ces campagnes ont été retranscrits dans ces ouvrages et constituent une base de référence pour la réalisation dans un second temps, d'un maillage affiné du terrain. Ces points secondaires ont été essentiellement utilisés en tant qu'amers visible de la mer. Les édifices existant ont servi de points de repère à ce maillage (moulins, phare, tours, sémaphores), pour les secteurs sans constructions des signaux ont été installés directement par les ingénieurs hydrographes. En 1844, de Dunkerque à Nice, 1400 positions absolues ont été définies avec précision grâce à ce réseau géodésique (*Chapuis, 1999*).

L'utilisation de nombreux points de repères à terre garantissait une précision horizontale de l'ordre du dizaine de mètres (*Bertin, 2005; Weber, 2004*), tandis que le nombre de point de sondes réalisés dès les premiers levés, permet globalement un échantillonnage spatial suffisant pour la réalisation de modèles numériques de terrain fiables. Du fait de la marée, le sondage de la bathymétrie se complexifie dans la mesure où les cotes de profondeur doivent être des références absolues. L'objectif des premières cartes étant d'être un outil d'aide à la navigation, il fallait que chaque profondeur corresponde à "*l'état le plus défavorable à la navigation, c'est à dire au plus bas possible*

1. <https://gallica.bnf.fr/blog///10012020/le-pilote-francais-un-voyage-sur-les-cotes-de-france?mode=desktop>

de la mer" (d'après Beautemps-Beaupré issu de [Chapuis \(1999\)](#)). Pour se faire, chaque sonde était réduite de la marée (mesurée en parallèle dans les ports à proximité). Dans sa *"Méthode pour la levée et la construction des cartes et plans hydrographiques"* publié en 1808, Beautemps-Beaupré explique que pour obtenir les sondes les plus précises possibles, lorsqu'il a levé le secteur entre Calais et Flessingue, il plaçait *"des observateurs de marées à Dunkerque, Nieuport, Ostende, l'Ecluse et Flessingue; et [il réduisait] les sondes prises entre ces ports, d'après les résultats des observations de marées qui avaient été faites en même temps dans l'un et dans l'autre"*. Le zéro absolu était déterminé après l'étude des marées de chaque secteur. Le niveau de plus basses mers est défini comme le seuil de référence, lorsque la zone à sonder était étendue, il était nécessaire de mesurer la marée en plusieurs points; de nos jours, ce seuil est appelé zéro hydrographique et chaque port principal possède son zéro hydrographique. Afin de comparer à chaque instant sonde et marée à réduire, une synchronie parfaite entre les montres affectées aux observations était indispensable. Cette rigueur apportée au système géodésique, à la définition du zéro hydrographique et aux opérations de sondages pour chaque mission a permis de comparer ces données d'une époque à une autre.

L'ensemble de ces levés bathymétriques a été recensé, inventorié et listé dans le Tableau 2.1 pour la façade ouverte sur la mer du Nord et dans le Tableau 2.2 pour la côte donnant sur la Manche.

Année du levé	Zone couverte	Densité des points de sondes	Points/km ²
1835	Boulogne-Canche Authie-Somme	10 087	16
1855	Boulogne	2 370	23
1876-1878	Boulogne-Canche Authie-Somme	43 063	62
1909	Boulogne	23 541	589
1934-1936	Boulogne - Canche Authie-Somme	340 706	453
1977-1978	Boulogne - Canche	75 576	560
1994	Somme	18 238	166

TABLEAU 2.2 – Ensemble des levés hydrographiques couvrant la façade Manche des Hauts-de-France entre 1835 et 1994

2.1.2 Numérisation des données historiques

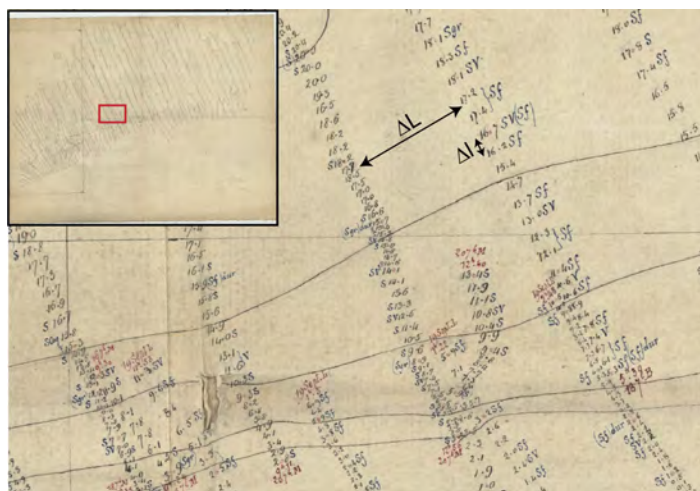


FIGURE 2.1 – Exemple de minute de sondes dans le secteur de Calais levé en 1879 (Minute 2 1 21 3)

Ces levés hydrographiques se présentent sous forme de minutes de sondes (Figure 2.1) et

offrent l'avantage de réduire avantageusement la marge d'erreur par rapport aux sondes sélectionnées sur les cartes marines en fournissant une densité de point beaucoup plus importante (Aernouts and Héquette, 2004). Ces minutes de sonde ont été numérisées en utilisant le logiciel ScanBathy (Créach et al., 2016). Ce logiciel permet de géoréférencer la minute dans le système géodésique historique et de digitaliser les points de sonde retranscrits sur la carte. L'export des données est sous forme de fichier de points, indiquant pour chaque coordonnée géographique la valeur de bathymétrie associée (par rapport au zéro hydrographique). Les données sont, par la suite, converties dans le système géodésique actuel (ici Lambert 93). Les levés les plus anciens (jusque dans les années 1950) étaient référencés dans un système géodésique local, appelé Hydro-local construit par les ingénieurs Daussy et Bégat. A l'époque, la France était découpée en plusieurs systèmes géodésiques comme le montre la Figure 2.2, l'ordonnée à l'origine du référentiel des Hauts-de-France correspondait au signal de la Canche.



FIGURE 2.2 – Système géodésique utilisé au 19ème siècle par les ingénieurs hydrographes en Manche et Mer du Nord, les Hauts-de-France appartenaient au système de la Canche (issue des Archives du Shom)

Par la suite, les levés ont été rattachés au système Lambert Nord puis plus récemment en Lambert 93 ou en WGS84. La conversion de l'Hydro-local (HL) en Lambert Nord (LN) est possible en utilisant les formules suivantes (Équations 2.1, 2.2, 2.3 et 2.4) (Lecerf and Le Gouic, 1987) :

Entre la pointe d'Ailly et la Canche (au sud du Signal) :

$$X_{LN} = 550523.67 + (0.99990638 \times X_{HL}) + (0.00920572 \times Y_{HL}) \quad (2.1)$$

$$Y_{LN} = 319996.08 - (0.009494247 \times X_{HL}) + (0.99993806 \times Y_{HL}) \quad (2.2)$$

Entre la Canche et la Belgique (au nord du Signal) :

$$X_{LN} = 550525.28 + (1.00021544 \times X_{HL}) + (0.00919517 \times Y_{HL}) \quad (2.3)$$

$$Y_{LN} = 319995.28 - (0.00935098 \times X_{HL}) + (1.00011757 \times Y_{HL}) \quad (2.4)$$

Les amers et points remarquables utilisés lors de la triangulation sont retranscrits sur les minutes et permettent de vérifier la précision du positionnement. Les valeurs de bathymétrie sont également recalées verticalement suivant l'évolution du zéro hydrographique dans le temps.

Le long de chaque transect, l'intervalle entre les sondes (Δl dans la Figure 2.1) varie entre 250 m pour les levés les plus anciens (1835-1836) à moins de 5 m à partir de 1894 (Latapy et al., 2019). Les transects de mesure étaient réalisés tous les 500 m en 1835, tous les 250 à 130 m jusqu'au milieu du 20ème siècle et tous les 10 m maximum après 1950 (ΔL dans la Figure 2.1). Les techniques

de sondage ont également évolué au cours du temps. Initialement, la profondeur était déterminée à l'aide d'un plomb suifé, à partir des années 1950, le sondeur mono-faisceau est généralement utilisé puis remplacé au 21ème siècle par le sondeur multi-faisceau. Ces variations dans les techniques de mesures induisent non seulement une différence dans la densité des points de sondages mesurés et reportés sur les minutes bathymétriques (Tableaux 2.1 et 2.2) mais également un degré de précision variable en fonction de chaque levé.

Dans cette étude, l'erreur maximale verticale (**MVE**) est basée sur l'erreur instrumentale du sondage (Zerr), l'erreur de positionnement du navire (XYerr) et également l'erreur de digitalisation (Digiterr). Pour le levé de 1878-1879 par exemple, le positionnement du navire était précis à ± 15 m (XYerr), le logiciel ScanBathy permet de numériser chaque sonde avec une erreur horizontale de ± 4 m (Digiterr). En considérant la pente maximale des bancs (3%), l'erreur maximale horizontale (**MHE**) induit une erreur verticale de 0.9 m. Ajoutée au Zerr (plomb de sonde), l'erreur maximale verticale résultante pour le levé de 1878-1879 est de ± 1.9 m (**MVE**).

Par la suite, les données ont été interpolées afin d'obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) correspondant à une grille de 50 m de résolution (hormis pour les levés antérieurs à 1870 où une grille de 200 m a été réalisée afin d'avoir des résultats cohérents avec l'échantillonnage initial des levés). Sur la façade Manche, le levé de 1835-1836 était suffisamment dense pour permettre une interpolation avec une grille de 200 m ce qui n'était pas le cas sur la façade mer du Nord, où le nombre de point par km² donnait de trop nombreux artefacts d'interpolation (Tableaux 2.1 et 2.2). En revanche, ces sondes ont été utilisées en sélectionnant des profils bathymétriques longitudinaux et transversaux correspondant au tracé des routes du levé.

Les MNT ont été réalisés sous le logiciel Surfer Golden Software suivant la méthode d'interpolation du Krigging (ou Krigeage en français). Le Krigeage s'adapte bien aux données avec une répartition spatiale irrégulière et respecte la topographie du site d'étude (Bertin, 2005; Gratton, 2002; Maron and Rihouey, 2002). Pour chaque fichier de données, un variogramme est calculé, permettant d'évaluer la variabilité entre les points de données en fonction de la distance (Maron and Rihouey, 2002). Cette méthode prend également en compte le caractère anisotrope des données. En effet, selon les directions, les variogrammes peuvent avoir des formes différentes (Maron and Rihouey, 2002).

De plus, afin de valider la méthode d'interpolation, la conversion géodésique et l'erreur verticale à attribuer à chaque levé bathymétrique, des profils bathymétriques de différentes dates (1879, 1910-1911 et 1974-1976) ont été tracés dans un secteur où affleurent des points rocheux considérés comme stable au cours du temps (Figure 2.3 gauche). La Figure 2.3 de droite met en évidence un écart maximal de 1.6 m sur l'affleurement côtier et de 1.1 m sur celui au large. Ces écarts inférieurs aux **MVE** des levés correspondants permettent de valider la méthode développée.

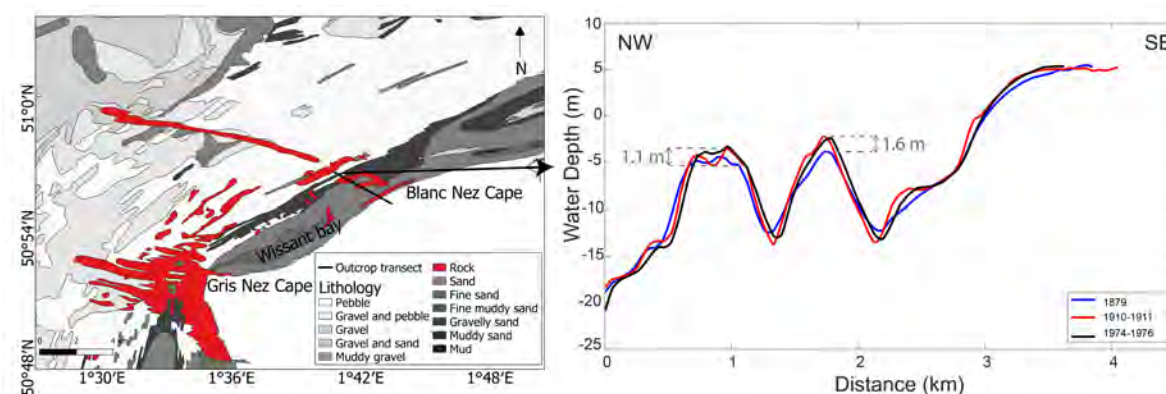


FIGURE 2.3 – Gauche : Carte sédimentologique de la baie de Wissant(© Shom), et localisation du profil bathymétrique présenté ci-contre. Droite : Profils bathymétriques sur les affleurements rocheux à l'est de la baie de Wissant à plusieurs dates (1879, 1910–1911, and 1974–1976) (tiré de Latapy et al. (2019))

Années	Outils de sondage	Positionnement	XYerr	Digiterr	MHE	Erreur propagée en z (pour pente max de 3%)	Zerr	MVE
1836	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1861	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1879	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1894	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1910-1911	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1929	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1930-1932	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1959	Mono Faisceau	Decca	10.0	4.0	10.8	0.6	0.5	1.1
1962	Mono Faisceau	Decca	10.0	4.0	10.8	0.6	0.5	1.1
1974-1976	Mono Faisceau	Decca	10.0	0.0	10.0	0.6	0.5	1.1
1983	Mono Faisceau	Toran	5.0	No Digit	5.0	0.3	0.5	0.8
1986	Mono Faisceau	Trident/Toran	5.0	No Digit	5.0	0.3	0.5	0.8
1994	Mono Faisceau	Trident	5.0	No Digit	5.0	0.3	0.5	0.8
2000	Multi Faisceau	GPS	3.0	No Digit	3.0	0.2	0.3	0.5
2006	Multi Faisceau	GPS	3.0	No Digit	3.0	0.2	0.3	0.5
2009	Multi Faisceau	GPS	3.0	No Digit	3.0	0.2	0.3	0.5
2016	Multi Faisceau	GPS	3.0	No Digit	3.0	0.2	0.3	0.5

TABLEAU 2.3 – Estimation de l'erreur horizontale et verticale pour chaque levé bathymétrique de la façade Mer du Nord

Années	Outils de sondage	Positionnement	XYerr	Digiterr	MHE	Erreur propagée en z (pour pente max de 3%)	Zerr	MVE
1835	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1855	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1876-1878	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1909	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1934-1936	Plomb de sonde	Cercle hydro	15.0	4.0	15.5	0.9	1.0	1.9
1977-1978	Mono Faisceau	Decca	10.0	No Digit	10.0	0.6	0.5	1.1
1994	Mono Faisceau	Trident	5.0	No Digit	5.0	0.3	0.5	0.8

TABLEAU 2.4 – Estimation de l'erreur horizontale et verticale pour chaque levé bathymétrique de la façade Manche

2.1.3 Quantification et analyse des changements bathymétriques de la zone côtière

L'évolution séculaire de la zone côtière a été analysée en générant des cartes de différentiels bathymétriques (différence entre deux bathymétries de périodes différentes). Les secteurs présentant une forte mobilité ont ainsi été identifiés (*i.e.* abaissement ou exhaussement des fonds). Les marges d'erreur des différentiels bathymétriques ont été estimées en utilisant la méthode développée par [Brasington et al. \(2003\)](#) qui permet de déterminer la marge d'incertitude d'un MNT différentiel en prenant en compte une limite minimale de détection des changements bathymétriques à l'aide de l'équation 2.5 ([Wheaton et al., 2010](#)) :

$$\delta Diff = \sqrt{MVE_1^2 + MVE_2^2} \quad (2.5)$$

où $\delta Diff$ est l'erreur propagée dans le différentiel bathymétriques, MVE_1 et MVE_2 correspondent aux marges d'erreur verticales précédemment calculés (Tableaux 2.3 et 2.4). En fonction des dates de levés sélectionnés, cette erreur propagée va varier entre 0.7 m à 2.7 m. Pour chaque carte différentielle, ne seront considérés que les mouvements supérieurs au $\delta Diff$ correspondant. Il est important de souligner que des erreurs verticales supplémentaires peuvent être induites par la présence de vagues de sable en migration sur les bancs sableux et entraîner des variations aléatoires de l'épaisseur de la tranche d'eau entre le banc et la surface. Néanmoins, à l'échelle d'un banc sableux, l'impact des ces variations sur le volume global déplacé est probablement modéré, dues aux dimensions relativement faibles de ces figures sédimentaires (moins de 1 m de hauteur et de l'ordre de 200 m de longueur), comparées à celles du banc sableux (généralement 10-20 m de haut et 5-10 km de long).

Afin de limiter les erreurs d'interpolation sur les levés les plus anciens, des profils bathymétriques longitudinaux et transversaux (correspondant aux tracés des routes de sondages des levés les plus anciens) ont été sélectionnés afin d'identifier les secteurs ayant subi de l'érosion ou de l'accrétion et également afin d'étudier l'évolution morphologique des petits-fonds, en particulier par le biais des déplacements des bancs sableux.

Par la suite, des analyses complémentaires ont été réalisées sur la façade Mer du Nord. La plus grande disponibilité en données bathymétriques (Tableau 2.1) a rendu possible un examen détaillé de l'évolution morphologique de ces bancs. La hauteur et la largeur de ces corps sédimentaires ont été calculées à partir de chacun des profils bathymétriques transversaux. Les déplacements latéraux (vers la côte ou vers le large) ont été également rapportés. A l'échelle de chaque banc sableux, une estimation du volume sédimentaire perdu ou gagné entre deux levés a été réalisée. Les variations de volume ont finalement été confrontées aux mouvements transversaux des bancs.

2.2 Numérisation et traitement des données marégraphiques

2.2.1 Inventaire des documents marégraphiques

Dans le cadre de reconstitution de série marégraphique, la première étape primordiale concerne la recherche et l'inventaire des documents existants portant sur l'observation du niveau marin. Cependant, au cours du temps, ces documents historiques ont été disséminés et ne sont donc pas forcément concentrés en un lieu unique. Dans les centres d'archives, les inventaires des documents, s'ils existent, sont rarement en version numériques ou en ligne. De plus, comme les intitulés des documents pouvaient être très imprécis, il a été nécessaire de se rendre dans ces centres d'archives afin de consulter les documents potentiellement intéressants pour l'étude et d'en connaître la teneur exacte.

Les centres d'archives identifiés comme possédant des documents en lien avec des mesures marégraphiques dans les ports de Dunkerque, Calais ou Boulogne-sur-mer ont été consultés : les archives du Shom à Brest, les archives du Service Historique de la Défense (SHD) de Rochefort, les archives départementales du Nord (Lille), du Pas-de-Calais (Arras), de Picardie (Amiens) et les archives municipales de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer. En ne considérant que les centres extérieurs à Brest, plus de 220 dossiers ont été dépouillés, soit plus de 1500 documents consultés. Sur l'ensemble de ces données, certaines correspondent à des mesures marégraphiques, tandis que d'autres apportent plutôt des informations relatives aux dites mesures (métadonnées).

2.2.1.1 Mesures historiques

Globalement, les mesures de niveau d'eau ont été conservées dans les archives du Shom à Brest et du SHD de Rochefort. Ces mesures se présentent sous deux formes :

- des registres de marée : tableaux où étaient relevés à pas de temps régulier (en général toutes les 15 minutes), la hauteur d'eau sur la ou les échelles de marée du site étudié (Figure 2.4a).
- des marégrammes : document papier où le signal de marée est retranscrit sur une période comprise entre 1 semaine et 1 mois. Ces mesures étaient faites à partir d'un marégraphe (Figure 2.4b).

Le Tableau 2.5 recense l'ensemble des mesures de hauteur d'eau réalisées et utilisées au cours de cette étude pour les ports de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer. Ce tableau révèle une grande hétérogénéité dans les mesures avec de nombreuses lacunes. En réalité, les mesures retrouvées au Shom ou au SHD de Rochefort coïncident majoritairement aux dates des levés hydrographiques (Tableaux 2.1 et 2.2). Ces mesures étaient ainsi réalisées dans le but de réduire les sondes de la marée. Les investigations réalisées dans les archives départementales et municipales du Nord de la France ont révélé que des mesures avaient bien été faites. Par exemple, le marégraphe de Dunkerque a été demandé le 31 octobre 1859 et installé durant l'été 1860 et celui de Boulogne-sur-mer a été installé en 1876, comme le certifient de nombreux documents et échanges postaux². Ils relevaient du Ministre des Travaux Publics et leurs fonctionnements étaient confiés au service d'entretien du port. Ces observations qui semblaient être en continues, n'ont pas été retrouvées dans les archives. Il est possible que ces mesures aient été disséminés dans d'autres centres d'archives (mais vu les inventaires réalisés il est difficile d'établir avec certitude le site d'accueil) mais il est également probable qu'ils aient été perdus ou détruits au cours du temps. La Seconde Guerre Mondiale ayant grandement touché cette région, il n'est pas inconcevable d'imaginer des pertes ou des destructions.

2. 5 S 580 (n°ordre : registre A 1711, A 1694, A 483) - Arch. Munic. Dunkerque

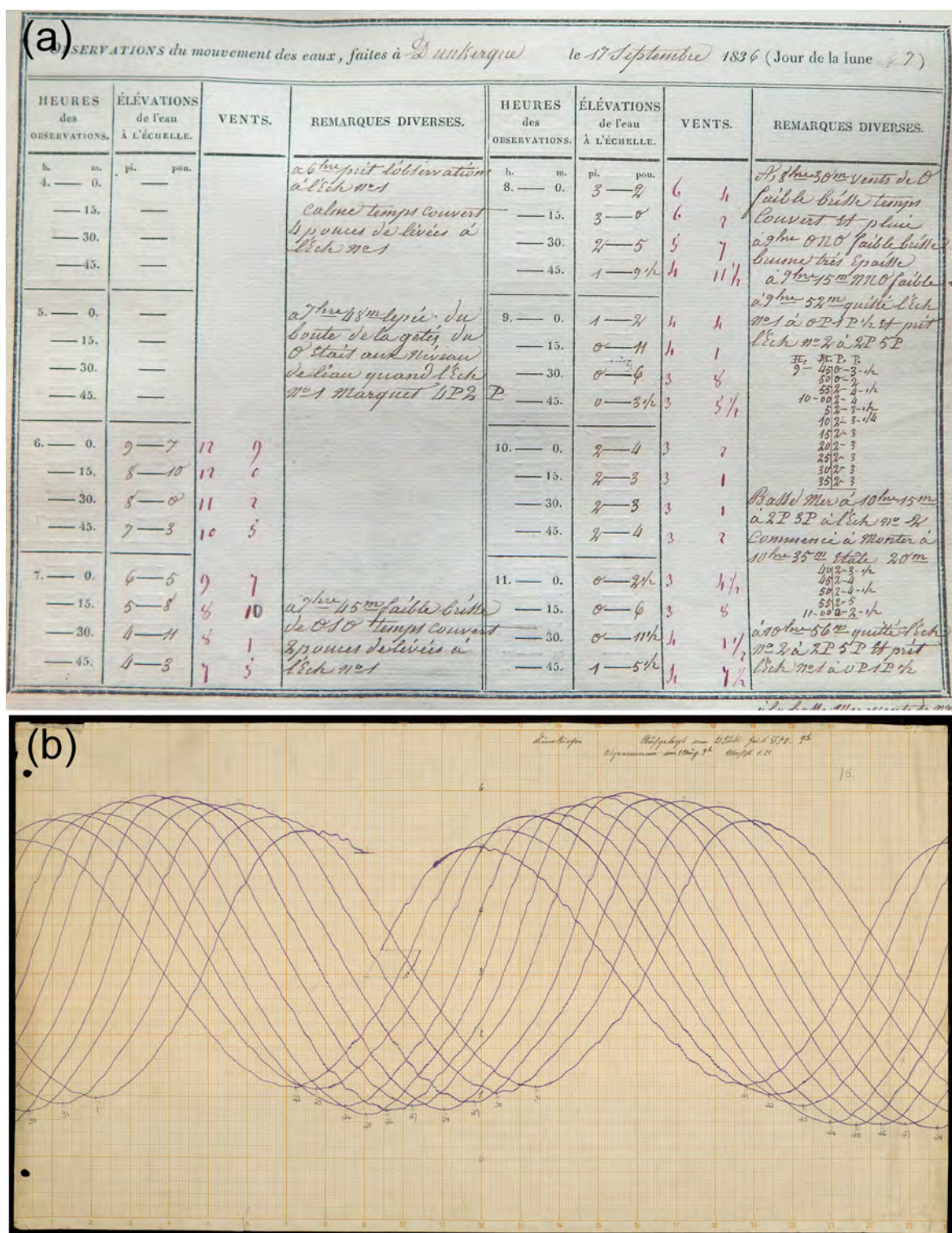


FIGURE 2.4 – Exemple de mesures de hauteur d'eau à Dunkerque, sous forme (a) de registre de marée (observations faites le 17 Septembre 1836) ou (b) de marégramme (mesures du 21/07/1941 au 01/08/1941)

Site	Période	Instrument	Type d'archivage	Unité de mesure	Système de temps	Lieu d'archives	Commentaires
DUNKERQUE	1701-1702	Echelle de marée	Reg.	Pied-pouce	TSV	Shom	Pas d'infos sur le 0
	1801	Echelle de marée	Reg.	Pied-pouce	TSV	SHD	Pas d'infos sur le 0
	1835-1836	Echelle de marée	Reg.	Pied-pouce	TSV	Shom + SHD	4 échelles de marées
	1865-1875	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSV	Shom	RAS
	1879	Marégraphe à flotteur	Mareg. + Reg.	Mètre	TSV	Shom + SHD	RAS
	1894	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSV	Shom	RAS
	1900-1901	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSM	Shom	RAS
	1910-1911	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSM	Shom	RAS
	1930	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1)	Shom	RAS
	1932-1933	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1)	Shom	RAS
	1941-1944	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1/+2)	Shom	RAS
	1959	Marégraphe à flotteur	Données numérique	Mètre	TU	Shom	RAS
	1962	Marégraphe à flotteur	Données numérique	Mètre	TU	Shom	RAS
CALAIS	1836	Echelle de marée	Reg.	Pied-pouce	TSV	Shom + SHD	RAS
	1879	Marégraphe à flotteur	Mareg. + Reg.	Mètre	TSV	Shom + SHD	RAS
	1911	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSM	Shom	RAS
	1932-1933	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1)	Shom	RAS
	1940-1943	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1/+2)	Shom	RAS
	1964-1966	Marégraphe à flotteur	Données numérique	Mètre	TU	Shom	RAS
BOULOGNE	1835	Echelle de marée	Reg.	Pied-pouce	TSV	SHD	RAS
	1855	Echelle de marée	Mareg.	Mètre	TSV	Shom	RAS
	1876	Marégraphe à flotteur	Reg.	Mètre	TSV	SHD	RAS
	1878	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSV	Shom	RAS
	1909	Marégraphe à flotteur	Mareg. + Reg.	Mètre	TSM	Shom + SHD	RAS
	1911	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TSM	Shom	RAS
	1930	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1)	Shom	RAS
	1934-1936	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1)	Shom	RAS
	1941-1944	Marégraphe à flotteur	Mareg.	Mètre	TU(+1/+2)	Shom	RAS

TABLEAU 2.5 – Détail des documents de mesures marégraphiques historiques inventoriés et récupérés dans les différents centres d'archives. (Reg. : Registres; Mareg. : Marégrammes; TSV : Temps Solaire Vrai; TSM : Temps Solaire Moyen; TU : Temps Universel)

2.2.1.2 Métadonnées : informations relatives aux mesures, aux repères de marée et aux infrastructures portuaires

De nos jours, les marégraphes des ports de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer sont rattachés au réseau marégraphique RONIM du Shom (depuis 1996 pour Dunkerque, 1998 pour Calais et 2000 pour Boulogne-sur-mer). Cependant, historiquement ces ports appartenaient et étaient gérés par le Ministère des Travaux Publics : les Ponts-et-Chaussées. Les Ponts et Chaussées étaient responsables de la gestion des voies navigables, du contrôle des crues, des installations portuaires, des constructions d'ouvrages côtiers et de l'entretien d'ouvrages hydrauliques. Les mesures du niveau de la mer étaient ainsi indispensables à leur bon fonctionnement ([Pouvreau, 2008](#)).

De ce fait, il s'est avéré que les documents concernant les mesures et les ports ont été retrouvés essentiellement dans les archives départementales et municipales et rarement dans les archives de la Marine (Shom ou SHD). Ces documents apportent de nombreux renseignements sur les mesures, tels que :

- **l'appareil utilisé** et les modifications apportées, tel qu'en 1884 avec *"le projet d'une nouvelle installation du marégraphe au port de Dunkerque"*³.
- la **référence verticale** utilisée pour la mesure. Par exemple pour Dunkerque, selon un courrier des Ponts et Chaussée du 15 Octobre 1879 : *"Je vous pris dans l'avenir de prendre pour zéro, dans tous les plans et documents que vous avez à produire, le zéro de l'hydrographie; c'est celui des cartes marines et par conséquent celui auquel les navigateurs sont le mieux habitués. Les cotes sont rapportées au zéro de la Cunette. Elles doivent être augmentées de 0.45 pour être prises par rapport au zéro de l'hydrographie"*⁴. Les courriers entre les différentes institutions, les plans des ports, les projets de dépenses et les campagnes de nivellement général de la France ont ainsi permis de suivre l'évolution des ports de la région, qui se sont significativement étendus en 2 siècles. En construisant de nouveaux bassins, écluses et quais, de nouveaux repères ont été créés et utilisés pour repérer et raccrocher les mesures de niveau d'eau aux repères fondamentaux du zéro hydrographique. Ces documents sont primordiaux pour les corrections à appliquer aux mesures marégraphiques lors de la phase de traitement.
- le **système horaire** de la mesure, par exemple pour les mesures à Dunkerque en 1835, *"le 6 juin, le méridien de l'arsenal indiquait midi 2'-30" avant le temps vrai"*⁵ (Tableau 2.5).
- des informations relatives aux **conditions de la mesure**, en particulier sur la météo de l'époque (*"vent de NE, forte brise, beau temps"* à Dunkerque le 5 Juin 1835)⁶. Les lacunes détectées sur des courtes périodes vont ainsi pouvoir être reliés aux tempêtes ou phénomènes météorologiques ayant impacté le secteur et provoqué des pannes d'appareil.

Les nombreux échanges postaux inventoriés ont permis d'apporter des informations complémentaires sur la vie portuaire et sur le contexte de l'époque, tels que les agrandissements de digues, des changements de hauteur de quais, des dégâts liés à des tempêtes, des doléances des habitants, des changements dans les signaux de marée ou parfois des premières études réalisées sur les courants, les marées et même sur les phénomènes d'érosion déjà observés dans la région.

2.2.2 Traitement des données marégraphiques

2.2.2.1 Les marégrammes et NUNIEAU

Exceptés pour la période récente (après 1950) pour laquelle les données existaient déjà au format numérique, l'ensemble des marégrammes papiers a été scanné, soit environ 1 km de documents scannés au total. Une fois les documents en format numérique, l'extraction du signal de

3. S 7968 - Arch. Depart. Lille

4. 5 S 47 - Arch. Munic. Dunkerque

5. 7 JJ 654bis - SHD Rochefort

6. 7 JJ 654bis - SHD Rochefort

marée a été réalisée à l'aide du logiciel NUNIEAU (*NUMérisation des Niveaux d'EAU*) développé par le CETE Méditerranée (CEREMA, depuis 2014).

Les courbes de hauteurs d'eau sont souvent tracées sur une feuille quadrillée avec un crayon d'une couleur différente de la feuille. NUNIEAU permet en théorie d'automatiser le processus de digitalisation. En se basant sur un algorithme de reconnaissance des couleurs, on peut extraire le signal de la courbe du reste de la feuille. Une fois ce signal extrait, en ayant défini les origines ainsi que les échelles de temps et de hauteur, ce signal papier peut être converti en une donnée numérique. Cependant l'expérience a montré que l'automatisation de cette action était plus complexe que prévue, l'algorithme détecte le signal mais détecte également le quadrillage autour. Le travail de tri post-digitalisation entre le signal à conserver et de celui à rejeter prend plus de temps que de numériser "manuellement" les courbes de marées.

Le grand nombre de document marégraphiques à scanner et à digitaliser pour les trois ports, additionnés aux documents bathymétriques couvrant l'ensemble des Hauts-de-France (cf. Tableaux 2.1 et 2.2) impliquait une durée d'exécution pour cette tâche beaucoup plus longue que prévue initialement. Il a donc été nécessaire de définir des priorités dans le scannage et la digitalisation des marégrammes. Le choix de se concentrer essentiellement sur les ports de Calais et de Dunkerque en négligeant la digitalisation des scans de Boulogne-sur-mer a été fait. Le plus grand nombre de documents, de métadonnées disponibles et la plus grande couverture bathymétrique de la façade Mer du Nord par rapport à la façade Manche ont guidé cette décision. Ainsi, les marégrammes définis comme prioritaires ont été digitalisés et ont permis d'extraire plus de 1400 courbes journalières de marée pour Calais et environ 7000 courbes pour Dunkerque.

2.2.2.2 Numérisation des registres de marée

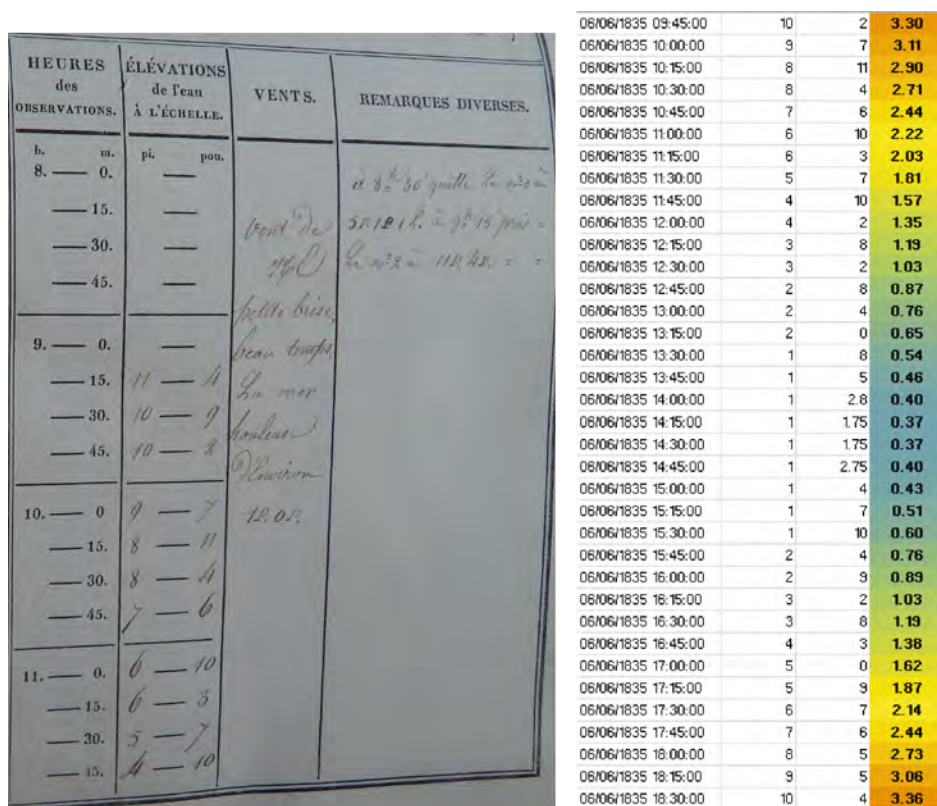


FIGURE 2.5 – Registre de marée en 1835 à Dunkerque (à gauche) et tableur utilisé pour la numérisation manuelle

Sur l'ensemble des documents inventoriés, la majorité était sous forme de marégrammes. Néanmoins, les documents les plus anciens recensés étaient conservés sous formes de registres de marée. A ce jour il n'existe pas de logiciel de digitalisation automatisée des registres de marée.

Le fait que les données soient retranscrites de manière manuscrites ne permet pas une reconnaissance aisée. De plus, concernant les registres de Dunkerque, de nombreuses informations, et mesures complémentaires étaient écrites en marge des tableaux (voir la Figure 2.4a et 2.5) rendant la reconnaissance dans une zone définie encore plus complexe. Ceci nous a amené à réaliser l'ensemble de la numérisation manuellement, à titre d'exemple, plus de 34 800 valeurs de hauteurs d'eau ont été retranscrites pour Dunkerque. Des procédures de vérification, développés dans le cadre de la reconstitution de la série de Saint-Nazaire (Ferret, 2016), ont été utilisés afin d'éviter les erreurs de retranscription lors de la saisie en identifiant par le biais d'un code couleur les sauts "anormaux" d'une mesure à l'autre (Figure 2.5).

2.2.3 Corrections à appliquer aux mesures

2.2.3.1 Corrections temporelles à appliquer aux mesures

À l'issue de la digitalisation de ces données, ces dernières doivent être validées. Cette étape a pour objectifs de rendre cohérente en temps (TU) et en hauteur (exprimée selon le zéro hydrographique) la série reconstruite.

Lors de la digitalisation, le signal était retranscrit/extrait telles qu'il avait été écrit/représenté initialement. Or, le système temporel utilisé pour dater les mesures a évolué au cours du temps : du Temps Solaire Vrai (TSV) au Temps Solaire Moyen du lieu (TSM), au GMT, TU, UTC. Afin d'assurer une continuité temporelle, il est nécessaire de connaître le système temporel auquel se rapportaient les mesures de hauteur d'eau de l'époque et de les convertir dans un système de temps qui sera commun à toute la période de mesures. Logiquement, il a été décidé de rapporter toutes les mesures au Temps Universel. Dans ce but, différents types de corrections doivent être appliquées :

- Lorsque les heures sont données en TSV, il est nécessaire d'appliquer l'équation du temps afin de les convertir selon le TSM du lieu. L'équation du temps rend compte du mouvement apparent relatif du Soleil par rapport au soleil moyen, lesquels peuvent différer l'un par rapport à l'autre de plus ou moins un 20 min environ sur une année (Figure 2.6). La formule utilisée pour effectuer ce calcul est fournie par le Bureau des Longitudes et est valable de 1900 à 2100. Dans ce type d'étude, il est courant d'utiliser cette formule (Ferret, 2016; Gouuriou, 2012; Pouvreau, 2008), et de l'appliquer pour les mesures antérieures à 1900 car les variations sont très minimes et négligeables.

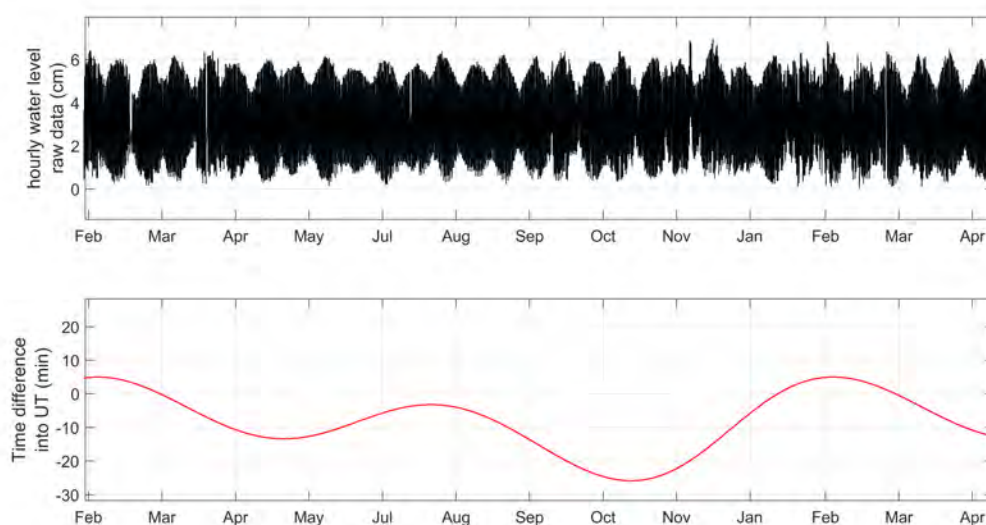


FIGURE 2.6 – Graphique du signal de marée à Dunkerque en 1867 (en haut) et la correction en temps appliquée sur la série en suivant l'équation du temps grâce à la formule du Bureau des Longitudes (en bas)

- Lorsque les heures sont données en TSM, il est nécessaire d'appliquer la correction en longitude afin de rapporter en TU. Connaissant l'écart en longitude entre l'observatoire de mesure et le méridien de Greenwich, la conversion peut être réalisée. Pour Dunkerque, l'écart est de 2.36669800° et pour Calais de 1.86772001° ce qui implique une correction de 9.47 min et de 7.47 min respectivement. Il est possible également que certaines mesures soient rapportées à l'heure du "temps moyen de Paris", comme ce fut le cas à Dunkerque en 1911. Dans ce cas là, l'écart Paris-Greenwich est de 2.33722° (soit 9.35 min).
- Lorsque les heures sont dites "locales", 1 heure lors de l'heure d'hiver ou 2 heures lors de l'heure d'été, doit(ven)t être enlevée(s) pour passer en TU.

2.2.3.2 Corrections verticales à appliquer aux mesures, suivi du zéro hydrographique

Un travail de recherche et de synthèse bibliographique a été réalisé au cours de cette étude afin de suivre l'évolution du zéro hydrographique des ports de Calais et de Dunkerque. Cette synthèse présentée en suivant permet de relier chaque niveau de référence à des repères utilisés au cours du temps et ainsi de vérifier la stabilité de cette référence verticale.

Ce même travail a été réalisé pour le port de Boulogne-sur-mer, les données de ce port n'ayant pas été exploitées dans cette thèse, le suivi du zéro hydrographique de Boulogne-sur-mer est disponible à titre informatif, dans les Annexes (Annexe A).

2.2.3.2.1 Port de Dunkerque

Les registres de 1835 à Dunkerque rapportaient les hauteurs d'eau en fonction de 4 échelles disposées dans le port, au niveau de l'écluse de Bergues près de la Corderie de la Marine⁷ (Figure 2.8). Pour les mesures de hauteurs d'eau les plus anciennes, l'unité de mesure ne correspond pas au système métrique mais au système Pieds-Pouces-lignes (du Roi). Il faut donc convertir ces mesures dans le système métrique grâce à la relation suivante :

$$1 \text{ Pied} = 12 \text{ pouces} = 144 \text{ lignes} = 0.324839 \text{ m.}$$

En 1835, la concordance entre les échelles était connue (Figure 2.7), en revanche, en 1836 lorsque les mesures ont repris, seulement 2 échelles étaient utilisées et ces dernières ne semblaient pas être calées aux précédentes. Par contre, les échelles de 1836 étaient calées par rapport au niveau des plus basses mers (référence de base de l'époque), niveau réutilisé en 1873 par l'Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées, Plocq⁸.

Après retranscription de ces registres, il s'est avéré qu'en moyenne, la série de 1835 était décalé d'environ 50 cm par rapport à celle de 1836. Afin de corriger et d'expliquer cela, plusieurs hypothèses ont été posées :

- Les mesures de 1835 étaient destinées à mesurer le niveau des plus basses mers (PBM) afin de pouvoir ensuite s'en servir de niveau de référence pour les mesures de 1836
- Dans le registre de 1835, l'observateur indique que le 26 septembre 1835 il a reçu l'ordre de "*cesser les observations*" et de "*laisser les échelles et la cabane dans leur état actuel*". Ici on peut supposer que certaines échelles ont été conservées en 1836 mais qu'il est possible que durant l'hiver 1835-1836 ces échelles aient pu subir quelques déplacements.

En considérant cela, il s'avère qu'à partir des mesures de 1835, les plus basses mers enregistrées correspondent aux marées du 23 Septembre 1835 à 7h35 avec une hauteur de 1Pied 0pouce et 6 lignes au-dessus du zéro de l'Echelle 4 (E₄₁₈₃₅) (Figure 2.7). A partir de là, on remarque que les écarts E₁₁₈₃₆-PBM₁₈₃₆ et E₂₁₈₃₅-E₃₁₈₃₅ sont relativement proches (1 P 11p 4ln et 1 P 9p 6ln respectivement). De même les écarts E₂₁₈₃₆-PBM₁₈₃₆ et PBM₁₈₃₅-E₃₁₈₃₅ sont d'environ 0P 4p (Figure 2.7). Il est envisageable que ces repères aient été conservés d'une année sur l'autre (malgré quelques variations) et renommés lors de la deuxième campagne. Les mesures de 1835 étant calées au zéro

7. 7 JJ 654bis - SHD Rochefort

8. Port et Rade de Dunkerque, notice par M. A. Plocq, 1873

de l'échelle $E4_{1835}$, pour les rapporter à la référence de 1836 et des années suivantes, il faut leur retrancher 1P 5p, soit 0.46 m.

Par la suite, ce sont les PBM de 1836 qui ont été utilisés comme référence. Plocq indique dans son ouvrage de 1873⁹ que le régime des marées était "rapportée au zéro des courbes hydrographiques et de l'annuaire de Chazallon, correspondant au niveau des basses mers des plus grandes marées observées pendant la campagne hydrographique de 1836".

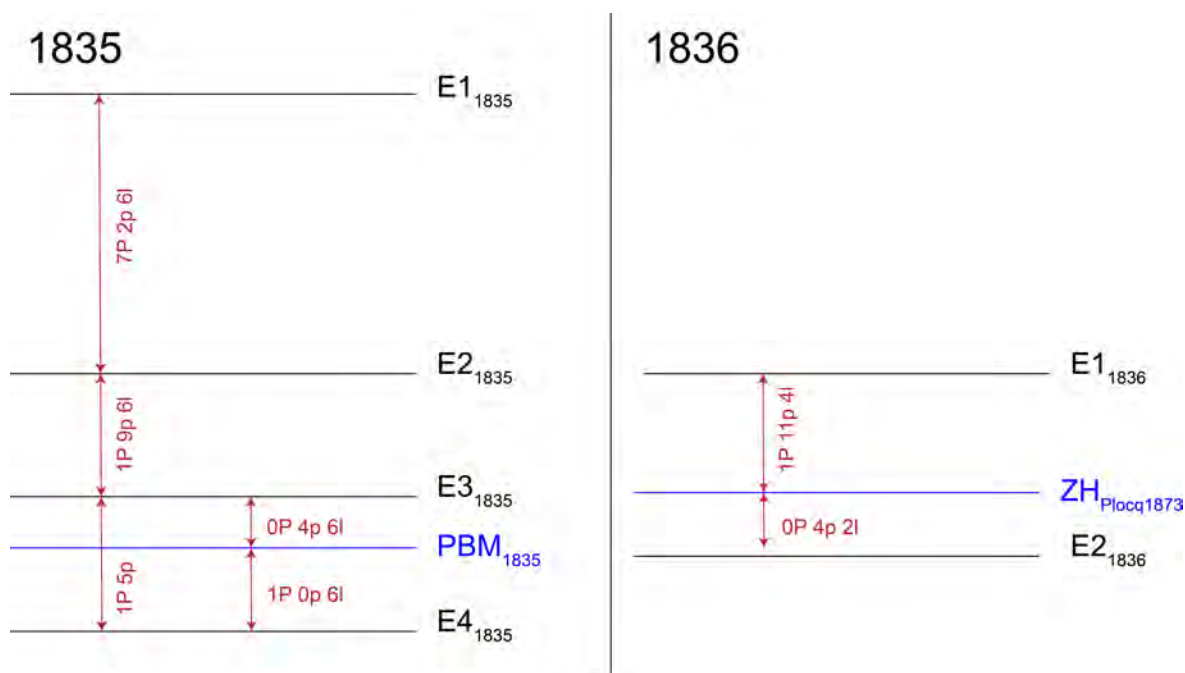


FIGURE 2.7 – Concordance entre les échelles de mesures de hauteur d'eau à Dunkerque en 1835 et 1836

Les Pilotes Français des années 1816-1838¹⁰ nous indiquent que le repère sur le quai de l'écluse de Chasse correspondant au niveau de référence de 1836 (Figure 2.8) se situait à 25Pied 0pouce (= 8.12 m) au-dessus du zéro adopté pour la réduction des sondes (Figure 2.9).

On retrouve des écrits faisant référence à ce repère jusqu'en 1864. Par la suite, le nivellement général de la France¹¹ permet de relier le repère de l'écluse de Chasse au référentiel de Bourdaloue. D'après cet ouvrage, le quai de l'écluse de Chasse se situe à 5.696 m au-dessus du zéro de Bourdaloue, la concordance entre ce dernier et le zéro hydrographique est donc de 2.424 m (Figure 2.9). En 1874, dans les Ports Maritimes de la France des Ponts et Chaussées, on retrouve la même concordance entre le zéro de Bourdaloue et le zéro hydrographique. Un repère est scellé dans le mur du quai de l'écluse de la Citadelle (Figure 2.8) coté à 7.25 m par rapport au ZH (Figure 2.9). En 1894, la mission hydrographique commandée par Renaud rapporte les sondes au même zéro hydrographique.

En 1900, un courrier¹² entre un ingénieur des Ponts et Chaussées et Rollet de l'Isle confirme la conservation du zéro hydrographique précédemment utilisé et référence ce zéro avec d'autres repères dans le port de Dunkerque (Figure 2.8) :

- Radier de l'écluse Trystram
- Radier de l'écluse de l'Ouest
- Radier de l'écluse de la Citadelle
- Zéro de l'échelle de la Cunette

9. Port et Rade de Dunkerque, notice par M. A. Plocq, 1873

10. Archives du Shom, Brest

11. Volume 3 p 75

12. Archives du Shom, Brest

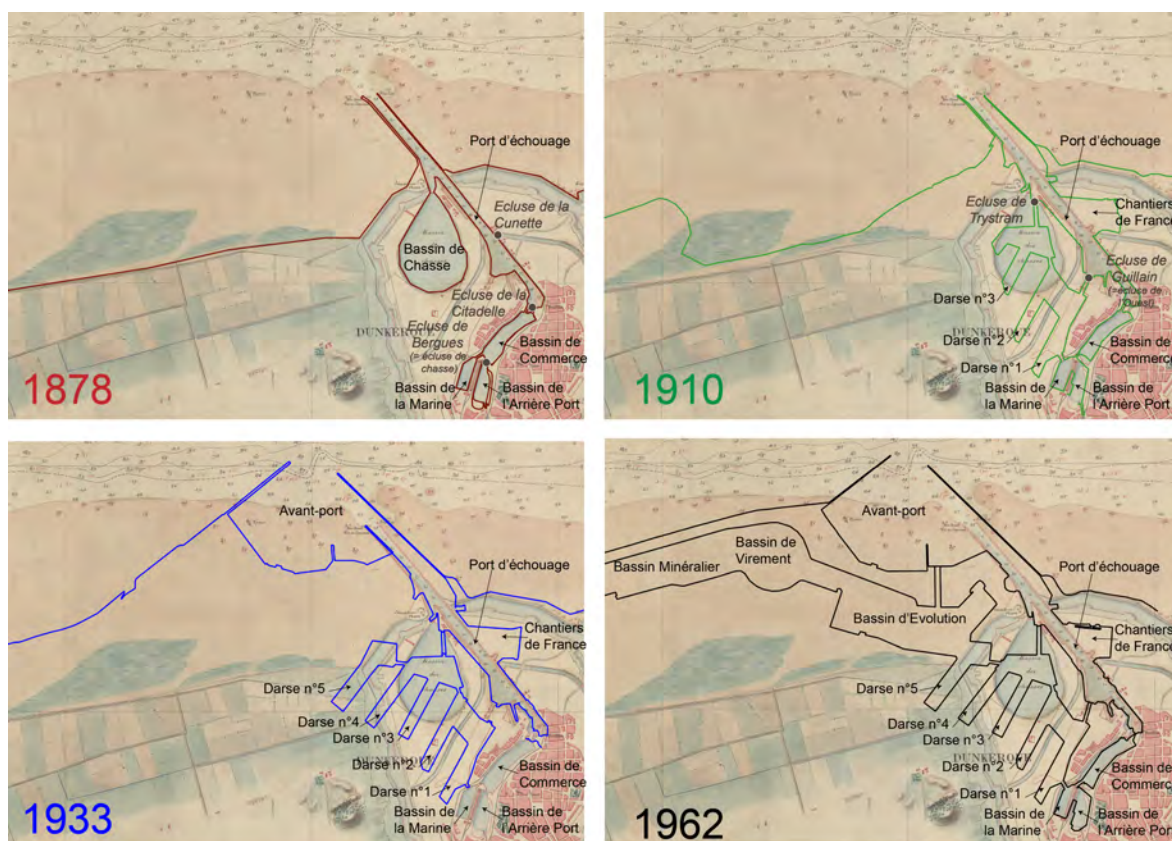


FIGURE 2.8 – Reconstruction de l'évolution du port de Dunkerque avec localisation des bassins et des repères fondamentaux (créée à partir des minutes bathymétriques et topographiques disponibles dans les archives du Shom). Fond de carte : Minute hydrographique 2 1 32 datant de 1878

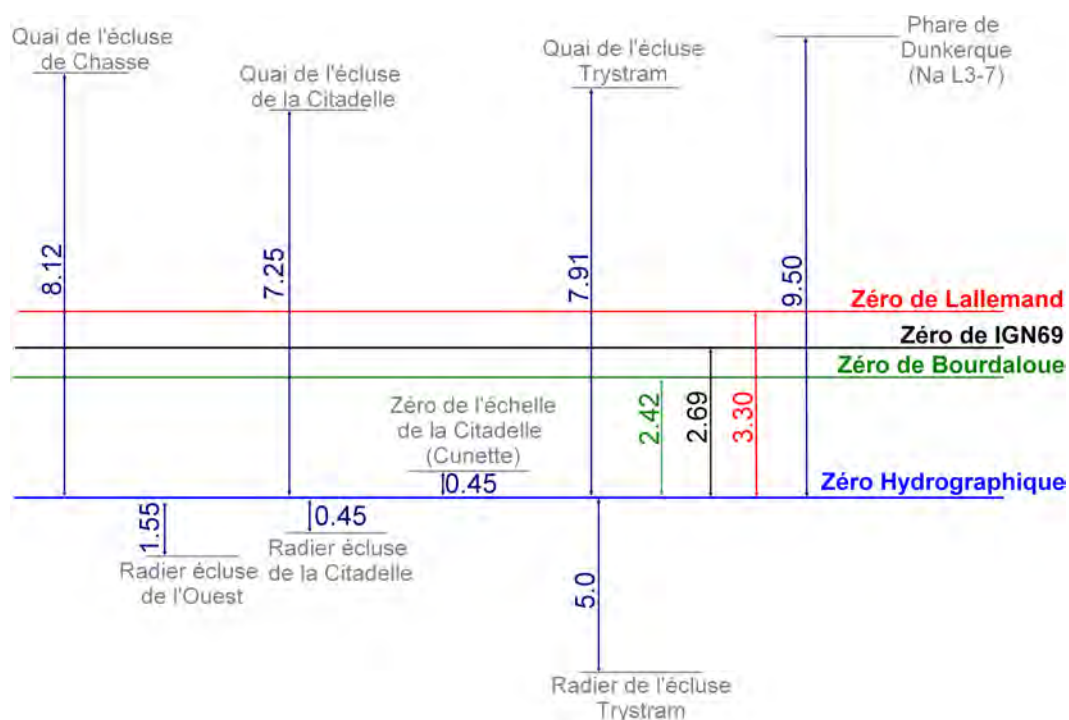


FIGURE 2.9 – Reconstruction des différents repères utilisés au cours du temps pour positionner le Zéro Hydrographique de Dunkerque

Ces cotes sont confirmées en 1901 par le pilote Lepage dans une lettre à Rollet de l'Isle. En 1916,

les Ponts et Chaussées installent un nouveau repère sur le quai de l'écluse Trystram situé à 7.91 m au-dessus du ZH (Figure 2.9).

En 1930, le nivellement général de la France Lallemand est dès lors utilisé, la concordance entre la cote Bourdaloue et la cote Lallemand est de 0.88 m. Le zéro RGF Lallemand est donc à 3.30 m du zéro hydrographique (Figure 2.9). La Seconde Guerre Mondiale a causé de nombreux dégâts dans le nord de la France, 90% de la ville a été détruite et le port était quasiment anéanti (*Giloy et al., 2018*). La photographie prise après guerre (Figure 2.10) révèle bien les dégâts considérables occasionnés à la ville.



FIGURE 2.10 – Place Jean Bart dans le centre ville de Dunkerque après la Seconde Guerre Mondiale (38Fi - Arch. Munic. Dunkerque)

Tous les repères du port pour le nivellement ont été détruits, cependant la cote du zéro hydrographique de 3.30 m NGF Lallemand a été conservée. Les Annales Hydrographiques de 1950 rapportent que l'échelle située à l'écluse Guillaïn a son zéro qui coïncide avec le ZH. Entre 1953 et 1966, des Missions Hydrographiques de Dragages (MHD) sont mises en places par les Services de la Marine. Durant cette période, les Annales Hydrographiques de 1955, 1963, 1967, 1969 cotent le repère NGF du phare de Dunkerque à 6.204 m NGF Lallemand, soit 9.50 m par rapport au ZH (Figure 2.9).

En 1956, un marégraphe permanent est installé sur le côté est de l'écluse Trystram. La deuxième moitié du 20ème siècle voit la création et la mise en œuvre des Missions Hydrographiques de l'Atlantique (MHA). Lors de ces missions, une vérification des repères hydrographiques est nécessaire ce qui permet de confirmer en 1974 le zéro hydrographique 3.30 m sous le zéro de Lallemand, et 9.504 m sous le repère du phare de Dunkerque (Figure 2.9). Le niveau de réduction des sondes est également rattaché au zéro NGF 1969, soit 2.69 m sous ce dernier (Figure 2.9). Les missions successives permettent de suivre l'évolution de ces repères qui restent stables au court du temps. A ce jour, le zéro hydrographique est toujours 2.69 m en-dessous du zéro IGN69.

Depuis les années 1830, le zéro hydrographique est donc resté stable. Il ne sera donc pas nécessaire de faire des corrections aux données de sondes et aux données marégraphiques numérisées dans ce secteur.

2.2.3.2.2 Port de Calais

Une mission hydrographique a été réalisée en 1835-1836 sur les côtes septentrionales de la France. Il était nécessaire, comme pour Dunkerque, d'enregistrer le mouvement des marées afin de réduire les hauteurs de sondes et obtenir la topographie des fonds marins par rapport à un même référentiel. Ce référentiel correspond au niveau des basses mers des plus grandes marées. Dans les années 1830, le port de Calais était beaucoup moins développé que maintenant. Entre

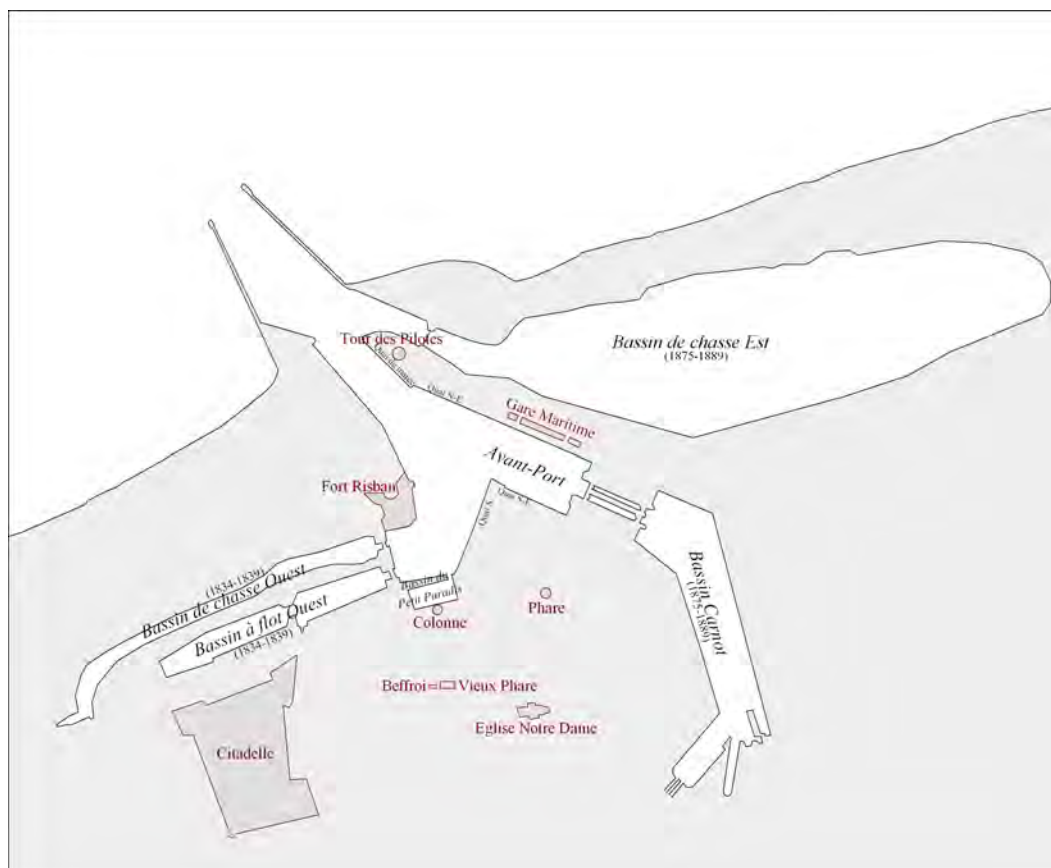


FIGURE 2.11 – Reconstruction de l'évolution du port de Calais avec localisation des bassins et des repères fondamentaux (créée à partir des minutes bathymétriques disponibles dans les archives du Shom)

1834 et 1839 commencèrent des travaux importants d'agrandissement du port, dont la création d'une écluse de flot située au niveau de la Citadelle et une écluse de chasse à côté du fort Risban ¹³. Un bassin à flot et un bassin de chasse, séparés par une digue, ont été ainsi construits (Figure 2.11). En 1835, les Pilotes Français ¹⁴ indiquent que les mesures de hauteur d'eau étaient réalisées à « l'échelle du Bassin ». Les bassins à flot et de chasse n'étant pas encore finis en 1835, le seul bassin existant était le bassin du Petit Paradis (Figure 2.11), bassin accessible aux pêcheurs ¹⁵. Le zéro de cette échelle se situerait à 2 Pieds 3 pouces au-dessus du zéro de réduction des sondes utilisé l'année suivante en 1836 (Tableaux gravés du Pilote Français), soit 0.75 m (Figure 2.12).

Dès 1839, les annuaires de marée produits par l'ingénieur hydrographe Chazallon nous apprennent que les prédictions de hauteurs d'eau sont calculées en prenant pour zéro le plan situé à 25 Pieds 6 pouces (8.28 m) sous le quai vis-à-vis la colonne soit au niveau de la tablette amont de l'écluse de chasse (Figure 2.12). En 1842, les annuaires de marée indiquent que le ZH se situe à 8.32 m au-dessous du quai vis-à-vis la colonne, soit 0.04 m de plus qu'en 1839 (Figure 2.12). Le zéro hydrographique a dû être ajusté entre ces deux dates. En 1863, les annuaires de marée repèrent le ZH 8.47 m sous les tablettes de l'écluse de chasse en indiquant que le quai vis-à-vis la colonne a été exhausé de 0.15 m. Le ZH est donc resté stable sur cet intervalle. En 1870, la mission Hydrographique dirigée par Manen relie le ZH à un nouveau repère situé à l'extrémité sud du quai de marée. Une échelle de bronze aurait été fixée à 0.67 m au-dessus du zéro hydrographique (Figure 2.12). En 1874, les Ponts et Chaussées, responsables du port maritime de Calais, listent l'ensemble des repères utilisés pour caler le zéro hydrographique. On retrouve les tablettes amont des écluses de chasse (8.47 m), ainsi que :

13. <http://calais-avant-hier.eklablog.com/>

14. Archives du Shom Volume 22 de Beautemps-Beaupré, Brest

15. <http://calais-avant-hier.eklablog.com/>

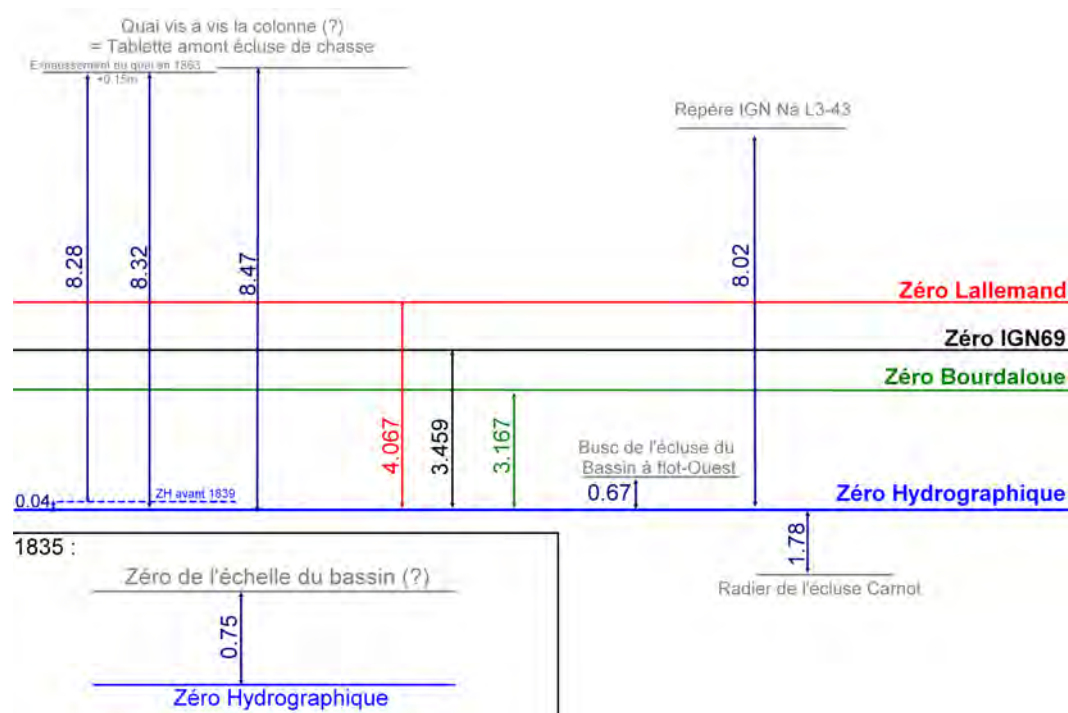


FIGURE 2.12 – Reconstruction des différents repères utilisés au cours du temps pour positionner le Zéro Hydrographique de Calais

- Le busc de l'écluse du bassin à flot (0.67 m au-dessus du ZH)
- Le zéro NGF Bourdaloue (3.167 m au-dessus du ZH).

Entre 1875 et 1889, le projet de construction du nouveau port de Calais est lancé¹⁶, une nouvelle écluse de chasse est construite à l'est du port en 1875 puis approfondie en 1882 (Figure 2.11). Un arrière bassin à flot, également à l'est du port est aménagé en 1882, les écluses sont posées en 1884. Lors de l'inauguration en 1889 par Sadi Carnot, président de la République, le nouveau bassin à flot est renommé bassin Carnot.

En 1900, dans une lettre à l'Ingénieur hydrographe Rollet de l'Isle, les Ponts et Chaussées indiquent que le zéro hydrographique se situait toujours à 0.67 m sous le busc de l'écluse du bassin à flot de l'Ouest et 1.78 m au-dessus du radier des écluses du bassin Carnot (Figure 2.12). L'écart entre le zéro Bourdaloue et le zéro Lallemand est de 0.90 m à Calais. En 1947, lors des Missions Hydrographiques des Côtes de France¹⁷, le zéro de l'échelle du bassin à flot Ouest coïncide avec le zéro des cartes. En 1953, pour les MHD¹⁸, le radier de l'écluse Carnot est toujours à 1.78 m sous le ZH. On donne une concordance de 3.459 m entre le zéro NGF IGN69 et le ZH. Un repère IGN (Na L3-43) est scellé dans le mur du canal de Marck à la flaque à Guermette coté 4.56 m IGN69, soit 8.019 m au-dessus du ZH (Figure 2.12). En 1979 les MHA confirment ces repères et les concordances avec le ZH. En 1981, un marégraphe permanent est installé et est calé au ZH. De 1989 à 1996, les MHA ne donnent plus le calage du ZH en fonction du repère IGN Na L3-43 mais conservent le même niveau de réduction des sondes, avec un écart de 3.459 m entre le zéro IGN69 et le ZH. A ce jour, le zéro hydrographique est toujours 3.459 m sous le zéro IGN69 (Figure 2.12). De 1839 jusqu'à l'actuel, le ZH n'a donc pas évolué et est resté stable au cours du temps. Les premiers enregistrements (anté-1839) semblent indiquer un écart de 4 cm entre le zéro de réduction des sondes qu'il faudra prendre en compte dans le traitement des données marégraphiques et bathymétriques.

16. <http://calais-avant-hier.eklablog.com/>

17. Annales Hydrographiques 1950

18. Annales Hydrographiques 1955

2.2.4 Analyse harmonique de la marée

Afin d'étudier les composantes du niveau de la mer, un programme d'analyse harmonique est nécessaire. De nombreux logiciels et programmes existent à travers le monde et se basent essentiellement sur la décomposition du potentiel de la force de marée mise au point par [Doodson \(1921\)](#). Les différences entre ces logiciels résultent essentiellement de la définition des composantes harmoniques et dans le nombre d'ondes élémentaires prises en compte dans l'analyse. Parmi ces programmes, MAS et UTide sont présentés et décrits en suivant.

MAS est le programme officiel du Shom ([Le Roy and Simon, 2003](#)), développé par Bernard Simon, son utilisation est restreinte aux usages du Shom et certains partenaires. MAS permet de réaliser des analyses harmoniques, analyses spectrales, prédictions de marée et divers outils statistiques. Ce programme possède l'avantage de prendre en compte 559 composantes harmoniques et d'appliquer des corrections nodales adéquates quelle que soit la durée de la série. Cependant, pour obtenir des résultats les plus précis possibles, le programme considère qu'en cas de lacune trop importante, l'ensemble des mesures journalières sont considérées comme manquantes et l'analyse harmonique n'est pas réalisée. Or, les enregistrements diurnes représentent une part non négligeable de nos séries de données. Même en réalisant une interpolation sur les mesures, MAS supprimait une grande partie des observations existantes ce qui pouvait créer sur certaines périodes des anomalies dans l'analyse harmonique et également dans la prédiction de marée issues des composantes harmoniques.

UTide est une boîte à outil d'analyse harmonique sous Matlab ([Codiga, 2011](#)) permettant de réaliser des analyses harmoniques et des prédictions de marée. Elle reprend les principes du calcul d'incertitude de T_{Tide} ([Pawlowicz et al., 2002](#)) et de r_{Tide} ([Leffler and Jay, 2009](#)) en se basant sur la méthode d'incertitude de Monte Carlo. Ce programme a particulièrement été développé dans le but de traiter des séries de mesures irrégulières comprenant de nombreuses lacunes. Il possède de nombreuses options et permet de réaliser une analyse harmonique robuste prenant en compte les corrections nodales pour une série de données supérieures à 2 ans. Comme T_{Tide} les mesures diurnes sont prises en compte pour le calcul harmonique et est ainsi particulièrement adapté à nos séries de données.

	Amplitude (cm)		Phase (°)	
	MAS	UTide	MAS	UTide
M2	214.70	214.45 ± 0.09	352.24	352.38 ± 0.02
S2	64.89	64.76 ± 0.09	45.03	45.05 ± 0.08
N2	37.41	37.43 ± 0.09	328.98	329.11 ± 0.14
K2	18.82	18.89 ± 0.09	44.02	44.12 ± 0.27
M4	15.66	15.78 ± 0.09	276.70	276.73 ± 0.33
L2	13.71	12.93 ± 0.09	4.61	5.22 ± 0.39
MU2	10.34	10.30 ± 0.09	89.63	89.82 ± 0.51
NU2	10.16	10.20 ± 0.09	321.57	321.69 ± 0.51
MS4	9.56	9.37 ± 0.09	334.06	333.93 ± 0.56
O1	7.97	7.96 ± 0.09	161.41	161.25 ± 0.66

TABLEAU 2.6 – Amplitudes et phases des 10 ondes principales au port de Dunkerque calculées avec le programme MAS et UTide pour le lot de mesure de 1956 à 2019. L'intervalle de confiance (95%) calculé par UTide est donné en gris

Ces deux programmes ont déjà été utilisés dans le cadre de travaux de reconstructions et d'analyses long-terme de séries marégraphiques. MAS de par sa diffusion restreinte a été essentiellement utilisé pour des sites français ([Ferret, 2016](#); [Gouriou, 2012](#); [Pouvreau, 2008](#)), tandis que UTide possède une reconnaissance scientifique internationale ([Cheng et al., 2017](#); [Marcos et al., 2015](#); [Ross et al., 2017](#); [Santamaria-Aguilar et al., 2017](#)). Une comparaison entre les deux programmes a toutefois été réalisée. A partir des mesures de hauteur d'eau validées et disponibles à Dunkerque (1956-2019), des analyses harmoniques ont été réalisées simultanément avec MAS

et UTide. Les 10 composantes principales ont été extraites et sont présentées dans le Tableau 2.6. Les résultats montrent que les amplitudes et les phases calculées par les deux programmes sont cohérentes entre elles et que les différences observées ne sont pas significatives. UTide étant plus robuste lors d'analyse sur des données hétérogènes, ce programme sera par la suite utilisé pour les analyses harmoniques ainsi que les calculs de prédictions de marée des deux sites étudiés.

Pour s'affranchir de l'évolution du niveau marin dans la phase de validation des mesures (Section 2.2.5), plusieurs analyses harmoniques ont été réalisées sur différentes périodes (Tableau 2.7). Les périodes fluctuent entre 20 et 80 ans dues aux nombreuses lacunes dans les observations et la nécessité d'avoir un quantité d'observation suffisante pour obtenir une analyse harmonique robuste. Par la suite, avec les différents jeux de composantes harmoniques, des prédictions de marée sont calculées.

Station	Date début	Date fin
Dunkerque	01/01/1801	31/12/1897
	01/01/1898	31/12/1915
	01/01/1920	31/12/1945
	01/01/1950	21/12/1975
	01/01/1976	31/12/2019
Calais	01/01/1835	31/12/1915
	01/01/1920	31/12/1945
	01/01/1950	21/12/1975
	01/01/1976	31/12/2019

TABEAU 2.7 – Périodes considérées pour les sites de Dunkerque et de Calais pour l'analyse harmonique

2.2.5 Validation des données

Une fois les données homogénéisées en temps et rapportées à la même référence verticale, la dernière phase de traitement consiste à vérifier et valider la série. Les données ont d'abord été interpolées par la méthode de spline cubique afin d'obtenir une série de hauteur d'eau à pas de temps constant (5 min) en considérant une durée de lacune maximale de 3 heures (Ferret, 2016; Gouriou, 2012; Pouvreau, 2008). Afin de vérifier la qualité des données numérisées, plusieurs méthodes sont proposées dans la littérature (Bradshaw et al., 2015; Intergovernmental Oceanographic Commission, 2002, 2006a,b; Shennan et al., 2015). La série peut être comparée à celles obtenues sur des sites à proximité en confrontant les niveaux moyens (journaliers, mensuels et/ou annuels) calculés pour chacune des stations, ceci permet d'identifier d'éventuels pics d'erreurs (test de "buddy checking" en anglais). Des tests de corrélations peuvent également être réalisés par comparaison des observations et des prédictions de marée en calculant les résidus en temps et en hauteur entre les deux séries. Lorsque des données météorologiques sont disponibles (notamment des mesures de pressions atmosphériques), ces dernières peuvent être utilisées pour identifier les éventuelles surcotes et décotes liées à des phénomènes ponctuels météorologiques et non détectables avec les prédictions de marée.

2.2.5.1 Identification des anomalies de mesures

Une fois les hauteurs d'eau brutes numérisées, les anomalies flagrantes identifiées lors de la numérisation ont été vérifiées, corrigées ou supprimées. Après cette première phase de vérification, une analyse plus précise des erreurs a été effectuée. L'ensemble des différentes étapes nécessaires à cette phase de nettoyage et de correction est présenté ci-dessous :

1. Une première validation visuelle des données est réalisée. En effet, cette vérification permet de mettre en évidence des erreurs de retranscriptions ou des erreurs de calages lors du changement de marégramme. Par cette vérification, lorsque l'origine des erreurs est identifiée dans les métadonnées, les données brutes sont corrigées (Figure 2.13a). Lorsqu'il est

délicat d'attribuer une cause à l'anomalie, comme c'est le cas entre 1865 et 1874 où certaines basses-mers ne sont pas correctement détectées et présentent un saut vertical sur une heure (Figure 2.13b), les données sont directement supprimées. Un envasement du puits du marégraphe à Dunkerque a été détecté et renseigné dans les métadonnées (Figure 2.13c). Afin d'éviter que la non-prise en compte des basses-mers sur une année ne perturbe et fausse l'analyse harmonique, ces données ont été également supprimées.

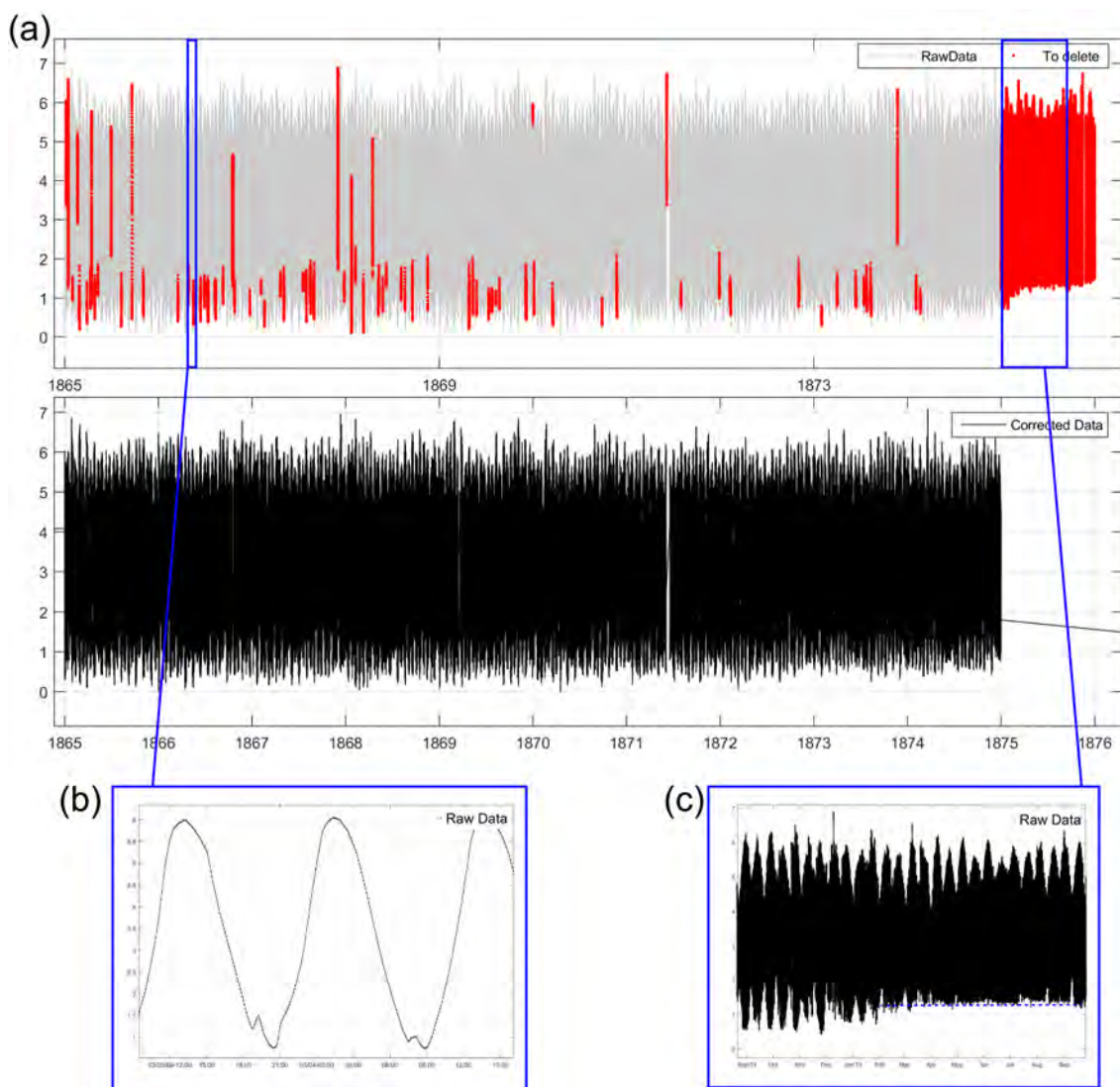


FIGURE 2.13 – (a) Anomalies détectées visuellement entre 1865 et 1875 à Dunkerque et supprimées. (b) Zoom sur les sauts verticaux lors de certaines basses-mers, (c) envasement détecté en 1875.

2. Après avoir effectué les conversions temporelles et les ajustements verticaux sur la série de donnée, les observations sont comparées sur chaque site aux prédictions de marée calculées sur la même période. Une routine d'extraction des pleines et basses mers (Ferret, 2016) a été utilisée dans la chaîne de traitement et permet d'obtenir les heures et les hauteurs des pleines et basses mers détectées ainsi que le marnage associé (Figure 2.14).

Les pleines et basses-mers des mesures et des prédictions sont recoupées. Les résidus en temps et en hauteur d'eau sont par la suite calculés puis moyennés sur la durée afin d'identifier plus facilement les pics et sauts dans la série.

3. Le système horaire indiqué sur les documents bruts ne correspond parfois pas au système réellement utilisé lors de l'acquisition des mesures. Les résidus temporels des pleines et basses mers ont ainsi permis d'identifier ces périodes et de les corriger. Par exemple, les mesures réalisées entre 1940 et 1945 ont révélées de nombreuses anomalies entre les passages

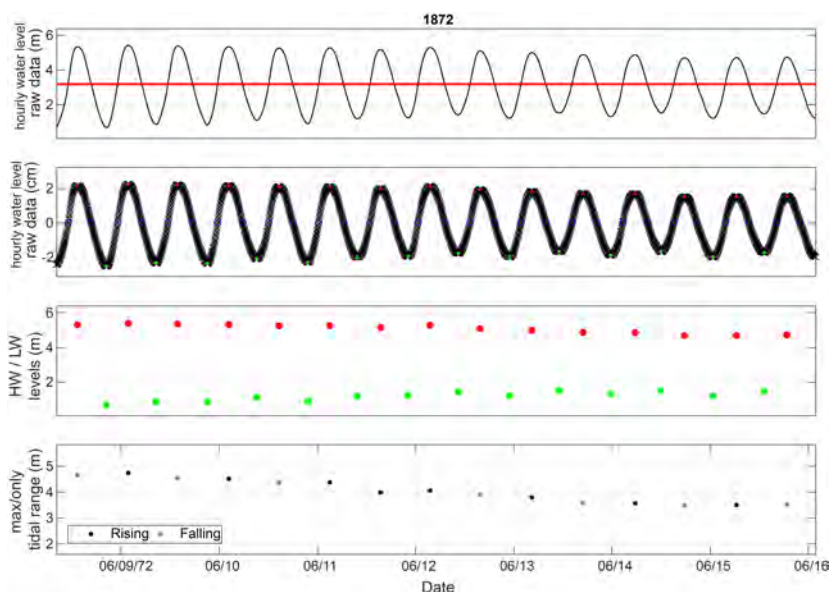


FIGURE 2.14 – Extraction des pleines mers et basses mers et calcul du marnage associé en Septembre 1872

heure d'été-heure d'hiver (Figure 2.15). Après correction de ces anomalies, les résidus obtenus varient entre -10 et +10 minutes (Figure 2.16 pour Dunkerque et Figure B.1 pour Calais). Ces écarts sont principalement lié aux incertitudes des prédictions et des effets météorologiques enregistrés dans les observations. A ce titre, obtenir des résidus dans cette gamme de valeur est largement acceptable dans le cadre de ce type de travaux.

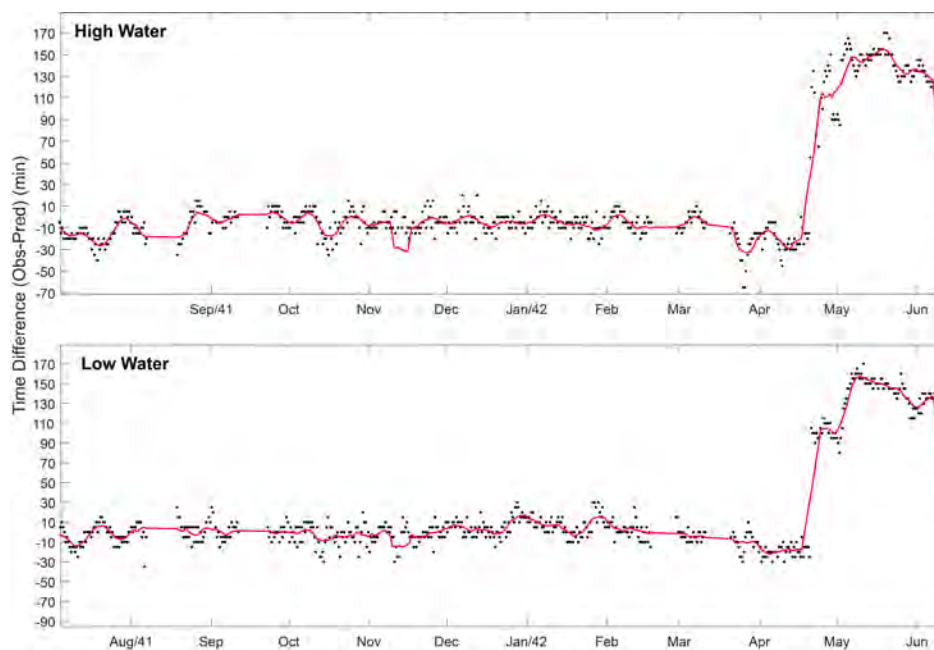


FIGURE 2.15 – Résidus en temps de PM (haut) et BM (bas) à Calais en 1941 et identification d'un saut temporel d'environ 2h lié à une mauvaise définition du système horaire utilisé lors de la mesure

4. Pour éviter que les résidus ne soient impactés par l'évolution du niveau marin, les analyses harmoniques et les prédictions de marée ont été réalisées sur des périodes réduites (Tableau 2.7). Les résidus en hauteur des PM et BM permettent ainsi de détecter des éventuelles anomalies verticales. Sur l'ensemble de la série, les résidus en hauteur montrent une variabilité relativement importante (entre -80 et +70 cm environ) (Figure 2.17 pour Dunkerque et Figure B.2 pour Calais) mais ces valeurs sont cohérentes avec celles obtenues dans le cadre

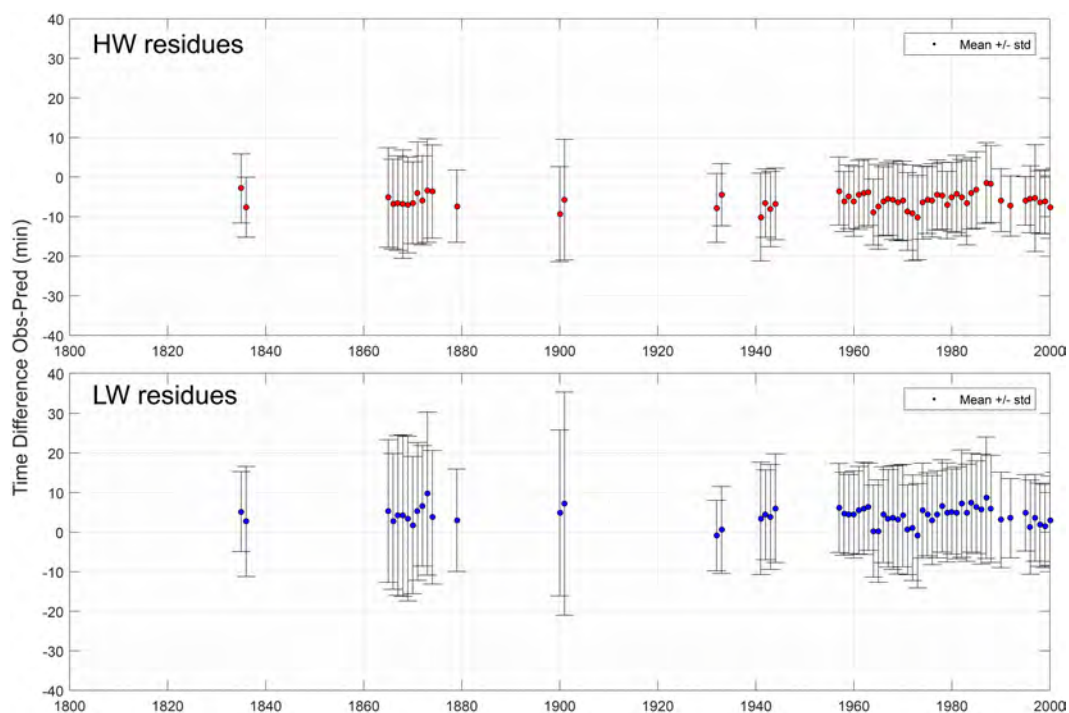


FIGURE 2.16 – Résidus en temps de PM (haut) et BM (bas) à Dunkerque

de précédentes reconstructions à Brest ([Pouvreau, 2008](#)), Saint-Nazaire ([Ferret, 2016](#)) et du littoral charantais ([Gouriou, 2012](#)). A noter que les prédictions de marée ne prennent pas en compte les phénomènes météorologiques, ce qui peut expliquer les écarts observés.

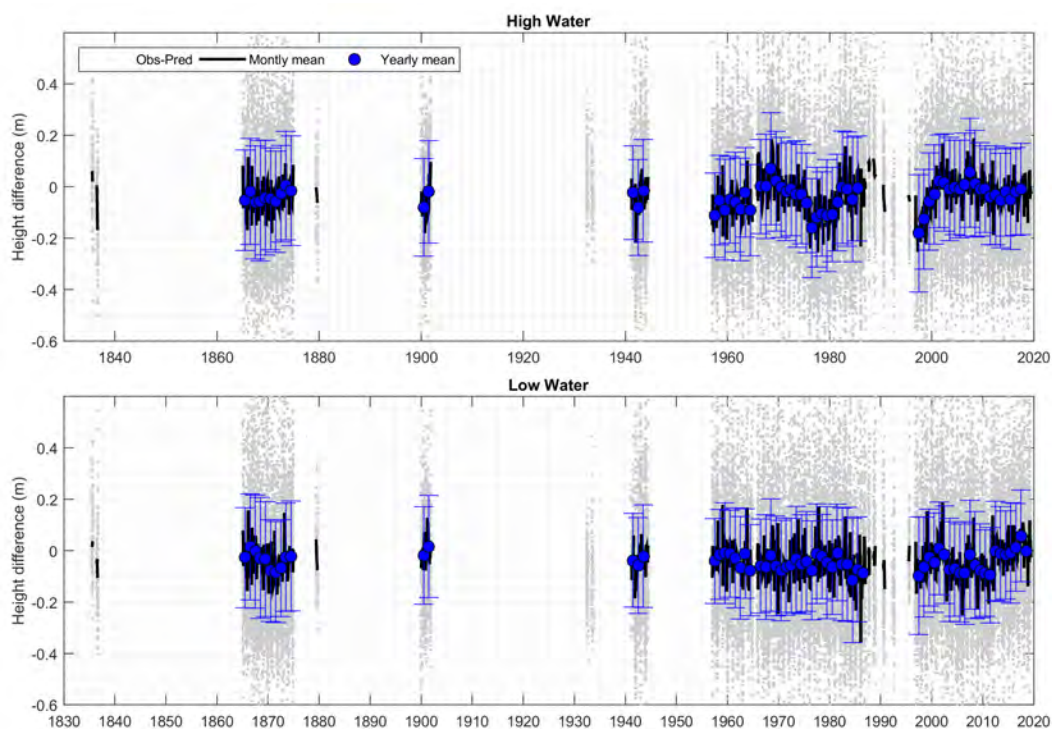


FIGURE 2.17 – Résidus sur les hauteurs de PM (haut) et BM (bas) à Dunkerque

Une fois cette dernière phase de vérification, la série est considérée comme homogène et va pouvoir être utilisée et exploitée.

2.2.5.2 Niveaux moyens et comparaison avec des stations proches

Dans le but de suivre l'évolution du niveau marin dans les différents sites étudiés, un filtrage sur les données permet de s'affranchir de certaines oscillations hautes-fréquences ([Simon, 2007](#)). Afin de "moyenner" les hauteurs d'eau à l'échelle d'une journée lunaire il faut donc utiliser des filtres passes-bas : W25, Doodson, Munk, Godin ou Demerliac. Le calcul des niveaux moyens journaliers (NMj) a ici été réalisé en utilisant le filtre de Demerliac ([Demerliac, 1973](#)) (utilisé communément par le Shom), ce filtre moyenne la hauteur d'eau en prenant en compte les mesures disponibles sur 3 jours (soit 72 h). Chacune des mesures va être pondérée d'un coefficient (présenté en Tableau 2.8).

Pour calculer les niveaux moyens mensuels (NMm), un simple moyenne arithmétique des NMj avec minimum 15 jours complets de disponibles est effectuée. De la même manière, les niveaux moyens annuels (NMa) sont obtenus en moyennant les NMm, pondérés par le nombre de jours pour lesquels des mesures ont été faites (minimum 11 NMm par an).

m	$24576a_m$	m	$24576a_m$	m	$24576a_m$
1	766	16	351	31	21
2	762	17	325	32	15
3	752	18	288	33	8
4	738	19	253	34	3
5	726	20	231	35	1
6	704	21	200		
7	678	22	171		
8	658	23	153		
9	624	24	128		
10	586	25	105		
11	558	26	91		
12	512	27	72		
13	465	28	55		
14	435	29	45		
15	392	30	32		

TABLEAU 2.8 – Coefficients a_m appliqués pour le filtre de Demerliac (tiré de [Simon \(2007\)](#))

Le Tableau 2.5 recense l'ensemble des mesures disponibles à Dunkerque et à Calais. Il s'avère qu'il existe peu de mesures continues historiques sur plusieurs années (hormis à Dunkerque entre 1865 et 1875). Les mesures réalisées conjointement aux levés bathymétriques étaient souvent effectuées pendant la période estivale (2-4 mois) et se limitaient majoritairement aux mesures de jours. Du fait des nombreuses lacunes dans les séries, le calcul des niveaux moyens annuels et mensuels est très limité. Les niveaux moyens journaliers de Calais et Dunkerque seront néanmoins calculés lorsque les conditions de calculs sont remplies. Ces valeurs vont ensuite être confrontées entre elles et avec les séries les plus longues disponibles à proximité : Sheerness (UK), Ostende (Belgique) et Brest (France).

2.2.6 Travail sur la série homogène : évolution du marnage et des composantes harmoniques depuis le 19^e siècle

Si le faible nombre de niveaux moyens obtenus pour les séries de Dunkerque et de Calais est limitant pour quantifier l'évolution du niveau de la mer sur ces sites, il est néanmoins possible d'utiliser d'autres indicateurs d'évolution. On s'affranchit des mesures diurnes et des nombreuses lacunes en extrayant pour chaque pleine mer et basse mer détectée le marnage associé. Sur le long terme, il sera ainsi possible de suivre et de quantifier l'évolution de l'amplitude de la marée depuis le 19^e siècle.

De plus, en découpant les séries années par années, il est possible de réaliser une analyse harmonique fiable et ainsi de suivre l'évolution des composantes harmoniques au cours du temps. Les différentes composantes du spectre de marée à Dunkerque et à Calais sont présentées en Figure 2.18 et 2.19 en fonction de leurs amplitudes. Les ondes semi-diurnes sont largement dominantes avec en tête l'onde M2, les composantes diurnes et quart-diurne se démarquent également, mais dans une moindre mesure. Les ondes M2, S2, N2, K2 et M4, de par leurs amplitudes, sont ainsi les ondes les plus importantes du spectre de marée pour ces deux ports. Elles sont représentatives du site étudié et à ce titre, l'étude de leur variabilité au cours du temps permettra de décrire la marée.

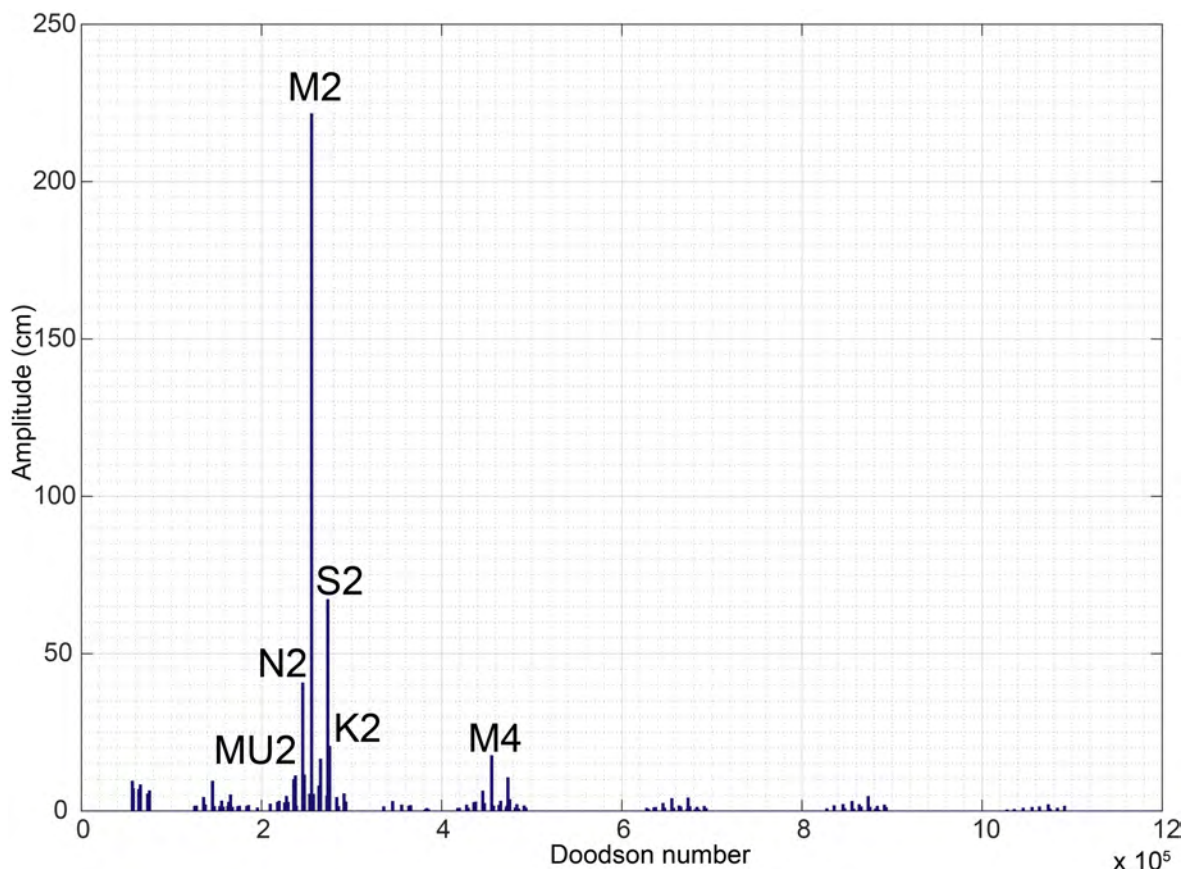


FIGURE 2.18 – Amplitude des différentes composantes harmonique de la marée à Dunkerque en fonction du nombre de Doodson

Ainsi, l'étude de l'évolution du marnage couplée à celle des composantes harmoniques de la marée vont permettre de décrire l'évolution des caractéristiques de la marée à Dunkerque et Calais sur une échelle de temps séculaire.

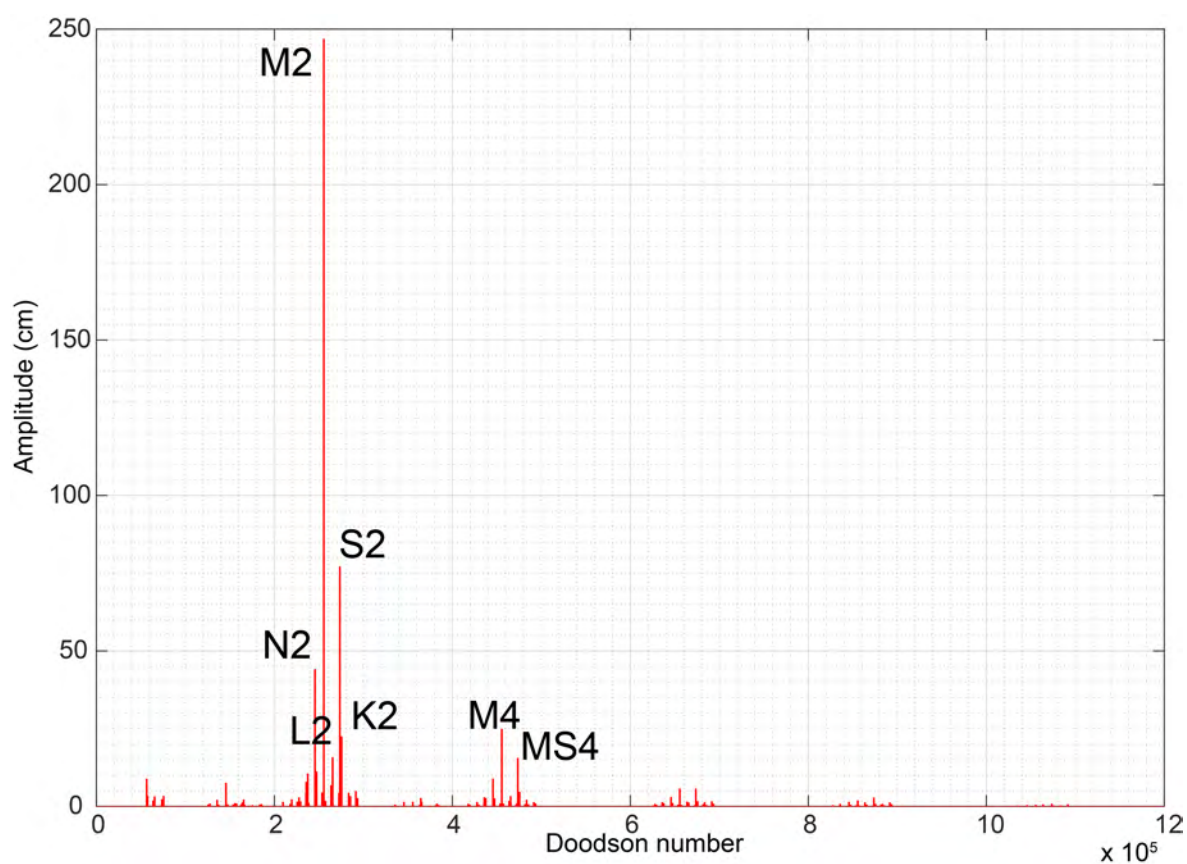


FIGURE 2.19 – Amplitude des différentes composantes harmonique de la marée à Calais en fonction du nombre de Doodson

2.3 Modèles hydrodynamiques

Les données bathymétriques historiques vont permettre de suivre l'évolution morphologique des fonds marins du littoral des Hauts-de-France. De la même manière, les observations de marée réalisées dès le 19ème siècle vont permettre de compléter notre compréhension de la dynamique séculaire de ce littoral.

Dans cette partie, nous présenterons le modèle hydrodynamique TELEMAC puis le modèle de propagation de la houle TOMAWAC qui vont être utilisés dans la suite de cette étude. Enfin, une partie sera centrée sur le paramétrage et la validation de ces modèles afin de l'appliquer au site des Hauts-de-France.

2.3.1 Telemac

TELEMAC-3D est un code de calcul tridimensionnel décrivant à chaque pas de temps le champ de vitesse (U, V, W), la hauteur d'eau h et, à partir de la cote du fond, la surface libre S ([Hervouet, 2000](#)). Ce modèle résout les équations de Saint-Venant qui régissent les écoulements de la surface libre en eaux peu profondes et les équations de Naviers-Stokes en effectuant une moyenne sur la verticale et plusieurs hypothèses :

- le fluide est supposé incompressible, l'équation de conservation de la masse est sensiblement nulle;
- le fond et la surface libre sont imperméables;
- la pression est hydrostatique, soit la pression à une profondeur donnée est la somme de la pression atmosphérique à la surface du fluide ajoutée au poids de la colonne d'eau qui le surmonte;
- la turbulence suit l'hypothèse de Boussinesq.

En appliquant ces approximations, les équations obtenues sont les suivantes (Equation 2.6 , 2.7, 2.8) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(h) + h \cdot \text{div}(\mathbf{U}) = S_h \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(U) = -g \frac{\partial Z}{\partial x} + S_x + \frac{1}{h} \text{div}(h \nu_t \nabla U) \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(V) = -g \frac{\partial Z}{\partial y} + S_y + \frac{1}{h} \text{div}(h \nu_t \nabla V) \quad (2.8)$$

avec h la hauteur d'eau, t le temps, $\mathbf{U}$ est la composante intégrée sur la verticale des vitesses horizontales U et V dans le repère x et y respectivement. ν_t est le coefficient de diffusion, g l'accélération gravitaire, S_h la source ou le puit de fluide, Z la cote de la surface libre. Enfin, S_x et S_y sont les termes sources/puits des équations dynamiques.

Ces équations sont résolues par la méthode des éléments finis. Dans notre modèle, les conditions aux limites pour la frontière ouverte (au large, en mer) ont été calculées à partir des 143 constantes harmoniques du modèle de marée du Shom (cstFRANCE) ([Le Roy and Simon, 2003](#)). En condition initiale, une cote constante de 0.15 m est imposée. La présence d'une couche d'eau initiale permet d'obtenir une stabilisation numérique du modèle plus rapide.

2.3.2 Tomawac

Le code TOMAWAC de la suite Open TELEMAC-MASCARET a été développé par le Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (LNHE). TOMAWAC permet de modéliser les changements en espace et en temps du spectre de puissance des vagues générées par le vent, ainsi que la propagation de la houle à partir de conditions aux limites au large. Il présente l'avantage d'utiliser le formalisme des éléments finis pour discrétiser le domaine et donc d'être facilement couplé avec le code TELEMAC. TOMAWAC est un modèle dit de 3ème génération de type WAM, il a été

développé par le LNHE notamment pour la prise en compte de la marée et de l'interaction houle-courant (Benoit et al., 1997; Marcos, 2003; Oudart et al., 2014)

Le spectre directionnel de la densité d'action des vagues est considéré comme une fonction de cinq variables (Marcos, 2003) (Équation 2.9) :

$$N(\vec{x}, \vec{k}, t) = N(x, y, k_x, k_y, t) \quad (2.9)$$

Où $\vec{x} = (x, y)$ est la position du point dans un repère cartésien, $\vec{k} = (k_x, k_y) = (k.\sin\Theta, k.\cos\Theta)$ est le vecteur nombre d'onde, Θ est la direction de propagation et t le temps. Les hypothèses faites sur la représentation des ondes, sur le domaine d'application du modèle et sur les processus physiques modélisés permettent d'écrire l'évolution du spectre de puissance des vagues ainsi (Équation 2.10) :

$$N(k_x, k_y, x, y, t) = \frac{CCg}{2\pi\sigma} \tilde{N}(x, y, f_r, \Theta, t) \quad (2.10)$$

Cg et C sont respectivement la vitesse de groupe et la vitesse de phases de la houle, f_r est le transfert de fréquence relatif et σ est la fréquence angulaire. L'équation exprime le fait que, dans le cas général de vagues se propageant dans un environnement non homogène et non stationnaire (courants et/ou niveaux de la mer variant dans le temps et l'espace), l'action de la houle est conservée dans des termes source et puits (nommé Q) (Marcos, 2003).

Notre zone d'étude étant essentiellement localisée dans la zone côtière, nous avons donc configuré notre modèle pour le domaine côtier. Pour les zones à faibles profondeurs, les processus physiques à inclure et à spécifier dans notre fichier paramètre sont :

- La friction sur le fond (Qbf), en prenant $Qbf=0,038 \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$ qui améliore l'estimation de la levée de houle en eau peu profonde (Zijlema et al., 2012).
- Les interactions non linéaires entre triplets (Qtr), en considérant le modèle LTA (*Lumped Triad Approximation*) qui permet de gagner en temps de calcul.
- La dissipation due à la bathymétrie (Qbr) où nous avons choisi le modèle de Battjes and Janssen (1978) après avoir réalisé un test de sensibilité entre les 4 modèles proposés (Battjes and Janssen, 1978; Izumiya and Horikawa, 1984; Roelvink, 1993; Thornton and Guza, 1983)

La discrétisation spatiale utilisée dans TOMAWAC est un domaine 2D discrétisé en éléments finis triangulaires.

2.3.3 Couplage houle-courant

Le couplage entre les différents codes est un élément important qui a une influence sur la qualité des résultats, mais également le temps de calcul. Pour le couplage TELEMAC-TOMAWAC, afin de réduire les temps de calcul lors des simulations, il a été choisi d'utiliser uniquement la version 2D de TELEMAC au lieu de la 3D. En 2D pour simuler 1 mois de résultats, plus de 3 jours de calculs étaient nécessaires. En outre, dans le but de réduire le temps de calcul, il est également possible de modifier la fréquence des échanges entre les deux modèles (nommé période de couplage). Cependant, le secteur étudié étant fortement influencé par les effets de marée et de houle, les processus physiques jouant un rôle sur l'hydrodynamique et le transport solide doivent être le plus précis possible. Les modèles ont été ainsi configurés pour qu'il y ait un échange entre les différents modules à chaque pas de temps (période de couplage de 1).

L'un des avantages d'utiliser la suite Open TELEMAC-MASCARET est qu'une maillage unique peut être utilisé autant avec TELEMAC qu'avec TOMAWAC. Il est ainsi possible de coupler les deux modèles ensemble afin de représenter l'interaction houle-courant dans toutes les directions. Le couplage entre les différents modules hydrodynamiques se fait en plusieurs temps : TELEMAC transmet à TOMAWAC les vitesses et directions de courants (u, v) ainsi que la hauteur d'eau (h) en chaque noeud de maille (Figure 2.20). TOMAWAC peut ainsi résoudre l'équation de conservation de densité en considérant des courants et la variation de hauteur d'eau et renvoie à TELEMAC les forces d'entraînement des vagues F_X et F_Y (comprenant les contraintes de surface, de fond et de radiation) agissant sur le courant.

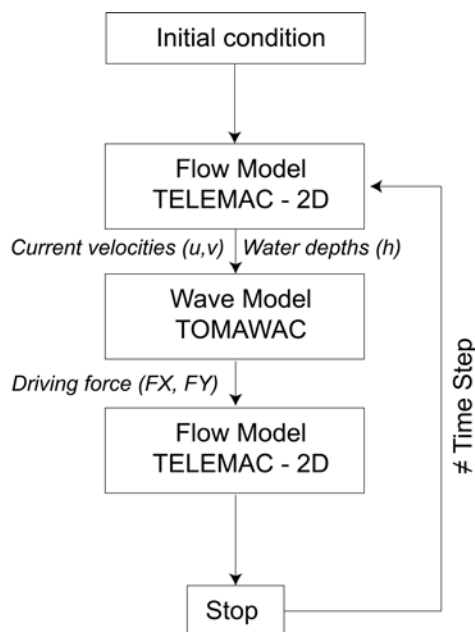


FIGURE 2.20 – Schéma présentant le couplage TELEMAC-TOMAWAC

2.3.4 Mise en place de la grille de modèle

Le maillage est réalisé par le mailleur BlueKenue (EDF R&D LNHE) ; il est composé d'éléments triangulaires (Figure 2.21). Une description de chaque grille issue des différentes bathymétries est présentée dans le Tableau 2.9.

Modèle	Noeuds	Eléments finis
1878	8 058	15 698
1910	5 690	10 961
1930	6 447	12 549
1974	4 408	8 559

TABLEAU 2.9 – Tableau descriptif des paramètres de mailles pour les 4 modèles

La largeur des mailles varie en fonction de la bathymétrie : de 200 mètres près des côtes et sur les crêtes des bancs sableux, à 2.5 kilomètres au large (Figure 2.21). Ce maillage a été affiné près des côtes pour obtenir une bonne précision et pour pouvoir prendre en compte correctement les estrans. Les nombres de noeuds choisis représentent un bon compromis entre une résolution spatiale suffisamment fine et une temps de calcul acceptable. Pour le maillage vertical, 10 plans ont été considérés.

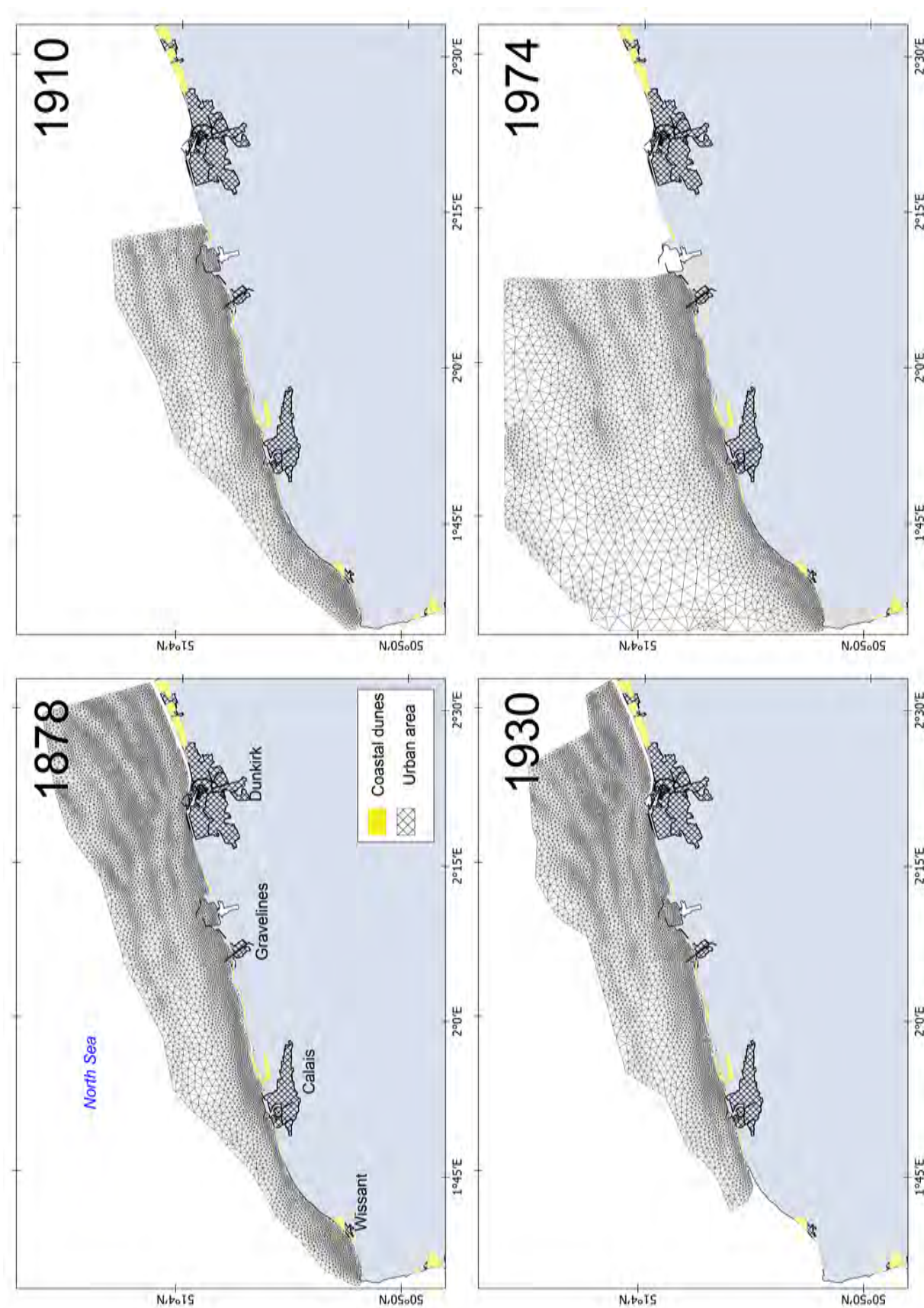


FIGURE 2.21 – Mailles réalisée avec BlueKenue pour les 4 configurations choisies (1878, 1910, 1930 et 1974)

2.3.5 Paramétrage et validation des modèles

2.3.5.1 Modèle de marée : Telemac

Les courants de marée dépendent essentiellement de deux facteurs, la force génératrice de la marée et le coefficient de frottement. Une des premières étapes est donc de déterminer et de paramétrer au mieux possible ces facteurs afin d'avoir une simulation réaliste avec des écarts aux observations les plus petits possibles.

2.3.5.1.1 Ajustement des paramètres

Des mesures de niveau d'eau sont utilisées pour la validation du modèle. Considérant des bathymétries historiques, nous validons nos modèles à partir des prédictions obtenues sur les sites des ports de Calais et de Dunkerque. A ces prédictions, nous ajoutons des observations marégraphiques réalisées à ces périodes et qui ont été numérisées et traitées dans le cadre de ce travail (cf. Section 2.2). Pour la validation des paramètres du modèle, l'idéal aurait été de prendre la configuration la plus récente pour se rapprocher de l'hydrodynamique actuelle et ainsi avoir le plus de mesures et observations à confronter au modèle. La grille avec la bathymétrie la plus récente est celle de 1974 mais son emprise spatiale s'arrête au niveau de Gravelines et ne couvre donc pas le port de Dunkerque (Figure 2.21). Afin d'avoir nos deux ports de références et d'ajuster au mieux la marée sur ces deux sites, le modèle utilisant la bathymétrie de 1930 a donc été choisi pour la validation.

Les modèles numériques de marée et de courant sont sensibles au paramètre de frottement sur le fond. L'étude de cette sensibilité permet le calibrage du modèle. Des simulations ont été effectuées avec des coefficients variables issus de la loi de Chézy. Nous avons extrait pour chaque simulation la surface libre aux points présentés dans le Tableau 2.10 :

TABEAU 2.10 – Localisation des points de validation du modèle (Lambert 93)

Calais	Dunkerque
617814.68, 7098572	653146.25, 7108150

Nous avons fait varier les coefficients de frottement sur une fourchette de valeur assez large : entre 50 et 75 m^{1/2}.s. Les différents tests étaient réalisés sur des simulations de 15 jours permettant ainsi au modèle d'être stable. Les signaux de marée obtenus avec ces différents coefficients sont représentés en Figure 2.22 et comparés aux prédictions calculées avec les constantes harmoniques par MAS. Cette première phase de calibration a uniquement été réalisée avec les prédictions de marée pour avoir une série homogène sans lacunes (contrairement aux observations).

Au premier abord, le signal est bien calé en temps avec les prédictions pour les deux sites (Figure 2.22). Un zoom sur les courbes (Figure 2.23) permet de mettre en évidence une faible variation de l'amplitude de la marée malgré une importante fourchette de valeur pour les coefficients de frottements (particulièrement à Calais où les courbes des H_{model} sont quasiment superposés).

Afin de caractériser la précision du modèle par rapport à l'ensemble de ces mesures, on calcule la moyenne des écarts entre les prédictions et le modèle (Equation 2.11) ainsi que l'écart type par rapport à cette moyenne (Equation 2.12) :

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i pred - x_i mod) \quad (2.11)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.12)$$

avec $x_i pred$ la valeur issue des prédictions, $x_i mod$ la valeur issue du modèle et n le nombre de mesures.

Les résultats obtenus pour Dunkerque et Calais sont représentés en Figures 2.24 et 2.25. Les moyennes calculées sont inférieures à 6 cm (< 2.5%), quelque soit le coefficient de frottement

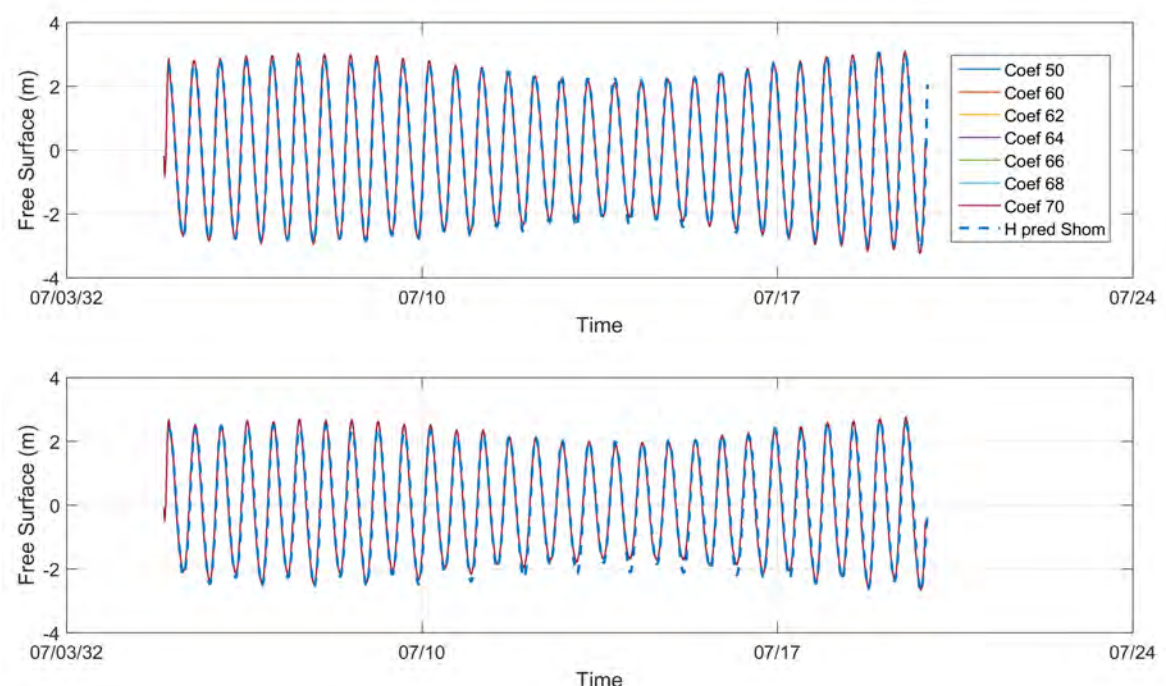


FIGURE 2.22 – Hauteur d'eau rapportée au niveau moyen obtenue en sortie de modèle et avec les prédictions de marée pour Calais (en haut) et Dunkerque (en bas).

choisi. Il semblerait que le coefficient influe peu sur le signal de marée et sur son amplitude. Ceci peut être dû à la configuration du modèle : plus l'étendue géographique est restreinte, plus ce qu'il se passe à l'intérieur du domaine est contraint de manière forte par ce qui est prescrit aux limites du domaine. Cependant, les courants, et les vitesses de courants particulièrement, sont fortement influencés par le coefficient de frottement. La Figure 2.26 montre un rapport de 2 pour les vitesses entre un coefficient de 30 et de 68.

Afin de choisir le coefficient de frottement adéquat, il a fallu confronter modèle et mesure. Or, dans la base de courant du Shom, les mesures de courant remontent généralement aux années 60. Toutefois, en 1935, du 16 au 17 Août, une mesure de courant à 10 m de fond a été réalisée au large de Calais sur 24h et a été stockée dans la base de données. Cette mesure a donc été utilisée pour calibrer notre modèle et vérifier sa validité. Plusieurs tests ont été effectués et ont permis de mettre en évidence une meilleure corrélation entre prédiction et modèle pour un coefficient de $64 \text{ m}^{1/2}.\text{s}$ (Figure 2.27 et 2.28).

Le domaine modélisé étant spatialement restreint, et composé de sédiments essentiellement sableux-graveleux (Anthony and Héquette, 2007), appliquer un unique coefficient de friction sur le fond est acceptable et a déjà été réalisé dans de nombreuses études (Laborie et al., 2015; Nicolle, 2011). De plus, les travaux de Soulsby (1997, 1983) sur la dynamique sédimentaire permettant de relier la nature des fonds et la loi de Chézy, donnent pour des fonds sableux-graveleux, un coefficient de Chézy variant entre 57 et 65. Nos résultats sont donc en adéquation avec leurs travaux et permettent de valider le coefficient de frottement sur le fond paramétré.

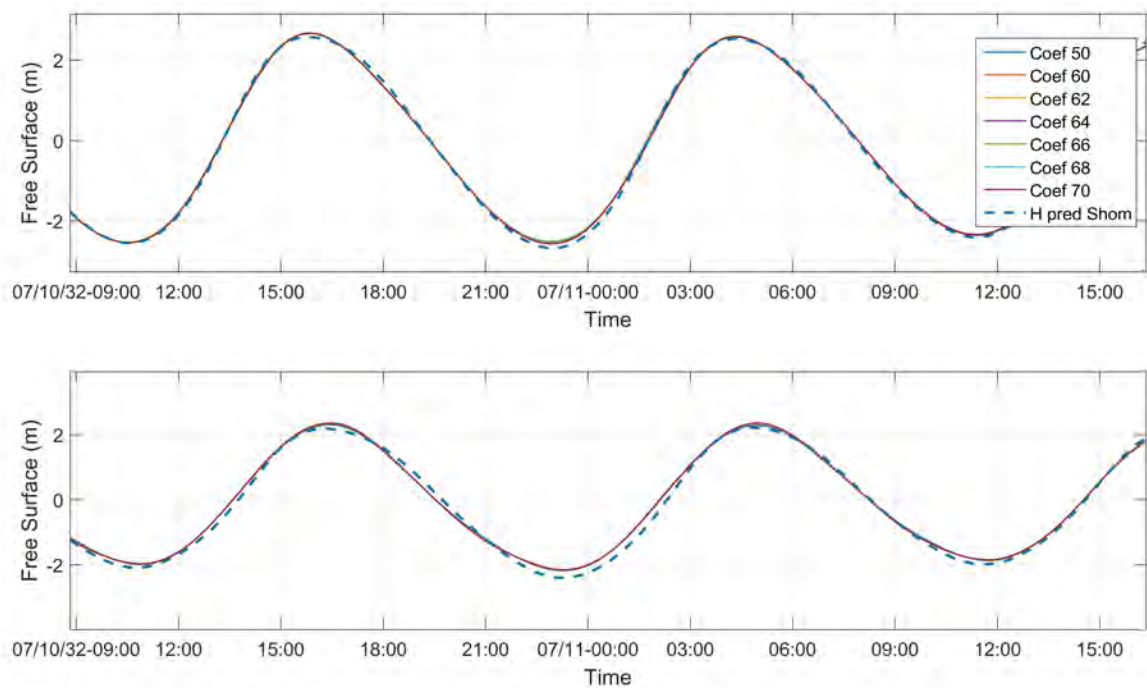


FIGURE 2.23 – Zoom sur les hauteurs d'eau rapportées au niveau moyen obtenues en sorti de modèle et avec les prédictions de marée pour Calais (en haut) et Dunkerque (en bas).

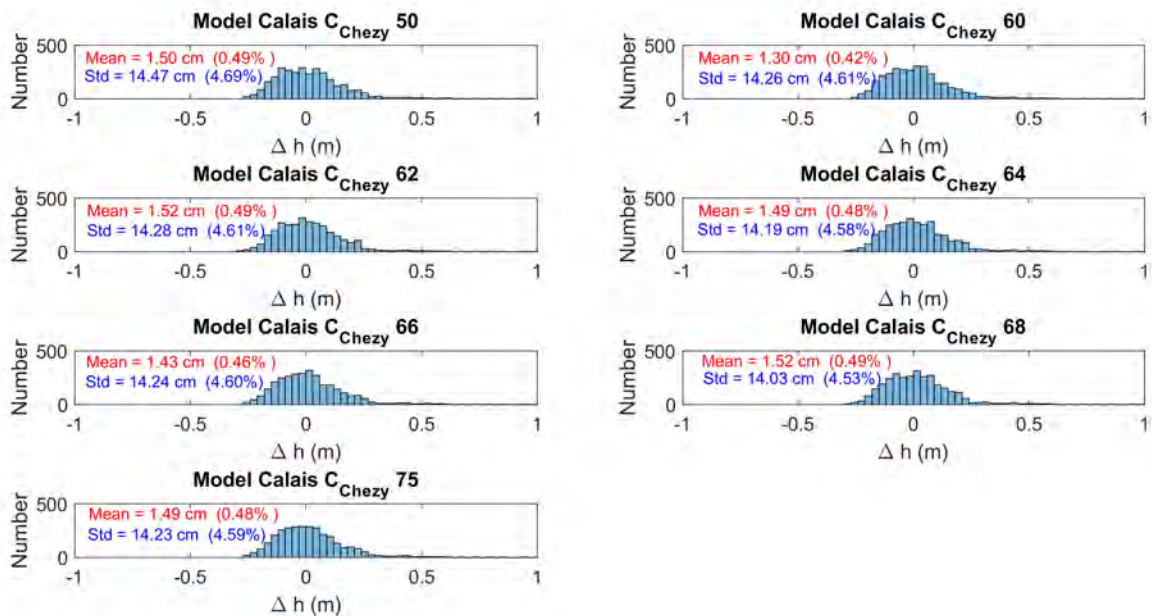


FIGURE 2.24 – Histogrammes des résidus en amplitude obtenus pour différents coefficients de frottements avec en rouge la moyenne et en bleu l'écart-type des résidus pour Calais

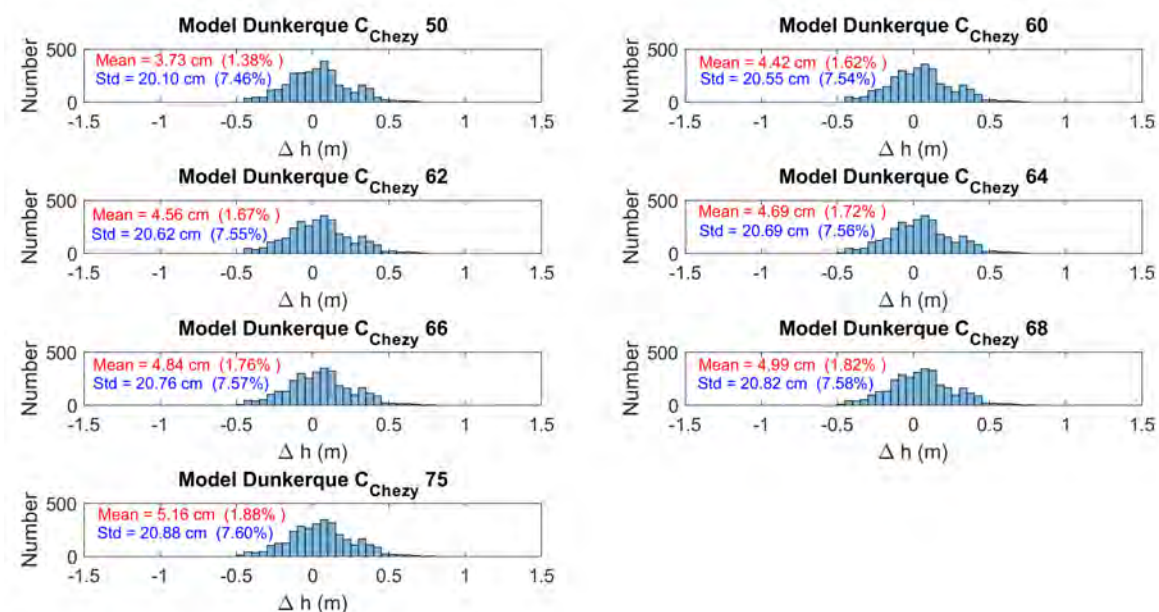


FIGURE 2.25 – Histogrammes des résidus en amplitude obtenus pour différents coefficients de frottements avec en rouge la moyenne et en bleu l'écart-type des résidus pour Dunkerque

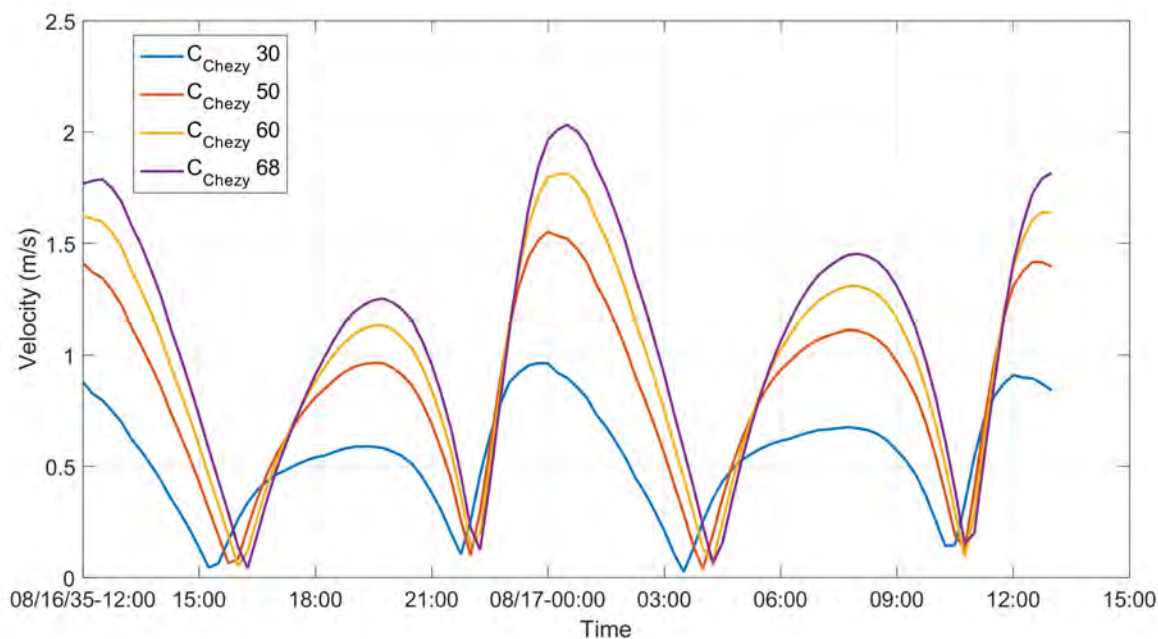


FIGURE 2.26 – Vitesse du courant total pour différents coefficients de frottement.

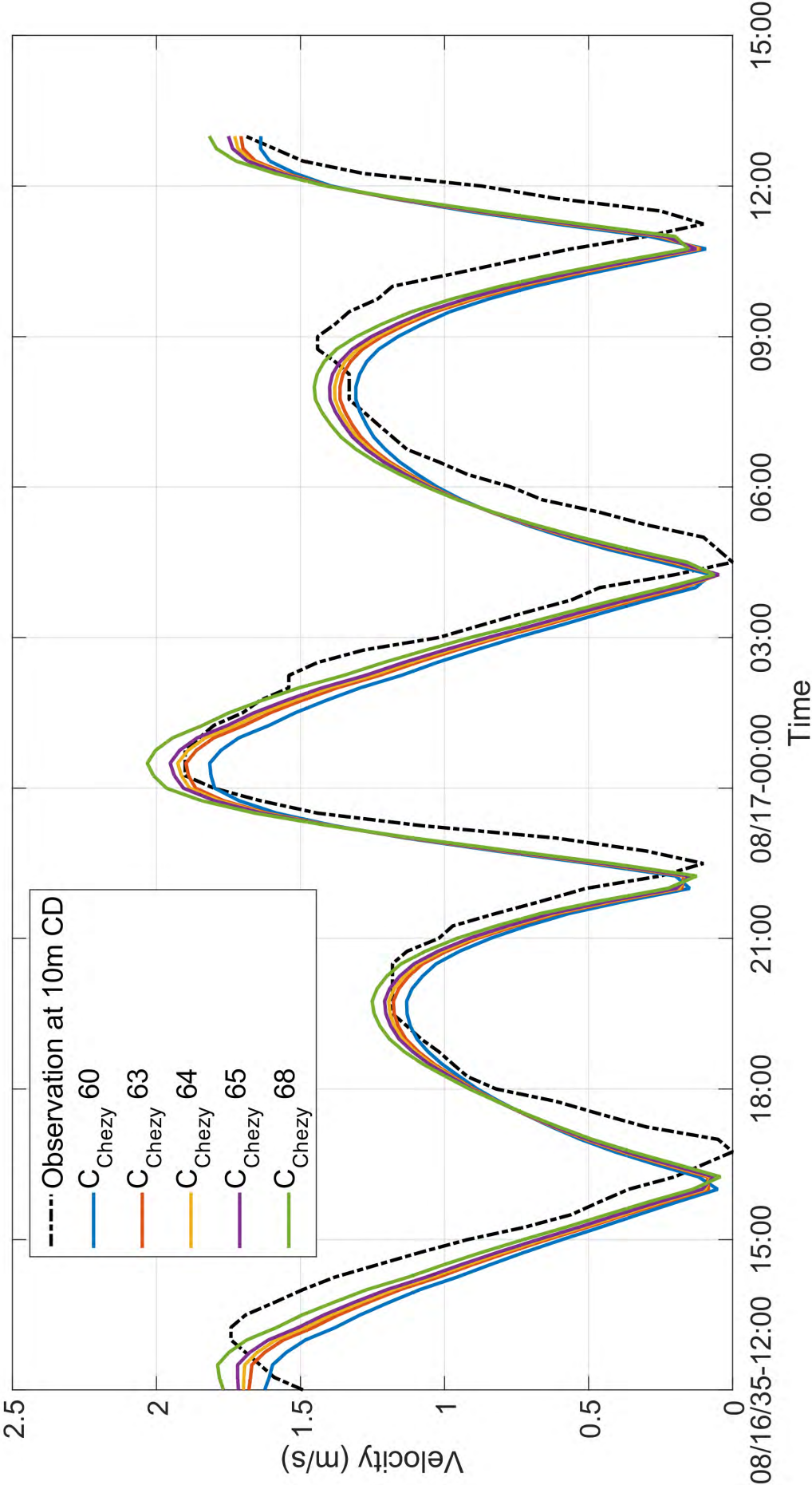


FIGURE 2.27 – Comparaison des vitesses du courant total entre modèles et observation

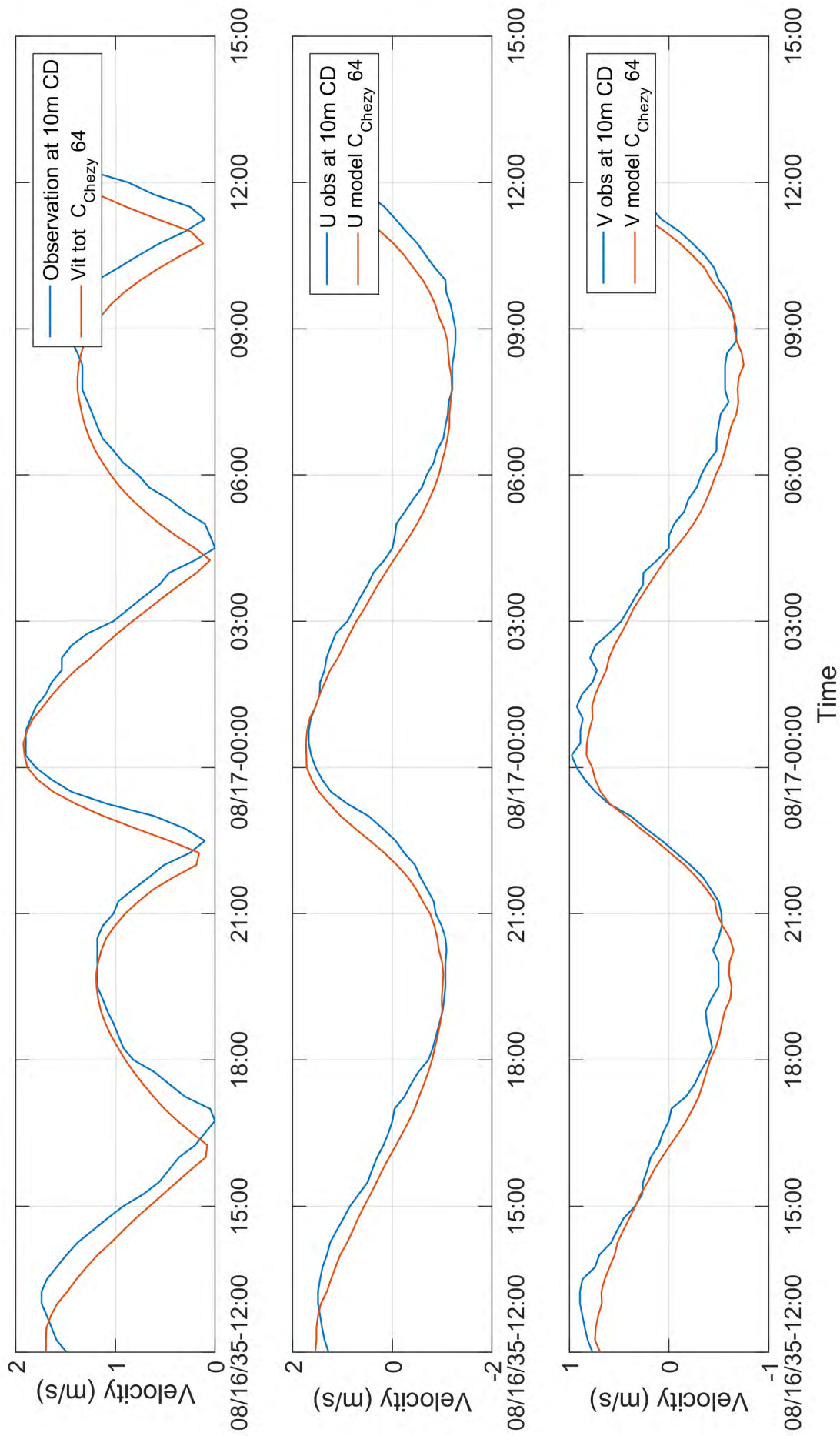


FIGURE 2.28 – Courant total et selon U et V pour un coefficient de 64

Les courants en U et V obtenus avec le modèle sont confrontés également aux observations et sont cohérents en termes de phase et d'amplitude (Figure 2.28). Les Tableaux 2.11 et 2.12 récapitulent les écarts entre modèle et mesure pour les hauteurs d'eau ainsi que pour les courants.

Stations	Dunkerque	Calais
Longitude (Lambert 93)	653146,25	617814,68
Latitude (Lambert 93)	7108150	7 098 572
Différence d'amplitude (cm)	5,32	1,49
Différence d'amplitude (%)	1,94	0,48
Ecart-type amplitude (cm)	41,52	14,19
Ecart-type amplitude (%)	15,17	4,58
Déphasage PM (min)	-01 :06	-00 :58
Déphasage BM (min)	-01 :08	01 :37
Ecart Type Déphasage PM (min)	04 :48	04 :10
Ecart Type Déphasage BM (min)	04 :09	03 :24

TABLEAU 2.11 – Différence entre les hauteurs d'eau prédites et calculées par TELEMAC pour le modèle ajusté pour un coefficient de frottement de 64

Courant	F3418
Longitude (Lambert 93)	613436.12
Latitude (Lambert 93)	7098908.99
Différence de vitesse (cm/s)	2.33
Différence de vitesse (%)	0,12
Ecart-type vitesse (cm/s)	25.78
Ecart-type vitesse (%)	13.57
Déphasage PM (min)	-25 :00
Déphasage BM (min)	-18 :45
Ecart Type Déphasage PM (min)	-14 :08
Ecart Type Déphasage BM (min)	-06 :29

TABLEAU 2.12 – Différence entre les courants mesurés issus de la base de données du Shom et ceux calculés par TELEMAC pour le modèle ajusté pour un coefficient de frottement de 64

Les résultats du modèle sont globalement satisfaisants, pour le signal de marée (Tableau 2.11) l'erreur sur l'amplitude est très faible pour Calais ($< 1,5$ cm) et pour Dunkerque l'erreur est en moyenne de 5.32 cm (1,9%). Le déphasage est faible pour Dunkerque et Calais (< 2 min), avec un écart-type inférieur à 5 min pour la pleine mer et la basse mer. Pour les courants modélisés, en moyenne l'erreur en amplitude est de 2.4 cm.s⁻¹ (soit 0,12% d'erreur) avec un écart-type de 25.8 cm.s⁻¹ (13.6%) (Tableau 2.12). Le déphasage ici indique une avance du modèle par rapport aux mesures, moyenné à 25 min pour la pleine mer et 18 min pour la basse-mer. Ce déphasage est certes important, mais n'ayant qu'une seule mesure de courant à cette période, il est difficile d'invalidier le modèle sur seulement une observation. L'observation ayant été faite dans les années 30, l'instrument de mesure peut avoir une marge d'erreur non négligeable. L'utilisation de ces données était dans le but de calibrer essentiellement l'amplitude des courants (donc la vitesse) vue leurs sensibilités au frottement. Sachant que le déphasage pour le signal de marée est satisfaisant et que l'erreur en vitesse est inférieure à 3 cm.s⁻¹, nous considérons que le modèle représente bien les processus hydrodynamiques. La configuration est ainsi calibrée et valide pour un coefficient de frottement de 64 m^{1/2}.s.

2.3.5.1.2 Validation pour les autres configurations : comparaison entre la marée modélisée et la prédiction

Le modèle de 1930 est calibré pour un coefficient de frottement de $64 \text{ m}^{1/2} \cdot \text{s}$. Par la suite, il faut vérifier que ce même coefficient de frottement donne des résultats cohérents sur les autres modèles. Pour chaque modèle nous avons modélisé la marée à Calais et à Dunkerque sur une période d'un mois. Comme pour la validation précédente, nous avons confronté les sorties de modèle avec les prédictions de marée réalisées aux ports de Calais et Dunkerque durant cette période. Les résultats obtenus pour Calais sont présentés en Figure 2.29.

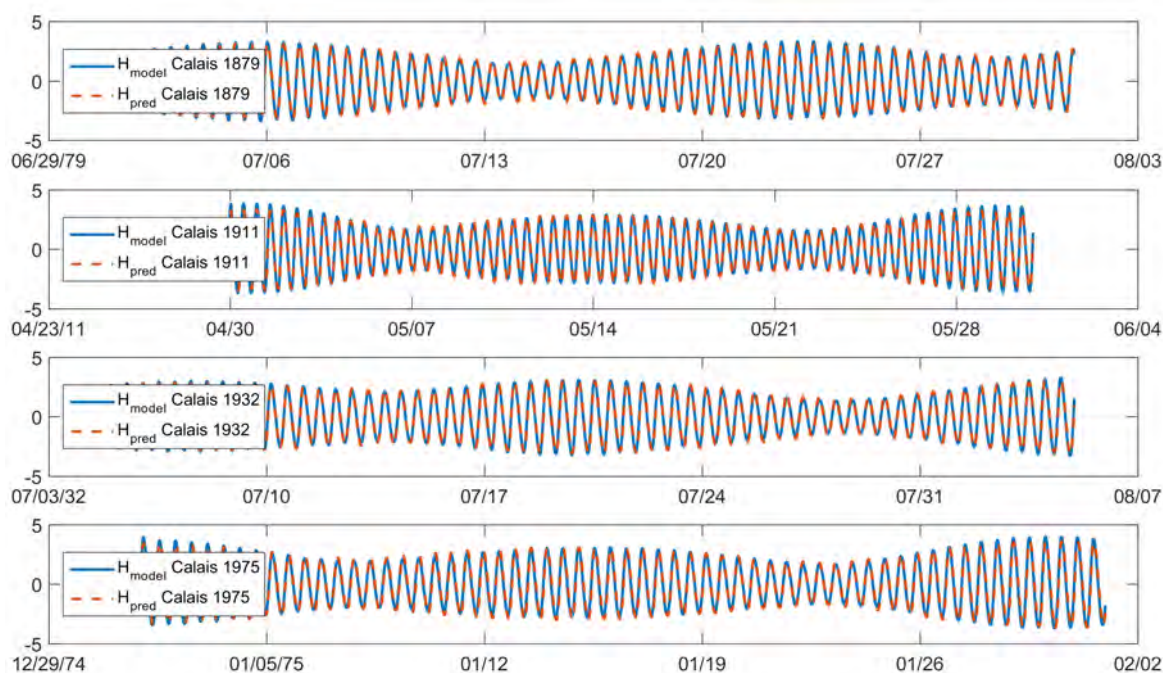


FIGURE 2.29 – Hauteur d'eau rapportée au niveau moyen obtenue en sorti de modèle et avec les prédictions de marée pour Calais pour le modèle de 1878, 1910, 1930 et 1974.

Sur l'ensemble des séries, des indices statistiques ont été calculés en comparant les résultats de nos modèles et les prédictions de hauteur d'eau obtenus aux ports de Calais (et à Dunkerque lorsque l'emprise du modèle couvrait le port Dunkerquois) (Tableau 2.13).

	Calais				Dunkerque	
	1878	1910	1930	1974	1878	1930
MSE	0.26	0.29	0.24	0.47	0.19	0.31
RMSE	0.51	0.54	0.49	0.69	0.44	0.56
MAE	0.40	0.42	0.39	0.53	0.34	0.45
R ²	93%	92%	93%	88%	92%	88%

TABEAU 2.13 – Statistiques réalisées sur la marée modélisée et comparée aux prédictions pour les quatre simulations. MSE (Mean Standart Error), RMSE (Root Mean Squared Error), MAE (Mean Absolute Error) et R² (Coefficient de corrélation).

Dans l'ensemble, le modèle est cohérent avec les prédictions, on obtient un très bon coefficient de détermination ($R^2 > 85\%$). L'erreur quadratique moyenne (RMSE : *Root Mean Squared Error* en anglais) nous donne la précision de notre modèle, pour les simulations de 1878, 1910 et 1930, l'erreur moyenne est d'environ 50 cm, pour le modèle de 1974, cette erreur est légèrement supérieure, de 69 cm. L'erreur quadratique moyenne (MSE) est également un indicateur de précision du modèle, elle est majoritairement inférieure à 0.30 ce qui est très satisfaisant (Tableau 2.13). Les écarts plus importants obtenus en 1974 peuvent s'expliquer par l'emprise du modèle

de 1974. En effet, ici on ne couvre pas le secteur de Dunkerque, la frontière est du modèle est au niveau de Gravelines. En supposant que les bancs sableux de Dunkerque peuvent "ralentir" l'onde de marée, lors du descendant (dirigé du NE vers le SO) la marée ne passe pas par les bancs et arrive donc plus rapidement au port de Calais d'où le décalage avec les prédictions. Dans l'ensemble, les résultats de nos modèles sont majoritairement satisfaisants et permettent de valider la configuration choisie. Cependant, nous comparons les hauteurs d'eau de notre modèle avec des hauteurs d'eau prédites (donc issues également d'un modèle). Ainsi, une comparaison entre le modèle et les observations est également nécessaire et est présentée ci-dessous pour les mêmes périodes.

2.3.5.1.3 Validation pour les autres configurations : comparaison avec les observations marégraphiques historiques

	Calais				Dunkerque	
	1878	1910	1930	1974	1878	1930
MSE	0.41	0.26	0.27	0.62	0.19	0.30
RMSE	0.64	0.51	0.52	0.79	0.44	0.55
MAE	0.50	0.41	0.40	0.61	0.35	0.45
R ²	88%	92%	92%	83%	92%	88%

TABLEAU 2.14 – Statistiques réalisées sur la marée modélisée et comparée aux observations pour les quatre simulations. MSE (Mean Standart Error), RMSE (Root Mean Squared Error), MAE (Mean Absolute Error) et R² (Coefficient de corrélation).

Dans cette partie, nous confrontons les résultats de nos modèles à Calais et Dunkerque aux observations historiques réalisées aux ports et numérisées dans le cadre de ces travaux (Tableau 2.14 et Figure 2.30). En s'intéressant à l'erreur quadratique moyenne entre observations et modèles, des écarts légèrement plus importants sont observés, on atteint un MSE de 0.62 pour le modèle de 1974 tandis que pour les autres modèles, le MSE est majoritairement inférieur à 0.40. Le R² reste malgré tout satisfaisant pour les modèles de 1878, 1910, 1930 et 1974 (> 80%). Comparés aux écarts obtenus précédemment, les écarts plus importants calculés avec les observations peuvent s'expliquer par le fait que notre modèle est forcé aux limites uniquement par la marée astronomique et ne prend donc pas en compte les forçages atmosphériques (pression et vent). Ces derniers peuvent engendrer des surcotes et des décotes. Ainsi, les phénomènes météorologiques de l'époque peuvent expliquer la plus forte variabilité du signal de marée et les écarts obtenus avec la marée modélisée.

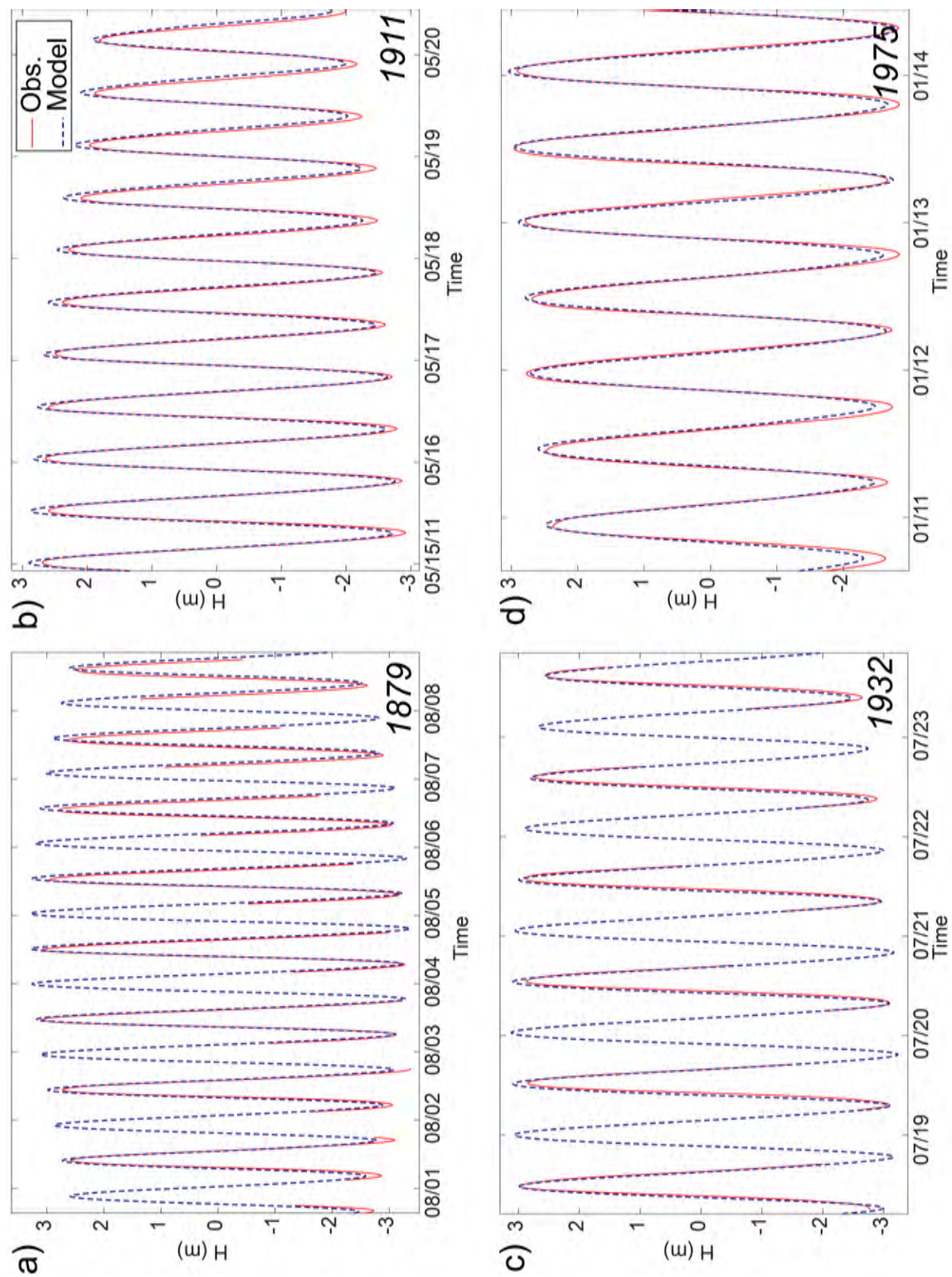


FIGURE 2.30 – Série de hauteur d'eau à Calais obtenue d'après le modèle (en bleu) et les observations réalisées aux mêmes dates (en rouge)

2.3.5.2 Modèle de houle : Tomawac

2.3.5.2.1 Configuration

Dans notre secteur, les houles dominantes sont essentiellement de secteur NNE (0-40°N) et OSO (230-270°N) (Figure 1.4). HOMERE¹⁹ est une base de données de rejeu d'états de mer, réalisée à l'aide du modèle WaveWatch3 (version 4.11) sur une grille déstructurée couvrant la zone Manche - Golfe de Gascogne et portant sur la période 1994 – 2016 (23 années). A partir de cette base de donnée, pour les deux directions (NNE et OSO), nous avons calculé le centile 99 des hauteurs et des périodes (Tableau 2.15). Pour la validation du modèle, nous n'avons pas pris en compte l'effet de la marée pour ne considérer que l'impact de la houle.

Houle de NNE Tomawac (Dir=10°N)	Houle de OSO Tomawac (Dir=250°N)
Hs99% = 2.25m Fpic99%=0,1364 Hz (Tpic=7.33s)	Hs99% = 2.62m Fpic99%=0,133 6Hz (Tpic=7.33s)

TABEAU 2.15 – Forçages de houle appliqués à TOMAWAC : centiles 99 de Hs (hauteur significative), Fpic (fréquence de pic) et Tpic (période de pic) pour des houles de NNE et d'OSO d'après la base donnée HOMERE

2.3.5.2.2 Validation du modèle

Afin de valider notre modèle, l'idéal aurait été de comparer nos résultats de modèle avec des observations réalisées dans ce secteur. Or, même pour notre modèle le plus récent (1974), il n'existe pas d'enregistrements de houle à cette époque dans l'emprise de notre modèle. Nous avons donc choisi d'utiliser les rejeux d'un autre modèle, WaveWatch3 (Michaud *et al.*, 2015; Pasquet *et al.*, 2014) qui est validé et qui a une densité de points assez importante pour comparer les résultats obtenus avec TOMAWAC.

Le modèle de vague WaveWatch3 a été mis en place sur la grille MANGAS créée par Michaud *et al.* (2015) dans le cadre du projet HOMONIM, visant à améliorer le dispositif de Vigilance Vagues Submersion (VVS). Cette grille a été mise en production opérationnelle pour la VVS à Météo-France. Il s'agit d'une grille non structurée avec une résolution allant de 10 km aux frontières ouvertes du domaine et s'affinant jusqu'à environ 200 m de résolution à la côte. Cette grille s'appuie sur le modèle numérique de terrain (MNT) à 100 m de résolution réalisé par le Shom dans le cadre du projet HOMONIM (Biscara *et al.*, 2014). Afin de valider notre configuration, une nouvelle grille a été créée à partir du MNT HOMONIM²⁰. Par la suite, nous avons simulé avec TOMAWAC sur cette nouvelle grille les deux configurations de houles (NNE et OSO) présentées précédemment (Tableau 2.15). Pour WaveWatch3, nous avons extrait les caractéristiques de houle obtenues sur la même emprise spatiale pour des événements similaires (Tableau 2.16) :

Houle de NNE WW3 (Dir=10°N)	Houle de OSO WW3 (Dir=230°N)
21/03/2015 à 22h Hs= 2.2m Fpic99%=0,14 Hz (Tpic=7.14s)	22/02/2015 à 23h Hs = 2.5m Fpic99%=0,14Hz (Tpic=7.14s)

TABEAU 2.16 – Dates et conditions de houle au large extraits des résultats de WaveWatch3 correspondant à des événements similaires à ceux modélisés par TOMAWAC.

Pour une même bathymétrie, nous avons ensuite comparé les résultats obtenus avec TOMAWAC et avec WaveWatch3 (Figure 2.31).

Dans l'ensemble pour les deux simulations, les résultats sont relativement similaires (Figure 2.31a,b,c,d). Les Q-Q plot présentés en Figure 2.31 (e,f) indiquent des valeurs de régression linéaire

19. <http://doi.org/10.12770/cf47e08d-1455-4254-955e-d66225c9dc90>

20. http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84

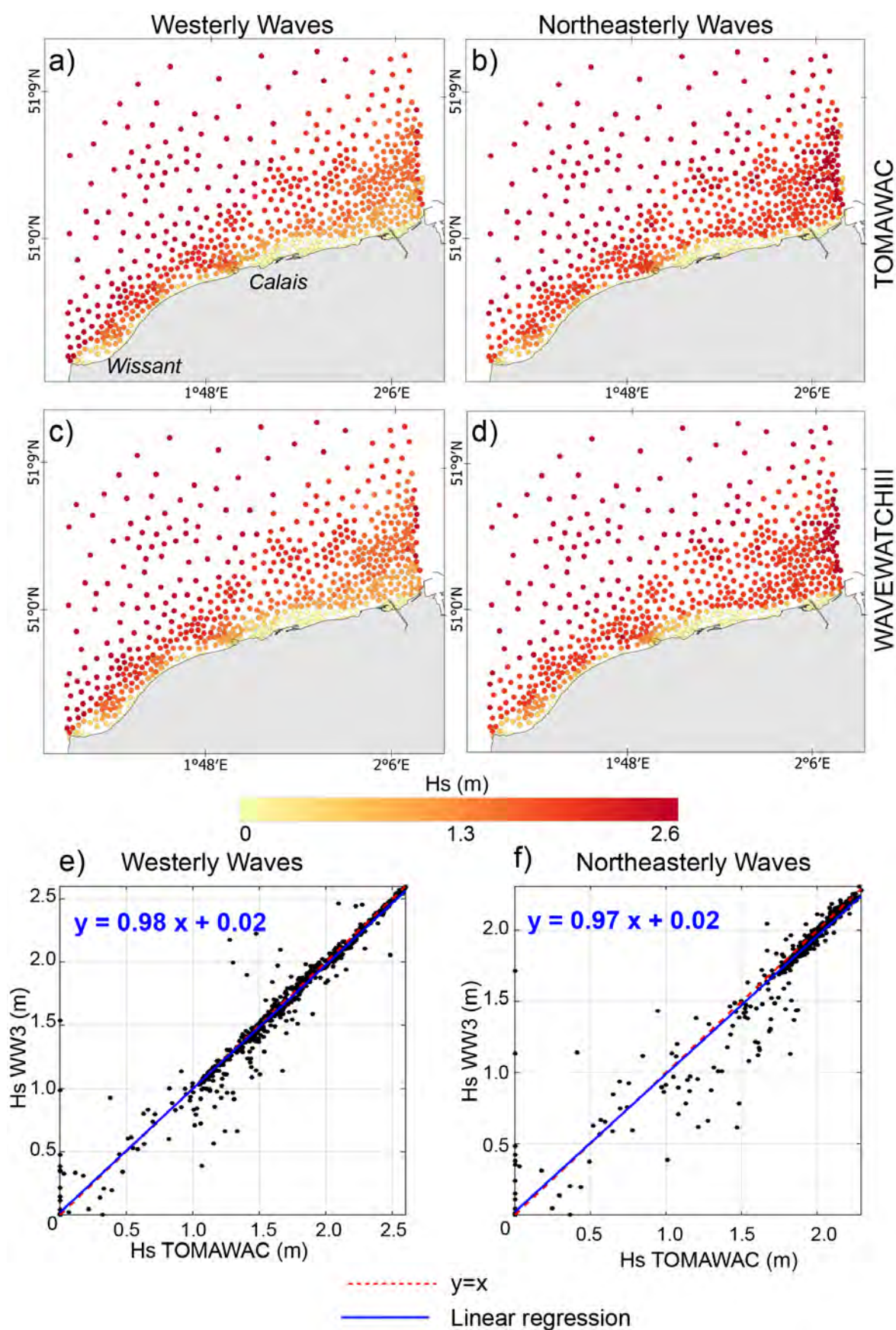


FIGURE 2.31 – Hs obtenues sur la bathymétrie HOMONIM pour des houles d'ouest (a-c)) et nord-est (b-d)) avec TOMAWAC et WaveWatch3. e) et f) Q-Q plot obtenus en comparant les houles issues de TOMAWAC et de WW3.

avec une pente ($a = 0.98$ et 0.97) très proche de 1 et une ordonnée à l'origine ($b = 0.02$) proche de 0, confirmant la capacité du modèle à reproduire les hauteurs significatives validées par le modèle WW3. Dans l'ensemble, nous obtenons pour les deux simulations une erreur quadratique moyenne (RMSE) inférieure à 0,15 m correspondant à une erreur inférieure à 6% et un R^2 de 96-94% ce qui est très satisfaisant (Tableau 2.17).

La bathymétrie étant identiques, les écarts observés sont probablement liés aux différences de forçages utilisés dans WaveWatch3. En effet, contrairement à TOMAWAC qui modélise uniquement la houle, WaveWatch3 prend également en compte des forçages de vents, de marées et de courants. Ces éléments peuvent influencer sur la hauteur de la houle et donc être la cause des écarts observés entre les deux modèles.

Les résultats obtenus permettent ainsi de valider la configuration de TOMAWAC choisie et de pouvoir appliquer ces paramètres aux différentes grilles obtenues pour les années 1878, 1910, 1930 et 1974.

	Houle d'ouest	Houle de nord-est
MSE	0.02	0.02
R^2	97%	96%
RMSE	0.14	0.15
NRMSE	0.05	0.06

TABLEAU 2.17 – Statistiques réalisées sur la houle modélisée avec TOMAWAC et comparée aux résultats de modèle WW3. MSE (Mean Standart Error), RMSE (RootMean Squared Error); NRMSE (Normalized Root Mean Squared Error)

Chapitre 3

Reconstruction de la série marégraphique des ports des Hauts-de-France

*« Le vrai est trop simple, il faut y
arriver toujours par le compliqué »*

George Sand

Sommaire

3.1 Évolution du niveau moyen de la mer à Dunkerque et des caractéristiques de la marée depuis le 19^e siècle	80
3.1.1 Niveaux moyens et composantes harmoniques	80
3.1.2 Asymétrie tidale	84
3.1.3 Comparaison avec des sites proches	85
3.1.4 Évolution des niveaux moyens annuels de pleine et basse mers et des niveaux de mi-marée	86
3.2 Variation du marnage depuis le 19^e siècle	90
3.2.1 Dunkerque	90
3.2.2 Calais	92
3.3 Synthèse	93

3.1 Évolution du niveau moyen de la mer à Dunkerque et des caractéristiques de la marée depuis le 19^e siècle

3.1.1 Niveaux moyens et composantes harmoniques

Les niveaux moyens mensuels et annuels calculés à partir de la série reconstruite à Dunkerque sont présentés en Figure 3.1a. Les nombreuses lacunes ne permettent pas d'obtenir une série continue, ni d'identifier certaines fluctuations dans l'évolution du niveau de la mer sur ce site. Néanmoins, les niveaux annuels obtenus sur la période 1865-1875 et 1940-1943 révèlent qu'au 19^{ème} et sur la première moitié du 20^{ème} siècle, les niveaux d'eau étaient globalement inférieurs à ceux obtenus sur les dernières décennies (1990-2019).

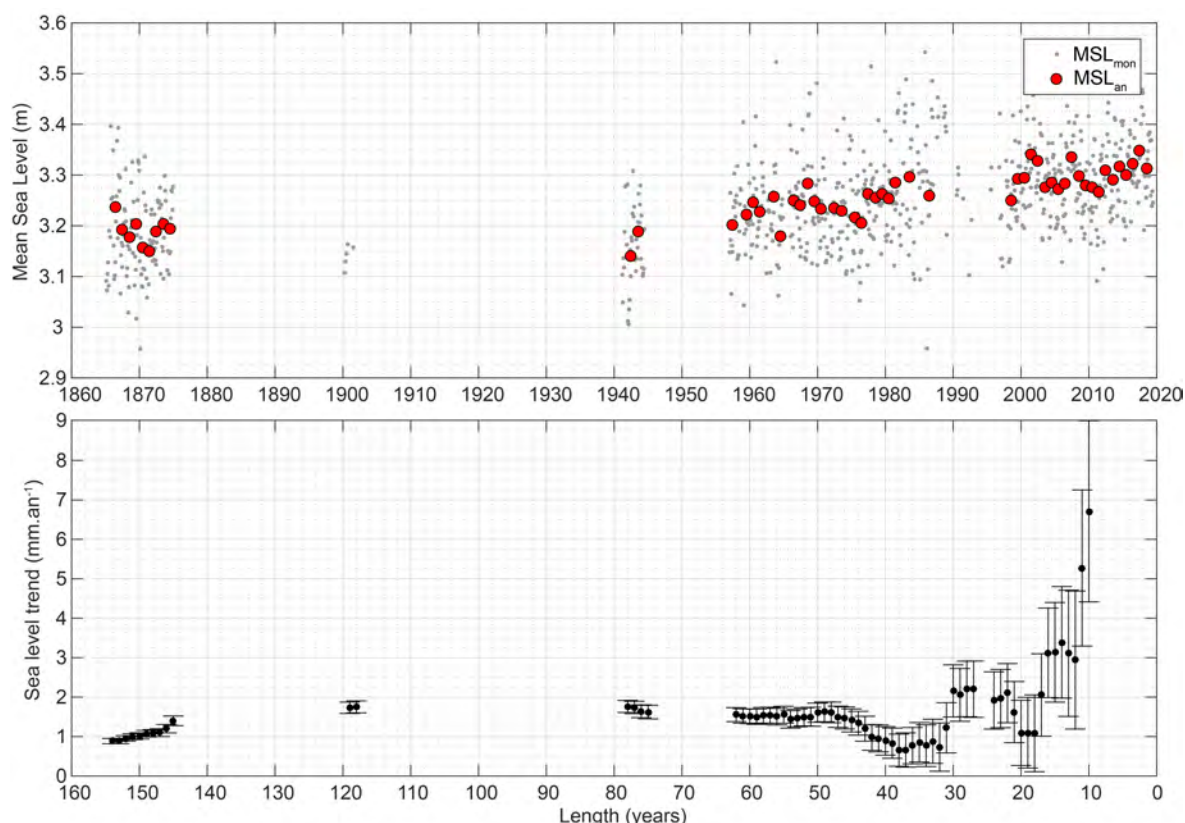


FIGURE 3.1 – a) Niveaux moyens mensuels (en gris) et annuels (en rouge) à Dunkerque; b) Calcul des tendances linéaires et de l'erreur-type associée en fonction de la durée d'observation considérée

Des rythmes d'évolution ont été calculés entre 1865 et 2019, pour différentes durées, à partir des niveaux moyens mensuels (Figure 3.1b). En considérant les données initiales disponibles (1956-2019), la tendance obtenue est de $+1.6 \pm 0.2 \text{ mm.an}^{-1}$. En complétant la série avec les mesures inédites, la série comprenant initialement 50 ans de mesures passe à 63 ans et permet d'obtenir une tendance plus faible et également de réduire largement l'erreur-type associée. Ainsi, sur la série complète, la tendance d'évolution obtenue à Dunkerque est de $+0.89 \pm 0.07 \text{ mm.an}^{-1}$ (Figure 3.1b). Cette tendance est plus faible en comparaison de ce qui est rapporté dans la littérature pour des périodes similaires. De 1850 à 2011, [Wahl et al. \(2013b\)](#) estimaient une élévation de l'ordre de $+1.3 \pm 0.1 \text{ mm.an}^{-1}$ pour Brest (France) et West-Terschelling (Pays-Bas) et de $+1.4 \pm 0.1 \text{ mm.an}^{-1}$ pour Den Helder et Delfzijl (Pays-Bas).

En fonction de la durée considérée, des variations dans les valeurs de tendance sont observées. Les plus fortes fluctuations sont détectées lorsque les tendances sont calculées avec moins de 30 ans de mesures car fortement influencées par les régimes climatiques saisonniers et inter annuels. Entre 30 et 50 ans de données, il n'y a plus de saut brutal dans les valeurs calculées mais une variabilité inter annuelle persiste (Figure 3.1b). Sur la première moitié du 20^{ème} siècle, les données

inédites rajoutées à la série existante n'engendrent pas de grands changements dans les valeurs de tendance calculées (environ $+1.6-1.7 \text{ mm.an}^{-1}$), en revanche, cette valeur baisse lorsque les données de 1865-1875 sont ajoutées au calcul.

Lors du traitement des données marégraphique, les mouvements verticaux du sol ont été considérés comme nuls au cours du temps et n'ont donc pas été pris en compte dans les corrections à appliquer aux mesures. Une antenne GNSS a été installée par SONEL¹ depuis une dizaine d'année à Dunkerque et donne une vitesse verticale de l'ordre de $-0.18 \pm 0.71 \text{ mm.an}^{-1}$. Les travaux de [Dodet et al. \(2019\)](#), sur les variations du niveau marin le long des côtes françaises métropolitaines, ont montré que sur les sites et stations considérés, les mouvements verticaux du sol jouent un rôle modéré, voir négligeable dans l'élévation relative du niveau des mers. Concernant le site de Dunkerque, en considérant un intervalle de confiance de 95%, les valeurs obtenues sur la période 1993-2018 ne permettent pas de conclure sur des mouvements significatifs du sol. Néanmoins, à l'échelle séculaire, si des mouvements verticaux importants ont eu lieu sur ce site (dus à des processus naturels ou anthropiques), il est possible qu'ils aient eu une influence sur le zéro et que les faibles tendances obtenues avec les données du 19ème siècle s'expliquent ainsi.

Par la suite, une analyse harmonique exécutée année par année sur la série de Dunkerque a permis d'extraire les ondes principales de marée et de suivre leurs évolutions (Figure 3.2).

Les amplitudes annuelles des ondes M2, S2 et N2 se caractérisent globalement par une tendance à l'augmentation depuis le 19ème siècle. L'évolution temporelle des phases de ces ondes est plus complexe, contrairement à l'amplitude, la phase évolue peu au court du temps, les variations maximales détectées sont de l'ordre de la dizaine de degrés; d'une année sur l'autre elle peut enregistrer de fortes fluctuations. Les ondes MU2 et M4 enregistrent quant à elles une diminution de phase et à l'inverse de fortes fluctuations dans l'évolution de l'amplitude. Pour l'onde MU2, une cyclicité dans l'évolution des phases semble se démarquer au cours du temps (Figure 3.2). Sur l'ensemble des ondes présentées en Figure 3.2, une forte variabilité décennale est clairement visible avec la présence d'une cyclicité de l'ordre de 15-20 ans. Cette cyclicité se rapproche du cycle lunaire nodal de 18.6 ans, qui se détecte particulièrement sur les variations de l'amplitude des ondes. Les ondes diurnes (O1) et saisonnières (SA et SSA) ont également fait l'objet d'un suivi mais présentent une forte variabilité interannuelle ne permettant pas de dégager des tendances d'évolution fiables.

Ces changements dans l'amplitude et la phase des composantes harmoniques ont été observés à l'échelle mondiale sur une grande diversité de sites ([Araújo and Pugh, 2008](#); [Cheng et al., 2017](#); [Mudersbach et al., 2013](#); [Santamaria-Aguilar et al., 2017](#); [Woodworth, 2010](#)). Nos résultats sont en accord avec ces études, montrant une augmentation ou une diminution des amplitudes et des phases des ondes de marée en fonction des sites étudiés. Les travaux de [Haigh et al. \(2020\)](#) suggèrent que sur des échelles de temps géologique longues, les variations tidales sont entraînées par des processus tectoniques qui modifient la taille, la profondeur et la forme du bassin océanique. En revanche, sur des échelles de temps plus courtes, la variabilité tidale est principalement liée à des variations dans l'épaisseur de la colonne d'eau. L'onde de marée, comme la houle à l'approche de la côte, est fortement influencée par la profondeur. La dynamique des marées peut ainsi significativement changer en lien avec :

- des phénomènes de résonances qui influent sur l'amplitude des marées, et peuvent causer une augmentation ou une diminution du marnage au cours du temps.
- les variations de profondeur qui affectent la vitesse de propagation de l'onde tidale, ce qui peut causer des migrations importantes des points amphidromiques et avoir un impact sur les courants et sur l'énergie côtière.

Les projections futures suggèrent que pour les différents scénarios d'élévation du niveau des mers considérés (+0.5, +1, +2, +5 et +10 m), l'amplitude des ondes de marée, et principalement

1. <https://www.sonel.org/spip.php?page=gps&idStation=3186>

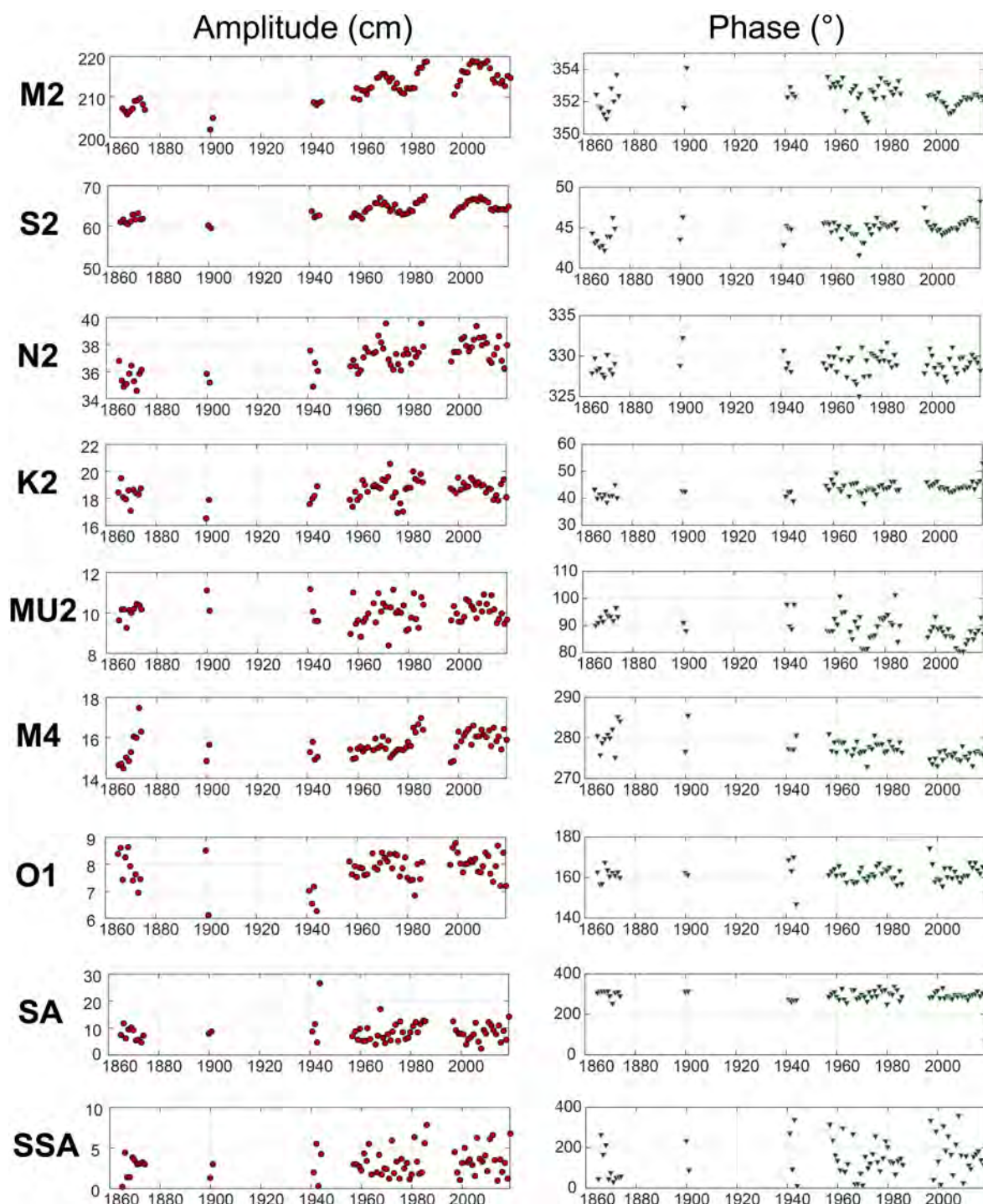


FIGURE 3.2 – Evolution des composantes de marée principales à Dunkerque (M2, S2, N2, K2, MU2, M4, O1, SA et SSA)

l'onde M2, ne répondra pas spatialement et uniformément aux variations du niveau de la mer. D'une zone à une autre des augmentations et des diminutions d'amplitude conséquentes sont à prévoir ([Idier et al., 2017](#); [Pickering et al., 2017](#)). Les travaux de [Pickering et al. \(2012\)](#) se concentrent sur les côtes Européennes et ont montré que l'amplitude des ondes est susceptible d'augmenter ou de diminuer significativement (± 1 m pour M2 cf. Figure 3.3). Additionné à cela, l'augmentation de la vitesse et de la longueur d'onde de la marée peut avoir un impact important sur les phénomènes de résonance sur certains sites. Sur la Figure 3.3, pour le littoral du nord de la France, il semblerait que pour le scénario SLR +10m, l'amplitude de M2 évolue peu comparée à d'autres sites (environ +5 cm), en revanche, le point amphidromique situé au sud de la mer du Nord se dé-

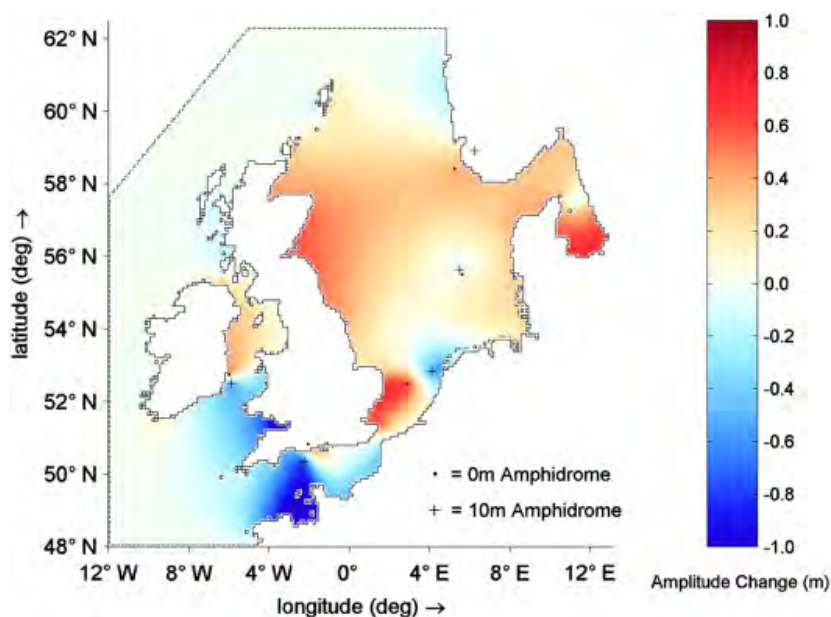


FIGURE 3.3 – Augmentation (rouge) ou diminution (bleu) de l’amplitude de l’onde M2 en considérant le scénario SLR +10 m. Tiré de [Pickering et al. \(2012\)](#)

place significativement au NE et peut potentiellement avoir un impact important sur la forme de l’onde de marée à proximité.

3.1.2 Asymétrie tidale

Dans les environnements semi-diurnes et peu profonds, la forme de l'onde de marée va se modifier progressivement : d'allure sinusoïdale, elle va se transformer en une courbe asymétrique (Pugh, 1996; Speer and Aubrey, 1985). Cette asymétrie résulte principalement de l'interaction et de la combinaison des composantes harmoniques principales.

L'onde M2 (d'amplitude 210-220 cm) est ici la composante semi-diurne principale et M4 (environ 16 cm) la composante quart-diurne la plus importante. Plusieurs études (Aubrey and Speer, 1985; Friedrichs and Aubrey, 1988; Pugh, 1996; Speer and Aubrey, 1985) ont proposé d'étudier l'asymétrie tidale par le biais du ratio des amplitudes (A) de M4 sur M2 :

$$\frac{A_{M4}}{A_{M2}}$$

L'asymétrie peut également s'estimer à partir de la différence de phase (g) entre M2 et M4 à partir de la formule suivante :

$$2 \cdot g_{M2} - g_{M4}$$

Le calcul de cette asymétrie permet ainsi de déterminer l'ampleur de l'asymétrie et le sens des courants tidaux dominants (montant ou descendant). Les études s'accordent pour dire que le montant est plus court et rapide lorsque la différence de phase est comprise entre 0° et 180° ce qui suggère une dominance du flot. A l'inverse, si elle est comprise entre 180° et 360°, le perdant est plus court et plus rapide, évoquant ici une dominance du jusant.

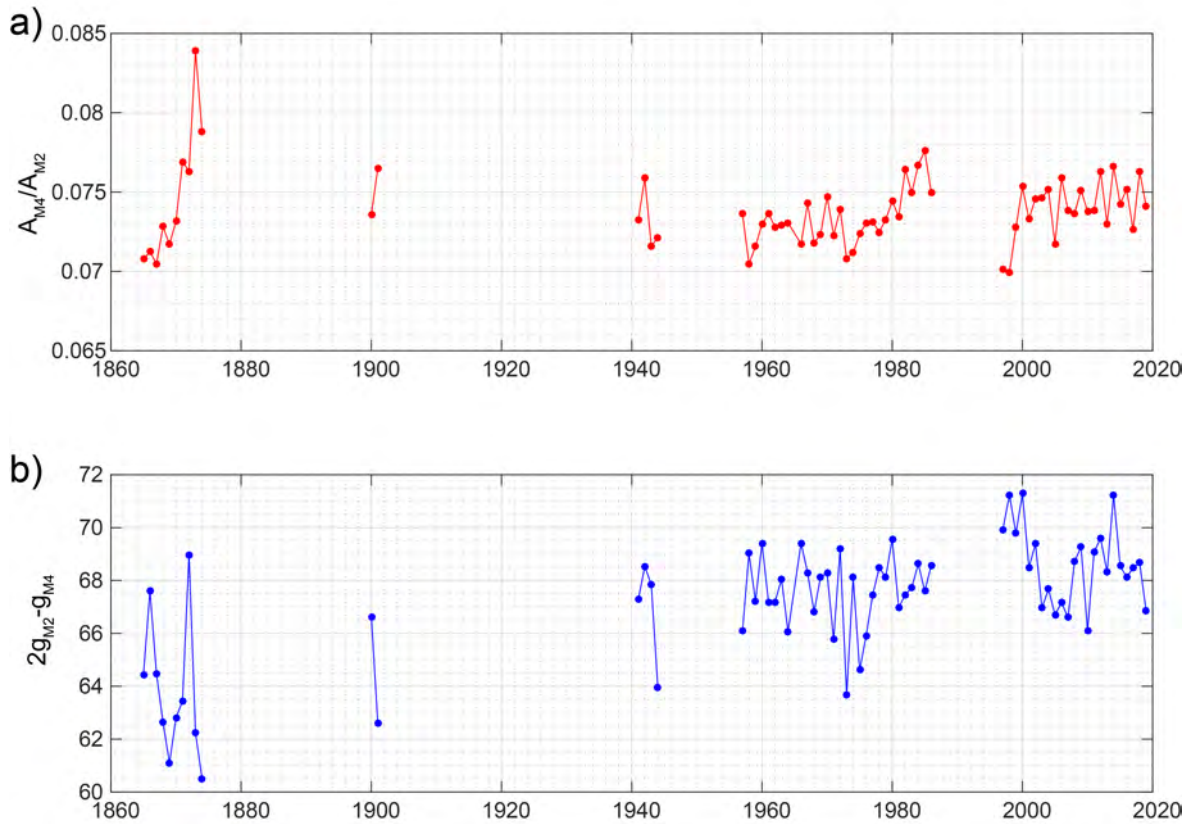


FIGURE 3.4 – Evolution de l'ampleur de l'asymétrie tidale (a) et du sens de l'asymétrie (différence de phase) (b) à Dunkerque

A partir des composantes harmoniques obtenues annuellement à Dunkerque, ces deux indicateurs ont été estimés et sont présentés en Figure 3.4. L'ampleur de l'asymétrie varie entre 0.07 et

0.085 (Figure 3.4a), ces valeurs mettent déjà en évidence une importante distorsion de l'onde de marée, considérée comme significative par [Moore et al. \(2009\)](#) lorsque ce ratio est supérieur à 0.01. Il ressort de la Figure 3.4b que le sens de l'asymétrie est en moyenne de 65°. Cette valeur moyenne suggère une prédominance d'un courant dirigé vers l'ENE, soit la direction du flot dans ce secteur.

La direction des courants dominants est également un indicateur de transport sédimentaire résultant ([Aubrey and Speer, 1985](#); [Moore et al., 2009](#); [Pingree and Griffiths, 1979](#); [Pugh, 1996](#); [Speer and Aubrey, 1985](#)). Ce résultat est confirmé par des mesures de courants et de transports sédimentaires réalisées dans ce secteur qui indiquent un transport net sédimentaire vers l'ENE ([Héquette et al., 2008b](#)). Le fait que le sens de l'asymétrie semble dévier de 5-10° vers l'est au cours du 20ème siècle pourrait indiquer un changement dans les courants tidaux, lié à des variations dans la propagation de l'onde de marée. D'après [Speer and Aubrey \(1985\)](#), l'élévation du niveau des mer peut affecter et modifier l'asymétrie tidale ce qui pourrait expliquer ici les changements observés. L'origine de ces variations peut être également de nature anthropique : à la suite des installations et agrandissements portuaires au port de Dunkerque des phénomènes de résonances ont pu être engendrés. Cependant, dans ce genre de cas, une rupture brutale apparaîtrait dans les évolutions temporelles des composantes harmoniques, lorsque les aménagements les plus importants ont eu lieu (pour Dunkerque, dans les années 1970), ce qui n'est pas le cas sur aucune des ondes principales représentées dans la Figure 3.2.

3.1.3 Comparaison avec des sites proches

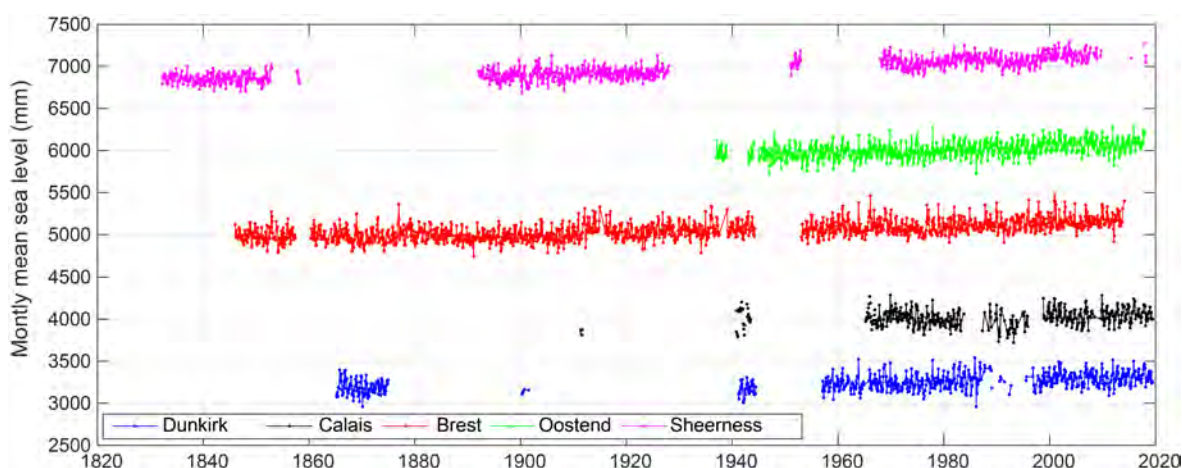


FIGURE 3.5 – Niveaux moyens mensuels obtenus par le PSMSL à Sheerness (UK), Ostende (Belgique) et à Brest (Shom), Calais et Dunkerque. Les séries ont été tracées les unes en dessous des autres avec un écart arbitraire pour une meilleure lisibilité

Une vérification de la cohérence de l'ensemble des niveaux moyens calculés est possible en comparant ces niveaux avec ceux obtenus sur des séries longues à proximité. Les observations de Sheerness (UK) et d'Ostende (Belgique) ont été récupérées car elles correspondent aux sites les plus proches de Dunkerque ou de Calais ayant des mesures avant 1960 (Figure 3.5). Il s'est avéré que ces mesures ne couvraient pas ou peu les périodes où des données existent pour Dunkerque et Calais et ne permettaient pas de réaliser une comparaison précise. Ainsi, le site le plus proche avec des mesures depuis le 19ème siècle correspond à Brest (Figure 3.5). A partir des niveaux moyens mensuels, des coefficients de corrélations annuels ont été calculés (Figure 3.6).

Pour les plus longues séries, que ce soit pour Brest ou Sheerness, les coefficients de corrélations sont faibles (< 0.5) comme le montre la Figure 3.6a. Ces résultats sont conformes aux études précédemment réalisées, en effet des coefficients de corrélation entre plusieurs sites de la mer du Nord et de la Manche avaient été estimés par [Wahl et al. \(2013b\)](#). Cette étude révélait que l'ensemble de stations des côtes Belges jusqu'à Bergen en Norvège étaient fortement corrélées les unes avec les autres, de la même manière, les stations en Manche et autour des îles Britanniques

étaient corrélées les unes avec les autres. En revanche, entre ces stations et le site de Dunkerque, la corrélation n'était pas significative pour la plupart d'entre elles et présentait un coefficient inférieur à 0.6 pour les autres (une corrélation de 0.3 était estimée pour Dunkerque et Brest).

Les forts écarts observés peuvent être liés, pour Brest à la distance géographique entre les deux sites (570 km) et la forte influence de l'Atlantique sur les composantes de la marée. Pour Sheerness, le site est situé à l'entrée de l'estuaire de la Tamise, il est possible qu'il y ait une déformation de l'onde de la marée lorsqu'elle pénètre dans la baie.

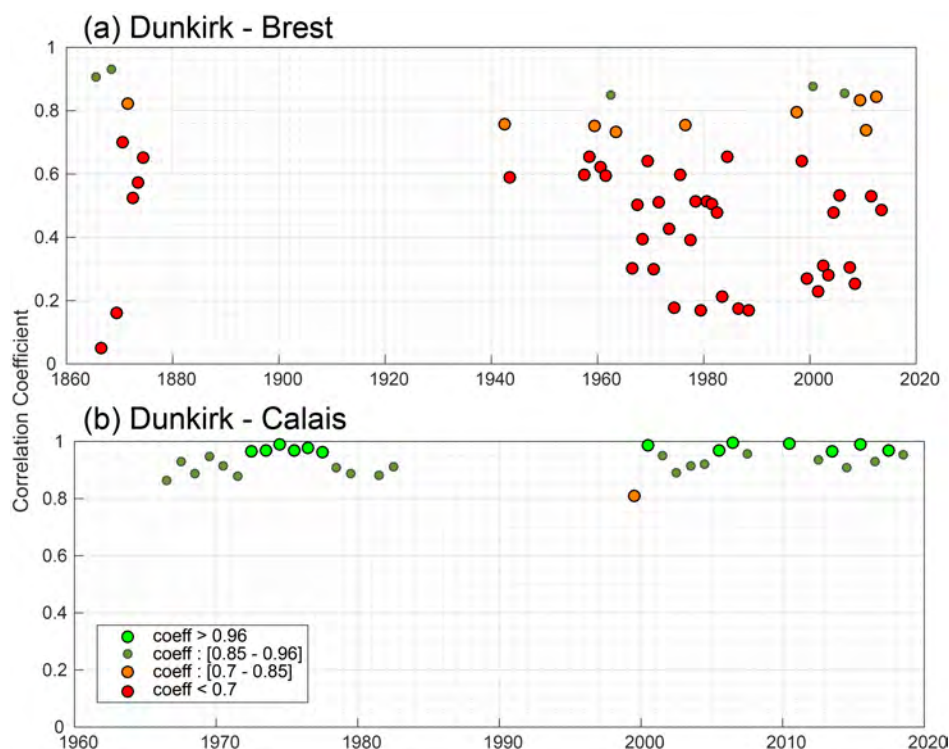


FIGURE 3.6 – Coefficients de corrélations annuels à partir des moyennes mensuelles entre a) Brest et Dunkerque et b) Calais et Dunkerque

En comparant les séries de Dunkerque et de Calais, les coefficients de corrélations obtenus montrent une bonne corrélation entre ces deux sites (en moyenne $R^2 > 0.9$). Le faible nombre de mesures fait à Calais ne permet pas de calculer des coefficients de corrélation annuels avant 1960. Les mesures étant très ponctuelles, l'étude de la variabilité des composantes harmoniques ou des caractéristiques de marée sur le long-terme est impossible sans considérer une marge d'erreur considérable via l'apparition de fortes fluctuations lié à des phénomènes saisonniers.

La série de Calais ne peut donc pas être utilisée en tant que telle pour étudier la variabilité des processus tidaux. En revanche, les observations réalisées ont permis dans la Section 2.3 de calibrer et valider la configuration du modèle hydrodynamique TELEMAC. Cette validation était essentielle pour utiliser un modèle numérique et a ainsi permis de valoriser ces mesures sur cet aspect-ci.

3.1.4 Évolution des niveaux moyens annuels de pleine et basse mers et des niveaux de mi-marée

Les niveaux moyens de pleines et basses mers, respectivement *Mean High Water* (MHW) et *Mean Low Water* (MLW) en anglais, correspondent aux moyennes des hauteurs de pleines et basses mers obtenues sur une période suffisamment longue. A partir de ces niveaux, le niveau moyen de mi-marée, *Mean Tidal Level* (MTL) se calcule de la manière suivante :

$$MTL = \frac{MHW + MLW}{2}$$

Un analyse annuelle de l'évolution de ces différents niveaux moyens a été réalisée sur la série de Dunkerque et est présentée en suivant. La Figure 3.7 présente les hauteurs moyennes du niveau de la mer pour les MHW, MLW et MTL à Dunkerque depuis 1865. Il ressort de ces graphiques une nette tendance à l'augmentation des MHW tandis que les MLW fluctuent au cours du temps autour de 1-1.1 m, mais ne présentent pas une réelle tendance à l'augmentation ou à la diminution. Comme pour le niveau moyen de la mer (MSL) présenté dans les sections précédentes, les niveaux moyens de mi-marée (MTL) sont caractérisés par une tendance à l'augmentation depuis 1865, avec une élévation de $+ 0.69 \pm 0.09 \text{ mm.an}^{-1}$ (Tableau 3.1). *Haigh et al. (2010)* ont calculé l'évolution des MTL, MHL et MLW pour les sites bordant la Manche. Pour l'ensemble des sites, ils ont obtenu une tendance pour les MTL comprise entre $+ 0.2$ et $+ 0.6 \text{ mm.an}^{-1}$. Ces calculs étaient toutefois réalisés sur la période de 1900 à 2006 (et pour les ports de Dunkerque et Calais, à partir des données existantes à l'époque, soient post-1960), les tendances obtenues avec les données depuis 1865 sont légèrement supérieures et s'expliquent probablement par cette différence dans la période de temps considérée.

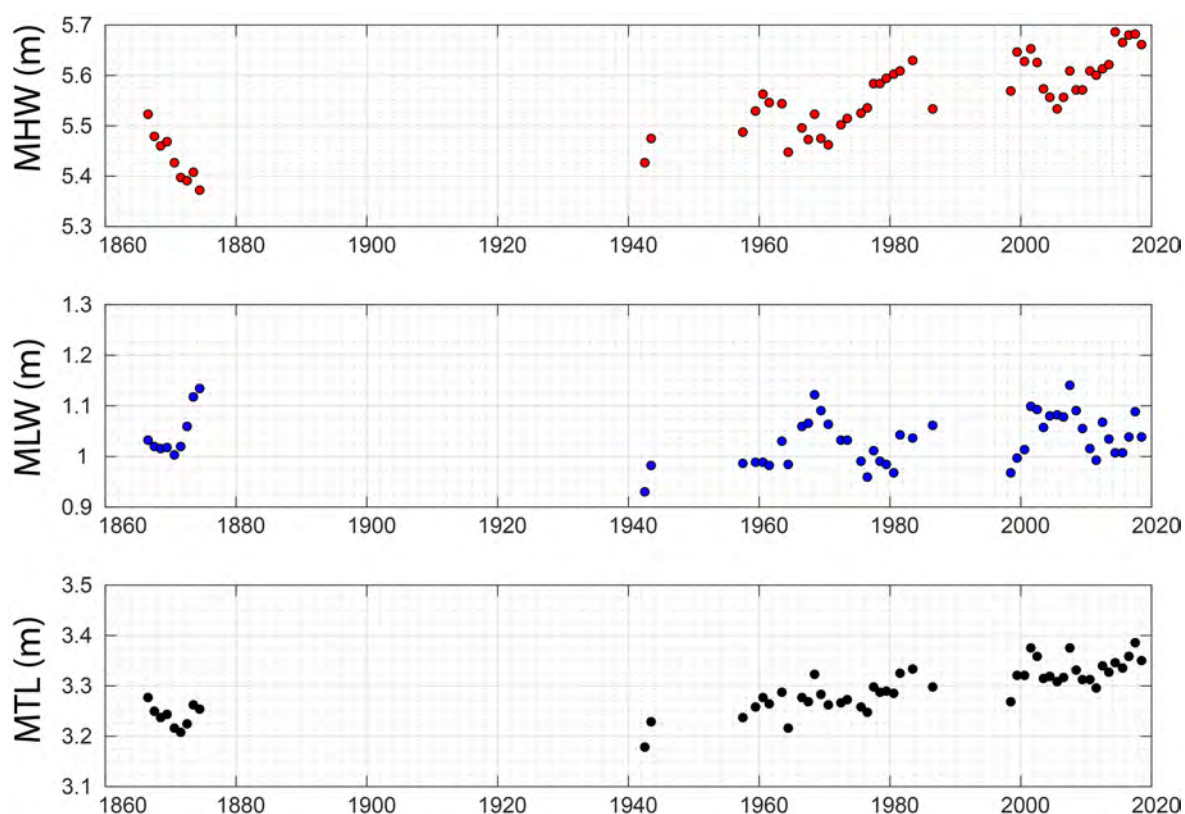


FIGURE 3.7 – Niveaux moyens annuels des pleines mers (MHW), des basses mers (MLW) et niveaux moyens de mi-marée (MTL) à Dunkerque entre 1865 et 2019

Même si une hausse de ces différents niveaux est perceptible à l'oeil nu, les fluctuations liées au cycle nodal entraînent de fortes oscillations sur l'aspect des graphiques (Figure 3.7). Pour s'affranchir du cycle nodal, *Pouvreau (2008)* a utilisé les résidus des MHW, MLW et MTL. Ces résidus sont calculés en soustrayant les MHW, MLW et MTL obtenus avec les observations avec ceux calculés à partir des prédictions de marée sur la même durée. La Figure 3.8 représente l'évolution des résidus des niveaux moyens de pleines (MHWres) et basses mers (MLWres) ainsi que les niveaux moyens de mi-marées (MTLres). Sans les cycles nodaux, les MLWres obtenus oscillent moins et stagnent autour de 0. Le calcul des tendances sur les MLW et les MLWres montrent par ailleurs des valeurs d'élévation semblables de $+0.05 \text{ mm.an}^{-1}$ ce qui confirme cet stabilité (Tableau 3.1). Pour les MHWres, une variabilité décennale persiste mais permet de confirmer une tendance à l'élévation de $+ 1.43 \text{ mm.an}^{-1}$ (Tableau 3.1). En revanche, les niveaux moyens de mi-marée sont peu affectés par le cycle nodal (Figure 3.7) en effet les courbes des MTLres présentent une allure très

	Tendance des observations (mm.an ⁻¹)	Tendance des résidus (mm.an ⁻¹)
MHW	+ 1.34 ± 0.14	+ 1.43 ± 0.13
MLW	+ 0.05 ± 0.14	+ 0.05 ± 0.10
MTL	+ 0.69 ± 0.09	+ 0.74 ± 0.09

TABLEAU 3.1 – Tendances calculées avec les différents niveaux moyens de Dunkerque et erreur-type de tendances calculées (en gris)

semblable aux MTL.

Pour le site de Dunkerque il s'avère que l'utilisation des résidus ne permet pas de s'affranchir réellement des modulations du cycle nodal. Les prédictions réalisées ont été obtenues à partir d'un jeu de composantes harmonique calculé sur la période 1865-2019. Or nous l'avons vu en début de chapitre, les composantes harmoniques ont évolué sur les derniers siècle avec une tendance à l'augmentation des amplitudes et une diminution de la phase. Comme l'ont montré [Pan et al. \(2019\)](#), pour un port ou un site donné, même si le cycle nodal lui-même ne change pas, la réponse des sites aux modulations nodales peut varier en fonction de :

1. La latitude,
2. De la bathymétrie et des changements côtiers,
3. De l'élévation du niveau des mers,
4. De la friction sur le fond induite par les modifications portuaires.

En outre, [Haigh et al. \(2010\)](#) dans leur étude sur les niveaux extrêmes en Manche depuis 1900, ont montré que les environnements côtiers peu profonds ont un effet sur le cycle nodal résiduel de 18,6 ans malgré le fait que le cycle nodal théorique (d'équilibre) soit supprimée dans d'analyse. Ainsi, cela explique probablement le peu de différences entre les niveaux obtenus avec les observations et les résidus.

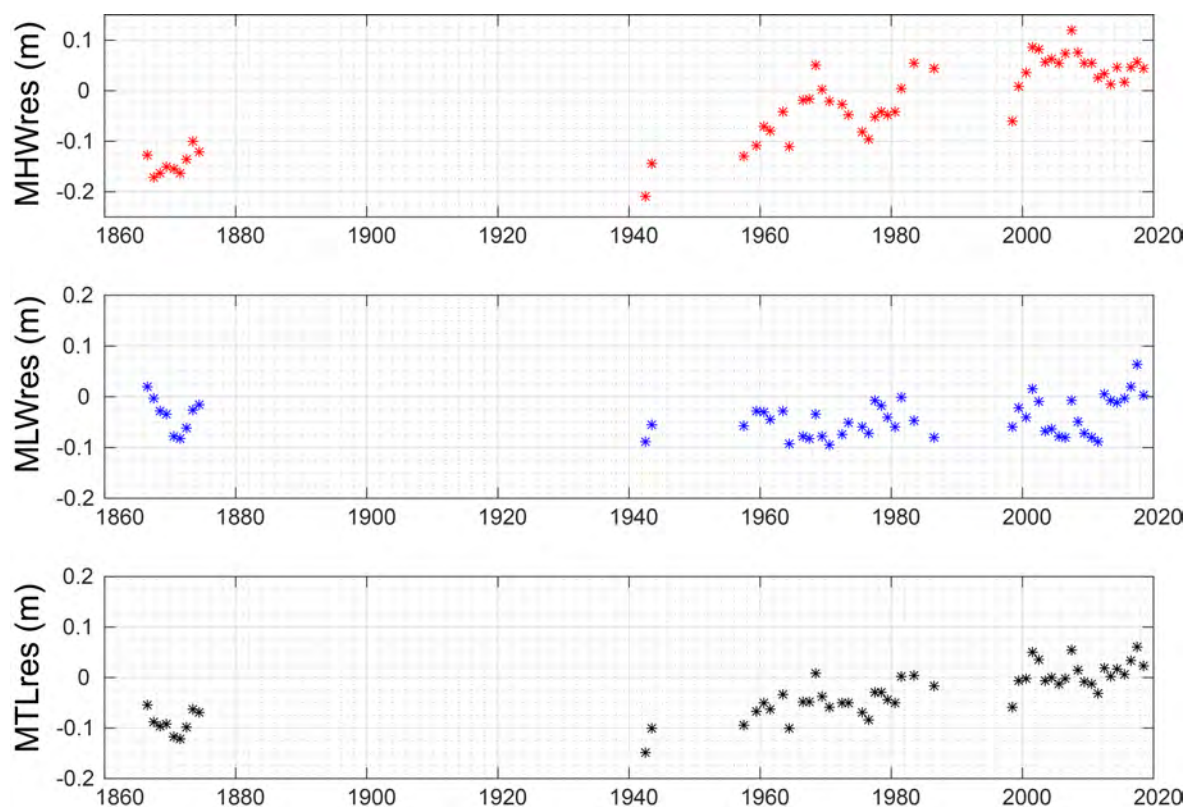


FIGURE 3.8 – Niveaux moyens annuels des résidus des pleines mers (MHWres), des basses mers (MLWres) et niveaux moyens de mi-marée (MTLres) à Dunkerque entre 1865 et 2019

De manière générale, l'utilisation de ces différents niveaux a permis de confirmer, dans un premier temps, l'élévation du niveau de la mer calculée dans la section précédente (les MHW et MTL tendant à augmenter de manière significative). Dans un second temps, cette hausse serait essentiellement liée aux pleines mers qui tendent à augmenter tandis que les basses mers sont majoritairement stables depuis 1865. L'augmentation des MTL sur le dernier siècle sur les sites en bordure de la Manche serait liée à une augmentation de l'amplitude des ondes M2 et M4 ([Araújo and Pugh, 2008](#); [Haigh et al., 2010](#)). Les résultats obtenus à partir de l'analyse diachronique des amplitudes des ondes M2 et M4 à Dunkerque, permettent d'appuyer cet argument. En revanche, l'évolution des MHW et MLW (relatifs au MSL) des 18 ports pris en compte dans l'étude de [Haigh et al. \(2010\)](#) indiquait des tendances en légère augmentation pour les MHW et en baisse des MLW entre 1900 et 2006. Nos résultats se démarquent par des tendances largement supérieures pour les MHW : $+1.3-1.4 \text{ mm.an}^{-1}$ (contre $+0.1-0.3 \text{ mm.an}^{-1}$ dans [Haigh et al. \(2010\)](#)) ; et une stabilité temporelle des MLW. Sur le littoral allemand, en considérant la période 1891-1990, [Töppe and Führböter \(1994\)](#) ont obtenu des tendances de $+2.7 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les MHW et de $+1.1 \text{ mm.an}^{-1}$ pour les MLW, montrant ainsi, pour le secteur étudié, des tendances beaucoup plus importantes. Il existe une forte hétérogénéité spatiale dans les processus tidaux comme nous avons pu le voir dans l'élévation du niveau marin à l'échelle planétaire (Figure 1.18) ou à travers l'analyse des composantes harmoniques d'un site à un autre. Les différences observées entre nos résultats et ceux obtenus sur des sites à proximité peuvent être liées à cette variabilité spatiale. La période considérée dans l'analyse des niveaux moyens peut aussi avoir une influence non négligeable sur les résultats.

3.2 Variation du marnage depuis le 19^e siècle

3.2.1 Dunkerque

A partir des observations marégraphiques disponibles à Dunkerque, le marnage a été extrait et moyenné mensuellement sur l'ensemble de la série (Figure 3.9). Lorsque les enregistrements sont suffisamment longs (1865-1874 et post 1960), la Figure 3.9 révèle une forte variabilité décennale liée au cycle lunaire nodal de 18.6 ans.

Le calcul du marnage s'affranchit du niveau moyen, ainsi que toutes éventuelles incertitudes liés à la référence verticale. Il permet également de s'affranchir des incertitudes liées aux instruments utilisés dans passés. Ainsi, étudier son évolution permet d'obtenir un indicateur relativement fiable de la marée et de sa variabilité sur les derniers siècles. En se focalisant uniquement sur les marnages moyens, maximum et minimum relevés mensuellement (Ferret, 2016), malgré une série très hétérogène, une tendance générale à l'augmentation du marnage est observée (Figure 3.10a). Sur l'ensemble de la série (1835-2019), le marnage moyen est caractérisé par une augmentation de $+1.24 \text{ mm.an}^{-1}$ (Tableau 3.2).

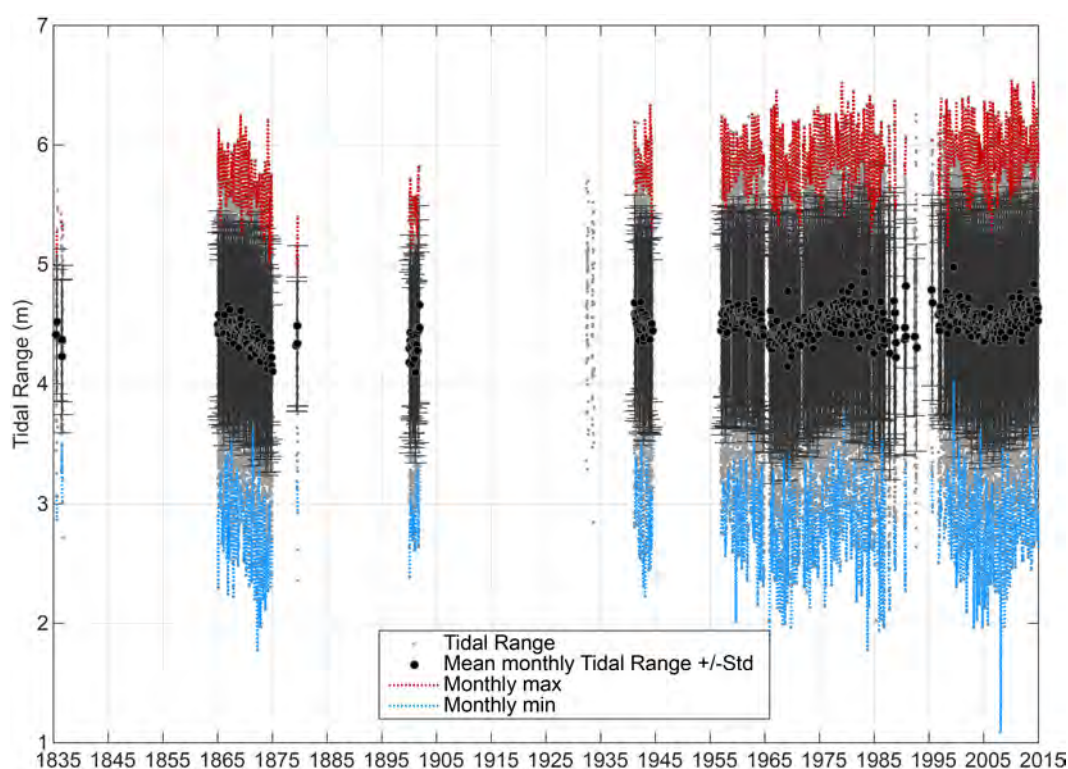


FIGURE 3.9 – Marnage extrait à partir des observations marégraphiques à Dunkerque (en gris) avec le marnage moyen mensuel (en noir) et l'écart-type associé. Les courbes rouges et bleues représentent respectivement le marnage maximum et le minimum mesuré mensuellement.

Les tendances calculées restent relativement constantes quelque soit la période d'observation considérée (Tableau 3.2). La période de calcul va essentiellement se répercuter sur l'erreur-type des tendances estimées (l'erreur-type augmente lorsque l'intervalle est réduit). Les tendances obtenues sont malgré tout supérieures à l'erreur-type (Tableau 3.2) et donne des résultats significatifs (hormis pour le marnage minimal). Les rythmes d'élévation les plus importants sont obtenus sur la période 1940-2019 avec une augmentation du marnage moyen de 1.28 mm.an^{-1} (contre 1.24 mm.an^{-1} et 1.25 mm.an^{-1} respectivement pour les périodes 1835-2019 et 1865-2019). Ces valeurs traduisent dans un premier temps, une faible influence des valeurs aux bornes de la série d'observation dans le calcul des tendances. De plus, la légère augmentation sur la période récente, pourrait également indiquer, comme pour l'évolution des niveaux moyens, une accélération sur les dernières décennies. Ces valeurs sont conformes à ce qui a été réalisé dans le cadre d'études

similaires. Par exemple, [Woodworth et al. \(1991\)](#) ont étudié l'évolution du marnage moyen sur plusieurs sites des côtes britanniques et ont obtenu des tendances d'évolution variant entre -1.8 et $+1.3 \text{ mm.an}^{-1}$.

Tout comme les marnages moyens, les marnages maximaux mensuels se caractérisent par une tendance à l'augmentation depuis le 19^{ème} siècle. Les valeurs des tendances calculées sont toutefois plus élevées ($+2.5 \text{ mm.an}^{-1}$ sur la période 1835-2019) mais diminuent en fonction de la durée d'observation considérée (Tableau 3.2). Les marnages maximum correspondent aux amplitudes tidales obtenues lors des marées de vives-eaux. Autrement dit, les marnages de vives-eaux ont augmenté d'environ 50 cm entre 1835 et 2019, ce qui révèle une variabilité des niveaux d'eaux potentiellement de plus en plus importante au cours du dernier siècle. A l'inverse, les marnages minimum (marées de mortes-eaux) se distinguent par une tendance négative lorsqu'on considère la série complète voire une tendances quasi-nulle sur la période 1940-2019. L'augmentation de la variabilité est particulièrement visible sur la Figure 3.10b où depuis 1835 l'écart-type du marnage augmente en suivant une tendance de $+0.7 \text{ mm.an}^{-1}$. Ce phénomène confirme les résultats obtenus avec les MHW et les MLW, et traduit le fait que les pleines mers tendent à être de plus en plus hautes et qu'au contraire les basses-mers semblent être stables au cours du temps.

Période	1835-2019	1865-2019	1940-2019
Marnage moy (mm.an^{-1})	$+1.24 \pm 0.07$	$+1.25 \pm 0.08$	$+1.28 \pm 0.18$
Marnage max (mm.an^{-1})	$+2.50 \pm 0.16$	$+2.40 \pm 0.18$	$+2.06 \pm 0.42$
Marnage min (mm.an^{-1})	-0.10 ± 0.23	-0.03 ± 0.25	$+0.01 \pm 0.62$

TABLEAU 3.2 – Tendance d'évolution du marnage en fonction de la période de temps considérée et erreur-type de tendances calculées (en gris)

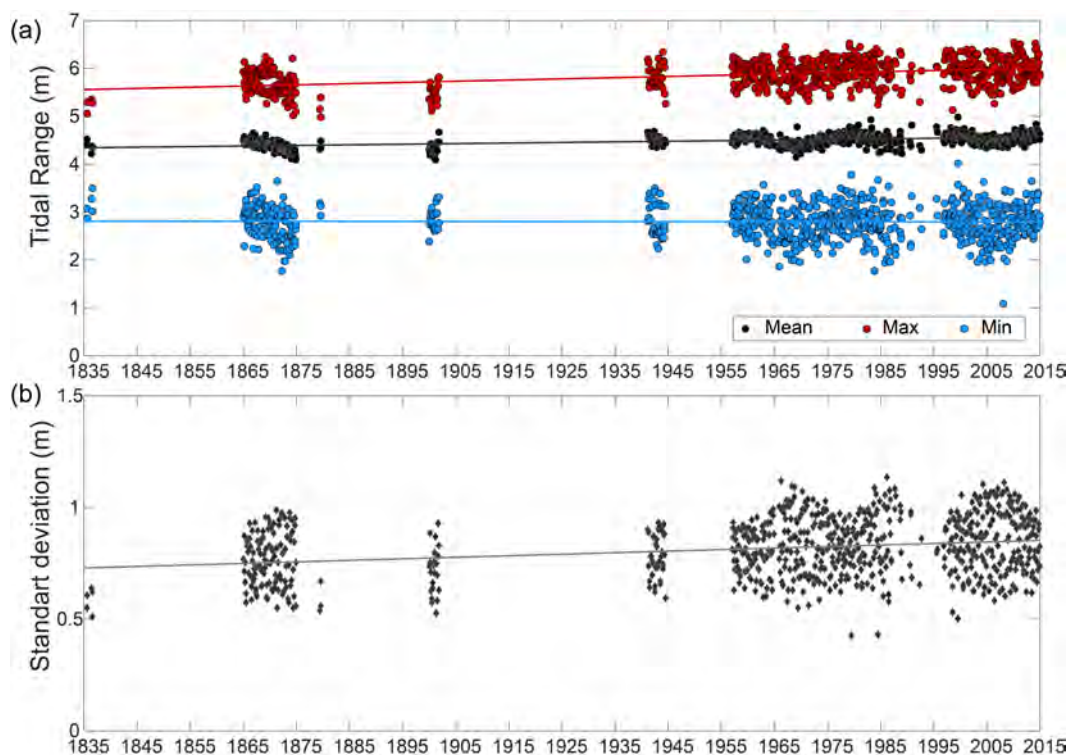


FIGURE 3.10 – En haut : Évolution du marnage moyen (en noir), max (en rouge) et min (en bleu) à Dunkerque. En bas : évolution temporelle de l'écart-type du marnage

3.2.2 Calais

Les mêmes analyses de marnage ont été réalisées à Calais. Comme pour Dunkerque, un cycle de 15-20 ans ressort des marnages moyens et est probablement lié aux cycle nodal de 18.6 ans (Figure 3.11). Néanmoins, concernant les tendances séculaires, la faible quantité de mesure au 19ème et début du 20ème siècle ne permet pas d'extraire suffisamment de données pour quantifier et décrire l'évolution du marnage sur ce site.

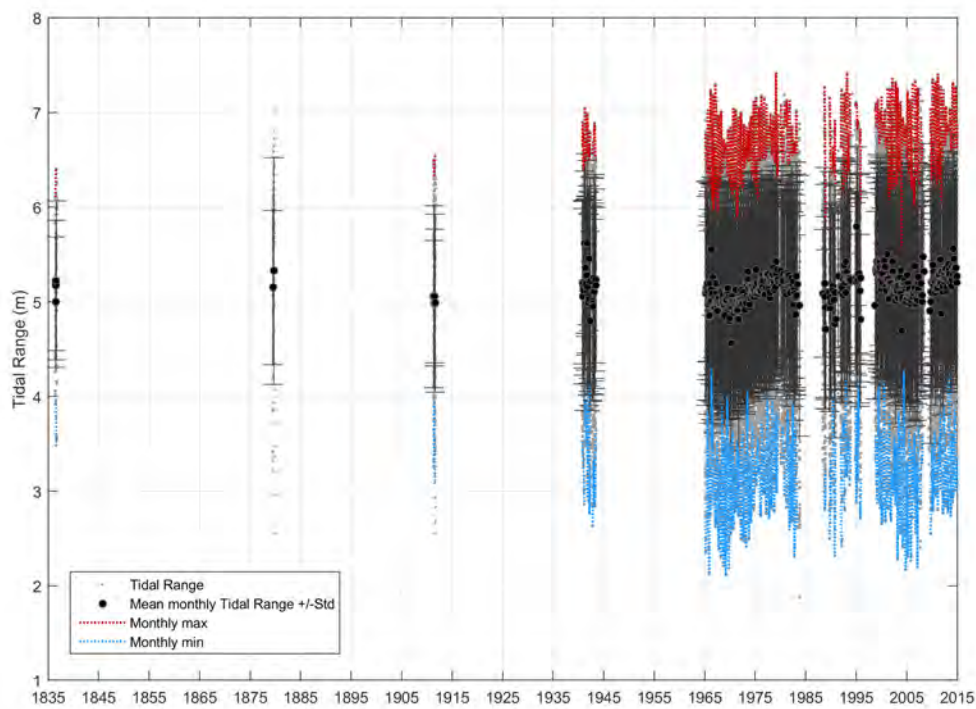


FIGURE 3.11 – Marnage extrait à partir des observations marégraphiques à Calais (en gris) avec le marnage moyen mensuel (en noir) et l'écart-type associé. Les courbes rouges et bleues représentent respectivement le marnage maximum et le minimum mesuré mensuellement.

3.3 Synthèse

Le Dépôt des cartes et plans de la Marine (ancêtre du Shom), lors du développement du premier réseau marégraphique français au milieu du 19^{ème} siècle, a fait installer des marégraphes sur de nombreux sites de la façade française. dans les ports de Toulon et Marseille pour la façade Méditerranéenne et sur les sites de Rochefort, Fort Enet, Cherbourg, Brest et le Havre pour les côtes océaniques ([Pouvreau, 2008](#)). Au delà du Havre, les ports français étaient rattachés à d'autres services : pour les Hauts-de-France, les marégraphes de Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer étaient gérés par les Ponts-et-Chaussées.

On pourrait s'interroger sur les raisons de ces choix, était-ce une découpage arbitraire entre les différentes institutions? Ou politique? Dans tous les cas, cette diversité dans les organismes gérant les mesures du niveau de la mer a eu pour conséquence, au cours du temps, l'étalement et la dispersion des différents enregistrements réalisés.

Nous l'avons vu, les investigations réalisées dans les différents centres d'archives se sont révélées décevantes car peu d'enregistrements ont été conservés et retrouvés. En comparaison, les sites gérés par le Dépôt de la Marine (Brest ou Marseille) ont l'avantage d'avoir conservé les observations de marée. Les travaux de reconstructions marégraphiques ont ainsi pu s'appuyer sur bien plus de données que les nôtres dans le cadre de ces travaux de thèse.

De plus, nous n'avons pas compté ici les mesures issues de médimarémètres (contrairement aux marégraphes, le médimarémètre mesure uniquement le niveau moyen des mers). Pour Dunkerque, ces mesures existent depuis 1923 et depuis 1932 pour Calais et Boulogne-sur-mer. Cependant, l'utilisation de ces mesures dans le cadre de reconstruction marégraphique est encore sujet à discussion, il a donc été décidé d'occulter ces mesures pour nos travaux.

Néanmoins, la numérisation de mesures historiques réalisées au cours de ces travaux a permis de rajouter plus de 10 ans d'observations aux 50 années initialement disponibles à Dunkerque. Il ressort de cette étude qu'une augmentation du niveau des mers à Dunkerque est bien identifiable depuis une centaine d'année et l'ajout de données inédites a permis d'ajuster les tendances d'évolution sur le long-terme et de diminuer l'erreur type associée aux valeurs des tendances.

En considérant les données du 19^{ème} siècle (1865-2019), les tendances obtenues sont de l'ordre de $+0.89 \pm 0.07 \text{ mm.an}^{-1}$, cette valeur augmente à partir du 20^{ème} siècle ($+1.75 \pm 0.14 \text{ mm.an}^{-1}$ pour la période 1900-2019) ce qui tend à montrer que l'élévation du niveau de la mer à Dunkerque est relativement faible au cours du 19^{ème} siècle.

Les analyses harmoniques réalisées complètent ces résultats en suggérant une tendance à l'augmentation des amplitudes des ondes principales de marée au cours du 20^{ème} siècle. Les variations dans les amplitudes de ces ondes peuvent être liées aux infrastructures et constructions humaines mais peuvent également être en lien avec l'augmentation récente du niveau de la mer. Ce dernier point suggérerait que l'élévation du niveau de la mer impacte non seulement l'épaisseur de la colonne d'eau, mais influence également les caractéristiques mêmes de la marée. L'étude de l'évolution de la phase des ondes et en particulier à travers l'évolution de l'asymétrie tidale a révélé des changements dans la direction du courant dominant. Ce courant a dévié de 5-10° vers l'est depuis le 19^{ème} siècle.

L'évolution du marnage et des niveaux moyens de pleines et basses mers met en évidence une tendance à l'augmentation du marnage moyen et particulièrement lors des marées de vives-eaux. Ce phénomène, observé à Dunkerque, implique des pleines mers de plus en plus hautes tandis que les basses-mers restent stables au cours du temps. On peut supposer que cette augmentation de la variabilité découlant probablement de l'augmentation du niveau de la mer, a pu également influencer la vitesse des courants sur le dernier siècle.

Les données disponibles à Calais ne permettent malheureusement pas de dégager des ten-

dances d'évolutions fiables concernant les caractéristiques de la marée sur ce site. Il est donc difficile de généraliser les résultats obtenus à Dunkerque à l'ensemble de la façade littorale. Néanmoins, en considérant l'hypothèse que les changements dans la direction des courants dominants ne soient pas un phénomène isolé et que les sites de Dunkerque et de Calais sont effectivement corrélés entre eux, on peut envisager que l'hydrodynamisme au 19ème siècle puisse être légèrement différent de l'actuel. Les changements observés à Dunkerque ont pu impacter la circulation des courants (tant en terme de vitesses que de directions) et par conséquent eu une influence sur le transport sédimentaire.

Le transport sédimentaire régissant l'apport ou non de matériaux dans les petits-fonds, la morphologie des fonds marins va fortement découler de cette balance entre accumulation ou perte sédimentaire.

Après avoir eu une vision long-terme des caractéristiques de la marée, le suivi de la morphologie de la zone côtière des Hauts-de-France à l'échelle séculaire, à travers l'utilisation de levés bathymétriques historiques, va permettre de décrire les secteurs ayant subi ou non des changements.

Chapitre 4

Variations morphologiques de la zone côtière des Hauts-de-France depuis le 19^e siècle

« Si vous souhaitez connaître l'âge du monde, regardez la surface de la mer dans la tempête »

Joseph Conrad

Sommaire

4.1 La façade Manche	96
4.1.1 Le secteur de Boulogne-sur-mer	96
4.1.2 La baie de la Canche	102
4.1.3 La baie d'Authie	106
4.1.4 La baie de la Somme	109
4.2 La côte des Flandres, la façade mer du Nord	114
4.2.1 Évolution morphologique séculaire de la côte flamande des Hauts-de-France (Latapy et al., 2019)	114
4.2.2 Évolution morphologique de la baie de Wissant	141
4.3 Réflexions sur la morphodynamique du littoral étudié	143
4.3.1 Les estuaires Picards	143
4.3.2 Variations morphométriques des bancs de Flandre depuis le 19 ^e siècle	146
4.3.3 Processus en jeu dans la maintenance et l'évolution des bancs sableux	148
4.4 Conclusion intermédiaire	152

Comme introduite dans la section 1.3, la zone côtière du nord de la France présente depuis les dernières décennies une évolution rapide et une forte variabilité. L'objectif de ce chapitre est d'étudier sur une échelle de temps plus longue (séculaire) et une emprise spatiale étendue les changements morphologiques observés dans les petits-fonds. A partir des MNT obtenus avec les levés hydrographiques historiques, ces variations vont être analysées et quantifiées. Dans un premier temps, nous nous concentrerons sur la façade Manche (Section 4.1) ; et plus particulièrement sur les zones côtières de Boulogne-sur-mer (Section 4.1.1), de la baie de la Canche (Section 4.1.2), la baie d'Authie (Section 4.1.3) et la baie de Somme (Section 4.1.4). Dans un second temps, la façade Mer du Nord sera décrite (Section 4.2). Une étude approfondie des nombreux bancs sableux présents le long de cette façade sera présentée. Une partie de l'étude de ces bancs a fait l'objet d'une publication scientifique ([Latapy et al., 2019](#)). Cette dernière sera intégrée dans cette partie et complétée avec les autres bancs sableux de la zone côtière.

4.1 La façade Manche

4.1.1 Le secteur de Boulogne-sur-mer

Les levés bathymétriques historiques remontent jusqu'en 1835 dans le secteur de Boulogne-sur-mer et permettent d'avoir un suivi des fonds marins sur environ un siècle et demi.

Plusieurs éléments sont identifiables :

- Le port de Boulogne qui a subi de nombreux agrandissements et améliorations, avec entre-autre, l'allongement des digues et pontons d'accès (Figure 4.1),
- La partie septentrionale de la Bassure de Baas, proche de la côte (Figure 4.2),
- Le « banc côtier », nommé ainsi par [Dewez \(1988\)](#) et [Clabaut \(1988\)](#) au nord du port de Boulogne, quasiment accolé à la côte sur les MNT les plus récents (1977) (Figure 4.2).

Afin d'identifier les secteurs ayant subi le plus de changements morphologiques, des différentiels bathymétriques ont été réalisés et sont présentés en Figure 4.3. Les différentiels et MNT mettent en évidence :

1. La formation du banc côtier sur la période étudiée, ce banc inexistant jusqu'en 1876, commence à apparaître en 1909. En effet, un exhaussement vertical est visible sur le différentiel 1855-1977 (Figure 4.3) et l'isobathe -5 m commence à être identifiable sur le MNT de 1909 (Figure 4.2). Les profils bathymétriques transversaux (Profils T4, T5 et T6 Figure 4.4) mettent en évidence un exhaussement des fonds marins sur les petits-fonds de plus de 5 m entre 1876 et 1977. La formation du banc coïncide avec les aménagements portuaires réalisés dans le port de Boulogne (création de la digue Carnot entre 1878 et 1887 (Figure 4.1 puis prolongé au large par la loi du 30 juin 1909 ([Oustric, 2016](#)))). Ce nouvel ouvrage a pu permettre une accumulation sédimentaire en aval du port. L'influence de l'ouvrage portuaire avait été proposée par [Clabaut \(1988\)](#); [Dewez \(1988\)](#), l'apport des bathymétries plus anciennes permet de valider leurs hypothèses sur la formation du banc côtier en révélant l'absence de ce banc dans le passé.
2. La stabilité de la Bassure de Baas sur la majorité de la période étudiée et sur quasiment l'ensemble du banc (Profils T3, T4, T6 de la Figure 4.4 et Figure 4.3).
 - Hormis entre 1835 et 1855, où sur la partie nord de la Bassure de Baas, le flanc interne enregistre un abaissement des fonds et le flanc externe plutôt une accrétion des fonds, ce qui traduit un recul du banc sableux vers le large (Figure 4.3).
 - La partie sud de la Bassure de Baas est plus variable dans le temps. Sur les différentiels, la barre sableuse est plus mobile avec une période de forte accrétion verticale au début du 19^{ème} siècle (élévation de +5 m) (Figure 4.3 et profils T8, T9 et T10 de la Figure 4.5). D'après les différentiels 1876-1909, 1909-1934 et 1934-1977 (Figure 4.3), l'accumulation sédimentaire est majoritaire dans cette portion du banc, avec des sections très localisées d'abaissement des fonds. Les profils T8 et T9 mettent en évidence une

accrétion verticale du banc mais également un léger déplacement vers le large, expliquant l'érosion du flanc interne. Comme pour le banc côtier, l'agrandissement du port de Boulogne-sur-mer a également pu modifier voir dévier le transit sédimentaire dans ce secteur et permettre une zone de dépôt sur cette portion de la Bassure de Baas.

La formation du banc côtier suite à l'installation des infrastructures portuaires montre bien l'influence de ce type d'ouvrages sur le transit sédimentaire. Une des hypothèses soumises par le *Syndicat Mixte de la Côte d'Opale - SMCO* (2003) pour expliquer ces changements dans le transport sédimentaire est lié à la digue Carnot, qui depuis la fin de 19^e siècle, réfléchissait les sédiments issus de l'érosion de la baie de Canche et permettrait l'alimentation et la croissance de ce banc côtier. Cette digue a également favorisé de l'accumulation sédimentaire en amont de l'ouvrage (au sud du port) depuis les années 1878 sur la plage de l'Hoverport (*Syndicat Mixte de la Côte d'Opale - SMCO*, 2003) (Figure 4.3).

Le différentiel total entre 1855 et 1977 (Figure 4.3) révèle une certaine variabilité de la Bassure de Baas, avec une migration vers le large de la portion nord et un exhaussement vertical de la partie sud. L'exhaussement s'intensifie lors des agrandissements des ouvrages portuaires. Ces derniers ayant impacté le transit sédimentaire côtier, il est possible que les digues aient permis l'accumulation de sédiment sur la partie sud du banc. Le recul observé sur la partie nord de la Bassure de Baas peut correspondre à un phénomène exceptionnel lié à une accumulation d'événements météorologiques extrêmes sur la période 1835-1855 (tempêtes identifiées par *Deboudt* (1997) et *Giloy et al.* (2018)) qui ont pu entraîner ce déplacement vers le large du banc. Néanmoins, ceci peut aussi correspondre à la tendance d'évolution long-terme du banc qui aurait été perturbée dès le début du 20^e siècle par les aménagements portuaires du port de Boulogne-sur-mer.

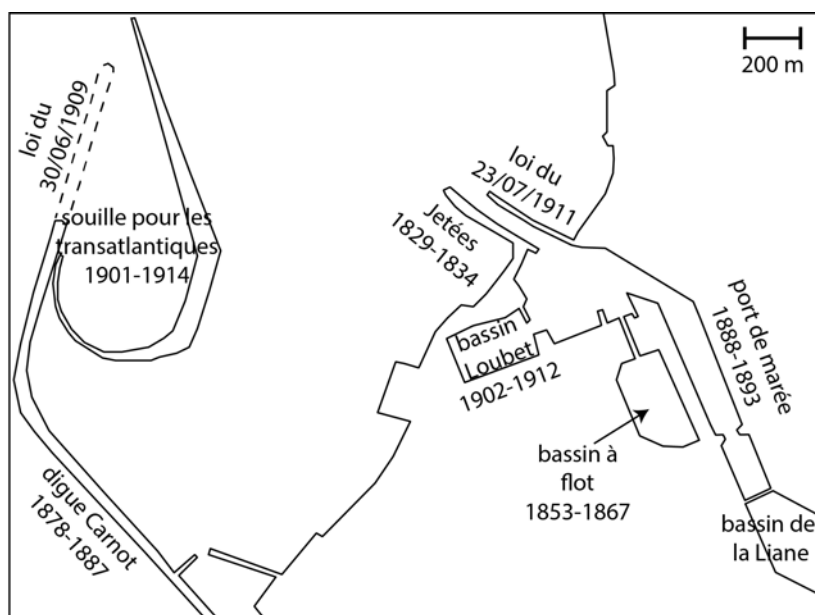


FIGURE 4.1 – Évolution et agrandissement du port de Boulogne-sur-mer de 1829 à 1914, adapté des travaux de *Oustric* (2016)

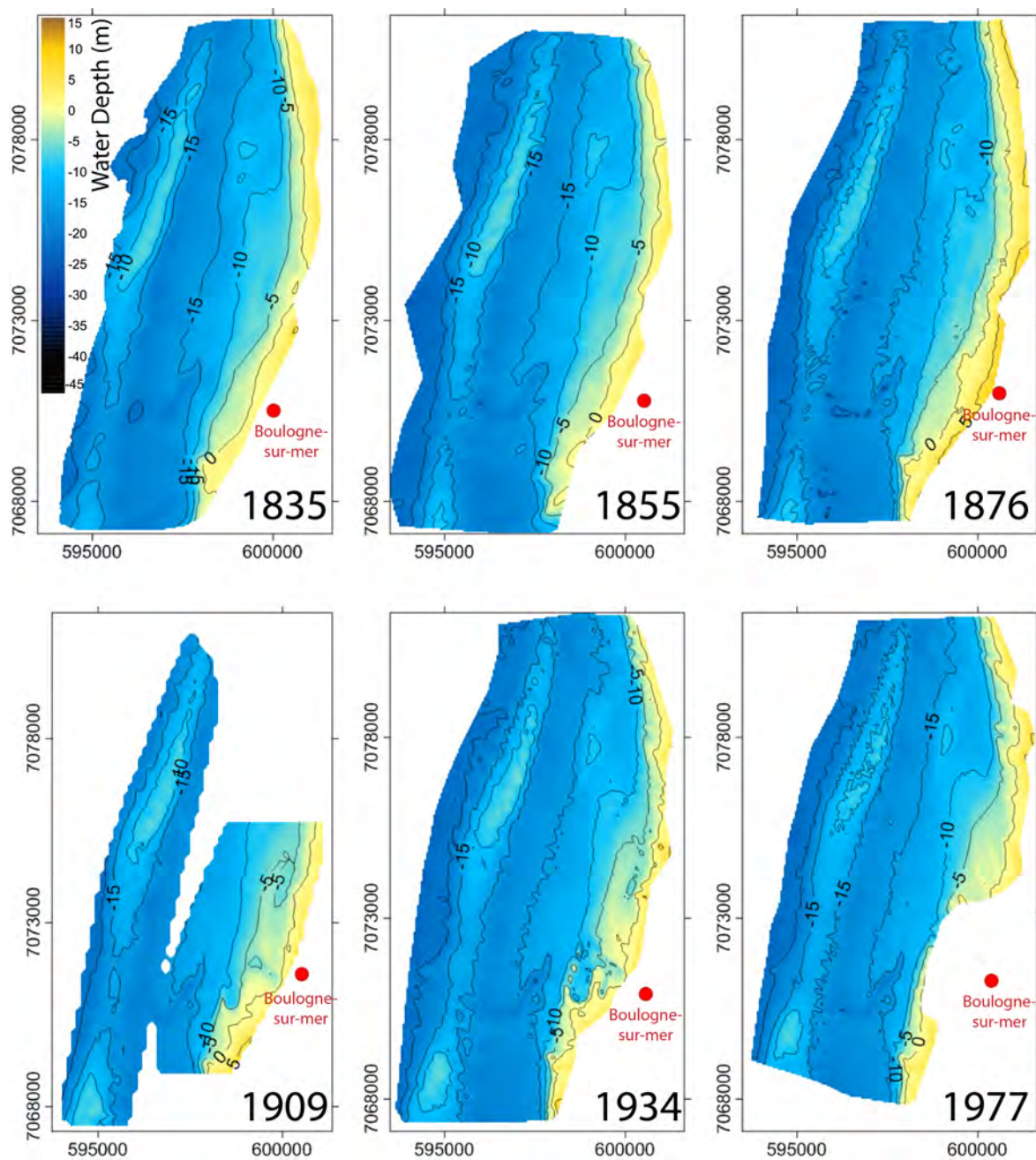


FIGURE 4.2 – MNT réalisés dans le secteur de Boulogne-sur-mer entre 1835 et 1977

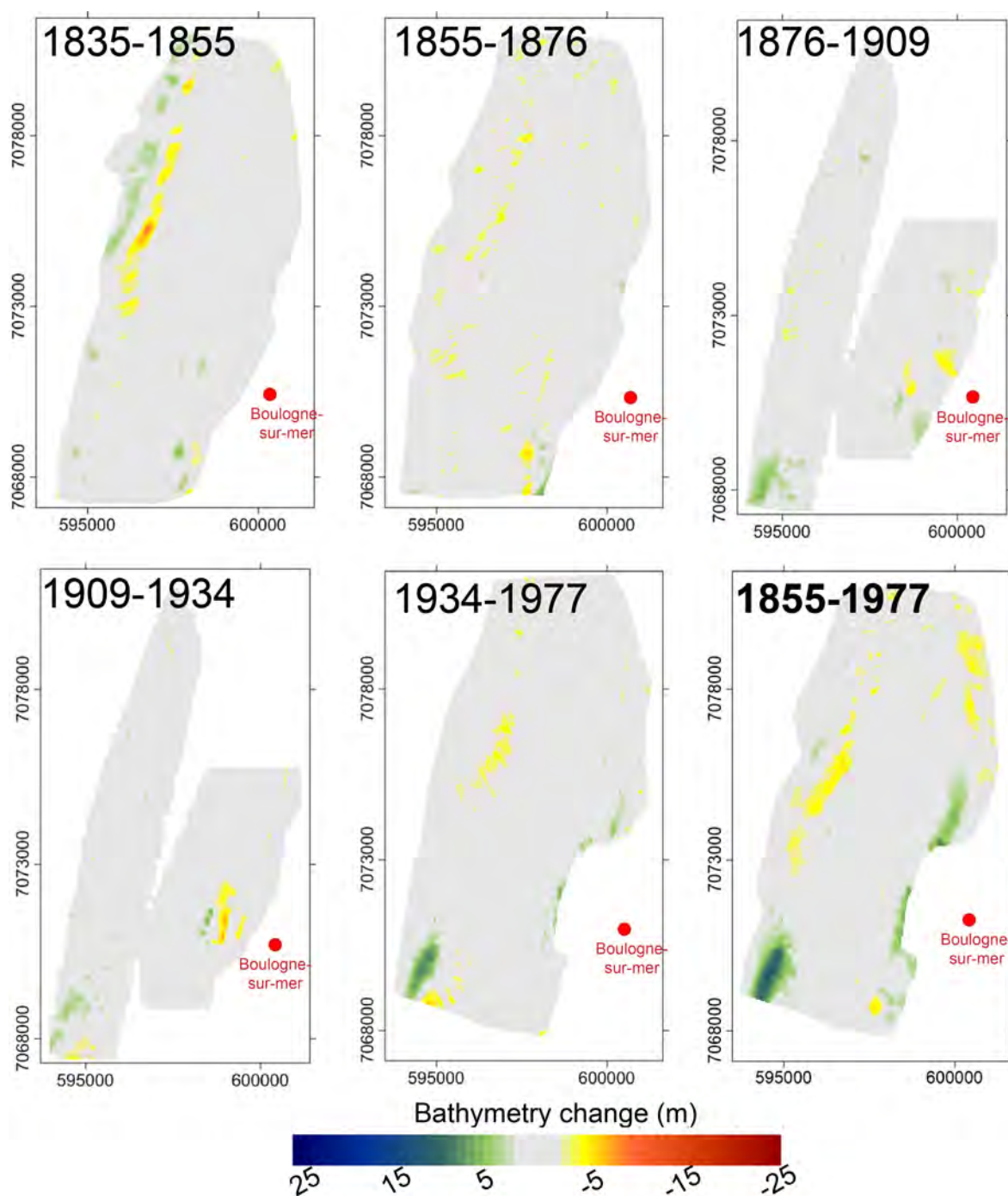


FIGURE 4.3 – Différentiel bathymétrique dans le secteur de Boulogne-sur-mer entre 1835 et 1977, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion

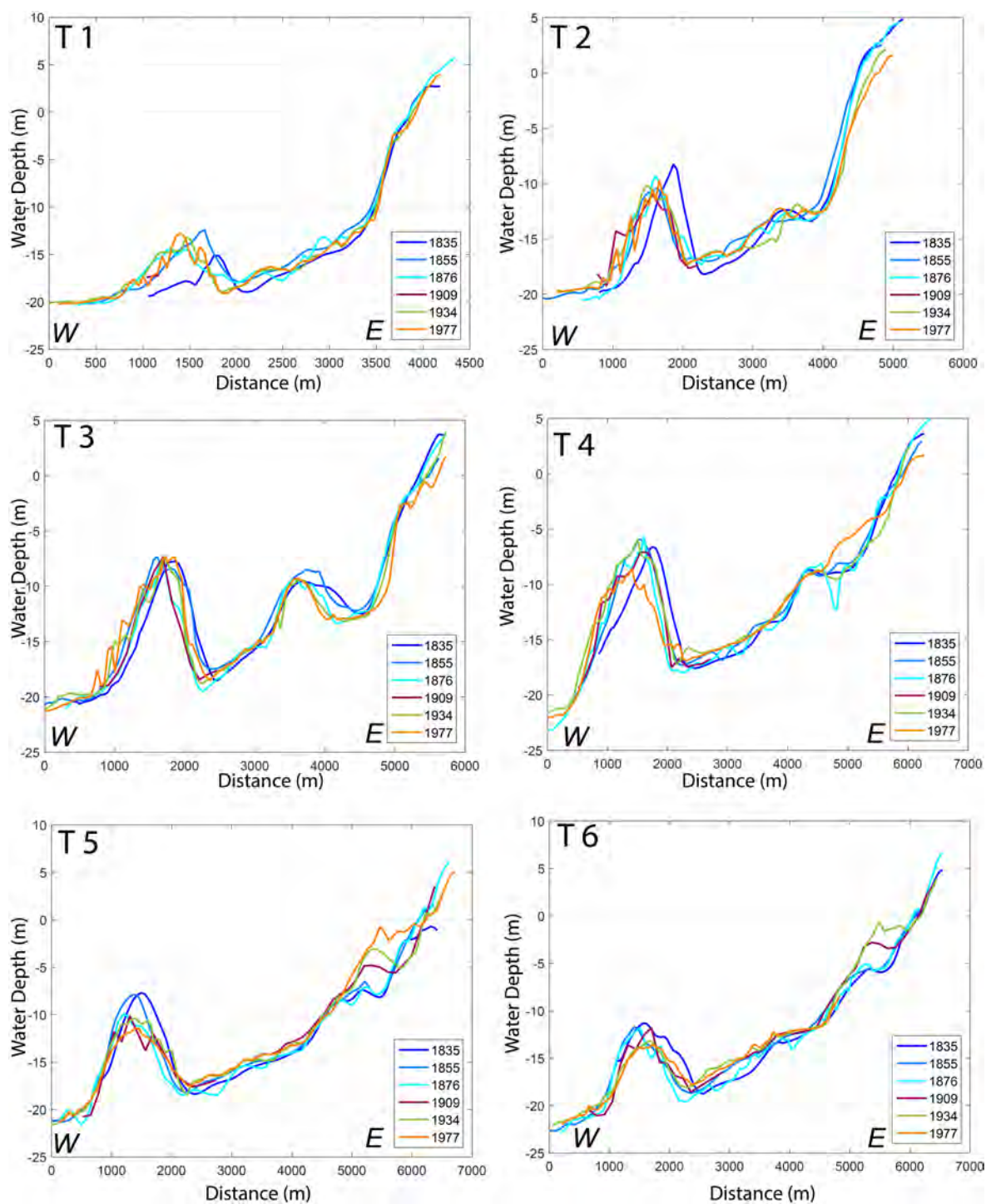


FIGURE 4.4 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone côtière de Boulogne-sur-mer à partir des levés bathymétriques historiques (partie 1), localisation des profils sur le Figure 4.5

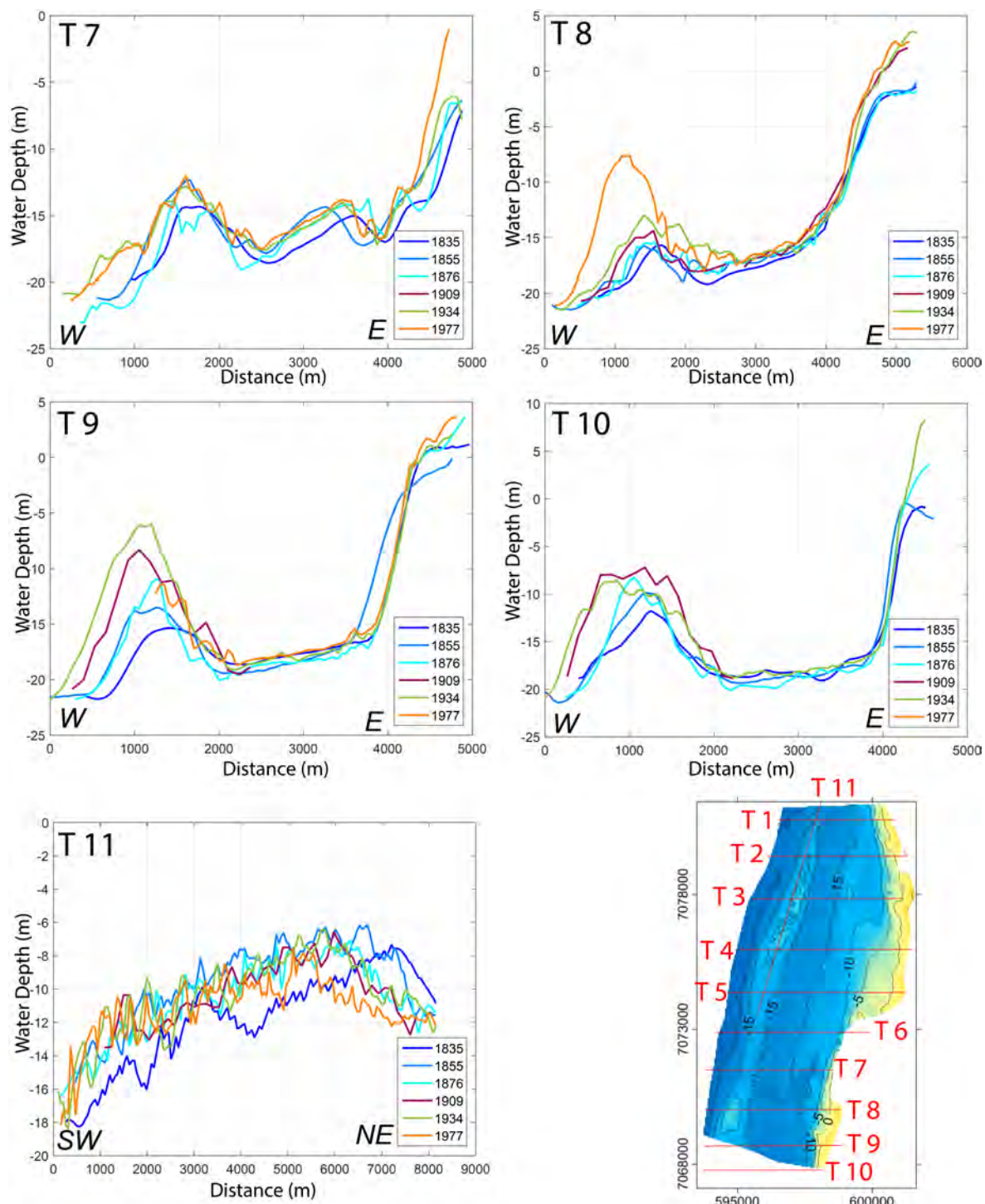


FIGURE 4.5 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone côtière de Boulogne-sur-mer à partir des levés bathymétriques historiques (partie 2) et localisation des profils

4.1.2 La baie de la Canche

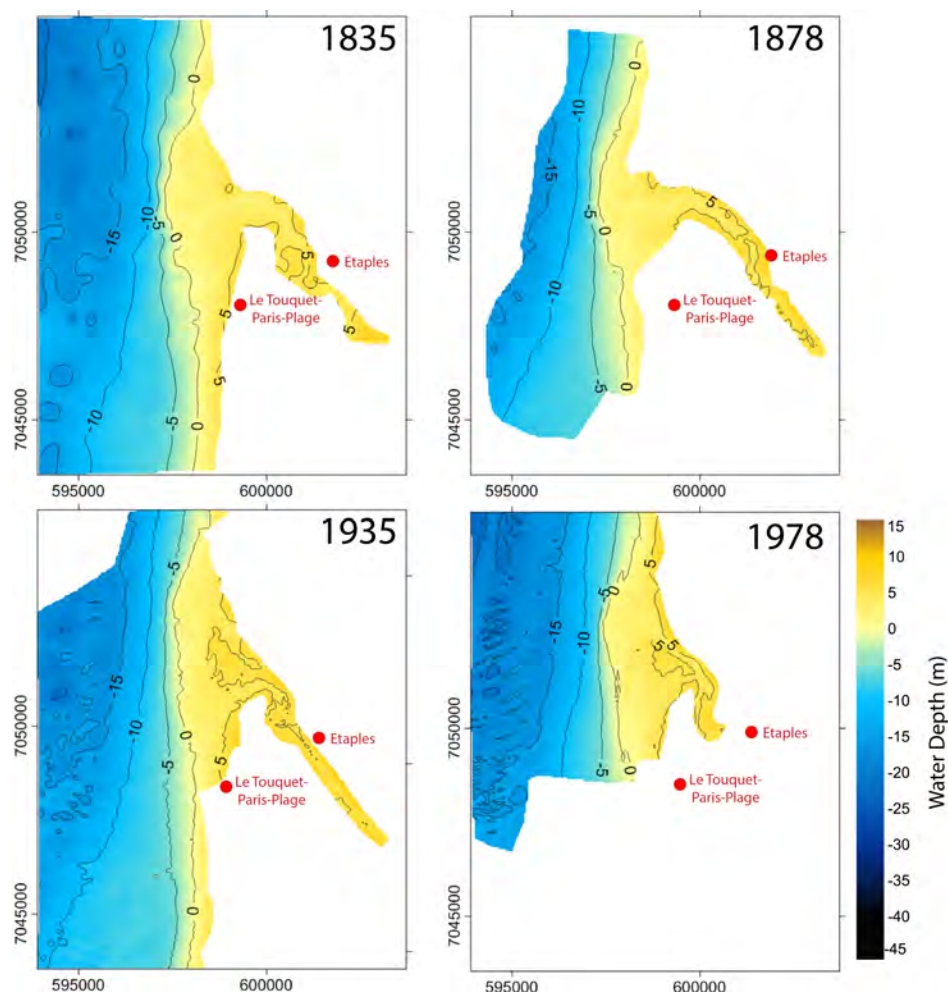


FIGURE 4.6 – MNT réalisés dans le secteur de la baie de Canche entre 1835 et 1977

Les quatre levés bathymétriques réalisés depuis 1835 permettent de suivre l'évolution de l'estuaire de la Canche sur plus d'un siècle et demi. Les MNT présentés en Figure 4.6 mettent clairement en évidence des variations morphologiques localisées essentiellement au niveau de l'embouchure de l'estuaire. La baie de la Canche (comme les autres estuaires de la région) est caractérisée par une tendance au comblement ([Francescangeli et al., 2018](#)), comme le montrent les profils T17, T18 et T19 qui permettent d'identifier une élévation du delta au cours du temps (Figure 4.9).

Les chenaux de la Canche migrent progressivement vers le nord ce qui a pour conséquence une migration de front du delta (cf. Différentiel total 1878-1978 Figure 4.7) et donc une rive sud en accrétion tandis que la rive nord est en érosion. La migration du chenal et du front du delta est bien visible avec les profils bathymétriques. Des transects ont été réalisés (Figure 4.8), les profils T15 et T16 (Figure 4.9) mettent en évidence l'apparition au 20^{ème} siècle d'un plateau dans les petits-fonds. En comparaison, les profils antérieurs étaient plus réguliers et s'abaissaient progressivement vers le large. À l'inverse, sur les profils T18, T19 et T20, le plateau du front du delta recule vers l'est. La migration vers le nord de l'embouchure entraîne une linéarisation des profils et des petits-fonds au sud de la baie de la Canche (Figure 4.9 et 4.10).

Au large, les fonds marins sont plus stables dans le temps, avec une très faible variabilité depuis 1835 (Figure 4.7 et profils T20 à T25 Figure 4.10). Dans ce secteur, le banc sableux le plus proche correspond à la Bassure de Baas et est situé beaucoup plus au large (non visible sur les profils). À la côte, les déplacements observés sur les profils transversaux (Profil T16 à T18 Figure 4.9) et sur les différentiels bathymétriques (Figure 4.7) peuvent correspondre aux crêtes de figures sédimentaires (tels que des vagues de sables), relativement présentes le long de ce littoral ([Augris](#)

et al., 1990), qui se déplacent au grès des courants de marée.

Ainsi, les déplacements et mouvements les plus significatifs sont essentiellement localisés au niveau du front du delta. Le front se déplace vers le nord par un système de migration poulie-musoir. Les différentiels bathymétriques mettent en évidence une stabilité des fonds marins au large de la baie, ce qui confirme les études précédemment réalisées dans ce secteur (*Augris et al.*, 1990; *Clabaut*, 1988).

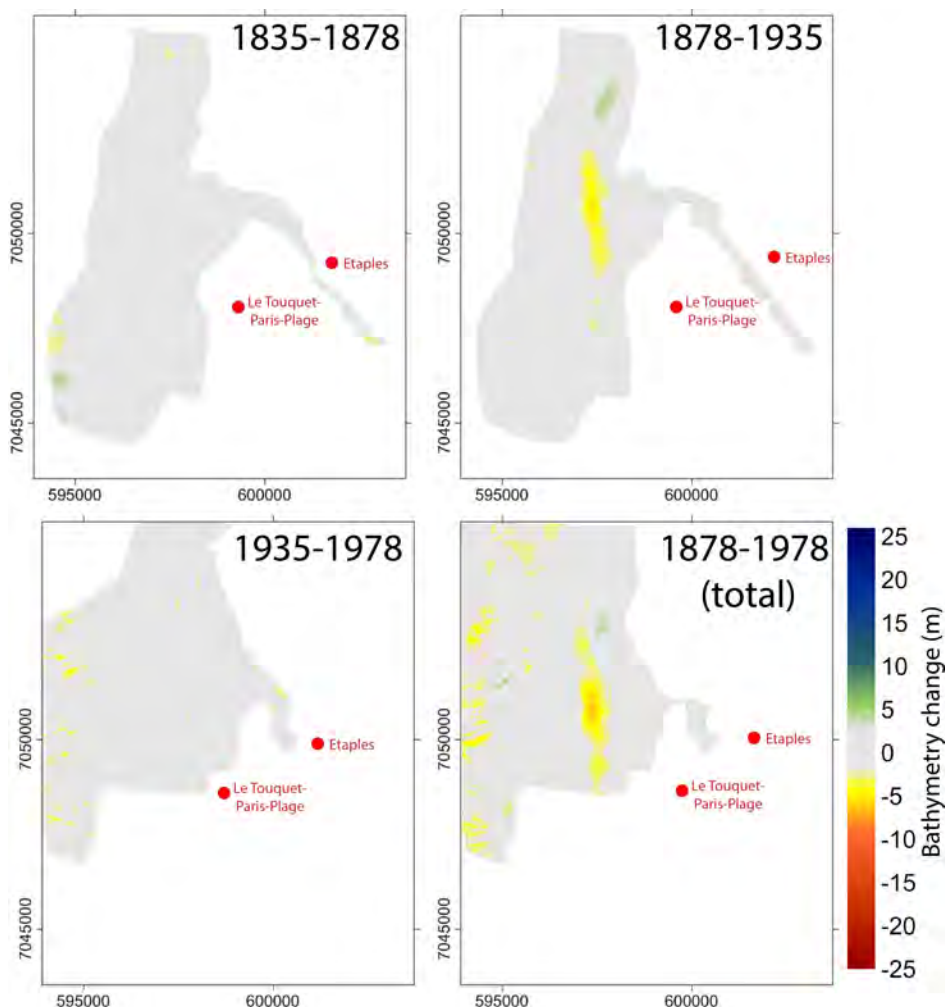


FIGURE 4.7 – Différentiel bathymétrique dans le secteur de la baie de Canche entre 1835 et 1977, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion

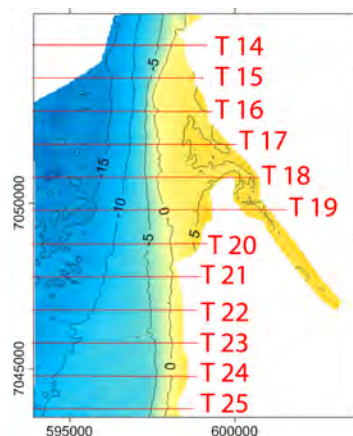


FIGURE 4.8 – Localisation des profils bathymétriques présentés en Figure 4.9 et 4.10

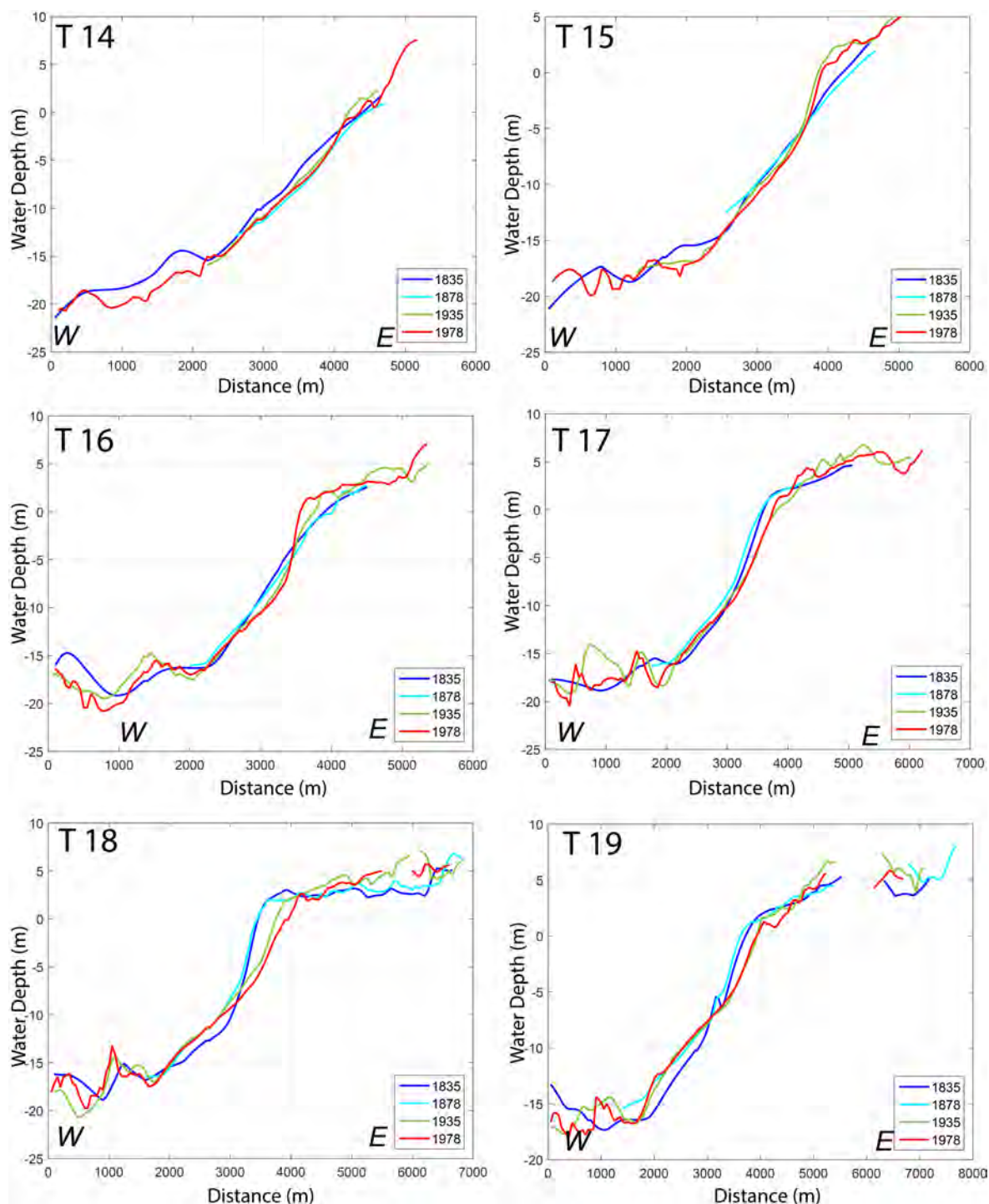


FIGURE 4.9 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de Canche à partir des levés bathymétriques historiques (partie 1), localisation des profils sur la Figure 4.8

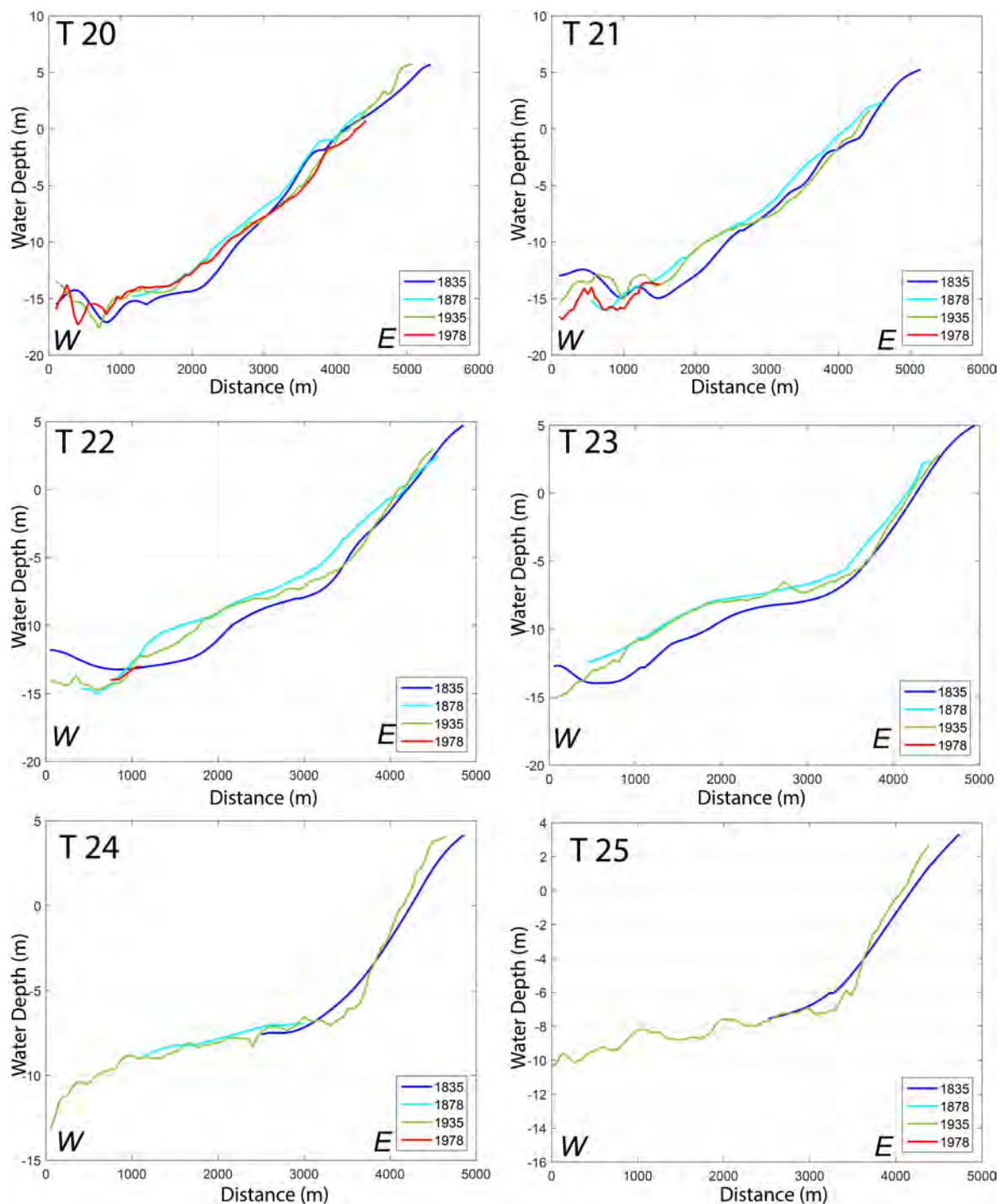


FIGURE 4.10 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de Canche à partir des levés bathymétriques historiques (partie 2), localisation des profils sur la Figure 4.8

4.1.3 La baie d'Authie

La baie d'Authie a uniquement été levée en 1835, 1878 et 1935. Malgré des données limitées, et l'absence de bathymétries postérieures aux années 1930, ces levés permettent d'identifier le front de delta de l'Authie, ainsi que des bancs sableux au large (orientés NE-SO) (Figure 4.11). Comme précédemment, des différentiels bathymétriques et des profils transversaux ont été réalisés afin de quantifier l'évolution des fonds marins (Figures 4.12 et 4.13). Les secteurs au large ont peu évolué entre 1835 et 1935 (Figure 4.12), quelques zones ont subi un abaissement localisé des fonds mais aucune tendance d'évolution n'est clairement identifiée. Cette stabilité est également révélée avec les profils transversaux T26 à T30 (Figure 4.13), les reliefs sous-marins visibles sur les profils T26, T27 et T28 correspondent aux bancs sableux obliques. Ces bancs ne semblent pas présenter d'évolution morphologiques significatives au cours du temps. Les profils issus du levé de 1935 révèlent de nombreuses micro-variations de la bathymétrie pouvant être dû aux structures sédimentaires ("sand waves") présentes dans cette région et détectées uniquement avec ce levé plus résolu.

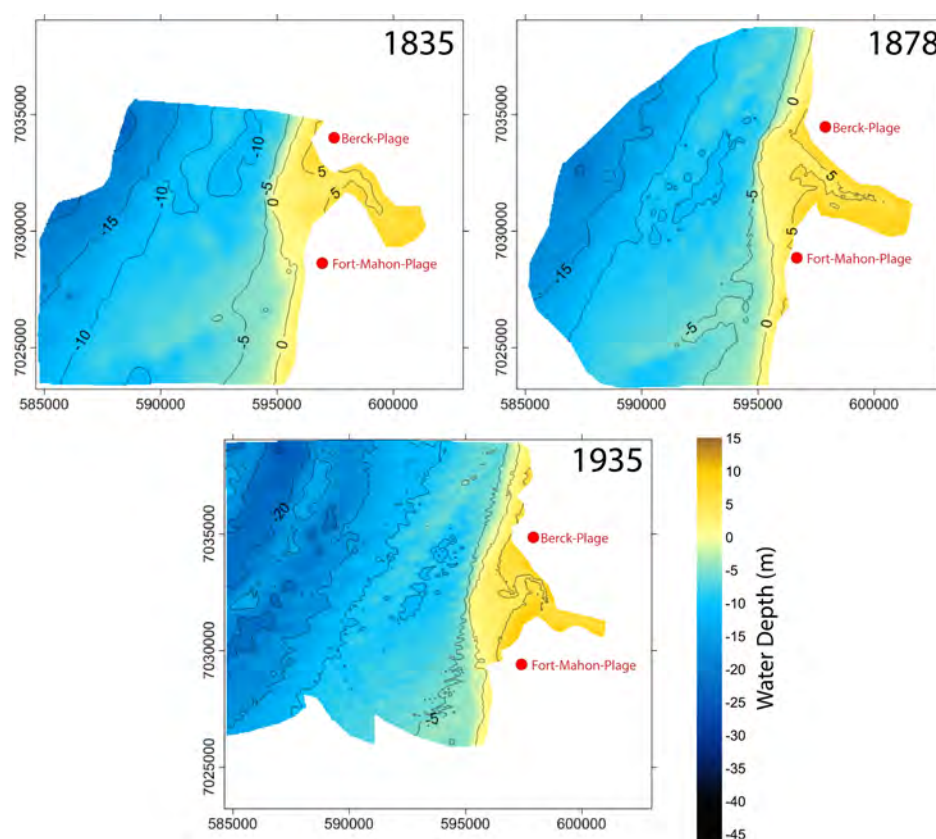


FIGURE 4.11 – MNT réalisés dans le secteur de la baie d'Authie entre 1835 et 1935

Concernant le front du delta, le différentiel 1835-1878 (Figures 4.12) montre une zone en abaissement au sud du front et une zone en exhaussement au nord, ce qui indique une migration vers le nord entre 1835 et 1878. Entre 1878 et 1935, l'ensemble du front du delta subit un abaissement des fonds (Figures 4.12 et profils T27, T28 Figure 4.13). Cette érosion est plutôt caractéristique d'une linéarisation de l'estuaire.

Depuis 1835, une migration vers le nord du front du delta couplé à la linéarisation de ce dernier sont donc observés. Le peu de données disponibles sur l'échelle de temps étudiée est limitant pour conclure sur une tendance d'évolution fiable. Néanmoins, en croisant les résultats obtenus sur ce secteur avec ceux des autres estuaires de la région et avec de précédents travaux (CEREMA, 2018; Crapoulet, 2015; Dallery, 1955; Hesp et al., 2016; Latteux, 2001), la dynamique de la baie de l'Authie se présente de la manière suivante :

- la pointe de Routhiauville (au nord de Fort-Mahon-plage) tend à progresser vers le nord (rôle

de poulier),

- le nord de la baie d'Authie, aux alentours de Berck-plage, le rivage subit une forte érosion (qualifié de musoir).

De nombreux ouvrages ont été installés pour palier au recul du trait de côte, mais n'ont réussi que partiellement à ralentir le recul (*Hesp et al., 2016*). De plus, l'Authie appartient aux estuaires "picards", ces derniers sont caractérisés par une tendance au comblement (*Briquet, 1930; Michel, 2016*). Au large, les fonds marins semblent ne pas avoir évolué au cours du temps. On peut donc conclure sur une certaine stabilité, à l'échelle séculaire, des fonds marins au large de l'Authie.

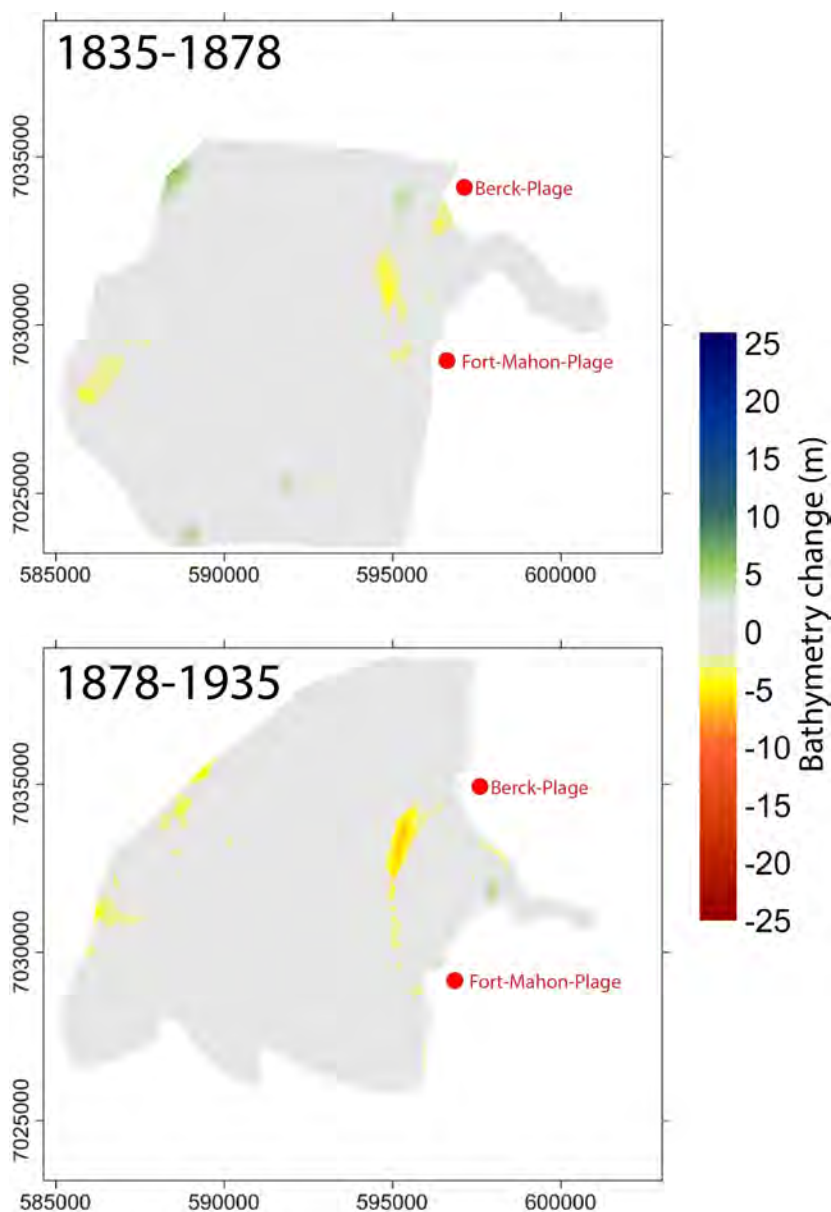


FIGURE 4.12 – Différentiel bathymétrique en baie d'Authie, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion

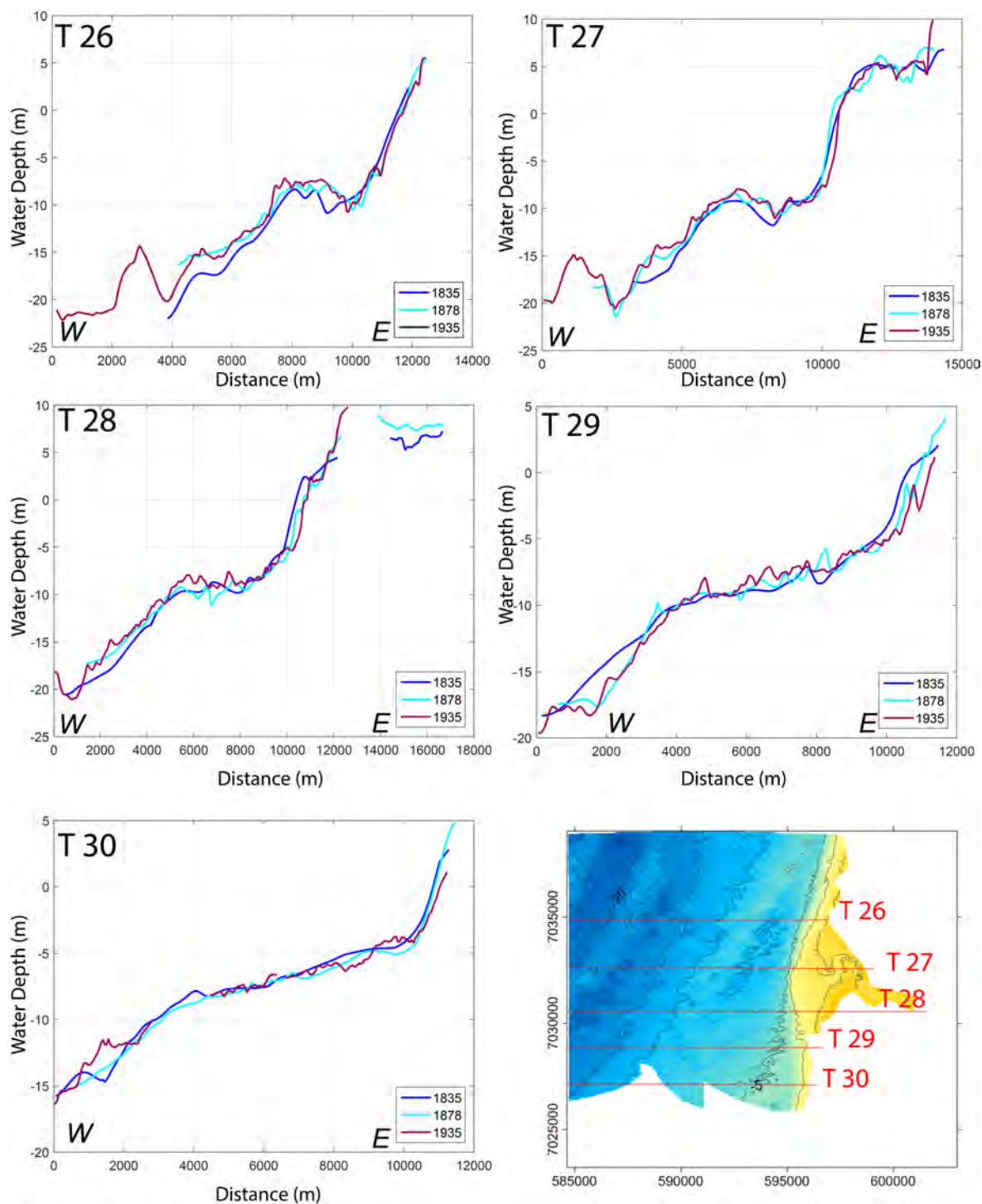


FIGURE 4.13 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie d'Authie à partir des levés bathymétriques historiques

4.1.4 La baie de la Somme

Les MNT obtenus après interpolation sont présentés en Figure 4.14. L'emprise du levé de 1994 est plus restreinte mais permet d'identifier néanmoins le front du delta, le tracé de chenaux principaux ainsi qu'une zone au large de la baie de Somme.

Comme pour les autres baies présentées précédemment, sur la majorité du secteur les variations morphologiques calculées sont comprises dans la marge d'erreur, les fonds marins sont donc considérés comme stables sur ces portions là (Figure 4.15). Les profils T31 et T37 (Figures 4.16 et 4.17) mettent en évidence des secteurs au large qui évoluent peu entre 1835 et 1994. Le long des profils, les variations identifiées sont également majoritairement comprises dans la marge d'erreur.

Toutefois, des zones d'exhaussement et d'abaissement des fonds sont visibles sur les bancs sableux au large du rivage (Figure 4.15) et peuvent correspondre à la migration et/ou la formation de structures sédimentaires (Profils T34 à T36 de la Figure 4.17).

Au niveau de l'embouchure, les différentiels bathymétriques permettent d'identifier une érosion de la rive nord de la baie, une accrétion de la rive sud ainsi qu'un abaissement des fonds au niveau du front du delta entre 1878 et 1936 (Figure 4.15). Le recul du front du delta est également visible sur les profils transversaux, particulièrement le long des transects T31, T34, T35 de la Figure 4.16.

Le recul du front se poursuit sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, en effet, le différentiel de 1936-1994, moins étendu que le précédent, met en évidence un abaissement des fonds au niveau de l'embouchure et à l'intérieur de la baie, au niveau des chenaux (Figure 4.15). Ce recul est toutefois moins important que lors de la période 1836-1935 où sur certains segments le front a reculé de plus de 3 km (T31 à T35 Figures 4.16 et 4.17). Sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, ce recul est de l'ordre de la 100^{ème} de mètre seulement (T31 à T35 Figures 4.16 et 4.17)

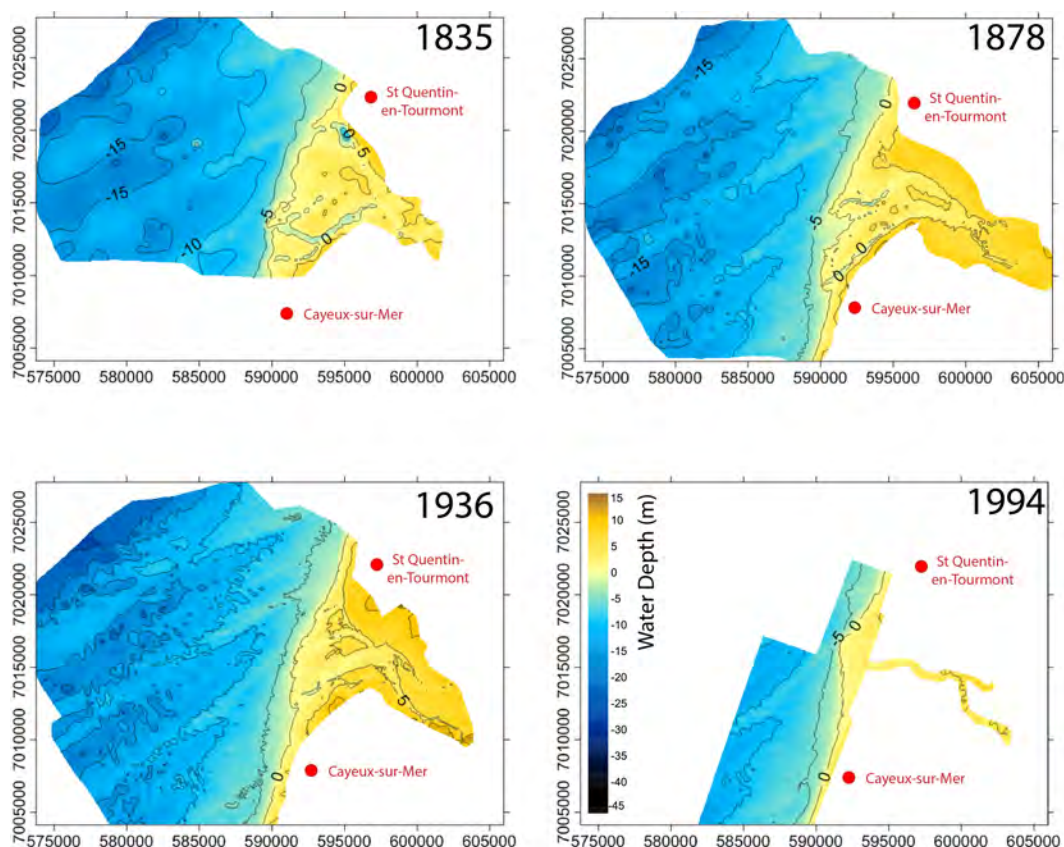


FIGURE 4.14 – MNT réalisés dans le secteur de la baie de Somme entre 1835 et 1994

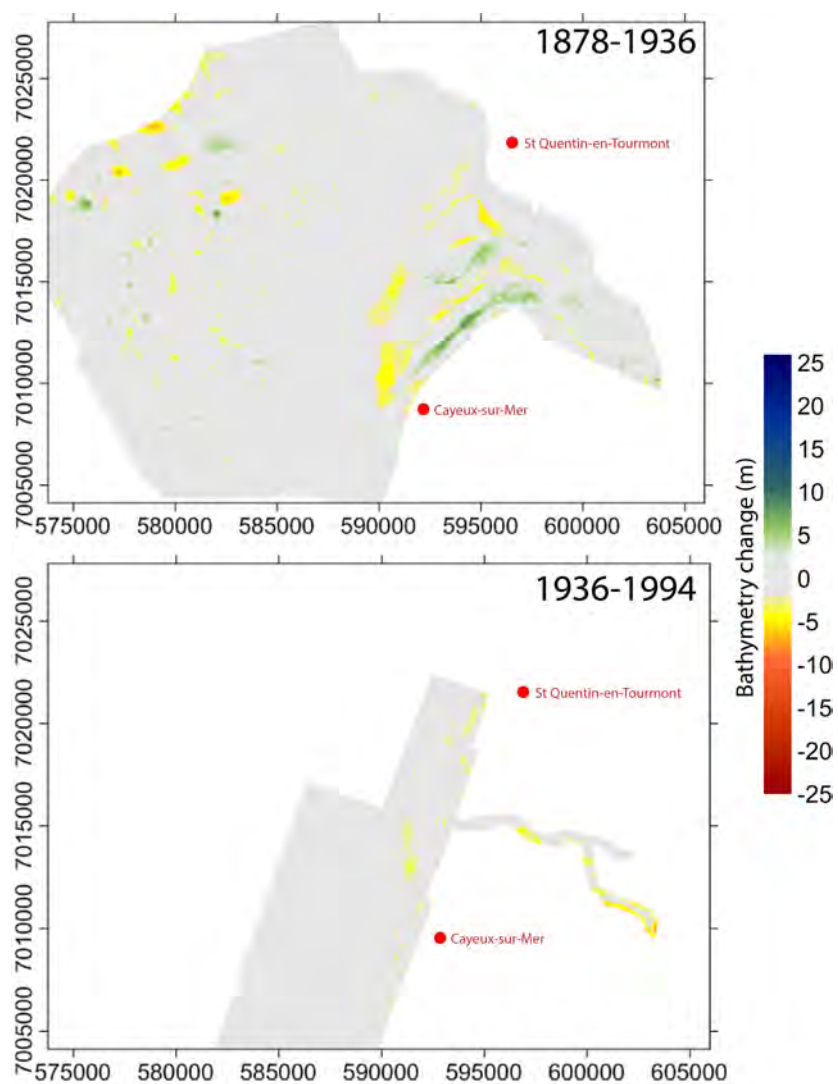


FIGURE 4.15 – Différentiel bathymétrique en baie de Somme, en rouge-jaune les zones ayant subi un abaissement des fonds et en bleu-vert les secteurs en accrétion

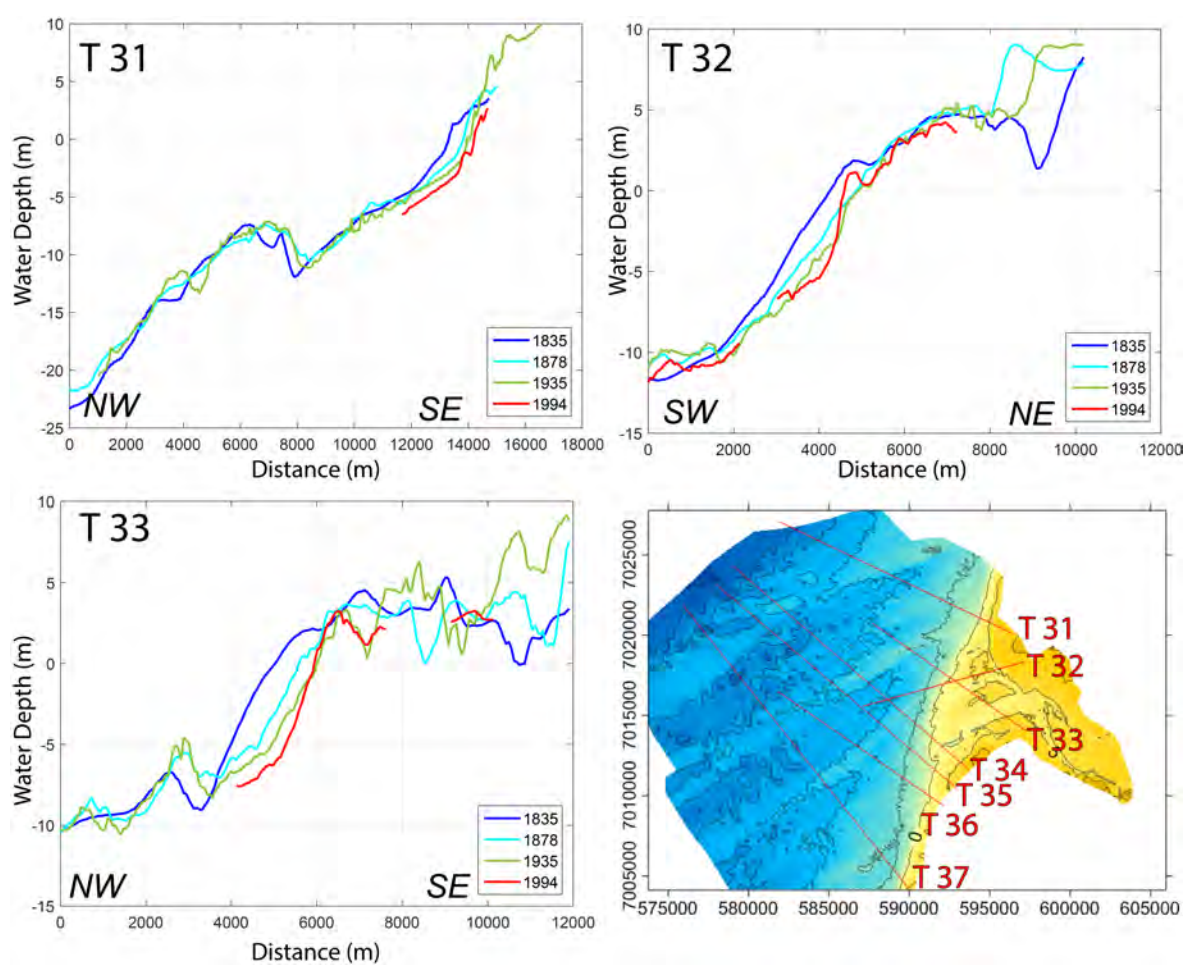


FIGURE 4.16 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de la Somme à partir des levés bathymétriques historiques (partie 1) et localisation des profils

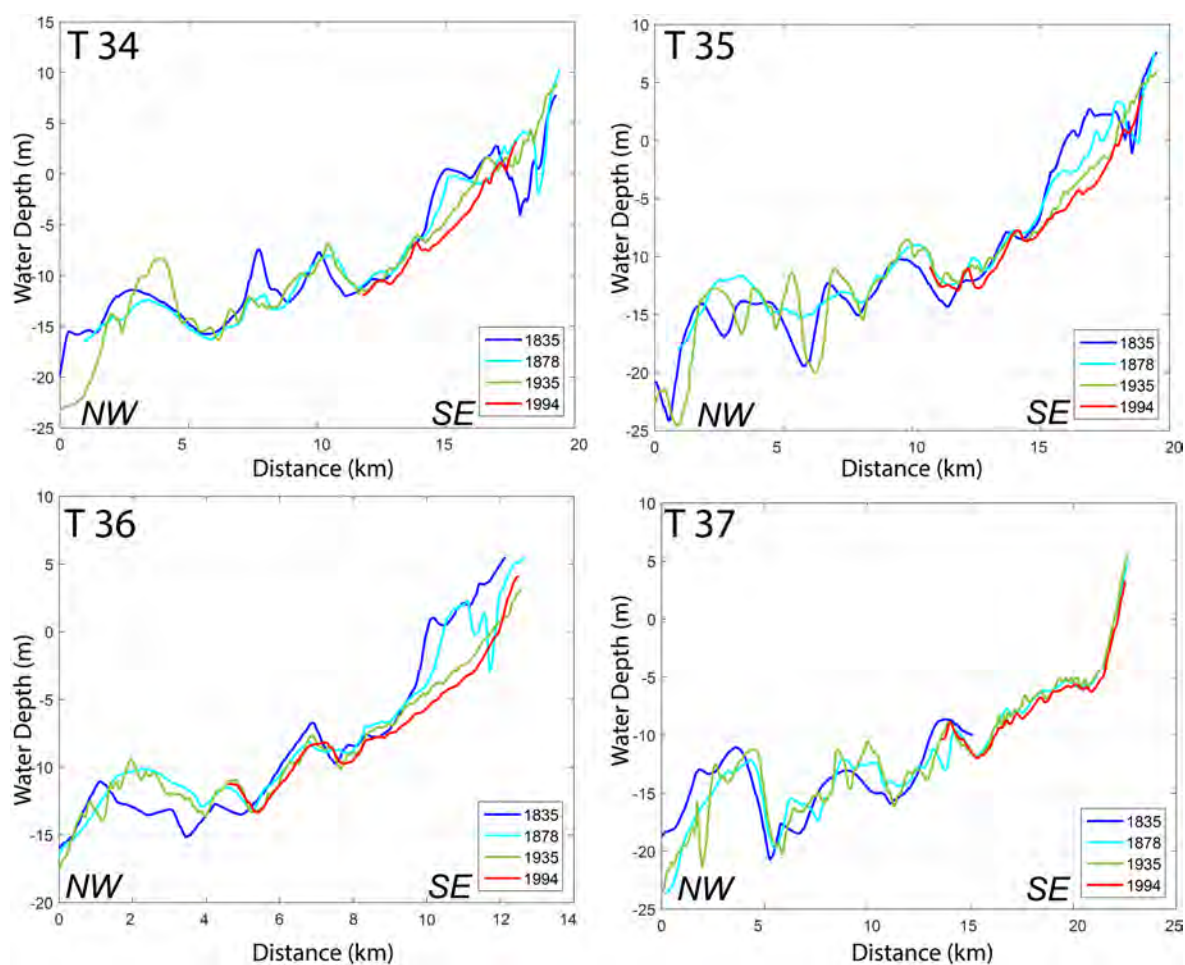


FIGURE 4.17 – Profils bathymétriques réalisés sur la zone de la baie de la Somme à partir des levés bathymétriques historiques (partie 2)

En se basant sur les MNT obtenus, les tracés des chenaux principaux ont pu être digitalisés (ou dans une moindre mesure, facilement identifiés). D'après les travaux de [Michel \(2016\)](#), sur la période 1952 à 2013, le chenal de navigation tendait à migrer progressivement vers le nord de la baie. Ici, les premiers levés étant moins bien résolus, certains chenaux ont pu ne pas être détectés. Nous ne pouvons donc pas conclure sur le sens de déplacement des chenaux. En revanche, les tracés des chenaux permettent de confirmer une très forte variabilité de déplacement sur plus d'un siècle (Figure 4.18).

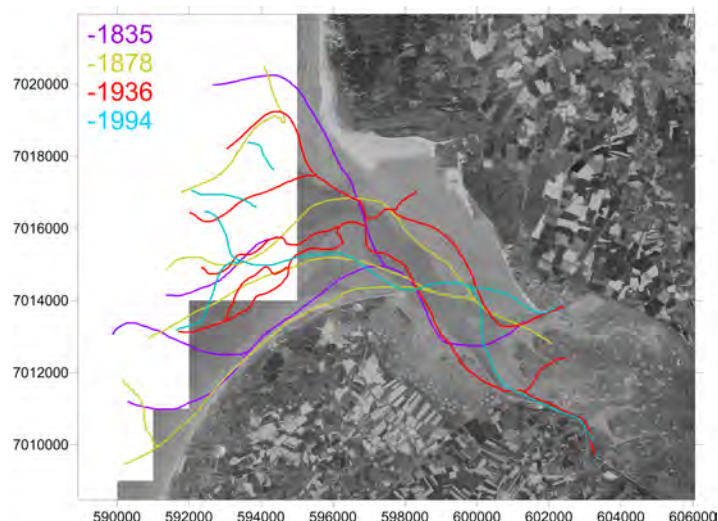


FIGURE 4.18 – Evolution des chenaux de navigation dans la Somme depuis 1835, fond ORTHO-PHOTO 2013

En résumé, sur la période étudiée (1835-1994), la partie interne de la baie de Somme montre une certaine variabilité, d'une part avec le recul du front du delta au cours du temps, et d'autre part avec la migration des chenaux. La partie plus au large, avec de larges bancs sableux orienté NE-SO, ne semble pas avoir significativement évolué. Entre les isobathes 0 et -10 m, hormis au niveau du front du delta, aucun mouvement n'a été considéré comme significatif (car compris dans la marge d'erreur). Entre -10 m et -25 m quelques zones semblent avoir subi un abaissement ou un exhaussement des fonds, mais ces mouvements peuvent s'expliquer par la présence de vagues de sables formées par les courants de marée qui se déplaceraient et migreraient au cours du temps.

4.2 La côte des Flandres, la façade mer du Nord

Dans la section précédente, une description des évolutions bathymétriques de la façade Manche des Hauts-de-France a été réalisée. Sur les derniers siècles, cette façade est caractérisée par une certaine stabilité au large et une migration vers le nord des exutoires des trois estuaires "picards".

Dans cette partie, une caractérisation des changements morphologiques des fonds marins de la façade Mer de Nord est réalisée. Cette zone côtière, comme décrite dans le Chapitre 1, se différencie de la façade Manche par des cordons dunaires plus étroits mais également par une section rocheuse à l'ouest, avec la présence du Cap Gris Nez et du Cap Blanc Nez. La côte sableuse ouverte sur la mer du Nord est caractérisée par la présence de nombreux bancs sableux, ces bancs sableux ont fait l'objet d'une étude détaillée à travers une publication (Latapy *et al.*, 2019). Les résultats principaux de cette étude sont synthétisés dans la section 4.2.1. Par la suite, la baie de Wissant, appartenant au Boulonnais, a été étudiée afin de suivre son évolution depuis plus d'un siècle (section 4.2.2).

4.2.1 Évolution morphologique séculaire de la côte flamande des Hauts-de-France (Latapy *et al.*, 2019)

A partir des levés hydrographiques réalisés le long de la façade Nord des Hauts-de-France, nous avons pu suivre l'évolution des fonds marins sur plus d'un siècle (Figure 4.19).

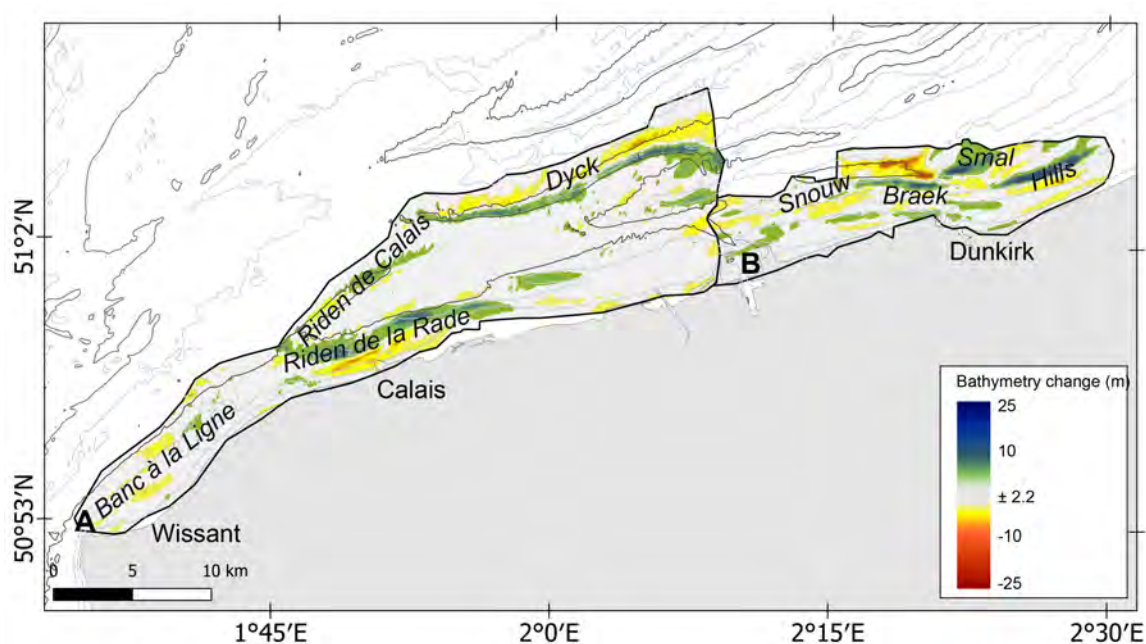


FIGURE 4.19 – Différentiel bathymétrique sur l'ensemble de la façade française mer du Nord entre 1878 et 1975 (A) et 1861 et 1962 (B) (projection : WGS84). Les variations négatives (rouge-orange) indiquent un abaissement des fonds et réciproquement les variations positives en vert-bleues correspondent à une accrétion verticale. Fond de carte : isobathes HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84)

À l'échelle régionale, de nombreux changements sont identifiables entre la seconde moitié du 19^{ème} siècle et le 20^{ème} siècle, des secteurs se sont abaissés de plus de 20 m tandis que d'autres se sont exhaussés de 20 m (Figure 4.19). Cette façade a été découpée en trois secteurs qui ont fait l'objet d'une étude approfondie :

- **Les bancs côtiers face à Dunkerque** (Snouw, Braek, Hills et Smal) ont dans l'ensemble migré et progradé latéralement vers le rivage entre 1836 et 1962 (2006 pour le banc Hills). Ces déplacements sont d'ampleurs variables, de 200 m pour le Snouw, à 400 m (banc Hills) jusqu'à

2 km pour le banc du Smal. Ces bancs se caractérisent également par une mobilité longitudinale. Les déplacements sont essentiellement dirigés vers le nord-est, avec un ordre de grandeur kilométrique (> 1.5 km pour le Braek, 1 km pour le Snouw), certaines migrations se sont également accompagnées d'un allongement du banc (presque doublé de longueur pour le banc Hills).

Les migrations de ces bancs, latérales et longitudinales, impliquent entre autre la migration de chenaux. Les effets les plus visibles sont situés à l'avant-côte, où l'estran est fortement impacté par les mouvements des chenaux, ce qui va avoir pour conséquence une certaine variabilité sur la position de la ligne de rivage.

- La zone côtière en face de **Calais** a significativement évolué sur la période étudiée. Le Riden de la Rade enregistre une évolution très rapide, avec un allongement de ce corps sédimentaire de 1861 à 2009. Le banc a progradé vers l'ENE et vers l'OSO, passant d'une longueur de 8 km à 15 km. L'allongement du banc s'est accompagné d'un exhaussement de la crête (> 7 m) et d'une augmentation de la largeur du banc. La formation du Riden de la Rade s'est faite en 3 temps : d'abord une importante accrétion verticale (1879-1911) suivi d'une migration vers la côte progressive (jusqu'à 800 m) (1911-1983) et enfin un accollement de la partie est du Riden de la Rade à la côte pendant que le reste du banc se linéarisait (1983-2009). A l'avant-côte, l'estran a subi un fort abaissement des fonds dans la partie ouest de la zone (érosion de 10 m). L'accrétion du Riden de la Rade s'est accompagnée de la formation d'un chenal profond entre la plage et le banc. Le Riden de Calais a beaucoup moins évolué sur cette période comparé au Riden de la Rade, et l'interbanc, quant à lui, est resté relativement stable de 1861 à 2009.
- Le **banc du Dyck** est situé 10 km au large de la côte, ce banc a servi de référence et de point de comparaison avec les autres bancs côtiers de la région. Dans l'ensemble, une tendance à migrer vers la côte a été identifiée à travers l'ensemble des bathymétries historiques (déplacement de 500 m entre 1861 et 1994).

Des analyses morphométriques et volumiques ont également été réalisées à partir des différents lots de données bathymétriques. L'étude des volumes a révélé que le banc Hills et le Riden de la Rade étaient caractérisés par un budget sédimentaire positif depuis le fin du 19^{ème} siècle tandis que les bancs du Braek, du Snouw et du Dyck fluctuaient entre périodes d'accumulation et d'érosion.

Des relations entre l'évolution morphométrique et les changements volumétriques ont été identifiées : en premier lieu, la morphologie d'un bancs et la répartition spatiale de son volume diffère en fonction de sa position par rapport au rivage et/ou de sa profondeur. Cette disparité entre les bancs côtiers et ceux plus au large est particulièrement identifiable avec le rapport hauteur/largeur. Au large, les rapports hauteurs/largeurs restent relativement constants au cours du temps, indépendamment des gains ou pertes de volume; le banc du Dyck croît (ou décroît) autant en largeur qu'en hauteur. En revanche, pour les bancs côtiers, et particulièrement le Riden de la Rade, lorsque le banc accumule du sédiment, il gagne plus en hauteur qu'en largeur, ce qui se traduit par un ratio hauteur/largeur croissant dans le temps. Toutefois, dans la zone côtière, les analyses morphométriques montrent une interdépendance entre la hauteur et la largeur des bancs sableux, jusqu'à une largeur d'environ 2 km. Dans le cas des bancs sableux plus larges, cette linéarité entre la hauteur de la crête et la largeur du banc n'est plus observée, la hauteur n'augmente plus avec la largeur, ce qui suggère que le banc de sable peut atteindre une hauteur limite et ne se développe ensuite que latéralement.

Nos résultats ont également mis en évidence que les variations de la largeur des bancs de sable sont liées aux migrations de la position de la crête des bancs : élargissement des bancs dans le cas d'une migration vers la côte et, inversement, un amaigrissement dans le cas d'une migration vers le large.

Article

Mesoscale Morphological Changes of Nearshore Sand Banks since the Early 19th Century, and Their Influence on Coastal Dynamics, Northern France

Alexa Latapy ^{1,*}, Arnaud Héquette ¹, Nicolas Pouvreau ², Nicolas Weber ² and Jean-Baptiste Robin-Chanteloup ³

¹ Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, University Littoral Côte d'Opale, Univ. Lille, CNRS, UMR 8187, LOG, 62930 Wimereux, France; arnaud.hequette@univ-littoral.fr

² Shom, 13 Rue du Châtelier CS92803, 29228 Brest CEDEX 02, France; nicolas.pouvreau@shom.fr (N.P.); nicolas.weber@shom.fr (N.W.)

³ Littoral Environnement et Sociétés, UMR 7266 LIENSS, CNRS - Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France; jeanbaptiste.robinchanteloup@gmail.com

* Correspondence: alexa.latapy@gmail.com

Received: 13 February 2019; Accepted: 16 March 2019; Published: 20 March 2019



Abstract: Tidal sand banks are common along the coast of northern France facing the North Sea, where they form linear shore-parallel or slightly oblique sand bodies from shallow coastal areas to depths of tens of meters. Hydrographic surveys have been carried out since the 1830s for mapping the seabed of the coastal zone. An analysis of the bathymetry evolution shows significant morphological changes have occurred across the shoreface since the early 19th century, largely due to cross-shore and longshore sand bank migration. Our results show that nearshore sand banks mainly migrated onshore and gained sediment, especially during the 20th century; acting as temporary sediment sinks, which can in turn serve as sand sources for providing sediment to the coast. Alongshore, the migration and elongation of sand banks can be related to tidal asymmetry that is mostly directed to the east-north-east in the region. Shore-perpendicular movement can likely be explained by the action of shore-normal storm-waves in the nearshore zone after their refraction over shallow offshore sand banks. A seaward displacement of sand banks was also observed. This may be related to the combined action of waves and tidal currents which can induce erosion on one side of the bank, decreasing its width, and eventually leading to its seaward migration. Our observations point out that some nearshore sand banks respond to the action of currents and waves, and interact between each other via feedback morphodynamic processes induced by sand bank morphological changes. The substantial morphologic changes that affected the nearshore zone of northern France during the last centuries probably had large impacts on coastal hydrodynamics and associated shoreline evolution.

Keywords: shoreface evolution; tidal sand banks; macrotidal coast; Dover Strait; Southern North Sea

1. Introduction

Different types of tidal sand banks are present in a wide range of water depths from the outer continental shelves to the shallow coastal environments, and several theories have been proposed to explain their origin and maintenance. Tidal flows, as well as storm-generated shear stress, but also the post-glacial rise in sea level, have all been called upon as mechanisms that are responsible for the formation of sand banks [1–8]. Tidal sand ridges are a characteristic feature of tide-dominated continental shelves, with large available sand volumes. Their generation requires a source of mobile

sediment, either from the local seabed or from coastal erosion, and their morphology results from an equilibrium between tidal current dynamics, seafloor morphology, and sediment supply [9].

Elongate tidal banks abound in the southern North Sea [2,5,10–13] (Figure 1 inset) and may be either active or moribund. Active sandbanks are generally formed at water depths shallower than 30–50 m, where tidal currents are strong, exceeding $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [14], and may migrate in response to present hydrodynamic processes [9,15,16]. Moribund sand banks are generally present in deeper waters where the current regime is too weak to cause active sediment movement, or in low-energy shallow water areas [9,17].

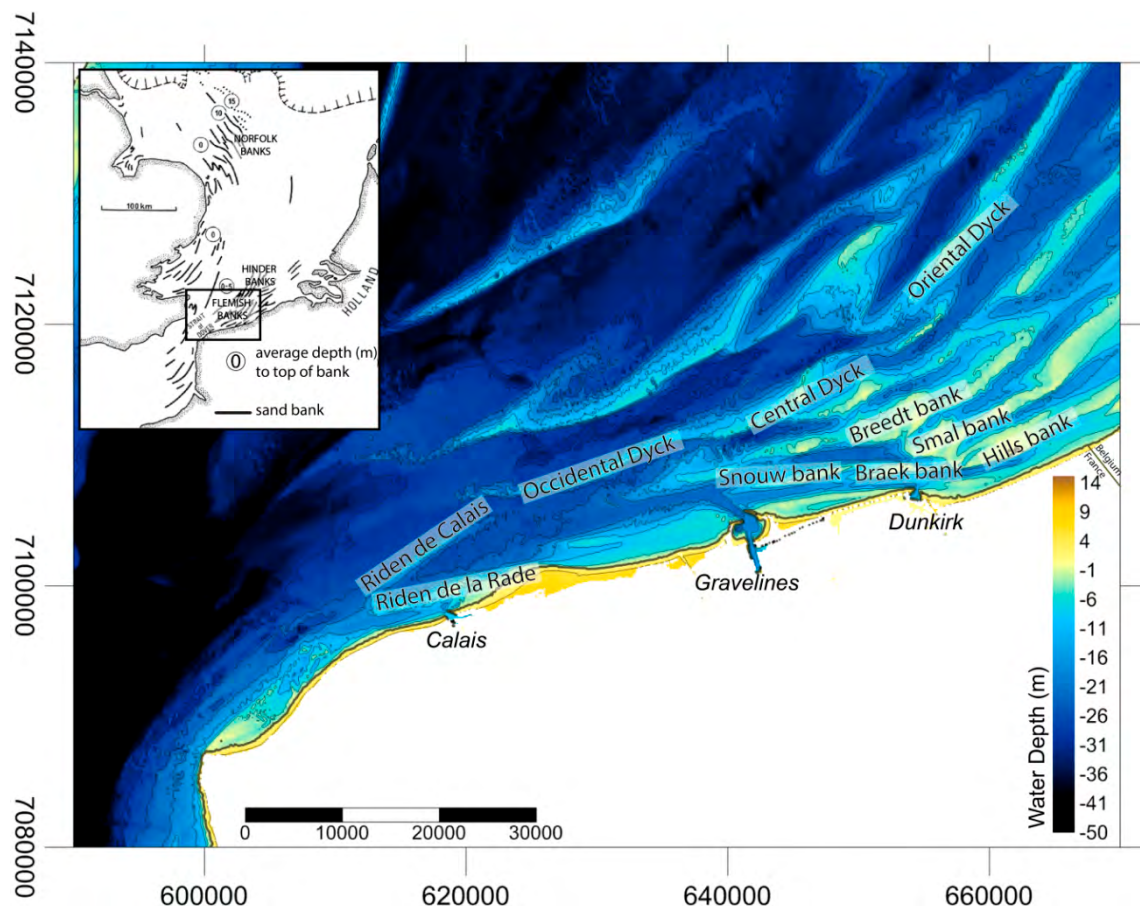


Figure 1. Location map of the study area, showing the position of the Northern France nearshore sand banks (inset map from [14]). The depth contours are in meters below the lowest astronomical tide level (LAT), and they correspond to the HOMONIM Digital Elevation Model (© Shom).

In recent years, there has been an increasing degree of interest in the dynamics of the North Sea sand banks, notably because they represent a source of marine aggregate (sand and gravel) [18,19] that will likely experience increasing extraction in the near future, due to a growing demand of aggregate material for construction purposes [20]. In addition, coastal erosion is widespread along the coasts of the North Sea [21–23], which also augments the demand for suitable mineral material for coastal defense schemes such as beach nourishment [24,25]. In this context, numerous studies have been conducted in the North Sea for a better understanding of the sedimentology and stratigraphy of the tidal sand banks of the region [26–29]. Numerical modelling was also carried out to predict the medium to long-term morphological evolution of the tidal sand banks of the North Sea region [10,30–33]. Numerous studies on sand bank dynamics have analyzed the interactions between sand bank morphology, hydrodynamic processes and sediment transport. Relatively few studies though have been conducted nearshore to evaluate the effect of shallow sand banks on coastal hydrodynamics and

associated sediment transport [34–36]. Long-term morphodynamic behavior have been investigated in the UK coastal zone using historical charts over a 150 year-long period [16,37,38], whereas in the coastal zone of northern France, the available dataset is more restricted (less than 150 km²) and/or limited to the last few decades. Nevertheless, hydrographic surveys were made to map the seabed of the coastal zone since the beginning of the 19th century. These covered an area from the Belgian border to the Dover Strait down to the 30 to 40 m water depths, which enables the examination of the nearly-continuous bathymetry evolution over two centuries on large spatial scales (more than 370 km²).

In Northern France, anthropogenic impacts on coastal morphology are significant, with the notable extension of the Dunkirk and Calais harbors during the second half of the 20th century [39]. In order to better understand the large-scale evolution of this area, which is exposed to strong hydrodynamic forcing, this study aimed to analyze the evolution of the nearshore morphology between the Belgian border and the Dover Strait (Figure 1) and to assess the potential impacts of changes in sand bank morphology and position on coastal dynamics. Particular focus was made on three particular areas where bathymetry data was available since the 1830s: two shallow coastal areas (Dunkirk and Calais) and one sand bank located 10 km offshore (Occidental Dyck). The morphological evolution and migration of nearshore and offshore sand banks was characterized and quantified over historical time periods, based on the analysis of old hydrographic field sheets and recent digital bathymetry data. This paper not only documents the migration of nearshore sand banks off the coast of northern France since the early 19th century, but also aimed at analyzing the relationship between sand bank morphometric evolution and volume change. An attempt was also made to connect the observed sand bank evolution with forcing hydrodynamics, particularly the tidal currents and the wave-climate.

2. Regional Setting

2.1. Morphological and Sedimentological Characteristics

The North Sea coast of France generally consists of wide, gently sloping, sandy barred beaches [40]. Sand banks are particularly widespread in this area, where they form linear shore-parallel or slightly oblique sand bodies about 10–30 km long and 1–3 km wide (Figure 1). These banks belong to the Flemish Banks [1] and generally occur as groups of banks from shallow coastal areas near beaches to depths of several tens of meters [41–43]. The ridges display an asymmetry: the southern flanks (i.e. landward), are generally steeper than the northern (i.e., seaward), due to the net wave and current-induced transport. Sediment distribution is controlled by the bathymetry, with fine to coarse sand in the interbank channels, while the shallower sectors of the banks and upper shoreface generally consist of better sorted fine to medium sand [44,45].

Near Calais are both the Riden de Calais (Figure 1), a 11.5 km long, linear sandbank located at a distance of 3–5 km from the coast, with an orientation of 10° with respect to the coastline, and the Riden de la Rade (Figure 1), which is closer to the shore and extends over 13 km alongshore, almost parallel to the shoreline. These two banks have a shared origin at the western end, forming a V-shaped sediment body with an angle of 20°.

The Dyck bank is a 60 km long offshore sand bank, located 10 km off the coast and divided between the Occidental Dyck, the Central Dyck, and the Oriental Dyck. The Occidental and Central Dycks are almost parallel to the shoreline, with a height reaching 25 m above the surrounding sea floor and a crest lying at depths of about –10 m. The oldest hydrographic field sheets cover only the western part of the bank (i.e., the Occidental Dyck). Therefore, the results presented here have only been obtained for this part of this bank, and for the sake of clarity, the Occidental Dyck is simply called the Dyck bank in the paper.

Finally, from Gravelines to the Belgium border, the shoreface and nearshore zones are characterized by the presence of several sand banks that belong to the Dunkirk's banks. These banks are 8 to 32 km long, 1.5 to 3 km wide, and up to 15–20 m high and their crest may be exposed at low

spring tide (e.g., the Hills and Smal banks). In this paper, we will focus on four shallow sand banks: the Snouw, Braek, Smal, and Hills banks (Figure 1).

2.2. Tide

The tidal regime in this area is semi-diurnal and macrotidal, with a tidal range increasing from the north-east to the south-west (the mean spring tidal range is approximately 5.4 m at Dunkirk and 6.5 m at Calais [46]). Tidal currents are alternating in the coastal zone, flowing almost parallel to the shoreline and oriented toward the east-northeast during flood, and toward the west-southwest during ebb (Figure 2a,b). Due to a large tidal range, tidal currents are strong, reaching a maximum near-surface velocity of $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ during ebb and $1.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ during flood [47]. Current velocity generally diminishes eastward, due to the decreasing tidal amplitude in the same direction (Figure 2a,b). Flood current velocities exceed those of the ebb in various sectors of the coastal zone (Figure 2b), resulting in a flood-dominated asymmetry that is responsible for a net regional sediment transport to the east-northeast [48]. Locally, numerous sand banks can modify the bottom circulation and result in opposite transport directions on both sides of the banks (Figure 3) [11,42].

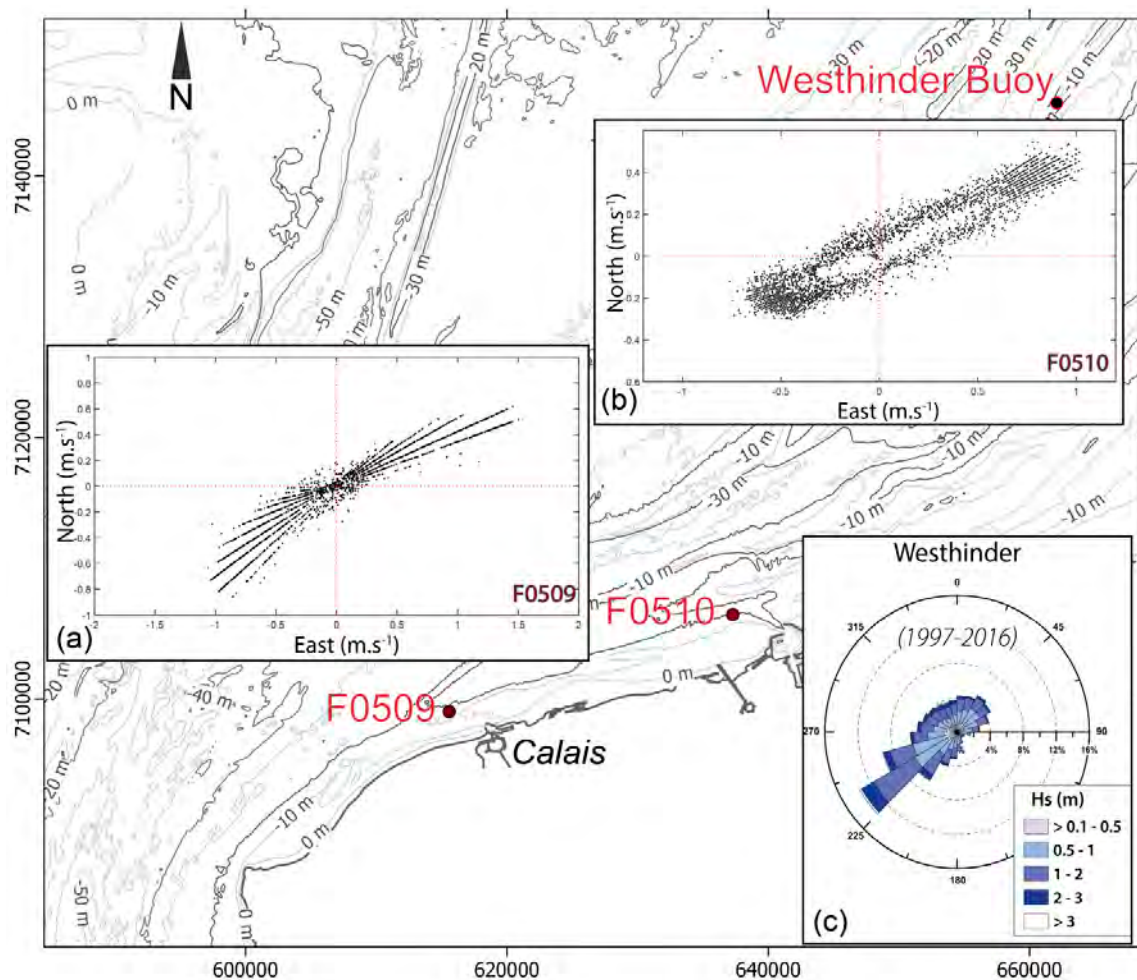


Figure 2. Location map of the current meters (Shom) and offshore wave buoy (map projection: Lambert 93); (a,b): Directional distribution of the mean currents recorded in 5 m water depths on the shoreface at Calais and Dunkirk (F0509: from 25 April 1975 to 13 May 1975; F0510: from 5 July 1978 to 19 July 1978) (©Shom); (c): wave rose at the Westhinder buoy (from [24]).

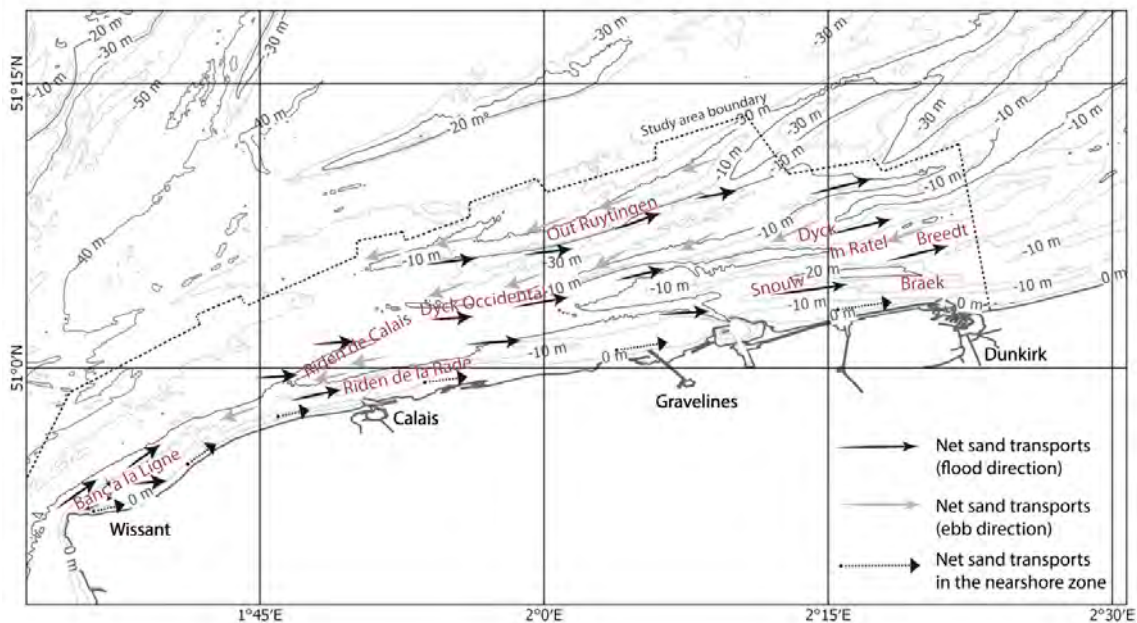


Figure 3. Offshore tidal sand banks and net sand transport direction in the southern bight of the North Sea (map projection: WGS84) (adapted from the regional study of Augris et al. [42] based on sediment tracing).

2.3. Waves

The offshore wave regime is dominated by waves from the southwest to the west, originating from the English Channel, followed by waves from the northwest to northeast, generated in the North Sea (Figure 2c) [49,50]. The modal offshore significant wave height is approximately 0.6 m, with wave periods typically ranging from 4 to 8 s, but the maximum wave height may episodically exceed 4 m, with periods of 9 to 10 s during major storms [51]. Wave heights are significantly lower at the coast, due to significant shoaling and energy dissipation over the shallow offshore sand banks, resulting in wave heights that hardly exceed 1 m in the intertidal zone, even during storms [52,53].

3. Methodology

The morphological evolution of the sand banks and the adjoining seafloor was studied using hydrographic field sheets from the Shom (French hydrographic service), spanning from the early 19th century to the beginning of the 21st century (Table 1). Most of the original hydrographic field sheets were printed paper documents, consequently, the first step was to make an inventory of those available and to digitize them, which was done with the ScanBathy software [54]. Then, a conversion into the present-day geodesic system was performed, with the positioning accuracy being controlled by using fixed landmark (e.g. lighthouse, church or tower). Bathymetric data consisted of depth soundings that were obtained along a series of transect, using a sounding line (SL).

Along the survey transects, the intervals between the depth soundings ranged from about 250 m for the oldest surveys (1836) to less than 50 m after 1894 (Table 1). The distance between the survey transects was around 500 m in 1836, between 250 and 130 m until the mid-20th century, and less than 100 m since 1950 (Table 1). Single channel echo-sounders (ES) were used in the second half of the 20th century, but more recently, bathymetric data has been obtained with multibeam echo-sounder systems (MES).

These changes in measuring techniques are not only responsible for the differences in the density of depth soundings (Table 1), but also in the measurement accuracy. In this work, we consider a maximum vertical error (MVE) based on the error range of the instrument (Z_{err}), the error due to the inaccuracy in ship positioning (XY_{err}) and the digitalization error ($Digit_{err}$). For example, for the

1879 survey's, the ship positioning error (XY_{err}) is ± 15 m and the ScanBathy software enables the digitization of depth soundings with a horizontal error of ± 4 m ($Digit_{err}$). Considering a maximum seabed slope of 3%, the mean horizontal error (MHE) results in a vertical error of 0.9 m. Adding this value to the Z_{err} of 1 m (line sounding) results in a total vertical error for the 1879 survey of ± 1.9 m (MVE).

An interpolation of the z-value was calculated to obtain a Digital Model Elevation (DEM) consisting of a grid of 50 m resolution (except for the 1861 surveys whose grid spacing of 200 m corresponded to the mean initial data sampling). The 1836 depth soundings were not interpolated, due to the low survey density, but they were used to extract the cross-shore and long-shore profiles.

The kriging method was used to perform the interpolation, because it was proven to be one of the most appropriate approaches for spatially heterogeneous data [55–58]. Variograms were calculated for each dataset, and they are used to make the interpolation. In addition, to check the reliability of the conversion and interpolation processes, comparisons of the water depths on different dates (1879, 1910–1911 and 1974–1976 surveys) over rocky areas—considered as stable over time—were carefully examined (Figure 4 right). Results obtained on submarine rocky outcrops located in the westernmost part of the study area (Figure 4 left) indicated a maximal vertical range of 1.6 m for the coastward outcrop and of 1.1 m for the seaward one, which validates the computed error margins of the earlier surveys.

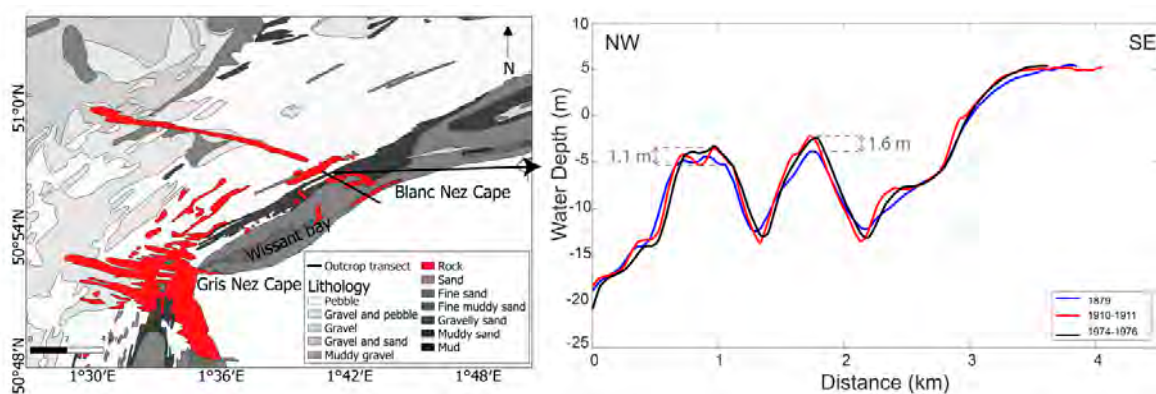


Figure 4. Left: Seabed sediment distribution map of Wissant bay (© Shom), with the location of the cross-shore profile shown in right-hand figure. Right: Superimposition of bathymetric profiles recorded at different periods (1879, 1910–1911, and 1974–1976) over a rocky outcrop.

The shoreface evolution was analyzed through the generation of differential bathymetric maps (changes in water depth between two successive surveys). Individual errors can be propagated into the differential bathymetric maps, using the method developed by Brasington et al. [59,60] (Equation (1)):

$$\delta diff = \sqrt{(MVE_1)^2 + (MVE_2)^2} \quad (1)$$

where $\delta diff$ is the propagated error in the differential bathymetric map, and MVE_1 and MVE_2 are the individual errors in the DEM, as calculated in Table 1. Depending on the dates of the water depth measurements, $\delta diff$ ranges from 0.7 m to 2.7 m. For each of the differential maps, only the bed level changes higher than $\delta diff$ are supposed to be significant, and these were used for the calculation of changes in water depths and associated volume changes due to erosion or sediment accumulation. It must be noted, however, that additional vertical errors may be induced by the presence of migrating sand waves on the sand banks, which can be responsible for some random elevation variations. Nevertheless, the influence of the apparent water depth variations caused by these migrating sediment bodies on computed sediment volume changes was probably moderate, due to the relatively small dimensions of these bedforms (less than 1 m high and 200 m long), compared to those of the sand banks (generally 10–20 m high and 5–10 km long).

Table 1. Bathymetric surveys used in this study (source: Shom, except for 2000 made by the Dunkirk harbor *, 2006, made by the Belgium Hydrographic Service, † and 2009, made by the Calais Harbour ‡). Abbreviations: MHE: Mean horizontal error; MVE: Maximum vertical error; LS: Line Sounding; ES: Echo Sounder; MES: Multibeam Echo Sounder; RC: Repeating circle; DC: Decca; TR: Toran; TD: Trident.

Year	Survey Area	Number of Bathymetric Soundings	Transect Distance (m)	Sounding Spacing (m)	Sounding Technique	Ship Positioning	XY _{err} (m)	Digit _{err} (m)	MHE (m)	Vertical Propagated Error with a 3% Slope (m)	Z _{err} (m)	MVE (m)
1836	Dunkirk	3304	500	250	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1861	Dunkirk-Gravelines-Calais	7386	250	150	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1879	Dunkirk-Gravelines-Calais	51,471	250	50	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1894	Dunkirk	29,782	150	40	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1910–1911	Dunkirk-Gravelines-Calais	97,598	130	30	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1929	Calais	1263	130	30	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1930–1932	Dunkirk-Gravelines-Calais	165,648	130	30	LS	RC	15.0	4.0	15.5	0.9	1	1.9
1962	Dunkirk	20,194	100	50	ES	DC	10.0	4.0	10.8	0.7	0.5	1.2
1974–1976	Gravelines-Calais	161,827	100	50	ES	DC	10.0	No digit	10.0	0.6	0.5	1.1
1983	Calais	6815	100	50	ES	TR	5.0	No digit	5.0	0.3	0.5	0.8
1994	Calais	123,912	50	50	ES	TD	5.0	No digit	5.0	0.3	0.5	0.8
2000 *	Dunkirk	64,602	50	50	MES	GPS	3.0	No digit	3.0	0.2	0.3	0.5
2006 †	Dunkirk	190,878	200	5	MES	GPS	3.0	No digit	3.0	0.2	0.3	0.5
2009 ‡	Calais	9,936,655	5	5	MES	GPS	3.0	No digit	3.0	0.2	0.3	0.5

Cross-shore and longshore bathymetric profiles (corresponding the sounding lines of the oldest surveys) were selected for identifying areas that were submitted for either erosion or accretion, and for analyzing shoreface evolution, particularly sand bank migration. The lateral extent of the longshore transects along the sand banks were variable, depending on the sand bank length at the time of the survey. Cross-shore profiles extended from the coast (i.e., from the shoreward-most sounding point) to the channel located seaward of the bank (except for the Dyck bank, located further offshore, which is flanked by two interbank channels). In order to examine in detail the morphological evolution of these sediment bodies, the height and width of the sand banks was calculated from each of the cross-shore profiles. The shoreward or seaward movement of the bank crests, and the changes in bank width were also calculated on each bathymetric profile. In addition, variations in sediment volumes between each survey were computed in the four studied areas from the differential bathymetric maps, using the same spatial extent. Volume changes were then compared to sand bank migration, to determine the gain or loss of sediments.

4. Results

4.1. Regional Evolution

Bathymetric difference maps show a significant variability of seabed through the years. Based on the oldest and most recent bathymetric data available, three sectors are characterized by a strong evolution, where different patterns could be observed (Figure 5):

- The Calais nearshore area, where the Riden de la Rade is characterized by a net seabed accretion, which is associated with an erosion of the channel located between the bank and the beach.
- The offshore area between Calais and Gravelines, where the Dyck bank experienced a lowering of its seaward side, whereas the landward side of the bank recorded a vertical accretion of 20 m during this period, due to a shift in position.
- The coastal zone around Dunkirk shows spatially variable morphological evolutions. Locally, a vertical accretion of more than 20 m was measured, accompanied by a lowering of the sea bed of 20 m in other areas.

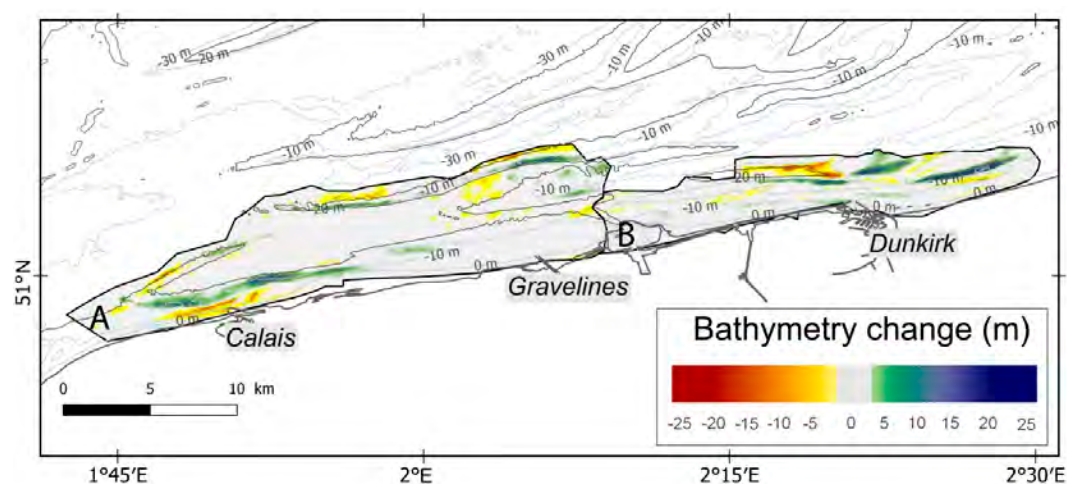


Figure 5. Bathymetric differential map of Northern France during the study period (map projection: WGS84). (A): Bathymetry changes between 1861 and 1975; (B): Bathymetry changes between 1861 and 1962. Isobaths from HOMONIM DEM (© Shom).

A detailed description of the morphological evolution of these three areas is given thereafter by analyzing the bathymetric maps and profiles, to quantify the evolution of the sand banks and the adjoining seafloor. To complete these observations, volume changes and morphometric evolution of

the sand banks were computed, in order to gain insights into the morphodynamic of these prominent sediment bodies.

4.2. Offshore Area: The Dyck Bank

The Dyck bank (Figure 1) is the most offshore sand bank analyzed in this paper. A seabed lowering near a sand bank may not necessarily be due to sea floor erosion, but it may indicate the incidence of bathymetry changes, caused by sand bank mobility. The differential bathymetric map (Figure 5) reveals a linear lowering of the seafloor of more than 10 m, even exceeding 15 m locally, on the seaward side of the Dyck bank. Conversely, sediment accumulation by up to more than 10 m was observed on the shore-facing side of the bank, which can be explained by an onshore movement of the sand bank since 1861.

Cross-shore profiles (Figure 6) show that the western and eastern parts of the Dyck migrated over 500 m landward from 1861 to the 1990s, (profiles D, F, G). Contrariwise, the central part (profile E) remained relatively stable, with no significant sand bank movement. Most of the Dyck bank displayed an asymmetry in cross-sectional morphology, with the steeper side of the bank being located on its landward side, except in the central part (cf., profile E), where the sand bank is symmetrical.

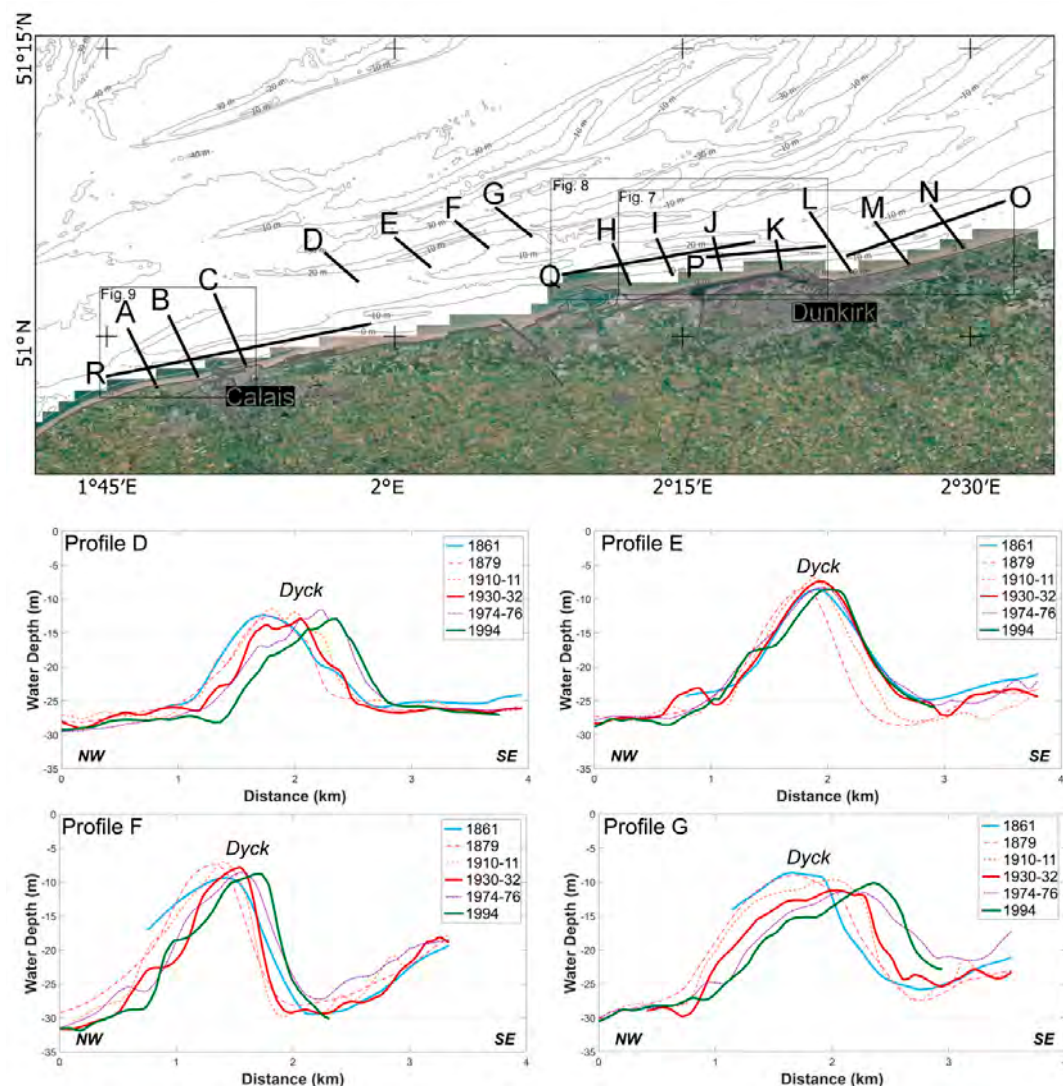


Figure 6. Top: Location of the cross-shore and long-shore profiles (map projection: WGS84); the rectangles show the geographic extent of the Dunkirk and Calais nearshores shown in Figures 7–9. Bottom: Cross-shore profiles D, E, F, and G along the Dyck bank.

4.3. Dunkirk

Analyses of nearshore sand bank evolution in front of the Dunkirk harbor (Figure 1) indicate that these banks were affected by a long-shore, as well as a cross-shore displacement for almost two centuries.

During the 19th century, the Hills bank was characterized by a progressive lengthening of its bank, particularly towards the southwest (Figure 7, Profile O). The Hills bank, initially 4 km long, had almost doubled in length and reached 7 km long by 1962. During the 20th century, the sand bank started to migrate about 700 m to the northeast. This longshore displacement is associated with a progressive onshore movement of 400 m (Profiles M, N), with migration rates of up to $5.5 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ during the 1894–1962 time period. The last bathymetric survey in this area was carried out in 2006, and covered the eastern part of the Hills bank. These measurements (profile N) show that the eastern part of the bank continued to migrate onshore and towards the northeast over the last few decades.

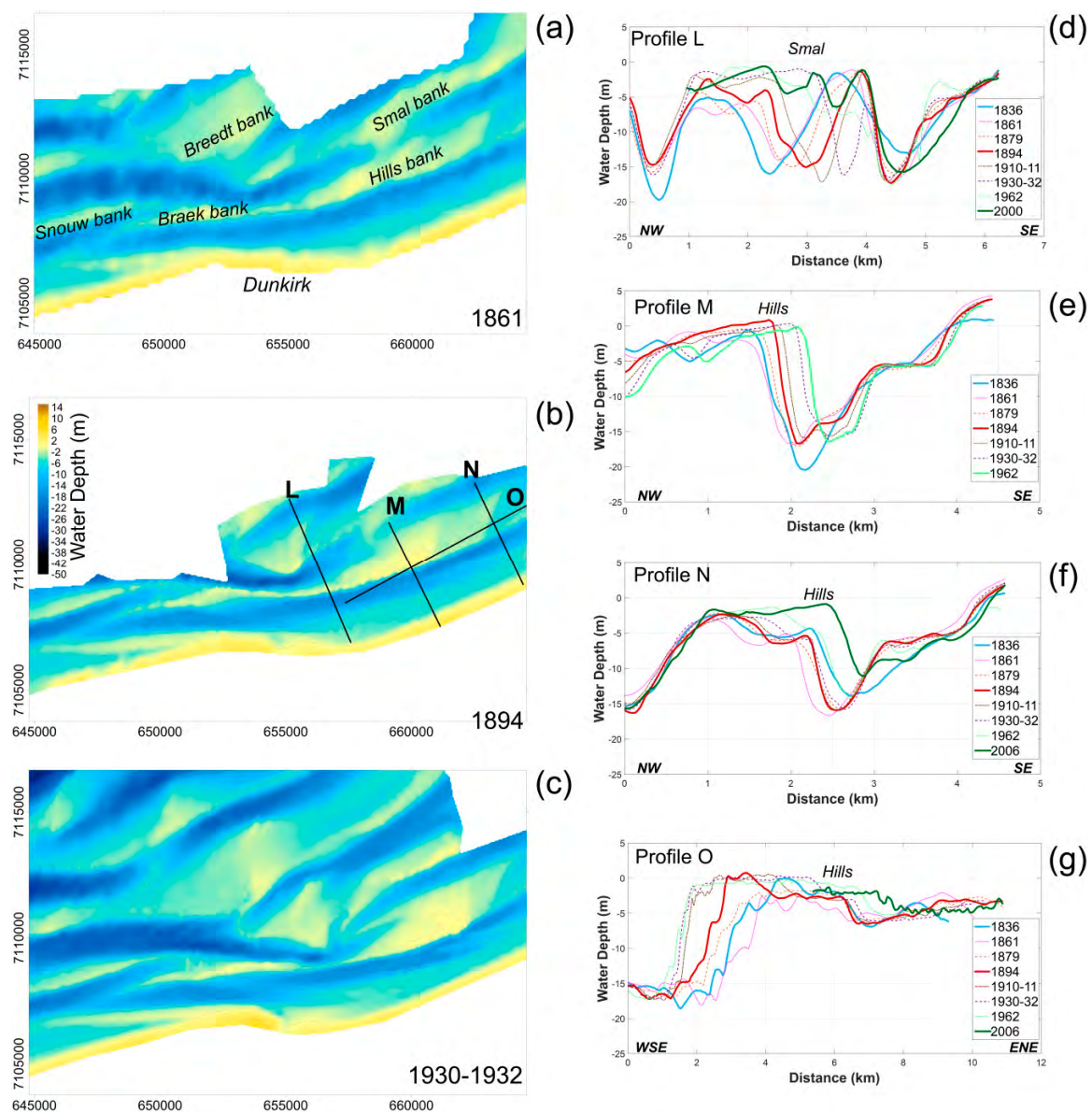


Figure 7. (a–c): Nearshore bathymetry offshore of Dunkirk in 1861, 1894, and 1930–1932 (map projection: Lambert 93). (d–g): Bathymetry profile evolution across the Hills and Smal banks between 1836 and 2006. L, M, N are the cross-shore profiles, and O is a longshore profile.

Nowadays, the Hills bank is connected to the Smal bank at its western end, which was initially not the case (Figures 1 and 7). The differential map of bathymetry changes between 1836 and 1962 (Figure 5) shows an eastward displacement of the Smal bank. On the shoreward side of the bank, sediment accumulation of up to more than 20 m thick occurred, which resulted in a 2 km shoreward migration of the bank (profile L). This onshore movement was accompanied by a transformation of the Smal bank morphology (Figure 7a–c) through time. Mapping of the seabed morphology changes revealed that a segment of an offshore sand bank, the Breedt bank, detached from the initial bank, moved onshore, and merged with the historic Smal bank (Figure 7a–c). Nowadays, the Smal bank is higher, wider, and closer to the shoreline, compared to its former configuration in the 19th century (profile L).

The Braek and the Snouw banks were the westernmost banks of the Dunkirk banks, and they are separated from the shoreline by a navigation channel. As with other sand banks off Dunkirk, the Braek and the Snouw underwent progressive longshore migration. Since 1836, the eastern part of the Braek bank moved more than 1.5 km to the northeast (Figure 8, profile P). For the Snouw bank (Figure 8, profile Q), the main displacement occurred during the 19th century, with a northeast migration of 1 km; during the 20th century, the position of the bank remained relatively stable, but the latest survey (dating from 2000) shows a substantial lowering of the bank crest. Cross-shore profiles revealed more complex morphological changes.

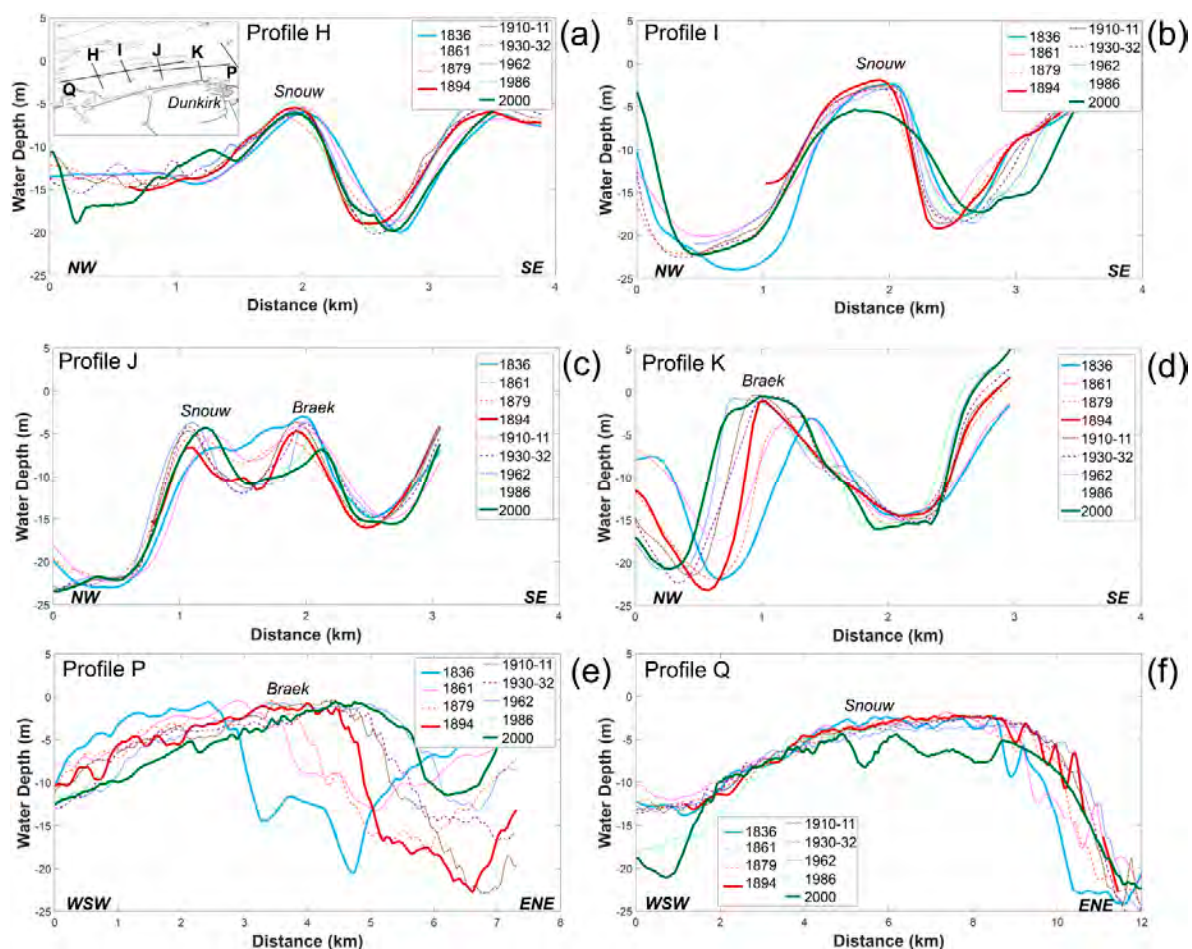


Figure 8. Bathymetry profiles evolution across the Braek and Snouw banks from 1836 to 2000. (a–d) are cross-shore profiles H, I, J, K; (e,f) are longshore profiles P & Q (see Figure 6 for the location of profiles).

The eastern part of the Braek moved progressively offshore (Figure 8, Profile K). During the same period, a widening of the eastern and central parts of the bank occurred, which particularly affected

the seaward-facing flank of the bank (Profile K). The evolution of the western part of the Break was characterized by onshore displacement accompanied by a lowering and a decrease in size of its crest (Figure 8, Profile J).

The eastern part of the Snouw bank is separated from the Braek bank by a channel, and it is the most offshore sand bank visible in the Profile J. The eastern Snouw bank exhibits alternating onshore and offshore movements, depending on the period considered (Figure 8, Profile J). The central and western segments of the Snouw bank (Figure 8, profile H, I) showed only minor movements in comparison with the other banks, but different patterns can be identified. The crest of the bank was closer to the shoreline, and it remained stable during the oldest survey period (1836–1861), then seaward migration occurred until 1879 (Figure 8, Profile H, I) and from the end of the 19th century onward, the Snouw bank experienced a 200 m onshore migration.

Sand bank migration resulted in some areas in a landward/seaward displacement of channels depending on the sand bank evolution trend. The seaward displacement of the Braek bank, for example, induced an offshore migration of the channel between the Braek and the Smal banks (Figure 8, Profile K); conversely, the Hills bank movement resulted in an onshore movement of the coastal channel and a seabed lowering of the foreshore landward of the bank (Figure 7, Profile M, N).

4.4. Calais

The seabed morphology seaward of Calais harbor changed considerably during the study period, which was largely due to significant variations in the morphology and position of nearshore sand banks such as the Riden de la Rade (Figure 9). Since 1861, an elongation of this sediment body was clearly visible on bathymetric maps (Figure 9a–c). A longshore growth to the east-northeast and to the west-southwest was responsible for a growth of an 8 km-long bank to a 15 km-long sediment body (Figure 9, Profile R). The lengthening of the bank was accompanied by an elevation of the crest (Figure 5) with a vertical sediment gain of 7 to 9 m. The analysis of cross-shore profiles confirms this vertical accretion and reveals an increase in the width of the Riden de la Rade (Figure 9, Profiles A, B and C). Profile C highlights also a coastward migration of 1 km of the bank from the time of the first hydrographic charts in 1861.

Three main steps of evolution of the Riden de la Rade are clearly discernible:

- From 1861–1911, the period of the oldest bathymetric surveys, the Riden de la Rade was hardly visible (Figure 9a); it started to develop significantly at the end of the 19th century as revealed by cross-shore profiles (Profiles A, B and C) that clearly shows an increase of both width and height throughout this time period.
- During the 1911–1983 period, the Riden de la Rade gradually migrated onshore, with a maximum displacement of up to 800 m. A maximum degree of movement took place in the central part of the Riden de la Rade (Profile B), which resulted in a curved morphology of the sand bank at the end of the 1970s (Figure 9c). In the western part of the Calais harbor, the foreshore was affected by a strong lowering of the seabed (Figure 5). This can be attributed to the shoreward movement of the bank that was responsible for the onshore displacement of the channel between the coast and the bank (Profile B). Based on the position of the lowest low-water spring level, it can be estimated that the channel migration led to a shoreface retreat of 200 m. The easternmost part of the bank experienced a vertical growth, and continued its landward migration (Profile C).
- Between 1983 and 2009, the distal parts of the Riden de la Rade continued to migrate onshore. The westernmost part moved about 400 m shoreward and underwent a reduction of its width (Profile A). The easternmost part of the bank progressively merged to the shore, creating a wide and gently sloping foreshore that gradually widened to about 500 m during the 20th century (Profile C). In contrast, central segments of the Riden de la Rade revealed a 500 m seaward movement (Profile B), resulting in a general linearization of the sand bank from the start of the 1980s.

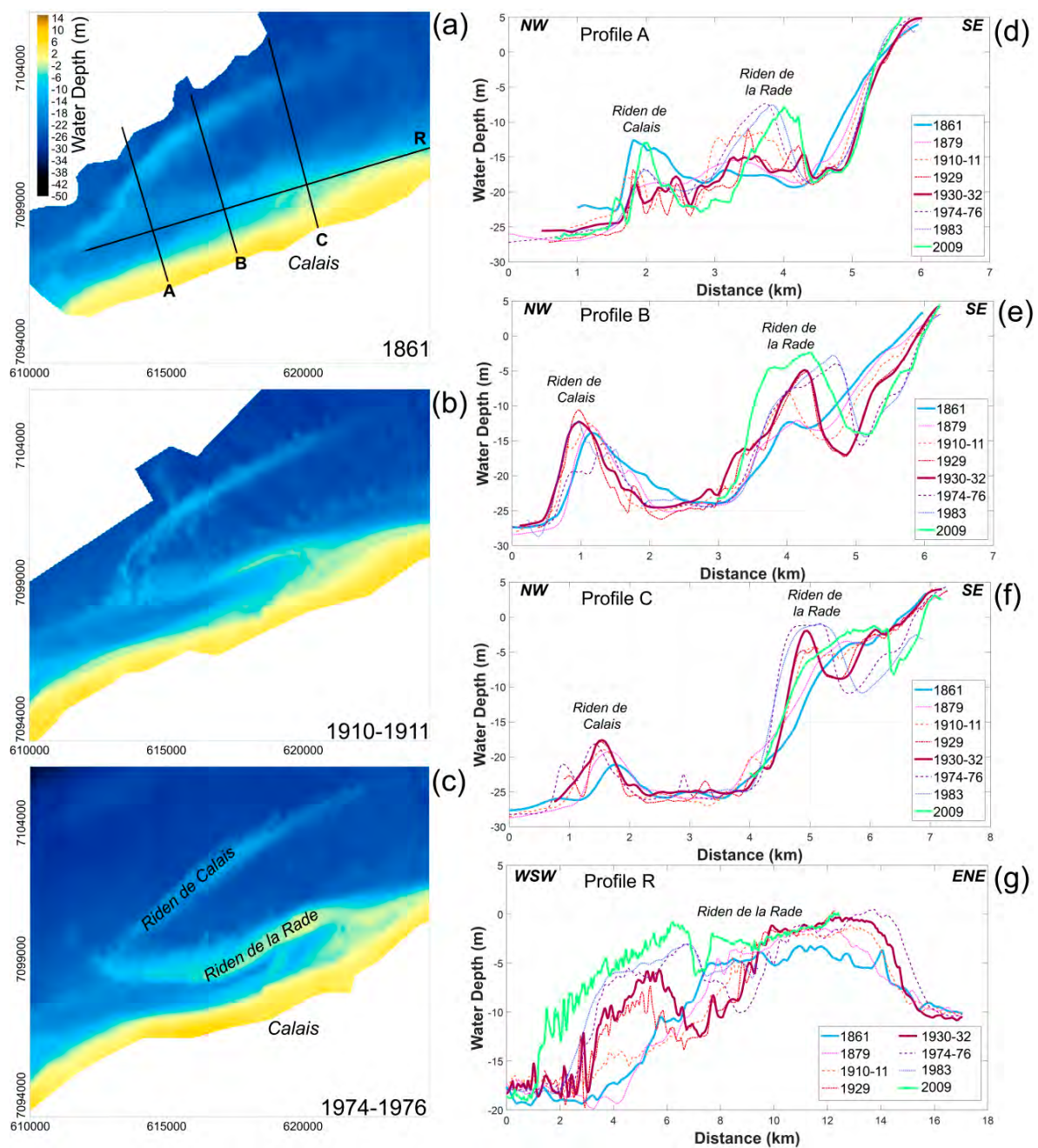


Figure 9. (a–c) Nearshore bathymetry offshore of Calais area in 1861, 1910–1911, and 1974–1976 (map projection: Lambert 93). (d–g): Bathymetry profiles evolution from 1861 to 2009; A, B and C are cross-shore profiles and R is a longshore profile.

Comparatively, the evolution of the Riden de Calais was more moderate (Figure 9). Nevertheless, an elongation of the bank of more than 1 km towards the northeast, accompanied by a 400 m width-reduction of the bank, was measured during a period of about 150 years (Profiles B and C). The differential map (Figure 5) shows that the vertical changes in the interbank area were less than 2.4 m, which is within the vertical margin of error, and for this reason, was considered to be relatively stable over the study period.

4.5. Morphometric and Volume Change

The first part of this work allowed us to examine the morphological evolution of the coastal zone of Northern France, which was strongly controlled by sand banks that migrated in cross-shore, as well as in longshore directions. To complete these observations, the volume change calculations of each sand bank were carried out, to assess the patterns of sand bank morphodynamic. Heights and widths of sand banks at different dates were also computed as indicators of morphometric changes.

Volume change of the Hills, Braek and Snouw, Dyck banks, and of the Riden de la Rade, were computed between successive surveys (Figure 10). As previously explained, the Riden de la Rade experienced growth during the 20th century. Volume change computations show that the bank underwent sediment accumulation since the end of the 19th century, and maximum accumulation was recorded between 1930 and 1975, with a gain of $+1.79 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Figure 10c). The Hills bank also showed an overall positive volume change since the 19th century, with a minimum accumulation of $8.37 \times 10^5 \text{ m}^3$ between 1879 and 1894, and an increase in sediment volume reaching $+1.45 \times 10^7 \text{ m}^3$ between 1930 and 1962 (Figure 10b). These results clearly show that the Riden de la Rade and the Hills banks acted as sediment sinks during the 20th century.

The evolution of the Braek, Snouw, and Dyck banks was more complex. The volume changes of the Braek and Snouw banks were computed together, due to their proximity, and the possible interactions between them both. These two sand banks underwent sediment accumulation during the 1879–1910 and 1930–1962 time periods, which did not exceed $+0.59 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Figure 10a). In total, the sediment budget was negative, with a massive amount sediment loss between 1962 and 2000, of approximately $-3.36 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Figure 10a). The Dyck bank also shows a contrasted evolution, alternating between positive and negative sediment volume variations over the study period, with only one significant accumulation phase between 1930 and 1975, with a gain of $+1.82 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Figure 10d).

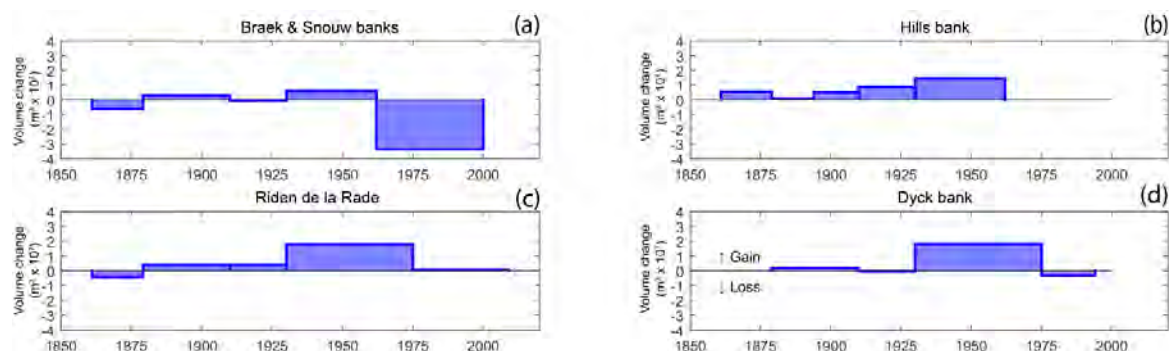


Figure 10. Sediment volume variation for (a) the Braek and the Snouw bank, (b) the Hills bank, (c) the Riden de la Rade bank, and (d) the Dyck bank.

Analyses of volume change highlighted that the Hills and the Riden de la Rade sand banks had a positive sediment budget from the late 19th century, whereas the Braek, the Snouw, and the Dyck banks are characterized by a more complex degree of evolution, with alternating periods of accretion and erosion. In order to investigate possible relationships between the volume change and the morphometric sand bank evolution, and the height/width ratios of sand banks were computed and compared with bank volume changes. Figure 11 presents the variations in height/width ratio for each transect of the Dyck bank and the Riden de la Rade, and their volume changes over time.

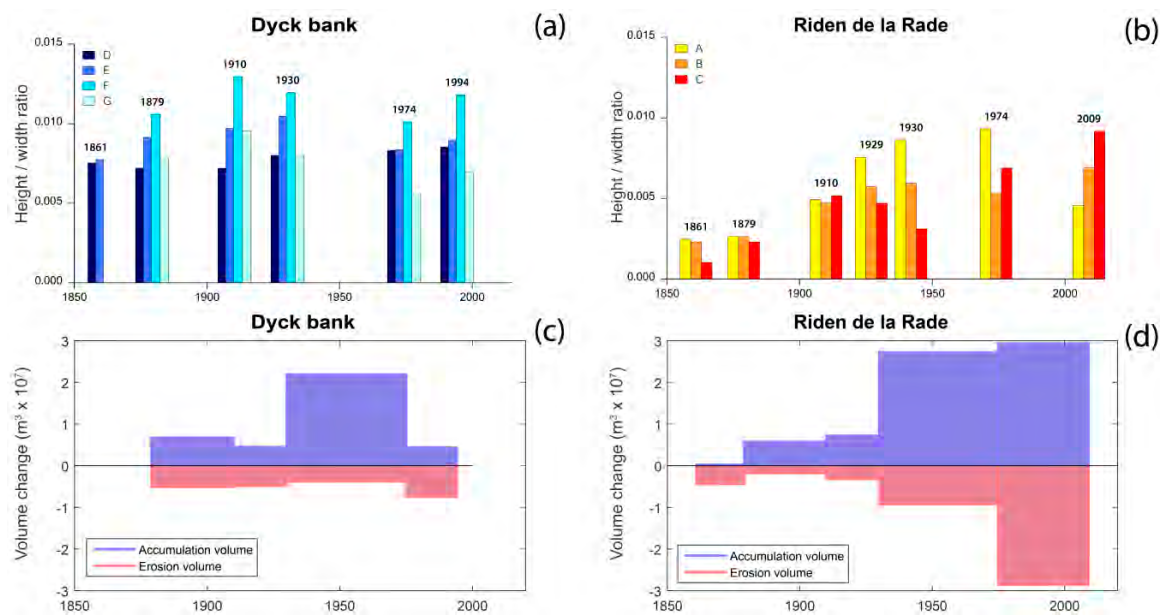


Figure 11. Changes in height/width ratio computed on perpendicular transects across (a) the Dyck bank and (b) across the Riden de la Rade (see Figure 6 for location of transects); sediment volume change (erosion/accumulation) of the (c) Dyck bank and of the (d) Riden de la Rade.

For these two sand banks, when the height/width ratio increases at one transect, it generally increases at the others (Figure 11a,b), pointing out that the morphological evolution of these sediment bodies was uniform at the sand bank spatial scale. For the Riden de la Rade, the height/width ratios increased from 1910 onward, and nearly doubled at the end of the 20th century, which was consistent with the vertical growth of the bank and the overall positive sediment budget observed during the 20th century (Figure 11d). More recently, height/width ratios tended to decrease, due to a widening of the bank at its central and eastern parts (Figure 9e,f). However, in the case of the Dyck bank, height/width ratios remained relatively stable over time, except for 1974, when the ratio values decreased (Figure 11a) after a period of important sediment accumulation (Figure 11c), revealing that the bank developed and mostly gained sediment through lateral growth, rather than vertical accretion. These two examples highlight that modes of sand bank growth could radically differ depending on bank morphology and distance from the coast.

Height/width ratio is a good indicator of sand bank morphometric evolution, but in order to investigate how these parameters are related with each other, measurements were taken of samples of cross-bank transects for every year available (Figure 12a). Figure 12a shows that for these nearshore sand banks, there was a fairly good relationship between bank width and bank height, with the bank crest tending to increase with the bank width, but mostly for sand banks (or sand bank sections) with widths <2 km. For banks wider than about 2 km, the increase in bank height with width was no longer observed, with the maximum bank heights hardly exceeding 15 m, regardless of the bank width.

Figure 12b,c show the change in time of both the heights and the widths of the Braek and the Snouw sand banks. The relationship between bank width and height is statistically significant for both banks, but especially for the Break bank ($R^2 = 0.91$). The Break bank evolution also highlights that both the height and the width increased with time. This is consistent with our previous observations based on cross-shore profiles, which showed the lateral and vertical development of this bank occurred since the early 19th century (Figure 8, Profile K). For the Snouw bank, the temporal evolution was more complex, with an increase of both the height and width at its easternmost part, but a decrease in its width at its westernmost part, while its height remained relatively stable. This may be related to the longshore migration of this bank towards the northeast.

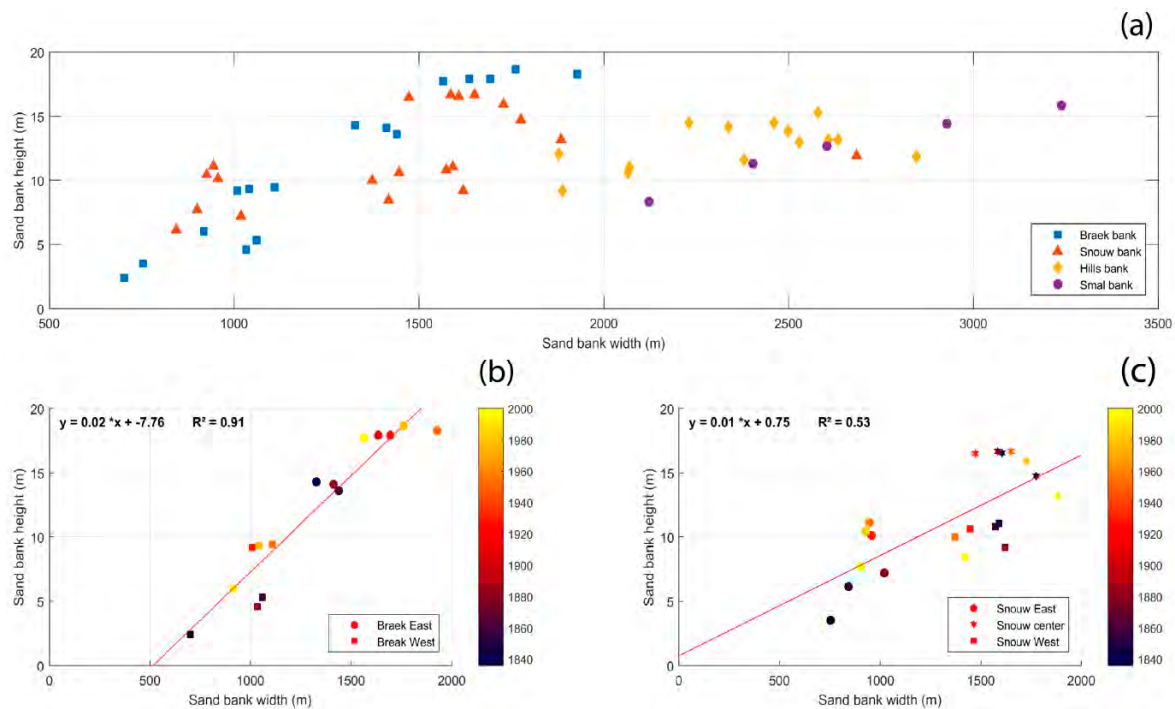


Figure 12. (a): Relationship between the height and width of coastal sand banks; the lower diagrams show the temporal evolution of the width and height of the (b) Braek bank and (c) Snouw bank.

Having noted that bank width and height generally show a good correlation between each other, we attempted to evaluate the possible changes in bank morphology with bank migration. To do so, the annual rate of change in the width of several sand banks (Δ width/year) was plotted against the rate of change of the bank crest position (Δ crest/year), as measured on individual transects. Figure 13b displays the results obtained for the three nearshore banks (Riden de la Rade, Hills and Smal banks), and Figure 13a for a sand bank located further offshore (Dyck bank). The Braek and Snouw banks were not considered in this analysis, due to their minor cross-shore movements in comparison to the other banks.

The outer points in Figure 13b concern the Riden de la Rade and are the result of the recent formation of this bank, which has experienced the greatest morphological evolution. Results obtained for this shallow bank near Calais clearly show that the landward migration of the bank is predominantly associated with an increase in bank width and that the opposite occurs (decrease in width) when a seaward displacement is observed. Although the rates of crest movement were more limited for the Hills and Smal banks, a similar relationship was visible between the bank crest displacement and the changes in bank width. In the case of the Dyck bank, the crest of the bank mainly moved shoreward, but the width of the bank either increased or decreased independently of the direction of crest movement (Figure 13a). When considering only the three nearshore banks, the rate of bank crest displacement showed a very strong correlation with the variation in bank width (a linear regression coefficient of determination R^2 of 0.95, statistically significant to the 2σ confidence level, i.e., 95%), with an onshore movement being generally accompanied by a widening of the bank, and a seaward displacement being mostly characterized by a decrease in bank width (Figure 13b). According to these results, coastal sand banks seem to have a similar behavior, tending to grow laterally when migrating onshore, whereas their width generally decrease when a seaward shift in position occurs. Based on the observed evolution of the Dyck bank, banks that are located further offshore display more variable morphological responses to hydrodynamic forcings.

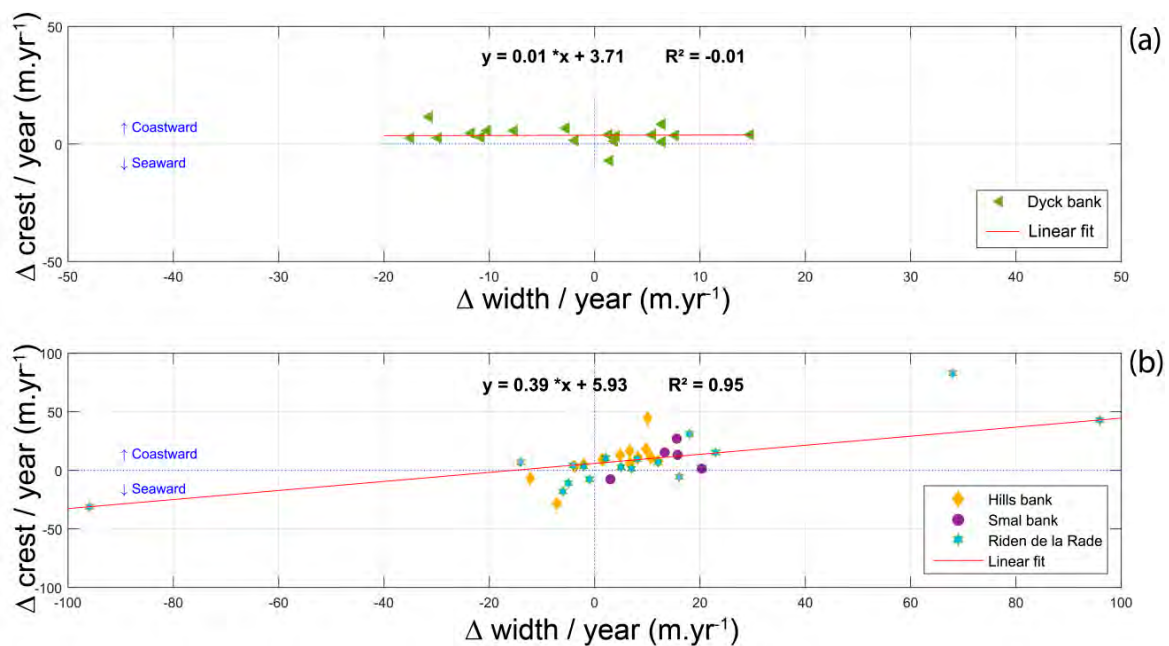


Figure 13. Relationship between the changes in sand bank width and the cross-shore displacement of bank crest for (a) an offshore bank and (b) the nearshore banks.

5. Discussion

The digitization of almost two centuries of historic hydrographic field sheets has allowed us to reconstruct the seabed evolution of Northern France's coastal. The complexity of this coastal zone is the result of the presence of many sand banks and their response to the action of currents and waves. In addition, this complexity arises from the interaction between individual sand banks via morphodynamic processes induced by morphological changes. Several previous studies focusing on the evolution of the Flemish sand banks in the North Sea have noted that the sand bank configurations recorded on hydrographic charts issued after 1800 differed only slightly from their present-day shape [1,61,62]. From these observations, it was generally concluded that the Flemish banks underwent only minor changes during the last centuries. In the present study, a reconstructed historical dataset spanning almost two centuries over an extensive area (370 km²) was carried out. This data enabled us to confirm that the general orientation and morphology of these sand banks effectively remained relatively constant at a regional scale, however, some distinctive changes were observed. The construction of DEMs from the historical hydrographic charts revealed sand bank mobilities that resulted in longshore and cross-shore migrations which exceeded 1 km in some areas. Our results also suggest that sand bank evolution (i.e., changes in morphology, volume, and location) appears to be related to the position and distance (or water depth) of the sand banks relative to the coastline. Changes in sand bank shape and volume can be related to their height/width ratio (Figure 11). The Dyck bank, located 10 km from the shoreline, experienced some changes in width variation during its progressive onshore migration (Figures 5 and 13). However, over almost two centuries, the height/width ratios of the Dyck bank remained relatively constant (Figure 11), indicating a state of morphodynamic equilibrium. This sand bank was characterized by small changes in volume over most time periods, except during substantial sediment accumulation between 1933 to 1975 (Figure 10) that resulted in a change of the shape of the bank, essentially in its width rather than its height (Figure 6). Conversely, in the shallower water depths of the coastal zone, significant vertical accretion of the sand banks was commonly observed, e.g., Hills Bank (Figure 7) and Riden de la Rade (Figure 9), resulting in an increase in the height/width ratios (Figure 11).

Based on the sand bank morphological evolution, variations in the morphometric parameters (height and width, and height/width ratios) were calculated. Interdependence of morphological

parameters, such as height or wavelength, have already been studied for sand waves and sand dunes, for which some relationships with water depth or flow velocity, for example, were found [28,63–65]. However, only a few studies of those types have been conducted on larger marine sand bodies [66]. The results presented in Figure 12 suggest the existence of a relationship between the heights and widths of sand banks, up to little less than 2 km wide (Figure 12a). This implies that sand banks grow laterally and vertically until they reach a width at which they can only increase in breadth but not in height anymore. Because wave-induced shear stress at the bank's bottom increases with decreasing water depth, wave action may limit crest elevation during the vertical growth of the bank, which eventually allows the sandbank to develop only laterally in shallow waters.

Some relationship between the changes in the bank width and the bank crest displacement can also be observed (Figure 13), suggesting an interdependence of these two parameters. Although both the seaward and shoreward movement of the bank crest position were documented, the studied sand banks were mainly characterized by an onshore migration, especially in shallow waters. Our measurements also revealed that the landward displacement of the banks tend to be accompanied by an increase in bank width (Figure 13). The calculations of sand banks volume changes confirm this evolution trend, and provide useful information regarding the morphodynamic behavior of these sediment bodies. Most banks were characterized by a positive sediment budget since the end of the 19th century (Figure 10), showing they acted as sediment sinks during the 20th century. On the contrary, the Braek and Snouw banks lost a substantial volume of sediment ($>4.5 \times 10^7 \text{ m}^3$) during the second half of the 20th century. This loss coincides with large-scale harbor development, particularly the construction of the Dunkirk outer harbor facing the Braek and the Snouw banks. From 1949 to 2000, 10 km² of land was reclaimed from the sea [67], in addition to regular channel maintenance dredging being carried out, which would presumably have significant impacts on the coastal hydrodynamics and sediment dynamics.

For almost two centuries, most sand banks of the southwestern North Sea showed that they had been affected by longshore migration, the magnitude of sand bank displacement being variable from one bank to another, and for different periods. This longshore migration is in accordance with the results of sediment transport studies carried out in the region, showing that sediment transport is dominated by shore-parallel tidal flows [14,42,68]. Most of the area is dominated by a flood current asymmetry, resulting in residual tidal current direction and sediment transport towards the northeast [48] (Figure 3). In the Dunkirk nearshore zone, the four studied sand banks present a trend of general northeasterly migration. Over nearly two centuries, some of them reached a maximum displacement of more than 1.5 km, corresponding to an average migration rate of $8.8 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$. Over the shoreface, northeasterly tidal currents and dominant waves from west to southwest induce northeasterly-directed sediment transport and favor longshore over cross-shore sediment transport [69]. Ebb currents can be locally dominant, both in terms of speed and duration (Figure 3), and sediment fluxes may consequently be dominated by southwesterly flowing currents and net sediment transport in the same direction. This is notably the case seaward of Calais [48], where the occurrence of westerly to southwesterly and easterly to northeasterly sediment transport may explain the variable patterns of the longshore evolution of the V-shaped sand banks, and the localized erosion of the seaward flank of the Riden de Calais (Figure 5).

The other main trend sand bank movement is a cross-shore migration. As previously mentioned, a general trend of coastward migration was generally observed for the nearshore sand banks, although a trend of seaward movement was also documented during certain periods, especially in the case of the Braek bank (Figure 8). To understand the formation and the evolution of the nearshore sand banks off the coast of northern France, high-resolution seismic reflection surveys were carried out over the Snouw and Braek banks near Dunkirk [49,70] and over the Riden de la Rade seaward of the Calais harbor [71]. The Snouw and the Riden de la Rade present upper reflectors dipping coastward; conversely, the Braek bank reflectors dip seaward. For the Braek and the Riden de la Rade, their internal structures are consistent with their overall movements that have been observed since the end

of the 19th century. The cross-shore movements of the Snouw bank were smaller than those for the ones documented for the two other banks, mainly oscillating in position during the 19th century and migrating slightly onshore in the 20th century, but there again, the upper reflectors in the seismic records were consistent with the recorded bank displacements. Therefore, the reconstruction of bank evolution based on historical bathymetry surveys, and the analyses of the internal structure of the banks, using seismic reflection data, both allowing for the conclusion of the landward (or seaward) migration of these banks results from a progressive accretion of sediment on the landward (or seaward) flank of the bank.

One of the mechanisms responsible for sand bank-landward migration is storm waves. In the region, storm waves mainly come from the southwest, originating from the English Channel, or from the north-northeast associated with strong winds blowing over the North Sea [21,51]. In the nearshore zone, however, storm wave directions become more normal to the coast [52], and therefore, more perpendicular to shore-parallel sand banks. Storm-induced onshore transport has been observed and described in detail by Vincent et al. [72], and previously invoked to explain the landward migration of some shoreface banks and shoals by sand overwashing [73,74]. In this way, the widening of some sand banks during landward migration, as shown in Figure 13, could be explained by sand overwashing affecting the crest of the bank, resulting in a progradation of the sand bank towards the coast. Moreover, distinct periods of higher storminess (1956–1962 and 1972–1977) were observed during the second half of the 20th century [21,75], coinciding with large harbor development and coastal planning. This could presumably accentuate the remobilization of sediment and leading to the general landward migration of nearshore sand banks. In addition, numerical modelling suggests the idea that wave activity superimposed on the action of tidal currents might lead to a variation in residual transport direction, and to an inversion of the erosion–deposition pattern on the sand banks [76]. For the Braek bank seaward migration, one hypothesis is that the Smal bank acts as a breakwater: waves first break on it and dissipate much of their energy before arriving at the eastern part of the Braek bank [70]. The widening of the Smal bank over two centuries may have accentuated this effect, and it could explain why the Braek bank, which is mostly influenced by tidal currents, migrated offshore. In this way, seaward migration and the reduction of sand bank width, seen in Figure 13, may be related to the combined action of waves and tidal currents. The possible inversion of the sediment transport direction may lead to progradation in the seaward direction, and the dominance of tidal currents could probably increase erosion on one side of the bank, resulting in a decrease of the width.

Overall, sand bank movements, in particular, onshore and offshore migration, have an influence on both the shoreface, and the shoreline. A general landward shoreline displacement is observed in the westernmost part of Calais, whereas the easternmost segment experiences a strong seaward displacement [36]. The growth and displacement of the Riden de la Rade resulted in a coastward shift of the navigation channel at the west of Calais; leading to a lowering of the shoreface in this area. The water depth in this deeper channel reaches –15 m below Chart Datum, and it could act as a conduit for sediment transported alongshore between the bank and the shoreline by tidal currents. The easternmost part of the Riden de le Rade, welded to the shore, may act as a sediment sink, and as a source from which sediment can be subsequently supplied to the coast [36,77]. In front of the Dunkirk harbor, the onshore movements of the Hills and the Snouw banks could lead to the attachment of some parts of the banks to the adjacent foreshore. The risk of the filling-in the navigation channel may therefore result in an increase of dredging operations. This may result in an unbalanced beach sediment budget that could accentuate coastal erosion in some areas [78].

As shown in previous studies, the initial bank construction is related to transgressive stages of the Holocene sea-level rise [9,79–81]. However, this study suggests that these nearshore banks are very recent sedimentary features. As mentioned earlier, the Riden de la Rade developed no more than 150 years ago. In the Dunkirk area, the merging of a shoreface bank to the foreshore during the 17th century has been investigated by Corbau et al. [82]. This suggests that the Dunkirk shoreface may have been affected by considerable morphological variations in recent historical times; over the last two

centuries, the Breedts-Smal-Hills banks system evolved conjointly by sediment transfer that resulted in significant morphological changes. The impact of sea-level rise on the recent migration of these sand banks was believed to be minor, because a sea-level rise in the region was estimated to less than 20 cm since the second half of the 20th century [83].

Tidal sand banks occur in a wide range of water depths all around the North Sea (Figure 1, inset). The UK and Belgian coastal zones have been intensively studied by using historical bathymetric charts. These investigations have revealed that off the Belgian coast, offshore sand banks such as the Hinder banks (Figure 1 inset) experienced only relatively small displacements [84], which was confirmed by recent detailed multi-beam imagery [10]. Closer to the shore, the Middelkerke bank and the Kwinte bank (Flemish Banks—Figure 1 inset) have also remained relatively stable over the last decades [85–87], suggesting a long-term dynamic equilibrium. Van Lancker et al. [87] also showed that the Belgian coastal sand banks have only been affected by minor landward movements during the last 150 years. But these authors did not consider this landward migration as being significant, due to uncertainties in both position and water depth. On the contrary, the landward migration of nearshore sand banks was particularly common along the North Sea coast of France, where onshore movements are generally significant. Historical bathymetric maps have also been used to analyze the evolution and dynamics of the Norfolk banks, off the East Anglian coast (Figure 1, inset), and revealed major displacements parallel to the coastline [37]. Using a hydrodynamic model and bathymetric charts from 1848 to 2000, Horrillo-Caraballo and Reeve [16] concluded that the observed changes in the morphology of the Norfolk sand bank were strongly linked to the pattern of tidal residual currents.

Seabed evolution is in interaction with hydrodynamic processes, especially through the action of tidal currents and wave-induced currents. Sediment transport results from the combination of both tidal and wave forcing, but our explanations of the observed morphological changes are based on present-day hydrodynamics whereas tidal circulation and wave propagation 200 years ago may have been significantly different than today. In this study, we reconstructed a historic bathymetric map with a large degree of spatial cover, that allowed us to relate large-scale morphological changes. However, there is a need to model tidal currents and wave propagation, based on these reconstructed historical bathymetric maps, in order to compare the hydrodynamics of several different periods with each other. A better insight into the possible changes in the strengths and directions of tidal currents, and in wave propagation, including variations in wave energy, could confirm our hypotheses concerning sand bank morphodynamics, and should lead to a better understanding of the long-term mechanisms that are responsible for coastal zone evolution.

6. Conclusions

This paper presents a large-scale evolution of nearshore and offshore sand bodies located in the macrotidal environment of the southern bight of the North Sea. The study is based on almost two centuries of historical hydrographic field sheets. Our results revealed significant changes in nearshore and offshore morphologies. These bathymetry changes were largely caused by alongshore and cross-shore migration of tidal sand banks. These new data enable relations between morphometric evolution and volume changes to be identified, showing that sand bank behaviors and sediment accumulation are different, depending on their position relative to the shoreline. In the coastal zone, morphometric analyses show interdependence between the heights and widths of sand banks, with relatively small variations in the height/width ratios observed for sand banks up to approximately 2 km wide. For larger sand banks, such a relationship between the crest height and the bank width are no longer observed, as there is no further increase in the bank height with increasing bank width, suggesting that the sand bank can grow vertically up to a size at which they can only develop laterally. This may be due to wave action that may limit the vertical growth of banks in the shallow water depths of the nearshore zone. Our results also highlighted that variations in sand bank width are related to the changes in bank crest position, showing a widening of banks in the case of shoreward migration, and conversely a narrowing in the case of seaward migration.

Bank evolution is controlled both by tidal currents that induce their elongation, and that ensure the maintenance of bank shore-parallel morphologies, and by storm waves that force some part of the banks to migrate landward. However, sand banks may locally experience a seaward migration. It is speculated that wave activity, together with tidal asymmetry, could play an important role in changing the direction of residual sand transport, resulting in an inversion of the erosion–deposition pattern in these areas. A simulation of tidal currents combined with wave-propagation on historical bathymetries could allow us to verify our hypotheses about the secular evolution of these coastal sediment features.

Author Contributions: Conceptualization, A.L., A.H., N.P. and N.W.; Data curation, A.L. and J.-B.R.-C.; Investigation, A.L. and J.-B.R.-C.; Methodology, A.L. and A.H.; Resources, A.L. and J.-B.R.-C.; Software, A.L.; Validation, N.P. and N.W.; Writing—original draft, A.L.; Writing—review & editing, A.H.

Funding: This PhD project was funded by the Université du Littoral Côte d’Opale (ULCO) through a fellowship to A. Latapy. Hydrographic field sheets are stored at Shom’s archives and used in this study, thanks to the hosting agreement Shom—ULCO (n° 133/2016).

Acknowledgments: A part of the digitization and interpolation phase was made by Jean-Baptiste Robin-Chanteloup during his 6-month internship in Shom. The authors thank Thierry Gendrier and Matthieu Bastien for their invaluable assistance in the researching of hydrographic archives and their interpretations, Jonathan Genevier for help with the ScanBathy software, and Yann Ferret for proofreading. We gratefully acknowledge the constructive comments provided by two anonymous reviewers who helped to improve the quality of the manuscript. Thanks are also due to Denis Marin, for his help in the preparation of the figures.

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

References

1. Houbolt, J.J.H.C. Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea. *Geol. Mijnb.* **1968**, *47*, 245–273.
2. Swift, D.J.P. Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. *Mar. Geol.* **1975**, *18*, 105–133. [[CrossRef](#)]
3. de Swart, H.E.; Yuan, B. Dynamics of offshore tidal sand ridges, a review. *Environ. Fluid Mech.* **2018**, 1–25. [[CrossRef](#)]
4. Huthnance, J.M. On one mechanism forming linear sand banks. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **1982**, *14*, 79–99. [[CrossRef](#)]
5. Pattiaratchi, C.; Collins, M. Mechanisms for linear sandbank formation and maintenance in relation to dynamical oceanographic observations. *Prog. Oceanogr.* **1987**, *19*, 117–176. [[CrossRef](#)]
6. Calvete, D.; Walgreen, M.; de Swart, H.E.; Falqués, A. A model for sand ridges on the shelf: Effect of tidal and steady currents. *J. Geophys. Res. Oceans* **2001**, *106*, 9311–9325. [[CrossRef](#)]
7. Schwab, W.C.; Baldwin, W.E.; Denny, J.F.; Hapke, C.J.; Gayes, P.T.; List, J.H.; Warner, J.C. Modification of the Quaternary stratigraphic framework of the inner-continental shelf by Holocene marine transgression: An example offshore of Fire Island, New York. *Mar. Geol.* **2014**, *355*, 346–360. [[CrossRef](#)]
8. van der Veen, H.H.; Hulscher, S.M.J.H. Predicting the occurrence of sand banks in the North Sea. *Ocean Dyn.* **2009**, *59*, 689–696. [[CrossRef](#)]
9. Dyer, K.R.; Huntley, D.A. The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Cont. Shelf Res.* **1999**, *19*, 1285–1330. [[CrossRef](#)]
10. Deleu, S.; Van Lancker, V.; Van den Eynde, D.; Moerkerke, G. Morphodynamic evolution of the kink of an offshore tidal sandbank: The Westhinder Bank (Southern North Sea). *Cont. Shelf Res.* **2004**, *24*, 1587–1610. [[CrossRef](#)]
11. Off, T. Rhythmic Linear Sand Bodies Caused by Tidal Currents. *AAPG Bull.* **1963**, *47*, 324–341.
12. Caston, V.N.D. Linaer sand banks in the Southern North Sea. *Sedimentology* **1972**, *18*, 63–78. [[CrossRef](#)]
13. van de Meene, J.W.H.; van Rijn, L.C. The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast—Part 1: Field observations. *Cont. Shelf Res.* **2000**, *20*, 2295–2323. [[CrossRef](#)]
14. Kenyon, N.H.; Belderson, R.H.; Stride, A.H.; Johnson, M.A. Offshore Tidal Sand-Banks as Indicators of Net Sand Transport and as Potential Deposits. In *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*; Wiley-Blackwell: Hoboken, NJ, USA, 2009; pp. 257–268, ISBN 978-1-4443-0375-9.
15. Bastos, A.C.; Paphitis, D.; Collins, M.B. Short-term dynamics and maintenance processes of headland-associated sandbanks: Shambles Bank, English Channel, UK. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2004**, *59*, 33–47. [[CrossRef](#)]

16. Horrillo-Caraballo, J.M.; Reeve, D.E. Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system: The Great Yarmouth Sandbanks, U.K. *Mar. Geol.* **2008**, *254*, 91–106. [\[CrossRef\]](#)
17. Collins, M.B.; Shimwell, S.J.; Gao, S.; Powell, H.; Hewitson, C.; Taylor, J.A. Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: The Norfolk Banks, southern North Sea. *Mar. Geol.* **1995**, *123*, 125–142. [\[CrossRef\]](#)
18. Van Lancker, V.; Bonne, W.; Velegrakis, A.F.; Collins, M.B. Aggregate extraction from tidal sandbanks: Is dredging with nature an option? Introduction. *J. Coast. Res.* **2010**, *51*, 53–61.
19. Velegrakis, A.F.; Ballay, A.; Poulos, S.; Radzevicius, R.; Bellec, V.; Manso, F. European marine aggregates resources: Origins, usage, prospecting and dredging techniques. *J. Coast. Res.* **2010**, *51*, 1–15.
20. Bonne, W.M.I. European Marine Sand and Gravel Resources: Evaluation and Environmental Impacts of Extraction—An Introduction. *J. Coast. Res.* **2010**, i–vi. [\[CrossRef\]](#)
21. Chaverot, S.; Héquette, A.; Cohen, O. Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20 century. *Z. Geomorphol. Suppl. Issues* **2008**, *52*, 1–20. [\[CrossRef\]](#)
22. Keijsers, J.G.S.; Poortinga, A.; Riksen, M.J.P.M.; Maroulis, J. Spatio-Temporal Variability in Accretion and Erosion of Coastal Foredunes in the Netherlands: Regional Climate and Local Topography. *PLoS ONE* **2014**, *9*, e91115. [\[CrossRef\]](#)
23. Brooks, S.M.; Spencer, T.; Christie, E.K. Storm impacts and shoreline recovery: Mechanisms and controls in the southern North Sea. *Geomorphology* **2017**, *283*, 48–60. [\[CrossRef\]](#)
24. Spodar, A.; Héquette, A.; Ruz, M.-H.; Cartier, A.; Grégoire, P.; Sipka, V.; Forain, N. Evolution of a beach nourishment project using dredged sand from navigation channel, Dunkirk, northern France. *J. Coast. Conserv.* **2018**, *22*, 457–474. [\[CrossRef\]](#)
25. de Schipper, M.A.; de Vries, S.; Ruessink, G.; de Zeeuw, R.C.; Rutten, J.; van Gelder-Maas, C.; Stive, M.J.F. Initial spreading of a mega feeder nourishment: Observations of the Sand Engine pilot project. *Coast. Eng.* **2016**, *111*, 23–38. [\[CrossRef\]](#)
26. Trentesaux, A.; Stolk, A.; Berné, S. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Mar. Geol.* **1999**, *159*, 253–272. [\[CrossRef\]](#)
27. Lanckneus, J. A comparative study of sedimentological parameters of some superficial sediments on the Flemish Banks. In *The Quaternary and Tertiary Geology of the Southern Bight, North Sea*; Henriët, J.-P., De Moor, G., De Batist, M., Eds.; Belgian Geological Survey: Brussel, Belgium, 1989; pp. 229–241.
28. Berné, S.; Auffret, J.-P.; Walker, P. Internal structure of subtidal sandwaves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology* **1988**, *35*, 5–20. [\[CrossRef\]](#)
29. Bellec, V.; Van Lancker, V.; Degrendele, K.; Roche, M.; Le Bot, S. Geo-environmental characterization of the Kwinte Bank. *J. Coast. Res.* **2010**, 63–76.
30. Williams, J.J.; MacDonald, N.J.; O'Connor, B.A.; Pan, S. Offshore sand bank dynamics. *J. Mar. Syst.* **2000**, *24*, 153–173. [\[CrossRef\]](#)
31. Pan, S.; MacDonald, N.; Williams, J.; O'Connor, B.A.; Nicholson, J.; Davies, A.M. Modelling the hydrodynamics of offshore sandbanks. *Cont. Shelf Res.* **2007**, *27*, 1264–1286. [\[CrossRef\]](#)
32. Briere, C.; Roos, P.C.; Garel, E.; Hulscher, S.J.M.H. Modelling the morphodynamics of the Kwinte Bank, subject to sand extraction. *J. Coast. Res.* **2010**, *51*, 117–126.
33. Fairley, I.; Masters, I.; Karunarathna, H. Numerical modelling of storm and surge events on offshore sandbanks. *Mar. Geol.* **2016**, *371*, 106–119. [\[CrossRef\]](#)
34. MacDonald, N.J.; O'Connor, B.A. Changes in wave impact on the Flemish coast due to increased mean sea level. *J. Mar. Syst.* **1996**, *7*, 133–144. [\[CrossRef\]](#)
35. Héquette, A.; Ruz, M.H.; Maspataud, A.; Sipka, V. Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: Implications for beach and shoreline evolution. *J. Coast. Res.* **2009**, *56*, 59–63.
36. Héquette, A.; Aernouts, D. The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France. *Cont. Shelf Res.* **2010**, *30*, 1349–1361. [\[CrossRef\]](#)
37. Bakare, A.-M.; Simons, R.; Morley, J.; Guillas, S. Morphologic evolution of the Great Yarmouth Sandbank and channel system. *Coast. Eng. Proc.* **2011**, *1*, 72. [\[CrossRef\]](#)
38. Thomas, T.; Phillips, M.R.; Williams, A.T.; Jenkins, R.E. A multi-century record of linked nearshore and coastal change. *Earth Surf. Process. Landf.* **2011**, *36*, 995–1006. [\[CrossRef\]](#)
39. CEREMA. *Dynamiques et Évolution du Littoral Synthèse des Connaissances de la Frontière Belge à la Pointe du Hourdel*; Fascicule 1; Cerema: Bron, France, 2018; ISBN 978-2-37180-239-1.

40. Reichmüth, B.; Anthony, E.J. The Variability of Ridge and Runnel Beach Morphology: Examples from Northern France. *J. Coast. Res.* **2002**, *36*, 612–621. [CrossRef]
41. Anthony, E.J. Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Mar. Geol.* **2002**, *187*, 221–234. [CrossRef]
42. Augris, C.; Clabaut, P.; Vicaire, O. *Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, Morphologie et Mobilité des Fonds*; IFREMER: Paris, France, 1990.
43. Vicaire, O. *Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière Belge)*; Université des Sciences et Techniques de Lille 1: Villeneuve-d'Ascq, France, 1991.
44. Anthony, E.J.; Héquette, A. The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide-and storm-dominated setting. *Sediment. Geol.* **2007**, *202*, 369–382. [CrossRef]
45. Corbau, C.; Tessier, B.; Chamley, H. Seasonal Evolution of Shoreface and Beach System Morphology in a Macrotidal Environment, Dunkerque Area, Northern France. *J. Coast. Res.* **1999**, *15*, 97–110.
46. Annuaire des Marées 2019, Ports de France Métropole, Tome 1. 2017; ISBN 978-2-11-139478-0.
47. Courants de marée Tidal Streams, Pas de Calais Baie de Somme. 2014; ISBN 978-2-11-128369-5.
48. Héquette, A.; Hemdane, Y.; Anthony, E.J. Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France. *Mar. Geol.* **2008**, *249*, 226–242. [CrossRef]
49. Corbau, C. *Dynamique Sédimentaire en Domaine Macrotidal: Exemple du Littoral du Nord de la France (Dunkerque)*; Université des Sciences et Technologiques de Lille 1: Villeneuve-d'Ascq, France, 1995.
50. Héquette, A.; Moses, C. SIG BAR. Projet INTERREG IIIA “Beaches At Risk”. 2008. Available online: <http://www.unicaen.fr/crec/php/rapport.php?ID=2> (accessed on 20 March 2019).
51. Ruz, M.H.; Héquette, A.; Maspataud, A. Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France. *J. Coast. Res.* **2009**, *56*, 356–360.
52. Sedrati, M.; Anthony, E.J. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Mar. Geol.* **2007**, *244*, 209–229. [CrossRef]
53. Héquette, A.; Cartier, A. Theoretical and Observed Breaking Wave Height on a Barred Macrotidal Beach: Implications for the Estimation of Breaker Index on Beaches with Large Tidal Range. *J. Coast. Res.* **2016**, 861–866. [CrossRef]
54. Créach, R.; Bosch, S.; Boutry, L.; Geneviev, J.; Claverie, P.; Badez, A. ScanBathy: A New Solution to Digitize Depth Data from Historic Survey Sheets. Available online: https://www.gebco.net/about_us/gebco_symposium/documents/gebco_sd_2016_ts2.pdf (accessed on 20 March 2019).
55. Cressie, N. The origins of kriging. *Math. Geol.* **1990**, *22*, 239–252. [CrossRef]
56. Bertin, X. *Morphodynamique Séculaire, Modélisation et Architecture Interne d'un Système Baie-Embouchure Tidale: Le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron*. Ph.D. Thesis, Université La Rochelle, La Rochelle, France, 2005.
57. Jabbar, M.; Hénaff, A.; Deschamps, A. Dynamiques et évolutions morpho-sédimentaires de l'avant-plage du secteur littoral de Combrit—Île-Tudy entre le XIXe et le XXe siècle. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* **2015**, *21*, 45–56. [CrossRef]
58. Li, D.; Tang, C.; Hou, X.; Zhang, H. Rapid Morphological Changes Caused by Intensive Coastal Development in Longkou Bay, China. *J. Coast. Res.* **2019**. [CrossRef]
59. Wheaton, J.; Brasington, J.; Darby, S.E.; Sear, D. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: Improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landf.* **2010**, *35*, 135–156. [CrossRef]
60. Brasington, J.; Langham, J.; Rumsby, B. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology* **2003**, *53*, 299–316. [CrossRef]
61. Van Veen, J. *Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid der Nederlandsche kust*. Ph.D. Thesis, University Van Leiden, Leiden, The Netherlands, 1936.
62. Van Cauwenberghe Relative Sea Level Rise: Further Analyses and Conclusions with Regards to the High Water, the Mean Sea and the Low Water Levels along the Belgian Coast. Report 37 of the Hydrografische Dienst der Kust 1995. Available online: www.vliz.be/imisdocs/publications/255823.pdf (accessed on 20 March 2019).
63. Coastal Sand Bars and Related Structures. In *Developments in Sedimentology*; Allen, J.R.L. (Ed.) Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 1982; Volume 30, Chapter 11; pp. 433–470, ISBN 0070-4571.

64. Allen, J.R.L. Sand waves: A model of origin and internal structure. *Sediment. Geol.* **1980**, *26*, 281–328. [[CrossRef](#)]
65. Le Bot, S.; Trentesaux, A. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Mar. Geol.* **2004**, *211*, 143–168. [[CrossRef](#)]
66. Yuhi, M.; Matsuyama, M.; Hayakawa, K. Sandbar Migration and Shoreline Change on the Chirihama Coast, Japan. *J. Mar. Sci. Eng.* **2016**, *4*, 40. [[CrossRef](#)]
67. Bertier, J. Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France). Ph.D. Thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, France, 2009.
68. Beck, C.; Clabaut, P.; Dewez, S.; Vicaire, O.; Chamley, H.; Augris, C.; Hoslin, R.; Caillot, A. Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: Morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. *Oceanol. Acta Spec. Issue* **1991**. Available online: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00268/37887/35968.pdf> (accessed on 20 March 2019).
69. Villaret, C.; Davies, A.G. Numerical modelling of littoral sand transport. In Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering 2004, Lisbon, Portugal, 19–24 September 2004.
70. Tessier, B.; Corbau, C.; Chamley, H.; Auffret, J.-P. Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France). *J. Coast. Res.* **1999**, *15*, 593–606.
71. Aernouts, D. Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France. Ph.D. Thesis, Université Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, France, 2005.
72. Vincent, C.E.; Young, R.A.; Swift, D.J.P. Sediment transport on the Long Island shoreface, North American Atlantic Shelf: Role of waves and currents in shoreface maintenance. *Cont. Shelf Res.* **1983**, *2*, 163–181. [[CrossRef](#)]
73. Swift, D.J.P.; Holliday, B.; Avignone, N.; Shideler, G. Anatomy of a shore face ridge system, False Cape, Virginia. *Mar. Geol.* **1972**, *12*, 59–84. [[CrossRef](#)]
74. Shaw, J.; Forbes, D.L. Barriers, barrier platforms, and spillover deposits in St. George's Bay, Newfoundland: Paraglacial sedimentation on the flanks of a deep coastal basin. *Mar. Geol.* **1992**, *105*, 119–140. [[CrossRef](#)]
75. Maspataud, A. Impacts des Tempêtes sur la Morphodynamique du Profil Côtier en Milieu Macrotidal. Ph.D. Thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, France, 2011.
76. Giardino, A.; Van den Eynde, D.; Monbaliu, J. Wave effects on the morphodynamic evolution of an offshore sand bank. *J. Coast. Res.* **2010**, *51*, 127–140.
77. Anthony, E.J.; Vanhee, S.; Ruz, M.-H. Short-term beach-dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology* **2006**, *81*, 316–329. [[CrossRef](#)]
78. Crapoulet, A.; Héquette, A.; Marin, D.; Levoy, F.; Bretel, P. Variations in the response of the dune coast of northern France to major storms as a function of available beach sediment volume. *Earth Surf. Process. Landf.* **2017**, *42*, 1603–1622. [[CrossRef](#)]
79. Houthuys, R.; De Moor, G.; Sommé, J. *The Shaping of the French-Belgian North Sea Coast Throughout Recent Geology and History*; ASCE: Reston, VA, USA, 1993; pp. 27–40.
80. Bourillet, J.-F.; Reynaud, J.; Baltzer, A.; Zaragosi, S. The “Fleuve Manche”: The submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *J. Quat. Sci. Publ. Quat. Res. Assoc.* **2003**, *18*, 261–282.
81. Lericolais, G.; Auffret, J.-P.; Bourillet, J.-F. The Quaternary Channel River: Seismic Stratigraphy of Its Palaeo-Valleys and Deepes. *J. Quat. Sci.* **2003**, *18*, 245–260. [[CrossRef](#)]
82. Corbau, C.; Clabaut, P.; Tessier, B.; Chamley, H. Modifications morphosédimentaires historiques et récentes du domaine côtier Dunkerquois (France). *C. R. Acad. Des. Sci. Paris* **1993**, *316*, 1573–1580.
83. Wahl, T.; Haigh, I.D.; Woodworth, P.L.; Albrecht, F.; Dillingh, D.; Jensen, J.; Nicholls, R.J.; Weisse, R.; Wöppelmann, G. Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present. *Earth-Sci. Rev.* **2013**, *124*, 51–67. [[CrossRef](#)]
84. Smith, D.B. Stability of an Offset Kink in the North Hinder Bank. In *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*; Wiley: Hoboken, NJ, USA, 1988; pp. 65–78.

85. Lanckneus, J.; De Moor, G.; De Schaepmeester, G.; De Winne, E.; Meyus, I. Monitoring of a tidal sandbank: Evolution of bedforms, volumetric trends, sedimentological changes. In Proceedings of the 8th Biennial International Symposium on Hydrographical Society, Copenhagen, Denmark, 30 November–3 December 1992.
86. Lanckneus, J.; De Moor, G.; Stolk, A. Environmental setting, morphology and volumetric evolution of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Mar. Geol.* **1994**, *121*, 1–21. [[CrossRef](#)]
87. Van Lancker, V.; Du Four, I.; Degraer, S.; Fettweis, M.; Francken, F.; Van den Eynde, D.; Devolder, M.; Luyten, P.; Monbaliu, J.; Toorman, E.; et al. QUantification of Erosion/Sedimentation patterns to Trace the natural versus anthropogenic sediment dynamics QUEST4D. 2009. Available online: www.marinebiology.ugent.be/node/26721 (accessed on 20 March 2019).



© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

4.2.2 Évolution morphologique de la baie de Wissant

La section précédente se focalisait sur les bancs côtiers de Calais et de Dunkerque, et un banc au large face à Graveline, le banc du Dyck. La partie ouest de cette façade a également fait l'objet d'une étude approfondie afin de quantifier l'évolution morphologique des fonds marins de la baie de Wissant. Cette étude est présentée dans cette section et permet de révéler une forte variabilité dans les rythmes d'évolution au cours des derniers siècles.

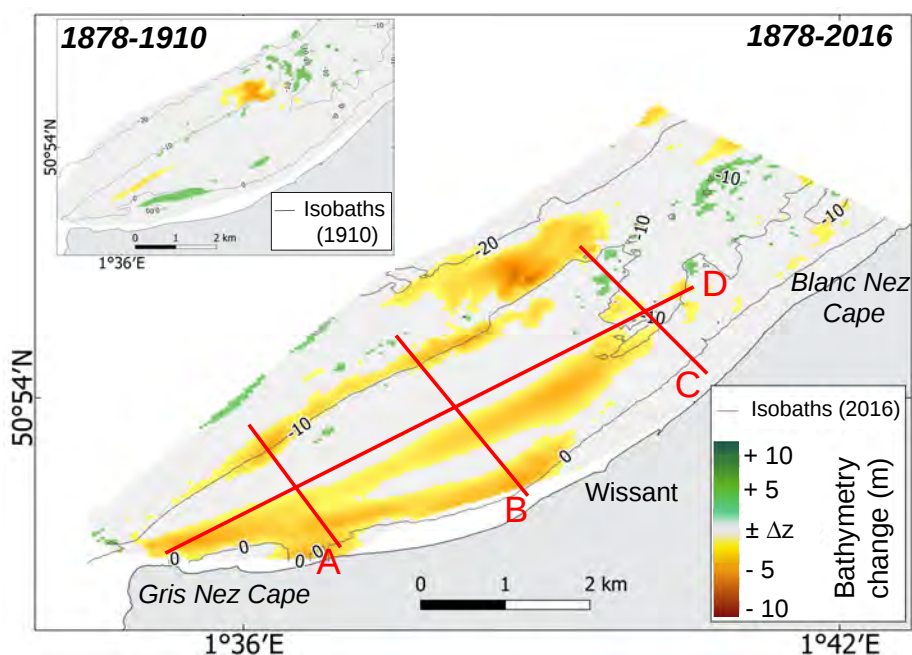


FIGURE 4.20 – Différentiel bathymétrique en baie de Wissant entre 1878 et 2016 et entre 1878 et 1910 (dans l'encadré en haut à gauche) (projection : WGS84). Les variations négatives (rouge-orange) indiquent un abaissement des fonds et réciproquement les variations positives en vert-bleues correspondent à une accrétion verticale. Les zones en grises correspondent aux variations comprises dans la marge d'erreur et considérées comme stables sur la période étudiée. Les profils A, B, C et D correspondent à la localisation des profils bathymétriques présentés dans la Figure 4.21

Le différentiel bathymétrique entre 1878 et 2016 permet de suivre l'évolution de la zone côtière de la baie de Wissant et en particulier du banc à la Ligne (Figure 4.20). De profonds changements morphologiques sont identifiables sur la Figure 4.20 depuis la fin du 19^{ème} siècle. Un abaissement des fonds est observé sur les flancs internes et externes du banc à la Ligne (érosion > 7 m localement) ainsi que sur la partie ouest de l'estran, près du Cap Gris Nez. Un marqueur d'érosion est également détecté au nord de la baie, au large du banc sableux. Les portions en accumulation sédimentaire sont très restreintes et localisées au nord-est du banc.

	1878-1910	1910-1975	1975-2016	Total (1878-2016)
<i>Baie de Wissant</i>	-0.1 x 10 ⁶	-13.4 x 10 ⁶	-22.3 x 10 ⁶	-28 x 10⁶
<i>Banc à la Ligne</i>	-1.6 x 10 ⁶	-5.9 x 10 ⁶	-7.5 x 10 ⁶	-14 x 10⁶

TABLEAU 4.1 – Volumes nets calculés à différentes périodes pour la baie de Wissant et pour le banc à la Ligne (en m³) en prenant en compte la marge d'erreur des levés bathymétriques

Entre 1878 et 2016, 28 x 10⁶ m³ de sédiments ont été perdus, dont 14 x 10⁶ m³ localisés sur le banc à la Ligne. La perte maximale est enregistrée entre 1975 et 2016 avec un déficit de 22.3 x 10⁶ pour l'ensemble de la baie. En comparaison, même si la période 1878-1910 est également caractérisée par de la perte sédimentaire, les volumes calculés au début 20^{ème} siècle sont de bien moins grande ampleur (-1.6 x 10⁶ pour le banc à la Ligne et -0.1 x 10⁶ pour l'ensemble de la baie) (Tableau 4.1).

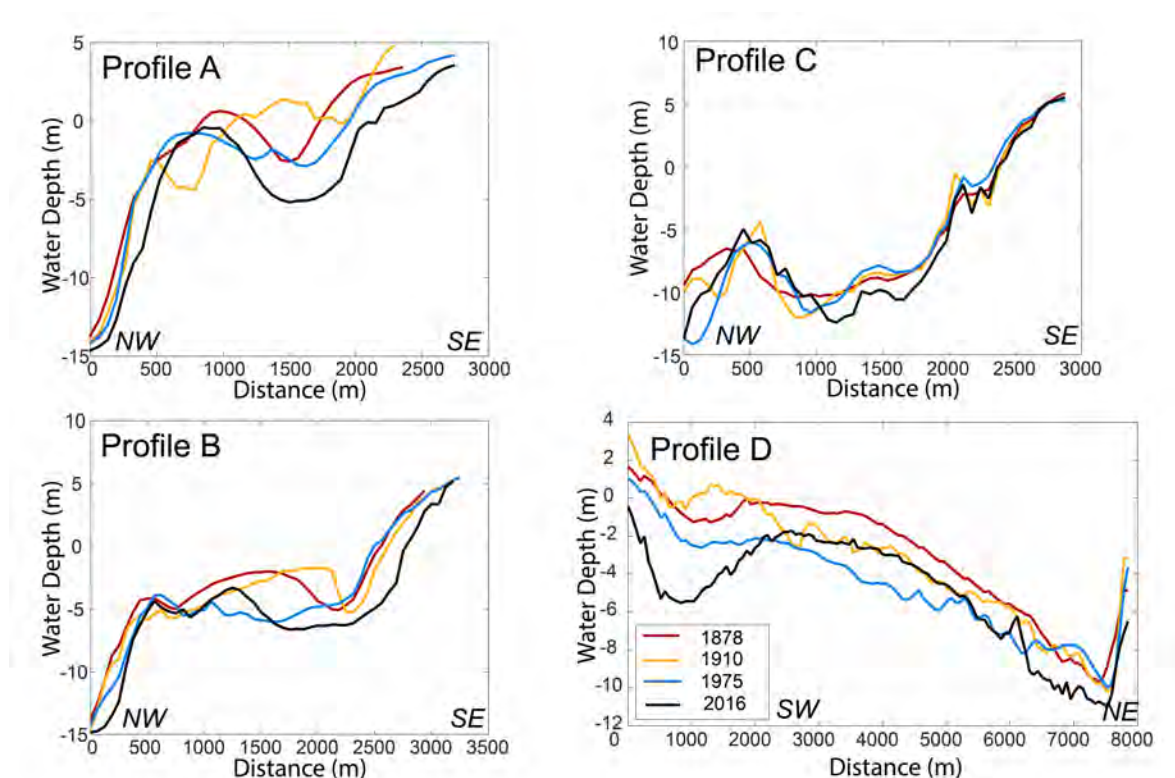


FIGURE 4.21 – Profils bathymétriques en baie de Wissant de 1878 à 2016. A,B et C sont des profils transversaux et D un profil dans la longueur du banc à la Ligne. La localisation des profils est présentée en Figure 4.20

A partir des levés bathymétriques numérisés depuis la fin du 19^{ème} siècle, des profils bathymétriques, longitudinaux et transversaux ont été réalisés. L'analyse de ces profils et de la morphologie de la baie à chaque période permet d'identifier deux étapes d'évolution :

- Entre 1878 et 1910 : à l'ouest et au centre de la baie de Wissant, un abaissement de la crête du banc à la Ligne et un élargissement du banc sont enregistrés conjointement (Profils A et B sur la Figure 4.21). Le banc gagne en largeur, notamment sur le flanc interne, ce qui engendre un comblement du chenal côtier (particulièrement visible sur le profil A). Sur le profil C, ce déplacement du banc vers la côte, bien qu'il soit d'une moins grande ampleur, est également visible. En revanche, la largeur du chenal reste constante sur cette période. Le profil D met en évidence un abaissement de la crête du banc sur la majorité du banc sableux. En se focalisant sur l'estran, un exhaussement (Profil A) ou une certaine stabilité (Profil B) sont identifiables sur la période étudiée. Finalement, le différentiel bathymétrique entre 1878 et 1910 (Figure 4.20) révèle que la majorité des variations morphologiques de la baie sont compris dans la marge d'erreur (± 2 m) ce qui indique une certaine constance des fonds marins entre la fin du 19^{ème} siècle et le début du 20^{ème}. Les principaux changements détectés sont localisés à l'avant-côte au niveau de l'estran (partie ouest du chenal qui se comble) et au large du banc à la Ligne (une portion en érosion).
- Entre 1910 et 2016 : le chenal côtier est caractérisé par une importante érosion avec un abaissement de plus de 5 m sur le Profil A. Simultanément, le banc à la Ligne enregistre un amaigrissement significatif, la largeur du banc diminue de 500-600 m (Profil B) et excède même 700 m localement (Profil A). Le profil B se démarque avec des changements morphologiques révélateurs : en 1975, la largeur du banc à la Ligne était de seulement 200 m et la crête du banc était à son niveau le plus bas (Profils A et D). En comparaison, l'est de la baie semble beaucoup plus stable sur cette période. Sur les dernières décennies (1975-2016), le banc à la Ligne s'est légèrement re-engraissé (Profil B), néanmoins sur la majorité de la baie de Wis-

sant, le chenal continue de se creuser et atteint l'isobathe -5 m sur le Profil A et -12 m sur le Profil C (Figure 4.21). Le creusement du chenal a impacté également l'estran qui s'est largement abaissé au cours du 20^{ème} siècle (particulièrement à l'ouest et au centre de la baie). Le profil C semble indiquer en revanche une certaine stabilité de l'avant-côte.

Les premiers levés bathymétriques (1878 et 1910) révèlent donc une dynamique différente de l'actuelle, avec une tendance au comblement et à l'accumulation sédimentaire due en partie à la migration vers la côte du banc à la Ligne dans la partie ouest et centrale de la baie de Wissant. C'est donc durant le 20^{ème} siècle qu'une érosion généralisée des fonds marins est enregistrée. Cette érosion a un profond impact sur la morphologie du banc à la Ligne (amaigrissement et diminution de sa hauteur) mais également sur le chenal côtier et à l'avant-côte. L'érosion des fonds marins se traduit à la côte par un recul significatif de la ligne de rivage, recul confirmé par les études sur la dynamique du trait de côte depuis la deuxième moitié du 20^{ème} siècle ([Aernouts and Héquette, 2006](#); [CEREMA, 2018](#)).

4.3 Réflexions sur la morphodynamique du littoral étudié

4.3.1 Les estuaires Picards

La façade Manche des Hauts-de-France a été beaucoup moins levée que la façade Mer du Nord. On pourrait s'étonner de cette dualité entre ces deux façades pourtant géographiquement proches.

Pourquoi moins de campagnes hydrographiques? Était-ce par mesures économiques (les campagnes étaient trop longues et/ou trop coûteuses)? Scientifiques (peu d'intérêts pour ce secteur à l'époque)? Stratégiques (les grands ports étaient essentiellement concentrés sur la façade mer du Nord)? Ou militaires (peu d'intérêt pour la Marine)? Des éléments de réponses sont donnés par l'ingénieur hydrographe de la Marine M.G. Héraud, en 1878. Après la campagne de reconnaissance de la baie de Somme et de ses abords, [Héraud \(1878\)](#) souligne la difficulté technique de lever cette zone : *"l'absence de tout port un peu profond et de tout mouillage abrité, la hauteur et l'étendue des bancs, l'importance de la marée, le gisement de la côte directement exposée aux vents régnants, [créent] des difficultés qui sont rarement réunies en d'autres points"*. Ce rapport fait un synthèse des connaissances acquises sur la façade Picarde à la fin du 19^{ème} siècle, de manière générale, la dynamique globale de ces estuaires était bien comprise, les ingénieurs hydrographes avaient déjà identifiés la migration vers le nord des estuaires picards et leurs comblements au fil du temps ([Héraud, 1878](#)). L'un des objectifs de ces campagnes était de connaître et caractériser le "régime des côtes" afin de proposer des chemins d'accès pour la navigation. Malgré plusieurs propositions d'aménagement des baies, les conclusions de ce rapport soulignent *"la difficulté de modifier utilement et d'une manière sérieuse les conditions nautiques de l'estuaire"*. Il est possible que la difficulté d'accès à cette façade couplée à l'absence de zones de replis pour les navires hydrographes lors des campagnes ont pu limiter le nombre de campagnes en mer.

Le faible nombre de données ne permet pas une précision suffisante pour quantifier des taux de changements, en revanche, les campagnes réalisées couvraient les trois estuaires picards de la région et ont permis de compléter les études à l'échelle pluri-décennales précédemment réalisées en dégagant des tendances évolutives morphosédimentaires à long-terme.

L'asymétrie des courants dominés par le flot, la poldérisation réalisée dans le passé ainsi qu'un transit sédimentaire convergent dans ce secteur ont entraîné le comblement progressif de ces estuaires ([Anthony and Dobroniak, 2000](#); [Bastide, 2011](#); [Beauchamp, 1998](#); [Latteux, 2001](#); [Michel, 2016](#); [Picouet, 1993](#)). Ce phénomène n'est malheureusement pas visible avec nos différentiels bathymétriques. L'incertitude des levés bathymétriques anciens a sans doute inhibé les variations verticales associées à ce comblement.

En revanche, la dynamique des estuaires picard, généralement décrite en terme de "pouliers" et de "musoirs", est bien détectée sur l'échelle de temps observée. A partir des travaux de [Héraud](#)

(1878) les lignes de rivages en 1776, 1835 et 1878 ont été regroupées en Figure 4.22. Ces tracés n'ont pas été géoréférencés ni recalés, ils sont donnés à titre indicatif et ne peuvent être utilisés pour quantifier avec précision les rythmes d'évolution. Néanmoins, la migration vers le nord de l'embouchure des baies et des fleuves associés est bien visible, particulièrement pour l'Authie et la Canche, avec des déplacements supérieurs au kilomètre sur la période considérée.

Cette dynamique est liée à la circulation hydrosédimentaire locale qui véhicule les sédiments au sein des cellules littorales (Bastide, 2011). Pour les estuaires de la Canche et de l'Authie, l'avancée de la rive sud liée à de l'accrétion active s'accompagne de l'érosion de la rive nord (Figures 4.7 et 4.12). A partir de cartes de Cassini et des cartes d'Etat Major remontant au début du 17^{ème} siècle, Hesp *et al.* (2016) ont suivi l'évolution du flanc nord de la baie d'Authie. La migration des chenaux de la baie vers le nord a entraîné l'érosion de ce flanc visible dès le 19^{ème} siècle malgré l'installation d'infrastructures censées stabiliser le trait de côte à partir des années 1860. A la migration vers le nord de l'exutoire, s'ajoute la linéarisation du front du delta particulièrement visible en baie d'Authie (Figure 4.12).

Pour l'estuaire de la Somme, cette dynamique poulrier-musoir est visible avec le différentiel 1878-1936 (Figure 4.15). Cependant, des études réalisées en baie de Somme sur les dernières décennies ont révélé un changement dans la circulation hydrosédimentaire locale. La rive nord de la baie autrefois en érosion (Figure 4.22), se caractérise depuis 1947 par une accrétion continue (Michel, 2016). Cette inversion avait déjà été relevée par Dallery (1955); Dobroniak (2000). Durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle, la morphologie de la pointe de Sainte-Quentin, autrefois concave évolue en forme convexe ce qui traduit généralement une transition d'un littoral en érosion à un littoral en accrétion (Davies, 1980). D'après Bastide (2011), la convergence de deux systèmes cellulaires encadrant la baie de Somme ajoutée aux apports directs de sableux de l'avant-côte ont contribué au comblement et au renfermement de l'estuaire.

L'analyse des fonds marins au large de ces estuaires met en évidence une évolution beaucoup plus stable, les différentiels bathymétriques réalisés révèlent en effet qu'en dessous de l'isobathe -5 m, les variations sont majoritairement comprises dans la marge d'erreur. Héraud (1878) statuait déjà en 1878 sur une grande stabilité des fonds au large et dans l'atterrage de la portion de côte examinée. Cette stabilité est essentiellement due à l'absence de bancs sableux côtier imposants comme ceux qui peuvent être observés au large de Boulogne-sur-mer ou sur la façade mer du nord. D'après M.G. Héraud, "*le régime de courants n'a pas éprouvé de modifications*" sur cette zone d'étude. A ce titre, il est possible que le peu de moyens mis en œuvre pour lever cette portion du littoral au 20^{ème} siècle soit lié à un choix scientifique : en effet, si la zone est stable, pourquoi réaliser des campagnes régulières et coûteuses en temps et en effectifs?

Il semblerait que le faible nombre de données bathymétriques sur ce secteur soit finalement lié à un cumul de plusieurs facteurs, la complexité de cette façade couplée au manque d'intérêt stratégique pour les ingénieurs hydrographes de la Marine. La digitalisation et l'interpolation des données bathymétriques ont permis de confirmer la stabilité des fonds marins au large de cette façade. En effet, les travaux historiques de comparaison suggéraient déjà cette stabilité mais n'avaient pas pu la quantifier faute de moyens techniques.

La présente étude permet également de souligner la nécessité de mettre à jour les données bathymétriques dans ce secteur. Il est dommage de se baser sur des données obtenues dans les années 1930 en baie d'Authie ou les années 70 pour la Canche pour décrire l'état actuel de ces littoraux. De nouveaux levés topographiques ont été réalisés sur les dernières décennies, notamment grâce à la généralisation du Lidar et des méthodes aéroportées (dans le cadre du projet CLAREC en 2011 et 2013 (Levoy *et al.*, 2013)). Cependant, ces levés sont souvent limités par la turbidité des eaux et ne permettent pas de sonder à des profondeurs > 5 m. Ainsi, le continuum terre-mer n'est pas réalisé, et il est impossible de réellement comparer avec les données anciennes. A l'avenir, il serait intéressant d'effectuer des levés bathymétriques de la même ampleur que ceux effectués au

19^e siècle pour pouvoir réellement comparer avec la situation actuelle.

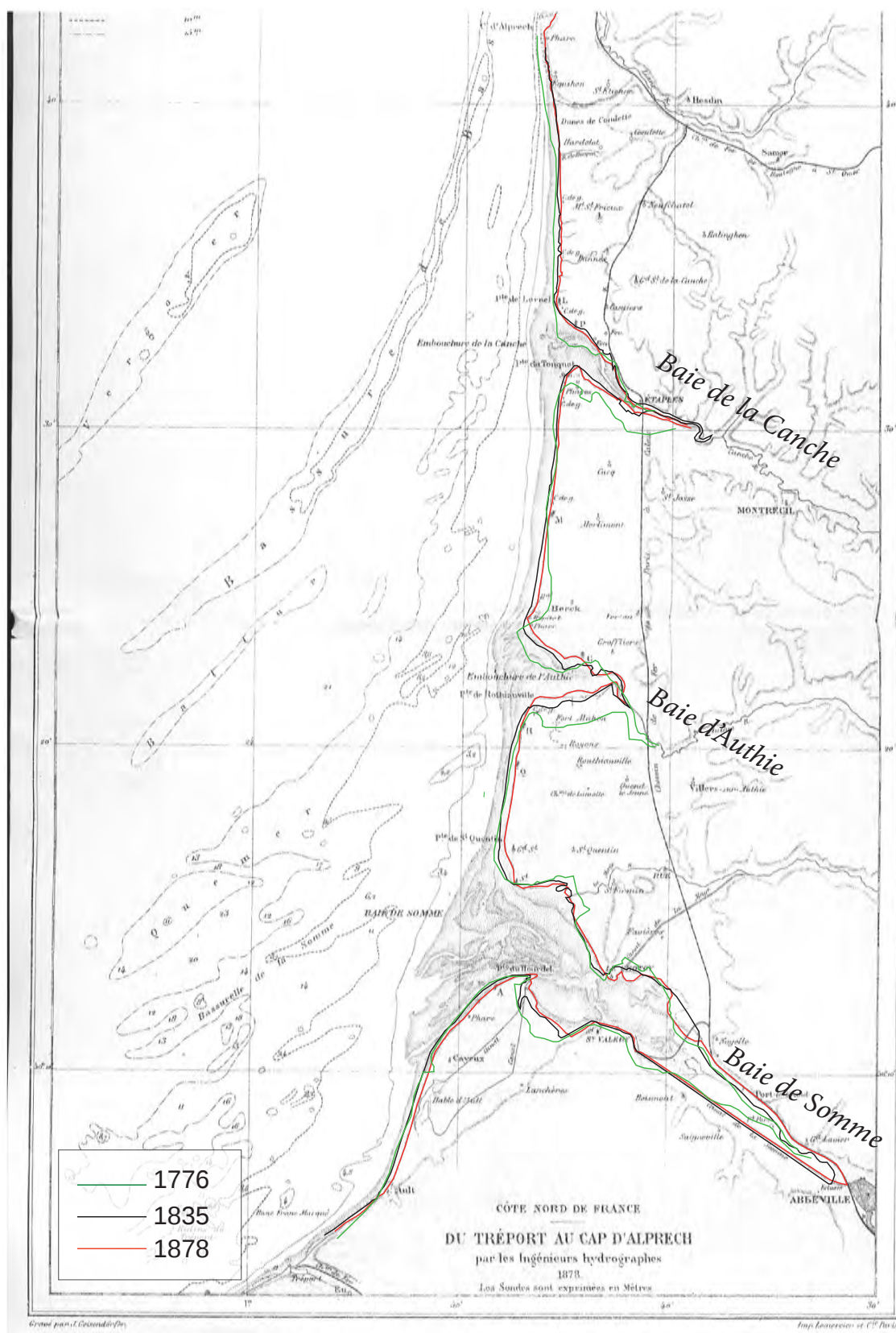


FIGURE 4.22 – Position de la ligne de rivage lors des levés hydrographiques de 1776, 1835 et 1878 sur fond de carte du Tréport au Cap d'Alprech réalisé en 1878 (d'après [Héraud \(1878\)](#))

4.3.2 Variations morphométriques des bancs de Flandre depuis le 19^e siècle

La construction de MNT depuis le début du 19^{ème} siècle a mis en lumière la mobilité des bancs sableux de la région entraînant des migrations dépassant 1 km dans certains secteurs. Nos résultats suggèrent que l'évolution des bancs sableux (*e.g.* les changements morphologiques, volumiques et de position) semble être liée à la position et à la distance des bancs par rapport à la côte.

Dans un premier temps, les variations morphologiques et volumiques des bancs sableux apparaissent en lien avec le ratio hauteur/largeur des bancs ([Latapy et al., 2019](#)). Le banc du Dyck, situé à 10 km au large du rivage, a connu des variations de largeur au cours de sa migration progressive vers la côte. Cependant, pendant presque deux siècles, les rapports hauteur/largeur du banc Dyck sont demeurés relativement constants, suggérant un état d'équilibre morphodynamique.

Dans un second temps, le banc du Dyck a enregistré des changements de volume relativement mineurs, excepté entre 1933 et 1975 où une forte accumulation sédimentaire est enregistrée. Ceci a entraîné des variations dans la forme du banc : le banc a majoritairement gagné en largeur plutôt qu'en hauteur. À l'inverse, dans les petits-fonds, l'accumulation sédimentaire observée sur certains bancs sableux (banc Hills, Riden de la Rade ([Figure 4.19](#))) a entraîné une augmentation des rapports hauteur/largeur suggérant ici un gain essentiellement vertical.

L'interdépendance de paramètres morphologiques, tels que la hauteur ou la longueur d'onde, a déjà été étudiée sur des figures sédimentaire à plus petite échelle (vagues de sable ou dunes) pour lesquelles certaines relations avec la profondeur ou la vitesse des courants ont été établies ([Allen, 1980](#); [Berné et al., 1988](#); [Le Bot and Trentesaux, 2004](#)). En revanche, peu d'études ont été réalisées sur des corps sédimentaires plus imposants, tels que les bancs sableux ([De Moor, 2002](#); [Yuhi et al., 2016](#)). Les résultats présentés sur la [Figure 12 de Latapy et al. \(2019\)](#) suggèrent l'existence d'une relation entre la hauteur et la largeur des bancs sableux, jusqu'à un seuil de 2 km de largeur. Autrement dit, les bancs sableux se développent latéralement et verticalement jusqu'à atteindre une hauteur limite où ils ne peuvent ensuite qu'augmenter en largeur et se stabilisent en hauteur. Dans les petit-fonds, les contraintes cisailantes induites par la houle augmentent lorsque la colonne d'eau diminue. Il est possible que lorsque le banc atteint une certaine hauteur, l'action des vagues limite l'élévation de la crête ce qui contraint le banc de sable à se développer préférentiellement latéralement en eaux peu profondes.

Les variations de largeur des bancs et le sens de déplacement des crêtes ont été mis en relation ([Figure 13 de Latapy et al. \(2019\)](#)) et suggèrent une interdépendance de ces deux paramètres. Le déplacement des bancs vers le rivage tend à s'accompagner d'une augmentation de la largeur des bancs et inversement un déplacement vers le large coïncide avec un affinement du banc sableux. Il est important de souligner ici, que les bancs de sable étudiés sont principalement caractérisés par une migration vers la côte. Les estimations de volumes réalisées révèlent que la plupart des bancs de Flandre avaient un bilan sédimentaire positif à la fin du 19^{ème} siècle ([Figure 10 de Latapy et al. \(2019\)](#)). Les fluctuations les plus importantes ont eu lieu au cours du 20^{ème} siècle. Entre autres, les bancs du Braek et de Snouw ont perdu un important volume de sédiments sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle ($> 45 \times 10^6 \text{ m}^3$). Sur cette même période d'important développement portuaire ont eu lieu, notamment la construction de l'avant-port de Dunkerque face aux bancs du Braek et du Snouw. De 1949 à 2000, 10 km² de terres ont été gagnées sur la mer ([Bertier, 2009](#)), en plus des opérations régulières de dragage des chenaux. Ces aménagements ont vraisemblablement eu un impact importants sur l'hydrodynamique côtière et la dynamique sédimentaire à l'échelle de ces bancs sableux.

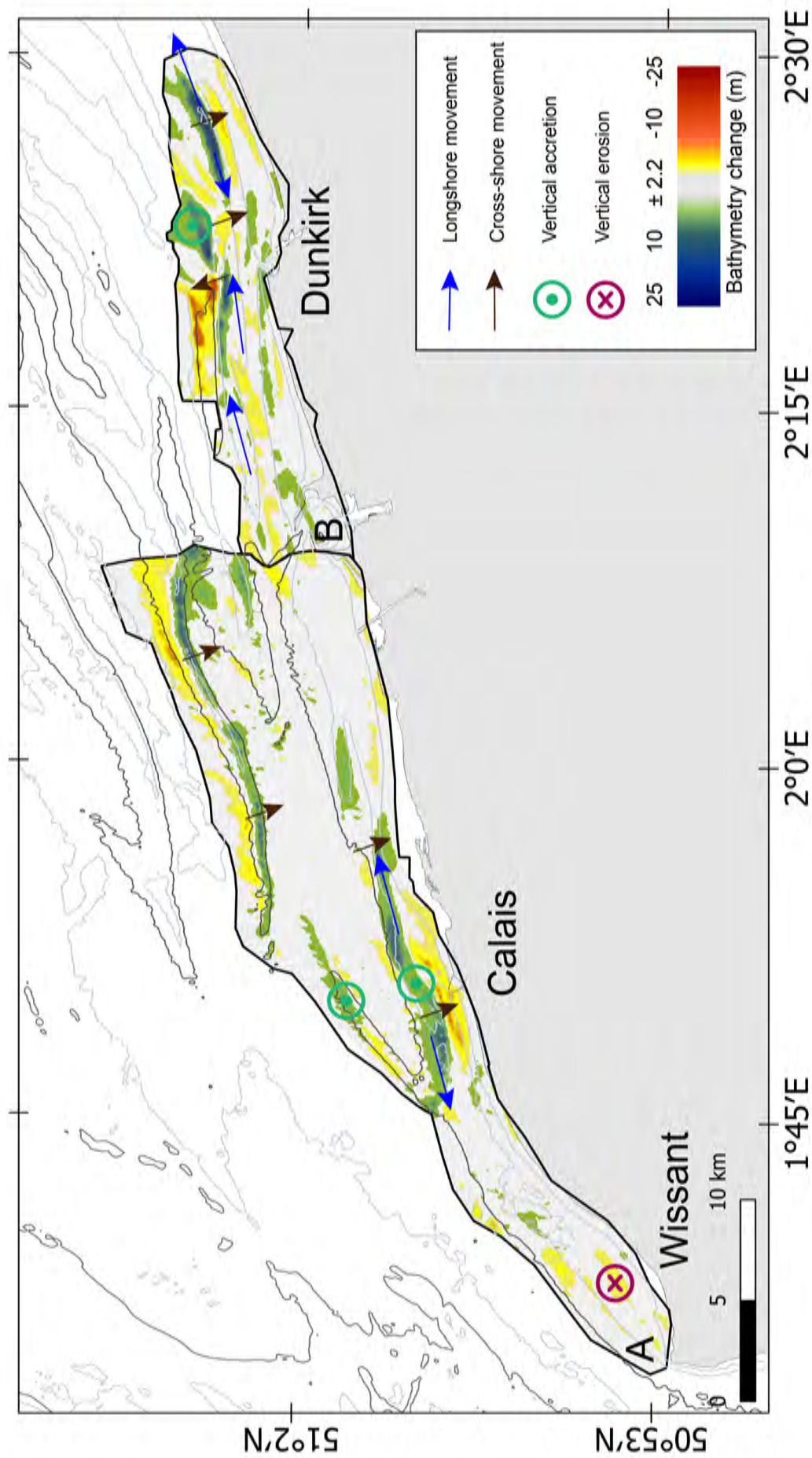


FIGURE 4.23 – Synthèse des mouvements principaux des bancs sableux de la région et des variations morphologiques observées. En fond, le différentiel bathymétrique sur l'ensemble de la façade française mer du Nord entre 1878 et 1975 (A) et 1861 et 1962 (B). Les variations positives (rouge-orange) indiquent un abaissement des fonds et réciproquement les variations négatives en vert-bleues correspondent à une accretion verticale. Isobathes HOMONIM (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84)

4.3.3 Processus en jeu dans la maintenance et l'évolution des bancs sableux

L'analyse diachronique des variations bathymétriques des bancs de Flandre révèle des déplacements d'ampleurs variables en fonction de la période ou du banc considéré. Une synthèse de ces mouvements est présentée en Figure 4.23.

Les travaux de *de Swart and Yuan* (2018) font une synthèse des études sur la dynamique des bancs tidaux (origine, formation, évolution). La figure 4.24, tirée de leurs études, schématise la circulation et la modification des courants de marée à proximité d'un banc sableux. La profondeur du banc sableux va moduler la vitesse des courants ce qui influence fortement la force de Coriolis et les forces de frottement sur le fond. Les tourbillons créés de part et d'autre de la crête vont modifier les courants, d'où des courants résiduels dirigés dans des directions opposés sur les flancs aval et amont du banc. Le courant total (somme du courant initial (en bleu) et du courant résiduel (en violet)) va être d'une intensité plus forte sur le flanc amont que sur le flanc aval. Dans le cas des littoraux présentant des courants asymétriques (comme c'est le cas sur notre zone d'étude), avec un flot prédominant face au jusant, le sable s'accumule dans le zone en aval de la crête par rapport au courant dominant provoquant par la suite la croissance et la migration des crêtes. Ce schéma est effectivement observé sur le site d'étude (Figure 4.23).

A l'échelle régionale le transport sédimentaire est majoritairement contrôlé par des courants de marée parallèles à la côte (*Augris et al.*, 1990; *Beck et al.*, 1991; *Kenyon et al.*, 1981) et asymétriques dans le sens du flot, ce qui entraîne des courants résiduels et un transport net sédimentaire dirigé vers le nord-est (*Héquette et al.*, 2008b). Dans la zone littorale de Dunkerque, les quatre bancs sableux étudiés présentent une tendance générale à la migration vers le nord-est (Figure 4.23). Pendant près de deux siècles, certains d'entre eux se sont déplacé de plus de 1.5 km, ce qui correspond à un taux de migration moyen de 8.8 m.an^{-1} . Les courants de jusant peuvent être dominants localement, tant en termes de vitesse que de durée, ce qui peut induire un flux sédimentaire dirigé vers le sud-ouest sur ces secteurs là. C'est notamment le cas au large de Calais (*Héquette et al.*, 2008b), où la coexistence de courants dirigés vers le sud-ouest et vers le nord-est ont pu permettre au Riden de la Rade de s'allonger au cours du temps (Figure 4.23) et de former avec le Riden de Calais un système de banc en V. Le banc à la Ligne, en baie de Wissant, ne semble pas présenter une migration significative vers le nord-est (Figure 4.23), il est possible que sa localisation, à l'intérieur d'une baie encadrée par deux cap rocheux, induise des contre-courants et résulte en un hydrodynamisme qui diverge du schéma de *de Swart and Yuan* (2018).

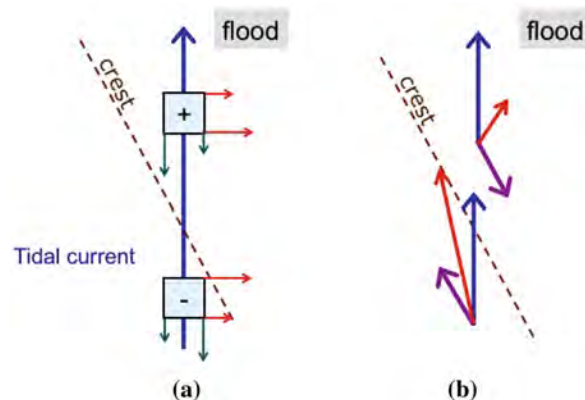


FIGURE 4.24 – **a)** La flèche bleue représente le courant tidal initial (en absence de figures sédimentaires) et les carrés bleues représentent 2 colonnes d'eau sur le flanc aval et amont du banc. Les flèches rouges et vertes correspondent respectivement à la force de Coriolis et aux forces de frottement sur le fond. L'intensité de ces forces diminuent avec la profondeur et sont donc plus fort proche de la crête. Ces forces vont impacter la circulation de la colonne d'eau : en amont de la crête, des tourbillons anticycloniques apparaissent (signe '-'), sur le flanc aval, le couplage frottement sur le fond - Coriolis induisent des tourbillons cycloniques ('+'). **b)** Même schéma mais montrant les courants de marée initiaux (bleu), les courants résiduels (violet) et le courant total (rouge). (tiré de *de Swart and Yuan* (2018))

Couplée aux mouvements longitudinaux, une tendance à la migration vers la côte a généralement été observée. Néanmoins, des déplacements vers le large ont également été enregistrés, particulièrement sur le banc du Braek (Figure 4.23). Des travaux sur la structure interne des bancs sableux du nord de la France ont révélé la présence de réflecteurs orientés vers la côte pour les bancs du Snouw et du Riden de la Rade (*Aernouts, 2005; Corbau et al., 1993; Tessier et al., 1999*), et vers le large pour le banc du Braek (*Corbau et al., 1993; Tessier et al., 1999*). La pente des réflecteurs est un indicateur de migration des bancs (*Berné et al., 1988, 1994; Liu et al., 2007; Marsset et al., 1999; Tessier et al., 1999*), une migration vers la côte (vers le large) va se traduire par des réflecteurs orientés vers le rivage (vers le large). Pour le Braek et le Riden de la Rade, leurs structures internes sont en adéquations avec les mouvements observés depuis la fin du 19^{ème} siècle. Sur la période considérée, les mouvements du banc du Snouw sont de plus faibles amplitudes comparés aux autres bancs : stable au cours du 19^{ème} et en légère migration vers la côte au 20^{ème} siècle. La structure interne concorde également avec les déplacements observés même si l'ampleur des mouvements n'est pas analogue d'un banc à l'autre. La migration vers la côte (ou vers le large) de ces corps sédimentaires, résulte ainsi de l'accumulation progressive de sédiments sur le flanc côtier (ou marin) du banc.

Dans la région, les houles de tempêtes proviennent principalement du sud-ouest, et du nord-nord-est (Figure 1.4) mais subissent une importante réfraction dans les petits-fonds et s'orientent normales au rivage et aux bancs sableux (*Sedrati and Anthony, 2007*). Les travaux de *Vincent et al. (1983, 1998)*, sur le transport sédimentaire induit par la houle, ont suggéré que les mouvements vers la côte des bancs sont liés aux houles de tempêtes qui entraînent un débordement sédimentaire sur le flanc côtier (*Shaw and Forbes, 1992; Swift et al., 1972*). Ainsi, l'élargissement de certains bancs de sable sur l'échelle de temps étudiée pourrait s'expliquer par le déversement de sable par dessus la crête du banc, entraînant une progradation du banc vers la côte. En outre, certaines années ont été plus intenses en terme de tempêtes que d'autres (1956-1962 et 1972-1977) (*Chaverot et al., 2008; Maspataud, 2011*) et coïncident avec les grandes phases d'aménagement portuaires et de gestion du littoral dans le nord de la France. Ces différents éléments, combinés ensemble, ont vraisemblablement pu accentuer la remobilisation sédimentaire et entraîner la migration généralisée des bancs vers le rivage.

Pour la migration vers le large du banc du Braek, une hypothèse est que le banc du Smal agit comme un brise-lames : les vagues s'y brisent d'abord et dissipent une grande partie de leurs énergies avant d'arriver dans la partie est du Braek (*Tessier et al., 1999*). L'élargissement du banc du Smal au cours des deux siècles a peut-être accentué cet effet, et cela pourrait expliquer pourquoi le banc du Braek a migré vers le large. L'action combinée de la houle et des courants de marée ont également pu accentuer la migration vers le large et la réduction de la largeur du banc du Braek (Figure 13 de *Latapy et al. (2019)*). Une inversion possible de la direction du transport sédimentaire peut induire une progradation vers le large, et la prédominance des courants de marée peut potentiellement accroître l'érosion d'un côté du banc, ce qui entraînerait finalement une diminution de sa largeur.

Le banc à la Ligne, en baie de Wissant se singularise par des mouvements latéraux et transversaux moins marqués que ses voisins. Les MNT obtenus depuis 1878 mettent en évidence de profonds changements dans la morphologie du banc, avec un important amaigrissement des flancs du banc et un abaissement de la crête (Figure 4.20). En 1910, le banc à la Ligne était très proche de la côte (Profil A Figure 4.21), ce qui a entraîné un comblement du chenal côtier, inexistant à cette période sur la portion ouest de la baie. Les travaux de *Briquet (1930)* retracent la position du banc à la Ligne, à différentes périodes, à partir d'anciennes cartes marines. Nous avons complété ses travaux avec nos données et avons pu ainsi reconstituer la position du banc à la Ligne depuis le 17^{ème} siècle. Le banc à la Ligne se trouvait autrefois plus au large de la baie Wissant et a connu une migration progressive vers la côte depuis 1640 (Figure 4.25). En 1776, le banc était situé à marée-basse à 800 m au large du Cap Gris Nez, et à seulement 200 m du Cap en 1810. En 1835, l'avant-plage était largement exposée à marée-basse, même si un chenal profond était encore pré-

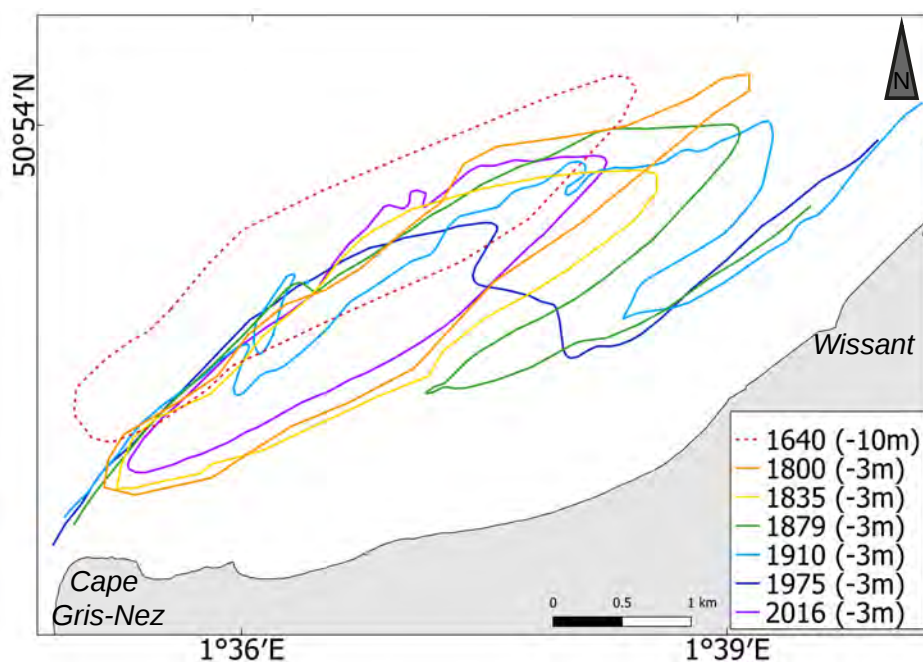


FIGURE 4.25 – Évolution de la position et de la forme du banc à la Ligne depuis 1640 (adapté d'après [Briquet \(1930\)](#) et complété avec les données de la présente étude). L'isobathe -3 m a été utilisé comme référence pour limiter les bordures du banc excepté en 1640 où l'isobathe -10 m est utilisé. ([Latapy et al., 2020](#))

sent. Les travaux de [Briquet \(1930\)](#) ont mis en évidence que le chenal côtier s'est progressivement comblé dans les années 1870 et qu'en 1910, le banc à la Ligne était quasiment soudé à la plage. Nos résultats ont permis de confirmer ce constat. Au cours du 20^{ème} siècle, l'amaigrissement du banc est visible à partir des tracés du banc à la Ligne, sa surface s'est significativement réduite en 1975, et en 2016 même s'il semble avoir regagné du volume, le banc est plus au large et séparé du rivage par un chenal profond. La crête du banc émerge toutefois à marée basse lors de grands coefficients de marée (Figure 4.26).



FIGURE 4.26 – Photographie aérienne du banc à la Ligne et de sa crête émergee prise le 19/04/2018 à marée basse (coefficient 99) par Altimage

En combinant les écrits et études historiques, nous avons pu retracer l'évolution de la baie à

travers la position du banc à la Ligne. Les tracés du banc depuis le 17^{ème} siècle indiquaient une migration progressive vers la côte. Cette migration n'est plus observée au cours du 20^{ème} siècle, un recul vers le large est identifié en 1975 et en 2016, suggérant ici de profonds changements dans la morphodynamique de ce banc sur le dernier siècle.

En se basant sur l'étude diachronique des variations bathymétriques, nous avons pu décrire et quantifier les mouvements et changements morphologiques des bancs sableux. Cette analyse permet d'esquisser les tendances évolutives à moyen-long terme et de supposer la dynamique morpho-sédimentaire de la région à partir des études précédemment réalisés sur des systèmes côtiers similaires et sur d'autres bancs tidaux.

4.4 Conclusion intermédiaire

Les variations morphologiques des fonds marins de la façade **Manche** des Hauts-de-France se sont révélées relativement stables à l'échelle séculaire. Au large, peu de variations ont été détectées, la Bassure de Baas sur sa partie septentrionale (face à Boulogne-sur-mer) est proche de la côte et semble dans ce cas indiquer une certaine variabilité latérale avec des mouvements vers le large et de l'accrétion verticale. Plus au Sud, à la côte, les levés bathymétriques couvrent essentiellement les embouchures d'estuaires (Canche, Authie et Somme). Les mouvements de poulrier-musoir vers le nord liés à la dynamique des estuaires picards sont confirmés depuis le 19^{ème} siècle et permettent de mettre en évidence des rythmes d'évolution fluctuant dans le temps et l'espace.

Sur la façade française ouverte sur la **mer du Nord**, l'ensemble des bathymétries historiques a permis d'identifier d'importants mouvements et déplacements des bancs sableux. Ces migrations ont eu un impact parfois significatif sur la morphologie côtière. Notamment à Calais, où la formation du Riden de la Rade a entraîné le creusement d'un chenal à l'ouest du port et la formation d'une large zone d'avant-côte à l'est. De la même manière, l'étude long-terme de la morphologie côtière de la baie de Wissant a mis en évidence une période d'accumulation sédimentaire au début du 20^{ème} siècle qui s'est suivie par une période d'érosion généralisée encore observable aujourd'hui. Enfin, à Dunkerque, le suivi des nombreux bancs sableux côtiers a révélé une forte interaction entre les bancs et une tendance à la migration vers le nord-est et vers la côte.

La morphologie des fonds marins interagissant avec les courants de marée et la houle, les secteurs d'accrétion ou d'érosion varient en fonction de ses évolutions. Dans ce but, une modélisation hydrodynamique a été réalisée à partir de plusieurs lots bathymétriques historiques. L'objectif est de simuler les courants de marée et ainsi voir l'influence des variations bathymétriques sur la circulation de ces courants (vitesse, direction) et d'étudier également les variations dans la propagation de la houle en fonction des différentes configurations bathymétriques.

Afin de simuler au mieux les processus physique, il était nécessaire d'avoir des grilles suffisamment larges et étendues. Les bathymétries en Manche n'étaient malheureusement pas continues sur le linéaire côtier, il a donc été choisi de s'intéresser, par la suite, essentiellement à la façade mer du Nord. La couverture spatiale des levés bathymétriques était plus importante et les variations morphologiques observées sur le dernier siècle étaient plus significatives. Les résultats de ces simulations sont présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre 5

Reconstitution de l'hydrodynamisme de la côte d'Opale depuis le 19^e siècle

*« Entendre le son des vagues
lorsqu'elles s'agrippent à la terre
ferme, Cultiver le silence tout est
calme, plus rien n'interfère »*

Gaël Faye - Tôt le matin (2017)

Sommaire

5.1	Choix des secteurs d'étude et simulations réalisées	154
5.2	Le littoral Calaisien	156
5.2.1	Simulation temps calme	156
5.2.2	Conditions extrêmes avec une houle d'ouest	157
5.2.3	Conditions extrêmes avec une houle de nord-est	161
5.3	La baie de Wissant (d'après Latapy et al. (2020))	165
5.3.1	Simulation temps calme	165
5.3.2	Conditions extrêmes avec une houle d'ouest	166
5.3.3	Conditions extrêmes avec une houle de nord-est	169
5.4	Conclusion intermédiaire	173

5.1 Choix des secteurs d'étude et simulations réalisées

La distribution de l'énergie de la houle à la côte dépend fortement de la réfraction et de la dissipation des vagues sur le petits-fonds ; tout changement morphologique dans la zone littorale devrait donc modifier le modèle de propagation des vagues et donc induire des changements dans leurs hauteurs, leurs directions ainsi que leurs vitesses de propagation ([Putnam and Johson, 1949](#); [Wright, 1976](#)). Dans l'environnement macrotidal étudié, la marée est un processus qui doit être pris en compte dans la compréhension de l'hydrodynamisme côtier afin d'étudier non seulement les courants de marée et ceux induits par les vagues, mais aussi l'impact de la variation de la hauteur d'eau sur l'énergie des vagues. Après avoir décrit et quantifié les variations morphologiques des fonds marins du nord de la France dans la section 4.2, ce chapitre permet d'évaluer l'action de la houle et la circulation des masses d'eau à travers l'utilisation de modèles numériques hydrodynamiques.

A Dunkerque, les frontières des modèles étaient trop proches de la côte (liées à l'emprise des levés bathymétriques cf. Figure 5.1) et les nombreux bancs sableux de Dunkerque empêchaient le modèle de se stabiliser rapidement. Il était par ailleurs difficile dans certains cas de déterminer si les variations dans l'hydrodynamisme côtier étaient dues aux changements bathymétriques ou liées à des problèmes de stabilité du modèle près des frontières. De ce fait, le secteur de Dunkerque ne sera pas abordé dans ce chapitre. Les résultats obtenus en terme de courants et de hauteurs de houles sont toutefois disponibles en Annexes C.

En revanche, nous nous focaliserons sur deux secteurs qui présentent une forte variabilité sur le dernier siècle : le site de Calais et celui de la baie de Wissant (détails des grilles pour les deux secteurs d'étude en Figure 5.1). Sur ces deux secteurs, la répartition spatiale des courants de marée est étudiée à travers l'utilisation de cartes de courants résiduels. Les variations dans la propagation de la houle sont également analysées à partir des cartes des hauteurs significatives de la houle (Hs) ainsi que le long de transects transversaux et longitudinaux. Plusieurs configurations ont été paramétrées pour les simulations (Tableau 5.1).

	Config 1	Config 2	Config 3
<i>Marée</i>	Grandes marées d'équinoxe de mars 2015 01/03/2015 - 31/03/2015		
<i>Houle</i>	-	Dir =250°N Hs99%=2.6 m Tpeak99%=7.3 s	Dir =10°N Hs99%=2.3 m Tpeak99%=7.3 s

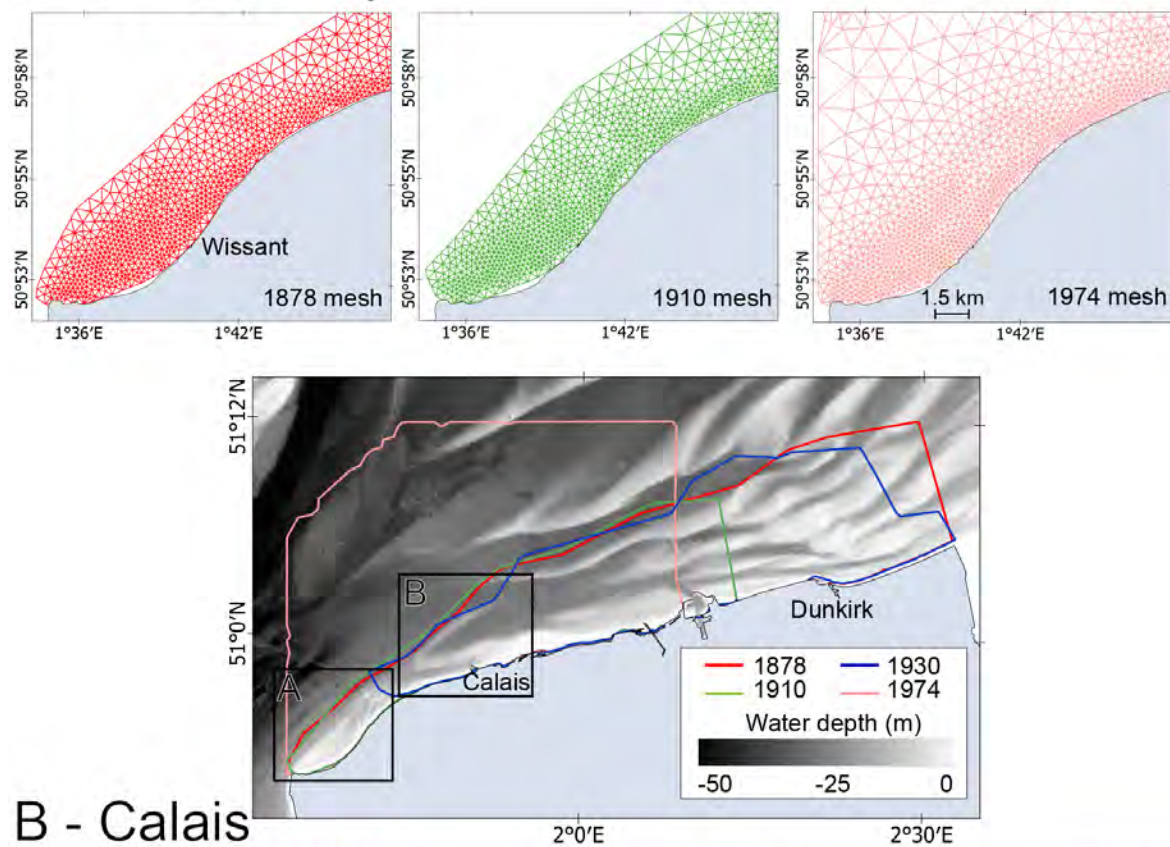
TABLEAU 5.1 – Forçages hydrodynamiques pour les 3 simulations

1. Dans la configuration 1, la marée est l'unique forçage modélisé, la houle est considérée nulle, on supposera ici que c'est un état idéaliste de temps calme (Tableau 5.1).
2. Par la suite, un couplage marée-houle a été réalisé, une houle de secteur ouest avec une hauteur correspondant au centile 99 est forcée au large (Configuration 2 Tableau 5.1).
3. La dernière simulation a pour but de coupler marée et houle mais avec une houle au large (Hs99%) de secteur nord-est (Configuration 3 Tableau 5.1).

Les deux dernières simulations représentent un cas extrême où durant un mois, des houles fortes de même direction (> 2 m) sont formées au large. Ces configurations, bien qu'inexistantes en réalité, ont pour but de montrer dans ces conditions extrêmes, quels impacts la direction et l'intensité de la houle ont sur la vitesse et le sens des courants résultants. Notre analyse s'est concentrée sur les événements extrêmes, que ce soit pour la houle ou la marée, car les changements côtiers (érosion côtière) sont principalement associés à des processus de haute énergie ([Castelle et al., 2015](#); [Cooper et al., 2004](#); [Masselink et al., 2014](#)). Les courants résultants permettent de proposer des transports sédimentaires préférentiels pour chaque configuration et permettent d'apporter des éléments de réponse dans la compréhension de la dynamique littorale, pour chaque période

modélisée. De la même manière, la propagation de la houle et son intensité constituent un indicateur en terme d'énergie côtière.

A - Wissant bay



B - Calais

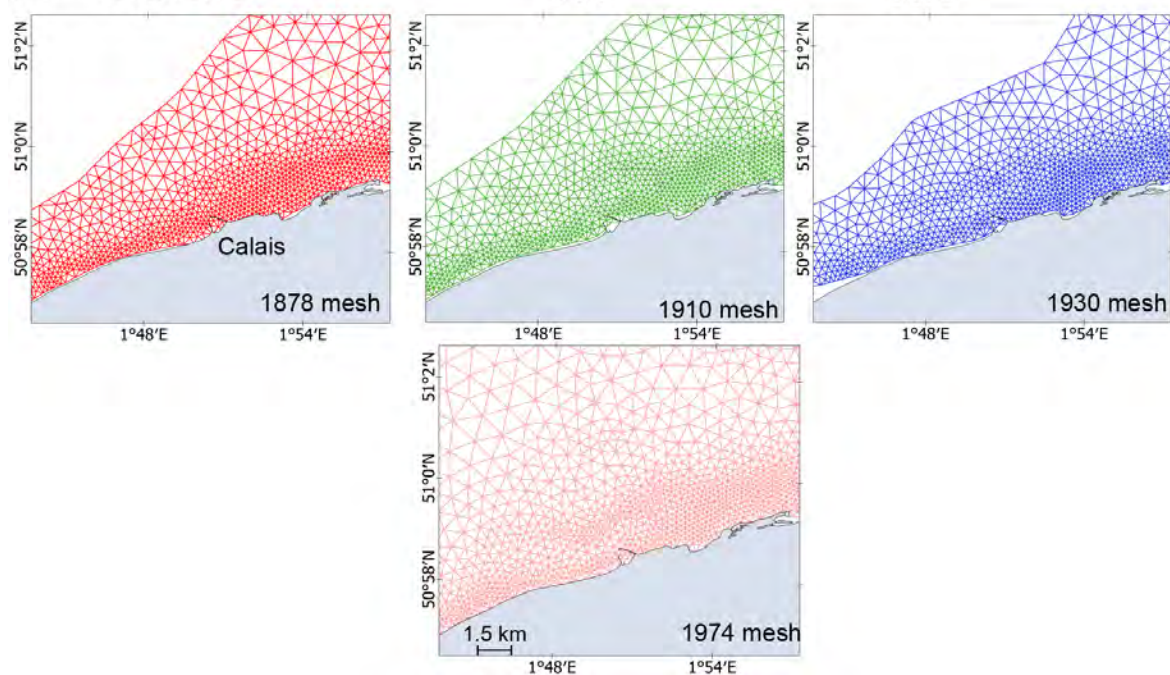


FIGURE 5.1 – Emprise des modèles hydrodynamiques de 1878, 1910, 1930 et 1975. A) Zoom sur les grilles en baie de Wissant. B) Zoom sur les grilles dans le secteur de Calais

5.2 Le littoral Calaisien

5.2.1 Simulation temps calme

Dans la configuration 1, l'effet de la houle est négligé et on considère uniquement l'influence de la marée. Cette configuration est ainsi assimilée à des conditions de "temps calme", avec néanmoins un forçage tidal important (marées du siècle de mars 2015). Ce forçage va permettre de calculer les courants résultants maximaux sur chacune des configurations.

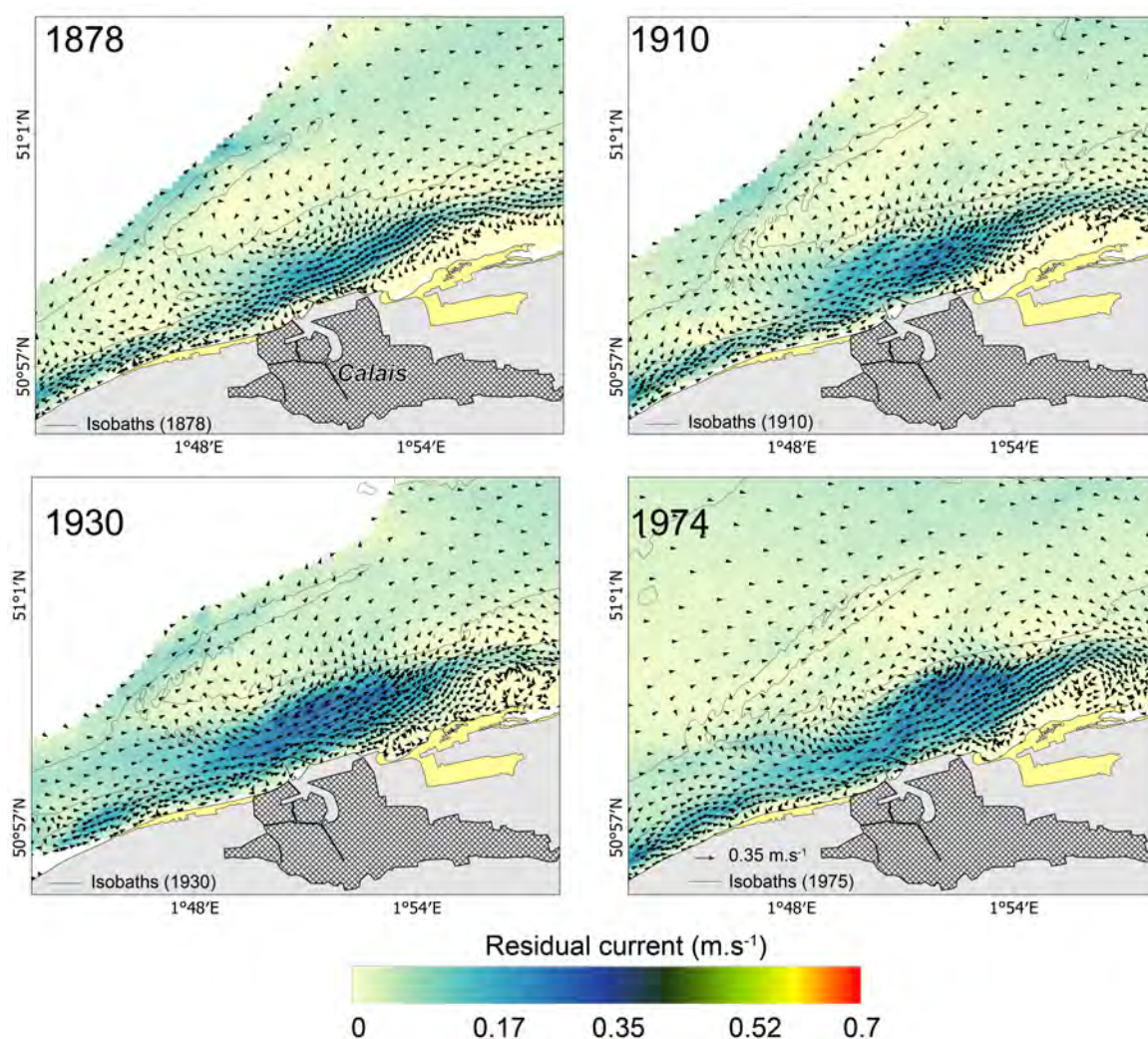


FIGURE 5.2 – Courants résiduels obtenus pour les 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) en zone côtière de Calais en ne prenant en compte que les processus tidaux

Les résultats de ces simulations sur les quatre bathymétries historiques sont présentés en Figure 5.2. L'analyse des cartes de courants résiduels révèle plusieurs éléments :

- Pour les quatre bathymétries, dans l'ensemble, le courant prédominant est dirigé vers l'est-nord-est.
- Des changements significatifs dans la circulation hydrodynamique sont observés : une augmentation globale des vitesses des courants résiduels est visible dans les petits-fonds liée à la formation et à la croissance du Riden de la Rade. En 1878, les courants les plus forts sont près du rivage et n'excèdent pas 0.20 m.s⁻¹. En 1910, les courants les plus intenses sont regroupés sur une surface plus étendue. En 1930, alors que le chenal continue de se creuser, les courants s'intensifient et atteignent 0.30 m.s⁻¹, en particulier dans la partie centrale du chenal. Enfin, en 1974, les courants résiduels supérieurs à 0.15 m.s⁻¹, dans le chenal et à la jonction entre la côte et le Riden de la Rade, représentent une superficie 3 fois supérieure à

celle obtenue en 1878 et 4 fois supérieure pour les courants résiduels supérieurs à 0.2 m.s^{-1} (Figure 5.2).

- Sur les trois premiers modèles, au niveau du Riden de la Rade, les courants résiduels sont déviés par le banc sableux et sont dirigés vers le large. Cette déviation, déjà visible en 1878, s'accroît avec les bathymétries de 1910 et 1930, lorsque le Riden de la Rade a déjà une forme relativement allongée. En 1974, le Riden de la Rade est imposant, il atteint une taille de 13 km de long et sa crête avoisine la surface (particulièrement au NE du banc) (cf. Section 4.2.1). Dans cette configuration-ci, les courants résiduels vers le large se raréfient, ils sont dirigés vers le NE dans le chenal et sur le sommet du banc. Sur le flanc externe du Riden de la Rade, les courants sont essentiellement vers le SO. Le dernier modèle met en évidence des changements significatifs, non seulement en terme d'intensité de courant mais également dans la direction de ces derniers.
- Avec les bathymétries de 1930 et de 1974, des courants résiduels giratoires à l'est de Calais sont obtenus. Ces gyres ne sont observés que sur les dernières bathymétries et n'apparaissent pas dans celles de 1878 et 1910. Ceci suggère que la croissance du Riden de la Rade a probablement un rôle important dans l'apparition de ces gyres : la disposition du banc sableux permettrait de concentrer les courants sur le secteur est de Calais. L'accolement du Riden de la Rade à la côte sur les dernières décennies a induit un profil de plage à pente douce sur cette portion de l'estran. Avec cette configuration, l'intensité des courants diminue progressivement. La réduction de la vitesse des courants couplée à la circulation sous forme des gyres sont susceptibles d'avoir créé des conditions propices au dépôt sédimentaire.

5.2.2 Conditions extrêmes avec une houle d'ouest

La deuxième simulation modélise, sur une période d'un mois, un cas hypothétique avec de grandes marées astronomiques et une houle constante venant du secteur ouest d'une hauteur de 2.6 m au large (Tableau 5.1).

La houle d'ouest intensifie les courants résiduels de marée. Le flot est prédominant dans cette configuration et la vitesse des courants a quasiment doublé sur certains secteurs (Figure 5.3). Avec la bathymétrie de 1878, les courants résultants sont plus intenses sur la frange côtière ($0.3 - 0.5 \text{ m.s}^{-1}$). Il est intéressant de noter qu'entre 1878 et 1974, les courants se sont atténués le long du rivage, particulièrement face à l'entrée du port de Calais. En revanche, comme pour la configuration "temps calme", les courants sont beaucoup plus forts sur la bordure du chenal et sur le sommet du Riden de la Rade. Des courants giratoires sont également présents sur les bathymétries de 1930 et 1974 sur l'estran à l'est de Calais.

L'action de la houle sur les différentes bathymétries est présentée en Figure 5.4. Ces différentes cartes obtenues lorsque le modèle est forcé uniquement avec la houle permettent de mettre en évidence des changements significatifs dans la hauteur de la houle à la côte. D'importantes variations s'opèrent dans les hauteurs significatives des vagues, dans les petits-fonds proches du rivage, lors de la propagation d'une houle de secteur ouest. Ces variations à l'avant-côte suggèrent que les variations bathymétriques, unique variable du modèle dans cette configuration, ont une forte influence sur la propagation de la houle. La densité d'énergie contenue dans la vague est proportionnelle à la hauteur de la houle. En se rapprochant de la côte, l'énergie de la houle est dissipée par le relief sous-marin. La formation du Riden de la Rade depuis le 19^e siècle a pleinement participé à dissiper l'énergie des vagues dans les petits-fonds, ce qui n'était pas le cas en 1878 (Figure 5.4).

Par la suite, la marée a été couplée à la houle. L'évolution spatiale de la hauteur de la houle a été représentée sous forme de transects transversaux et longitudinaux en Figure 5.5. Sur ces profils, nous avons sélectionné la hauteur de la houle lors d'une pleine mer de vives-eaux (PMVE *High Water Springs*) et lors d'une basse mer de vives-eaux (BMVE *Low Water Springs*).

On peut déjà noter que l'intensité de la houle n'est pas la même lors de la pleine mer ou de

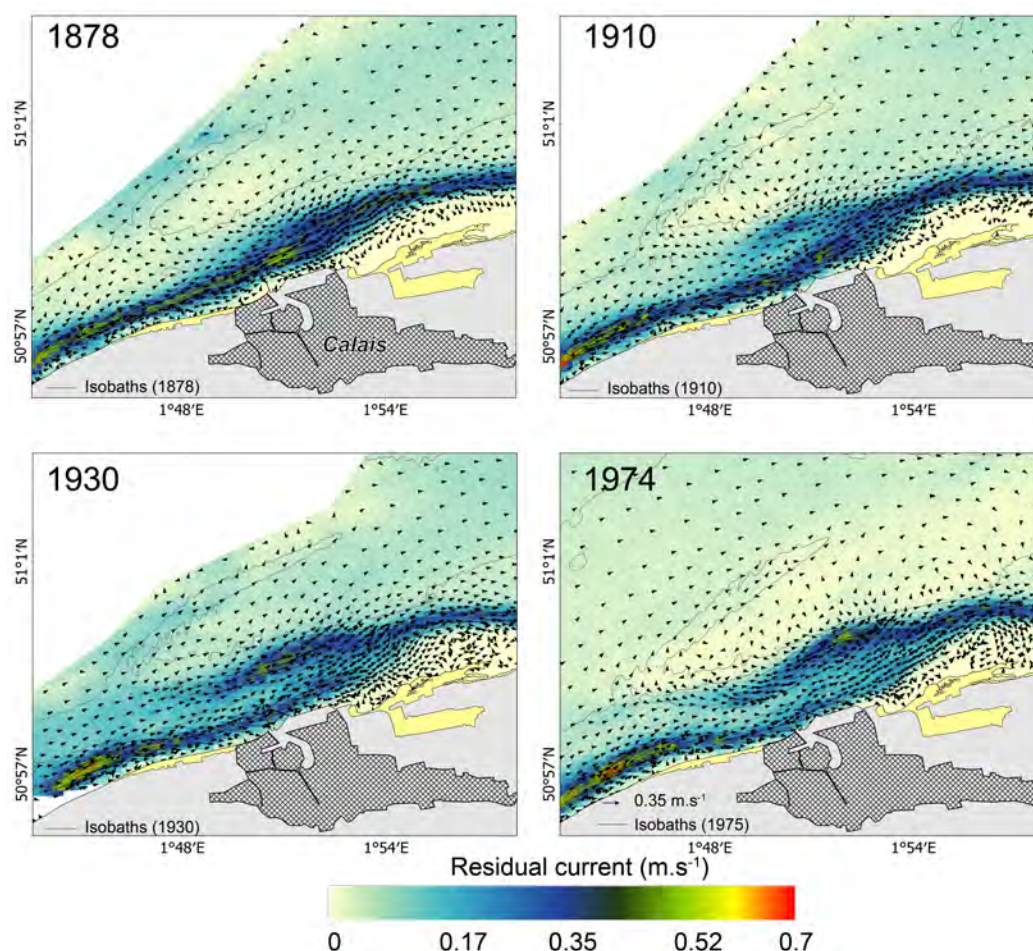


FIGURE 5.3 – Courants résiduels obtenus pour les 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) en zone côtière de Calais avec le couplage marée-houle, et une houle au large de secteur ouest.

la basse mer. Dans l'ensemble, la H_s est plus élevée lors des pleines-mers. En revanche, lorsque le niveau de l'eau est bas (accentué ici vu que nous sommes dans un contexte de BMVE), l'influence des fonds sur la dissipation de la houle va être renforcée, d'où des variations de la hauteur significative plus importantes (Figure 5.5 Profil E,F et X particulièrement).

Les profils D et E sont situés sur la partie occidentale du Riden de la Rade. Sur le profil D, pour la haute ou la basse mer, les profils de H_s sont relativement semblables en 1878 et en 1910, suggérant ici que l'épaisseur de la tranche d'eau est trop importante pour influencer sur la propagation de la houle à cette période. En 1930, H_s augmente sur l'ensemble des profils mais diminue ensuite avec la bathymétrie de 1974 (Figure 5.5). Cette diminution de l'énergie de la houle en 1974 est d'autant plus importante en BMVE, la H_s est inférieure à 1.5 m à 2.5 km de la côte (avec la bathymétrie de 1930, la houle franchit le seuil de 1.5 m de hauteur uniquement à 1.5 km du rivage). Avec le profil E, le levage de la houle lié à l'accrétion verticale du Riden de la Rade est identifiable sur les profils 1930 et 1974 en PMVE; à la côte il y a peu de variations, la tranche d'eau dans le chenal devait vraisemblablement être trop importante pour que les variations bathymétriques influent réellement sur la dissipation de la houle. Les changements les plus significatifs sont visibles lors des BMVE où H_s diminue nettement entre $X=4000\text{m}$ et $X=5000\text{m}$. Sur 1 km, la hauteur significative passe de 1.75 m en 1878 à 0.2 m en 1974 (Figure 5.5).

Sur le profil F, lors des basses mers de vives-eaux, entre 1878 et 1974, la houle déferle de plus en plus au large, un recul de 1 km est identifiable sur les profils (Figure 5.5). Pour les pleines mers de vives-eaux, on retrouve une réduction de H_s mais dans une moindre mesure ici (diminution de 0.5 m).

Sur les profils G et H, à l'est du Riden de la Rade, lors des BMVE, les profils de 1878, 1910 et

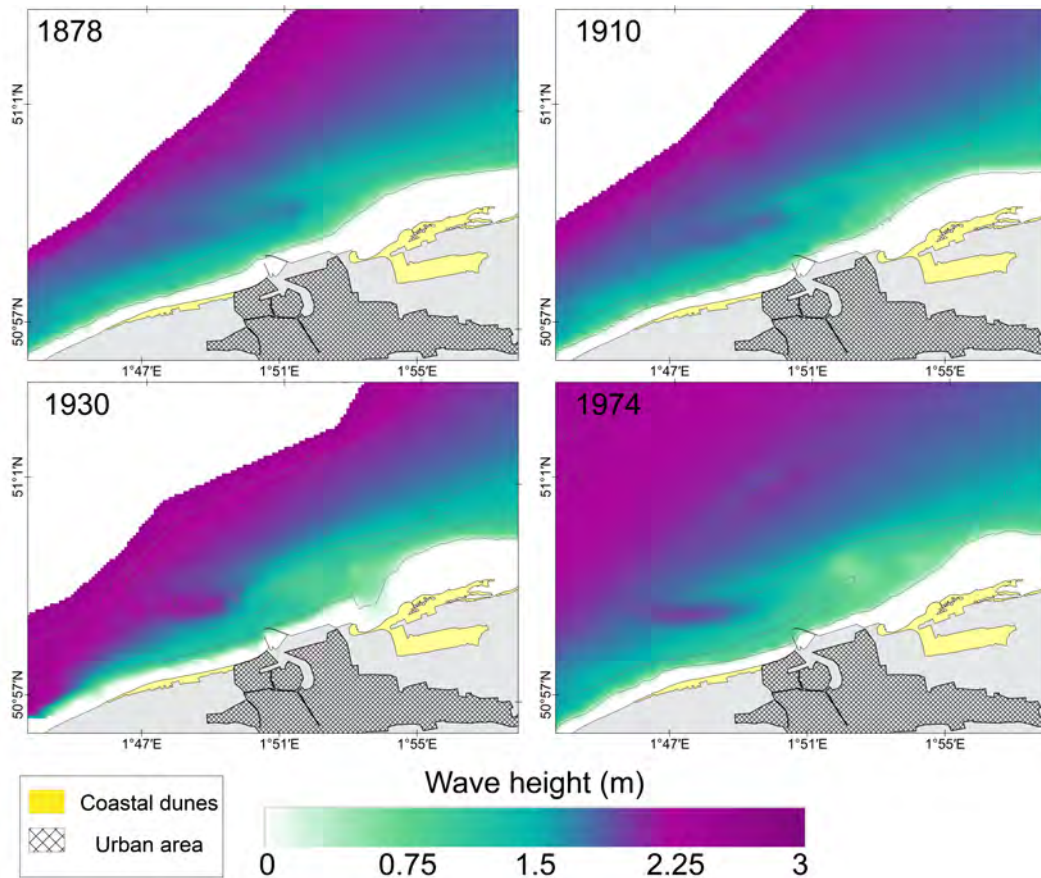


FIGURE 5.4 – Carte de la répartition spatiale des $H_{s99\%}$ pour une houle d'ouest en 1878, 1910, 1930 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée

1930 sont analogues, du large vers la côte. La hauteur de la houle diminue progressivement jusqu'à l'isobathe -5 m ($X=5000$ m) pour ensuite réduire très rapidement jusqu'à la côte. En revanche en 1974, la houle approche la côte avec une hauteur plus importante mais déferle plus au large et se réduit ensuite graduellement jusqu'à la plage. En contexte de PMVE, sur le profil G, entre 1878 et 1930, les profils au large sont assez similaires, en revanche, en 1974, la houle approche la côte avec moins d'énergie qu'avant. A la côte, la hauteur de la houle diminue entre 1878 et 1910, augmente de nouveau en 1930 et décroît finalement en 1974. Sur le profil H, la H_s diminue sur la crête du Riden de la Rade entre 1878 et 1974, mais semble augmenter à la côte en 1910 et en 1974 (Figure 5.5).

Les profils longitudinaux X et Y, respectivement sur le banc et le long du chenal, montrent deux tendances distinctes. Sur le Riden de la Rade, lors des BMVE, la hauteur de la houle s'est sensiblement réduite sur l'ensemble des profils entre 1878 et 1974. Sur la partie centrale du banc, la houle est totalement dissipée en 1878 sur une longueur de 5 km, cette section s'étend entre 1878 et 1974 jusqu'à atteindre une longueur de 8 km. Sur les sections où la houle n'est pas totalement dissipée, sa hauteur s'est cependant significativement réduite. Lors des PMVE, on retrouve à l'est et au centre du banc la réduction de H_s , couplée à une augmentation de la houle à l'ouest du Riden entre 1930 et 1974 (Figure 5.5 profil X), bien visible également sur les cartes de H_s (Figure 5.4).

Le creusement du chenal au cours du 20^{ème} siècle se traduit par une augmentation de la hauteur de la houle à l'approche de la côte. Cette augmentation est bien visible sur la partie NE du profil Y (Figure 5.5 profil Y). Lors d'une BMVE, dans le chenal la hauteur de houle excède 0.5 m sur 26% du profil en 1878 (contre 38% pour 1910 et 1974 et 46% pour 1930). Cette extension est également visible lors des PMVE, notamment avec le modèle de 1930 où la hauteur de houle est majoritairement supérieure à celles obtenues avec les autres bathymétries.

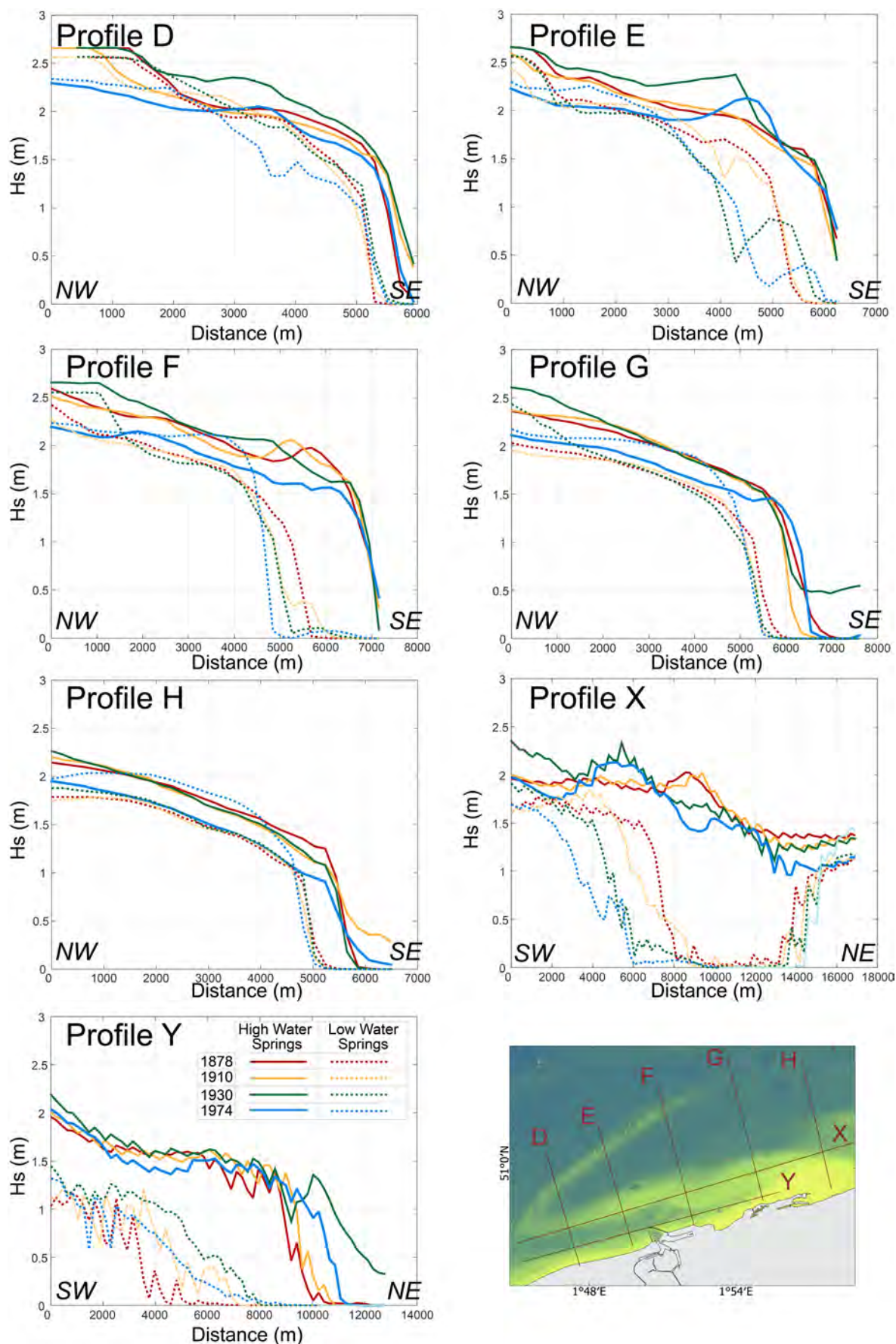


FIGURE 5.5 – Transects de la hauteur de houle (H_s) réalisés à partir des 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) au niveau de Calais pour des houles au large de secteur ouest lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux

5.2.3 Conditions extrêmes avec une houle de nord-est

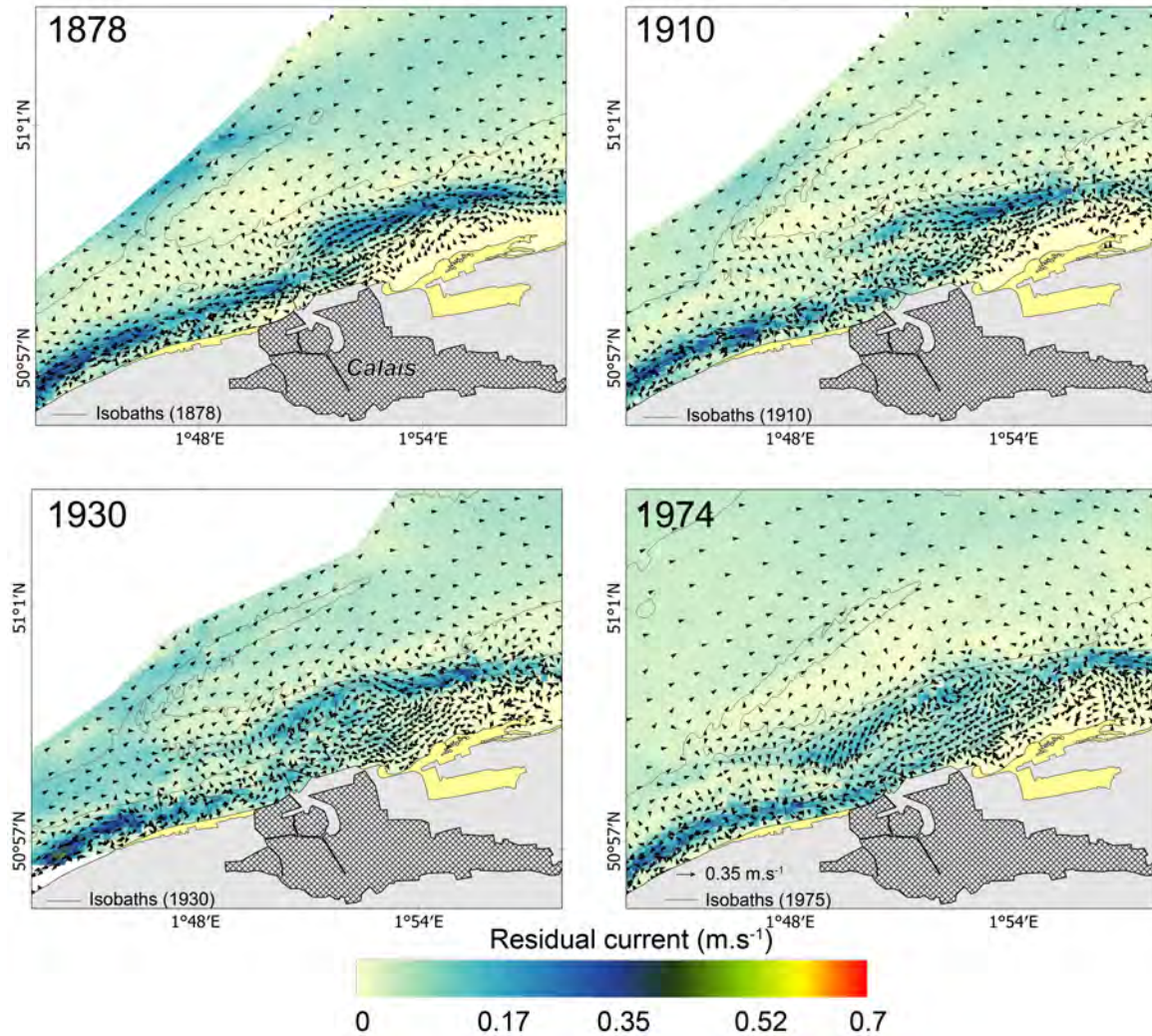


FIGURE 5.6 – Courants résiduels obtenus pour les 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) en zone côtière de Calais avec le couplage marée-houle, et une houle au large de secteur nord-est

Lorsque les modèles sont forcés avec une houle au large de secteur nord-est, les courants résiduels obtenus pour chacune des configurations donnent des résultats beaucoup plus irréguliers en terme de direction (Figure 5.6). En termes d'intensité, les vitesses des courants résiduels sont dans la même gamme de valeur que lors de la simulation "temps calme", avec un maximum autour de 0.35 m.s^{-1} . Au large, les courants restent majoritairement dirigés vers l'est-nord-est. En revanche, à la côte, la houle gagne en énergie et avec une houle de nord-est, le courant induit par les vagues va à l'encontre des courants de marée. En 1878 et en 1910, le long du rivage, les courants résiduels sont dirigés vers l'ouest-sud-ouest. C'est à partir de 1930 et en 1974 qu'un courant ouest-sud-ouest s'impose sur le Riden de la Rade tandis que dans le chenal (entre la côte et le banc sableux), un courant dirigé vers l'est-nord-est domine (Figure 5.6).

En s'appuyant sur ces cartes, la zone face au port de Calais semble avoir subi d'importants changements hydrodynamiques. Les interactions entre les courants est-nord-est dans le chenal et ceux ouest-sud-ouest visibles sur le Riden de la Rade suggèrent des fortes contraintes cisailantes en 1930 et en 1974. Ainsi, la progradation et particulièrement l'allongement du Riden de la Rade a pu être accentué par ces courants cisailants. Au sommet du Riden de la Rade, avec le modèle de 1974, des courants giratoires (anti-horaires) apparaissent. Ces courants peuvent également avoir favorisé l'accrétion verticale du banc sableux par accumulation sédimentaire (Figure 5.6).

La Figure 5.7 représente la répartition spatiale des hauteurs significatives de la houle en né-

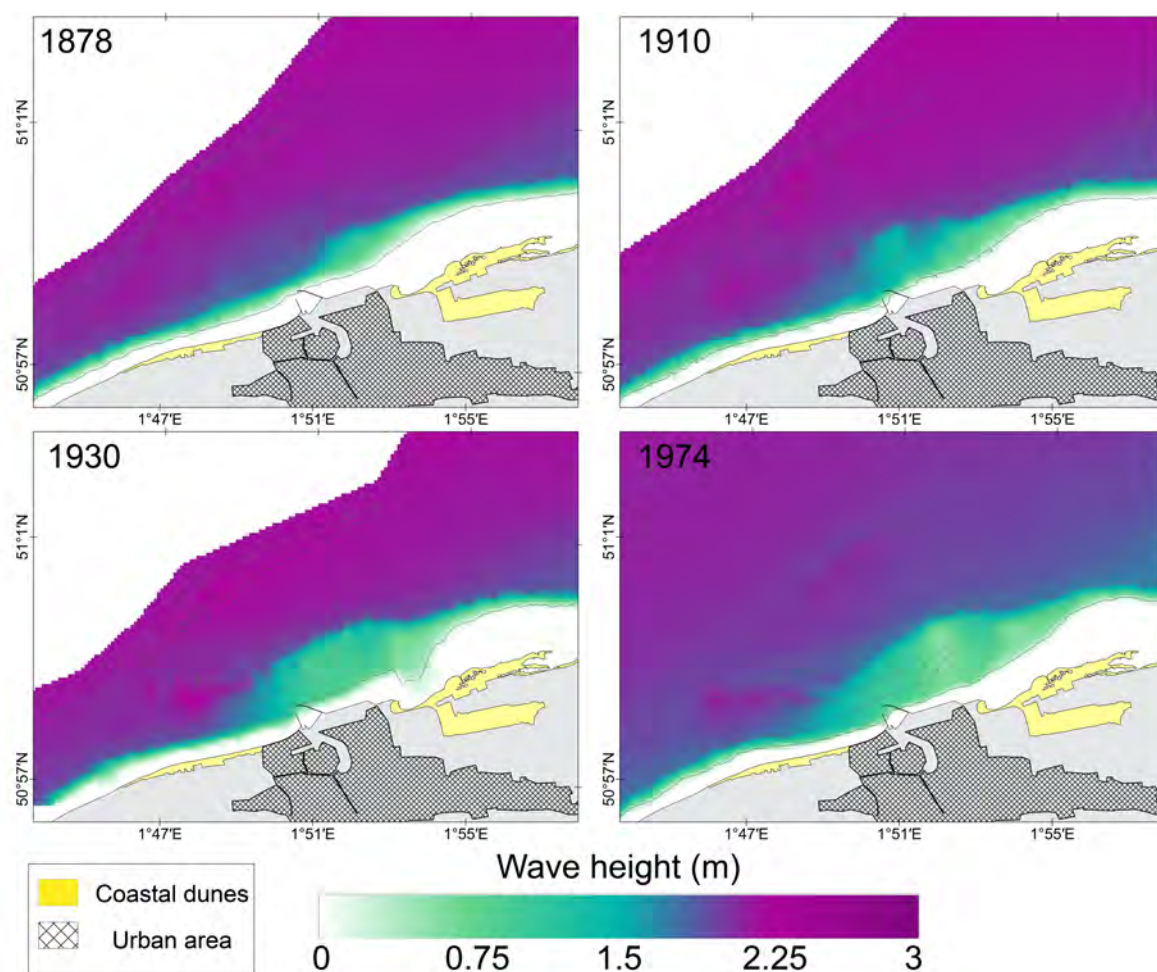


FIGURE 5.7 – Carte de la répartition spatiale des Hs99% pour une houle de nord-est en 1878, 1910, 1930 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée

gligeant les processus tidaux. Lors des conditions initiales, aux frontières, les houles d'ouest sont plus hautes que les houles de nord-est (Tableau 2.15). Cependant, en comparant les cartes de Hs (Figures 5.4 et 5.7), il ressort que les vagues au large sont en moyenne plus élevées dans la configuration nord-est que ouest. Ainsi, au niveau de l'interbanc entre le Riden de Calais et le Riden de la Rade, la houle avoisine les 1.8 m lorsqu'elle provient de l'ouest et excède largement 2 m quand elle arrive du nord-est. Ces résultats suggèrent que les houles de NE, étant frontales, arrivent avec plus d'énergie et se dissipent moins rapidement que les houles obliques.

Dans les petits-fonds, les variations bathymétriques vont entraîner la dissipation de la houle. Comme pour les houles d'ouest, une forte diminution de la hauteur significative est observée au cours du temps à l'est du port de Calais, liée au développement du Riden de la Rade, qui va accélérer le déferlement et ainsi la dissipation de la houle.

L'effet couplé de la houle et de la marée entraîne également des variations dans la hauteur significative de la houle. L'étude détaillée de l'évolution de la propagation de la houle est réalisée à partir des transects de Hs présentés en Figure 5.8. Dans l'ensemble, les profils transversaux, D, E, F, G et H (Figure 5.8) montrent une diminution de Hs à la côte au cours du temps, avec une forte baisse entre 1930 et 1974.

Sur le profil D, correspondant à la partie occidentale du Riden de la Rade, que ce soit en contexte de PMVE ou de BMVE, les profils de 1878, 1910 et 1930 sont relativement similaires. Les changements les plus importants sont visibles avec la configuration de 1974 où une augmentation de Hs au large et une rapide diminution au niveau du banc sableux est détectée en PMVE. En revanche, lors des BMVE, l'accrétion verticale du Riden de la Rade entraîne le déferlement de la houle sur le banc, ceci se traduisant sur les profils par une baisse de Hs de 0.5 m au niveau du

banc sableux ($X=3000-4000$ m). La houle arrive au niveau du chenal avec une hauteur et donc une énergie moindre en 1974 ($H_s < 1.5$ m) que dans le passé ($H_s \approx 2$ m) (Figure 5.8 profil D).

Pour le profil E, en PMVE il y a peu de variations de H_s entre les quatre modèles, la tranche d'eau doit être trop importante pour que les variations bathymétriques influent réellement sur la dissipation de la houle. En revanche, des variations significatives sont discernables lors des BMVE. Entre 1878 et 1974, les vagues de 2 m de hauteur au niveau du Riden de la Rade en 1878 ($X=4500$ m) chutent rapidement à 0.2 m en 1974 (Figure 5.8 profil E).

Au centre du Riden de la Rade, le développement du banc a eu un impact significatif sur le déferlement de la houle (autant en contexte de PMVE que de BMVE) comme le montre le profil F (Figure 5.8). Dans les deux cas, entre 1878 et 1974, H_s chute de plus d'un mètre lors des PMVE au niveau de la crête du banc ($X=5000$ m) et la houle se dissipe totalement en contexte de BMVE.

Sur la partie orientale du Riden de la Rade (Profils G et H Figure 5.8), la propagation de la houle reste relativement constante au cours du temps en contexte de PMVE. Les différences les plus notables sont visibles lors des BMVE où H_s est largement plus atténuée au large ainsi qu'à la côte en 1974.

Comme pour les houles d'ouest, le profil X le long du Riden de la Rade révèle une diminution de l'intensité de la houle au cours du temps. En contexte de BMVE, sur le Riden de la Rade, la houle a significativement diminué sur l'ensemble des profil entre 1878 et 1974. Sur la partie centrale du banc, la houle est totalement dissipée en 1878 sur une longueur de 4 km, ce segment s'étend entre 1878 et 1974 jusqu'à atteindre une longueur de 8 km. Sur les sections où la houle n'est pas totalement dissipée, elle s'est cependant largement réduite. En 1974 sur l'ensemble du banc, la houle n'excède pas 1 m de hauteur sur 58% du profil (contre 36% en 1878, 47% en 1910 et 50% en 1930). Lors des PMVE, les plus fortes variations sont détectées au centre du Riden de la Rade tandis que les extrémités du banc montrent une évolution plus contrastée. Au nord-est, H_s reste relativement stable au cours du temps, alors qu'au sud-ouest, H_s varie peu entre 1878 et 1930 et enregistre une légère augmentation en 1974 (Figure 5.8 profil X).

Le profil Y (Figure 5.8), situé le long du chenal, met également en évidence une évolution contrastée. En condition de PMVE, sur la majeure partie du profil, peu de variations sont observées. C'est uniquement sur la partie NE du profil, à la zone de jonction entre le banc et le rivage, qu'on observe une augmentation de H_s au cours du temps, avec un pic en 1930, suivi d'une baisse de H_s sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. Lors des BMVE, la tranche d'eau étant moins importante, la houle déferle plus au large, ce qui se traduit sur le profil Y par des hauteurs sensiblement plus faibles (< 2 m) comparées à celles obtenues en PMVE. Une augmentation de H_s est néanmoins observée entre 1878 et 1930, particulièrement sur la portion NE des profils, probablement due au creusement progressif du chenal entre le Riden de la Rade et la côte. En 1974, bien que le chenal continue de se creuser, la hauteur de houle en BMVE diminue sur l'ensemble du profil (Figure 5.8 profil Y).

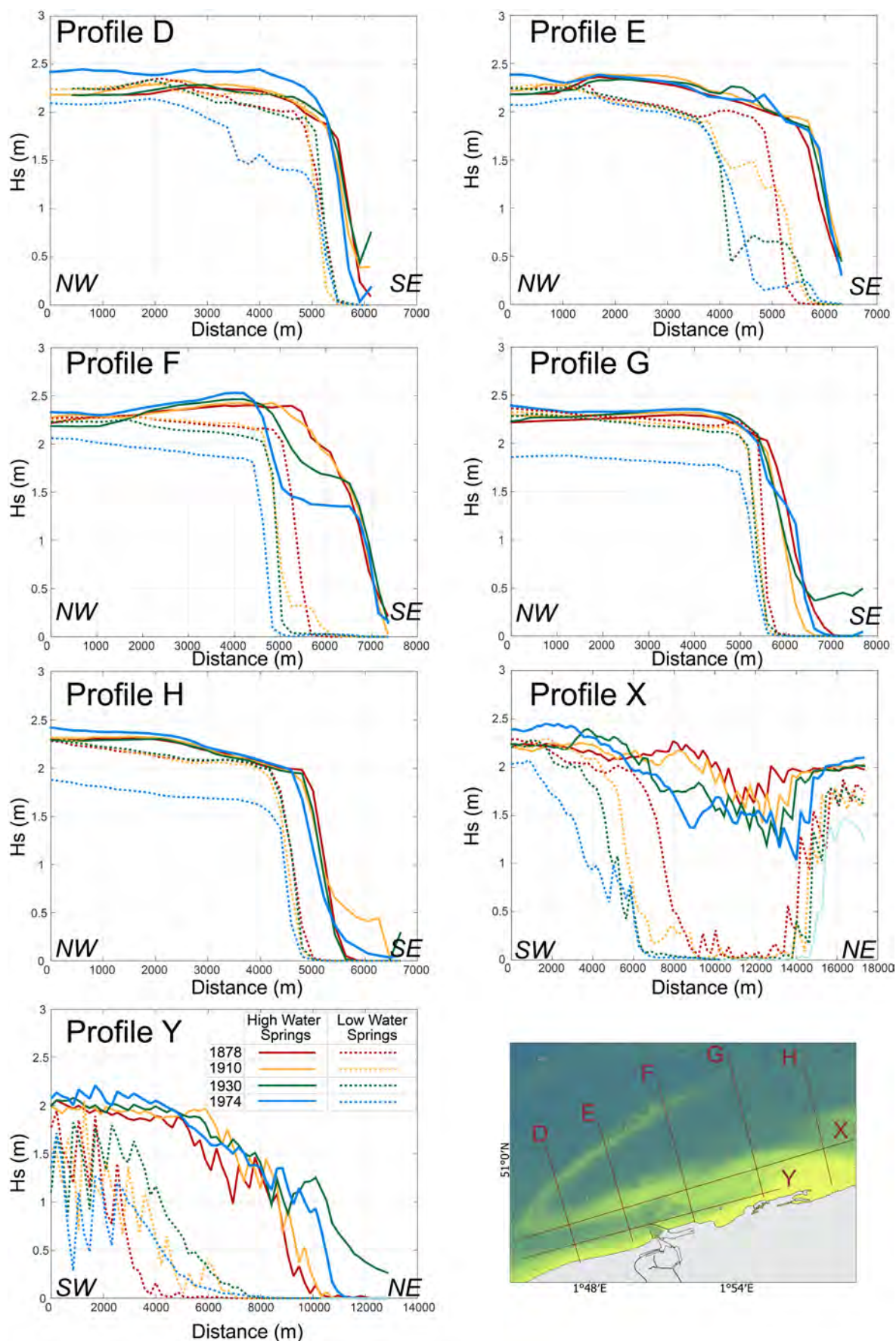


FIGURE 5.8 – Transects de la hauteur de houle (H_s) réalisés à partir des 4 configurations (1878, 1910, 1930 et 1974) au niveau de Calais pour des houles au large de secteur NE lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux

5.3 La baie de Wissant (d'après *Latapy et al. (2020)*)

Les courants et la houle ont été modélisés sur les bathymétries de 1878, 1910 et 1974 (contrairement à Calais, la bathymétrie de 1930 ne couvrait pas les secteur de la baie de Wissant). Cette section sur l'évolution de l'hydrodynamisme côtier en baie de Wissant reprend en grande partie les résultats présentés dans la publication *Latapy et al. (2020)* (disponible en Annexes D). A partir des trois différentes simulations (temps calme, conditions extrêmes avec des houles d'ouest et de nord-est), des cartes de courants résiduels, des cartes de hauteur de houle et des transects transversaux et longitudinaux de Hs ont été utilisés.

5.3.1 Simulation temps calme

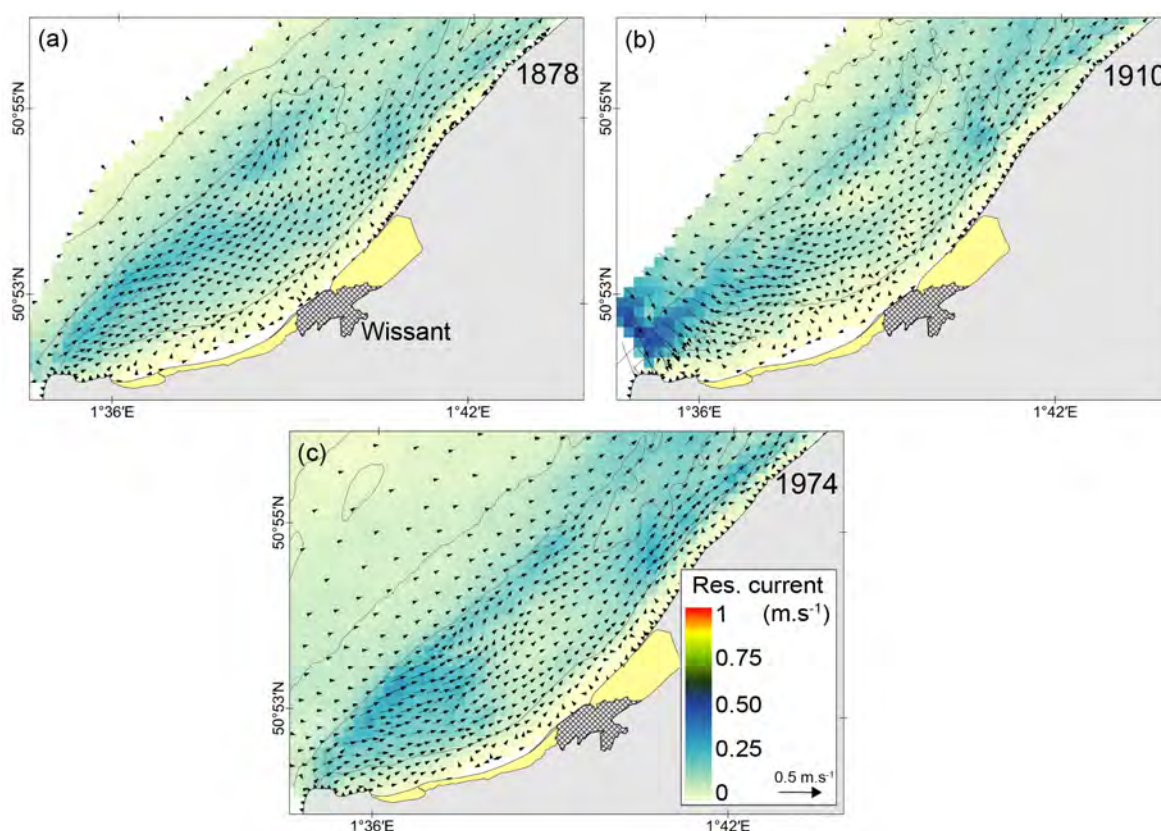


FIGURE 5.9 – Évolution des courants résiduels obtenus en baie de Wissant avec les bathymétries de 1878 (a), 1910 (b), et 1974 (c) en ne prenant en compte que les processus tidaux

Lors de la simulation temps calme, en 1878 les courants résiduels obtenus sont essentiellement dirigés vers le NE (soit la direction majoritaire du flot) et peuvent atteindre 0.3 m.s^{-1} sur le flanc externe du banc à la Ligne (Figure 5.9a).

En 1910, au niveau de la bordure ouest, on note des vitesses de courants plus élevées qu'en moyenne (environ 0.5 m.s^{-1}), ce qui est probablement dû à des effets de bord du modèle (Figure 5.9b). Sur l'ensemble de la baie, les courants résiduels de marée sont dirigés vers le nord-est, sauf dans la partie la plus à l'ouest où les courants sont dirigés vers la côte. Globalement, sur l'estran, les courants résiduels sont plus faibles que ceux obtenus avec la bathymétrie de 1878. Une diminution des vitesses des courants résiduels est également observée au nord-est du banc à la Ligne.

En 1974, comme précédemment, les courants résiduels sont majoritairement vers le nord-est (Figure 5.9c). Les courants les plus faibles de la baie se situent sur la partie centrale du banc à la Ligne ($\approx 0.05 \text{ m.s}^{-1}$), tandis que les plus forts se trouvent au sud-ouest de la baie, en particulier sur le flanc externe du banc à la Ligne ($\approx 0.3 \text{ m.s}^{-1}$).

5.3.2 Conditions extrêmes avec une houle d'ouest

Lorsque le modèle est forcé avec des fortes houles d'ouest, la direction de la houle s'additionne aux courants dominants de flot et induit ainsi des courants résiduels beaucoup plus intenses (Figure 5.10a). En 1878, les vitesses varient entre 0 et 0.9 m.s^{-1} ; les courants résiduels maximums étant situés sur le flanc externe du banc à la Ligne (0.9 m.s^{-1}).

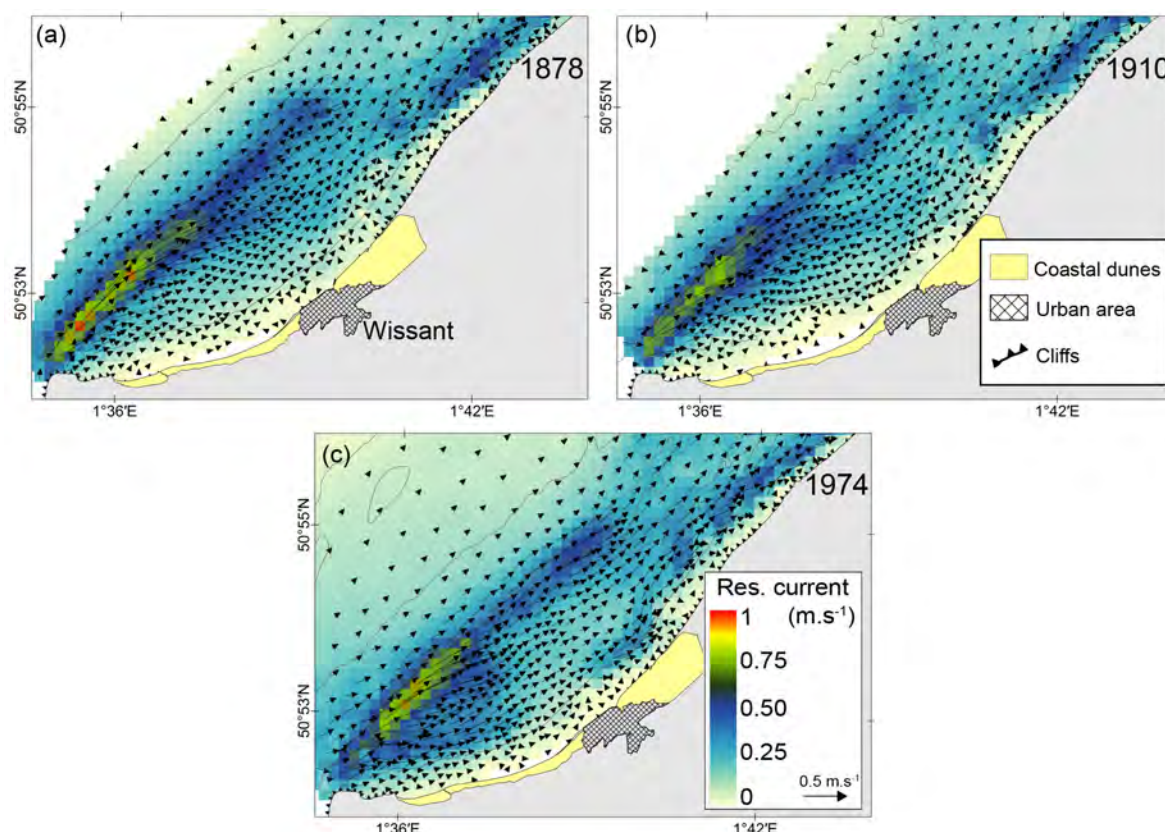


FIGURE 5.10 – Évolution des courants résiduels obtenus en baie de Wissant avec les bathymétries de 1878 (a), 1910 (b), et 1974 (c) en réalisant un couplage marée-houle avec des vagues au large de secteur ouest.

En 1910, les courants résiduels sont majoritairement inférieurs à ceux obtenus en 1878. Ceci est clairement observable, même sur le flanc externe du banc à la Ligne, où les courants même s'ils sont forts, ne dépassent pas 0.75 m.s^{-1} (Figure 5.10b).

En 1974, les courants résiduels s'intensifient sur le flanc externe du banc à la Ligne mais également à l'intérieur de la baie (Figure 5.10c). Comparativement à 1910, les zones où les courants excèdent 0.4 m.s^{-1} sont plus étendues, surtout dans la partie ouest de la baie (au sommet du banc à la Ligne et dans le chenal). Il est important de souligner ici, que c'est uniquement dans cette configuration-là que de courants supérieurs à 0.3 m.s^{-1} sont présents le long du rivage (partie ouest et centrale de la baie).

L'action de la houle sur les différentes bathymétries est présentée en Figures 5.11 et 5.12. En négligeant l'effet de la marée, les cartes de la répartition spatiale des Hs sur les trois bathymétries (Figure 5.11) mettent clairement en évidence des changements importants entre 1878 et 1974. Les zones les plus impactées par ces changements sont les portions sud-ouest et centrale de la baie : en 1878, la hauteur de la houle était quasi-nulle sur le banc à la Ligne et le chenal, mais en 1974 une nette augmentation de la houle est identifiable.

Lors du couplage marée-houle, les hauteurs de houle ont été extraites lors d'une pleine mer de vives-eaux et lors d'une basse mer de vives-eaux. En PMVE ou en BMVE, les profils de Hs obtenues sont très différents en fonction des hauteurs d'eau. En effet, la faible profondeur du banc à la Ligne et du chenal côtier entraîne un déferlement de la houle dépendant de la tranche d'eau et donc du cycle de marée considéré. Lors des configurations extrêmes des PMVE et BMVE, le banc à la Ligne

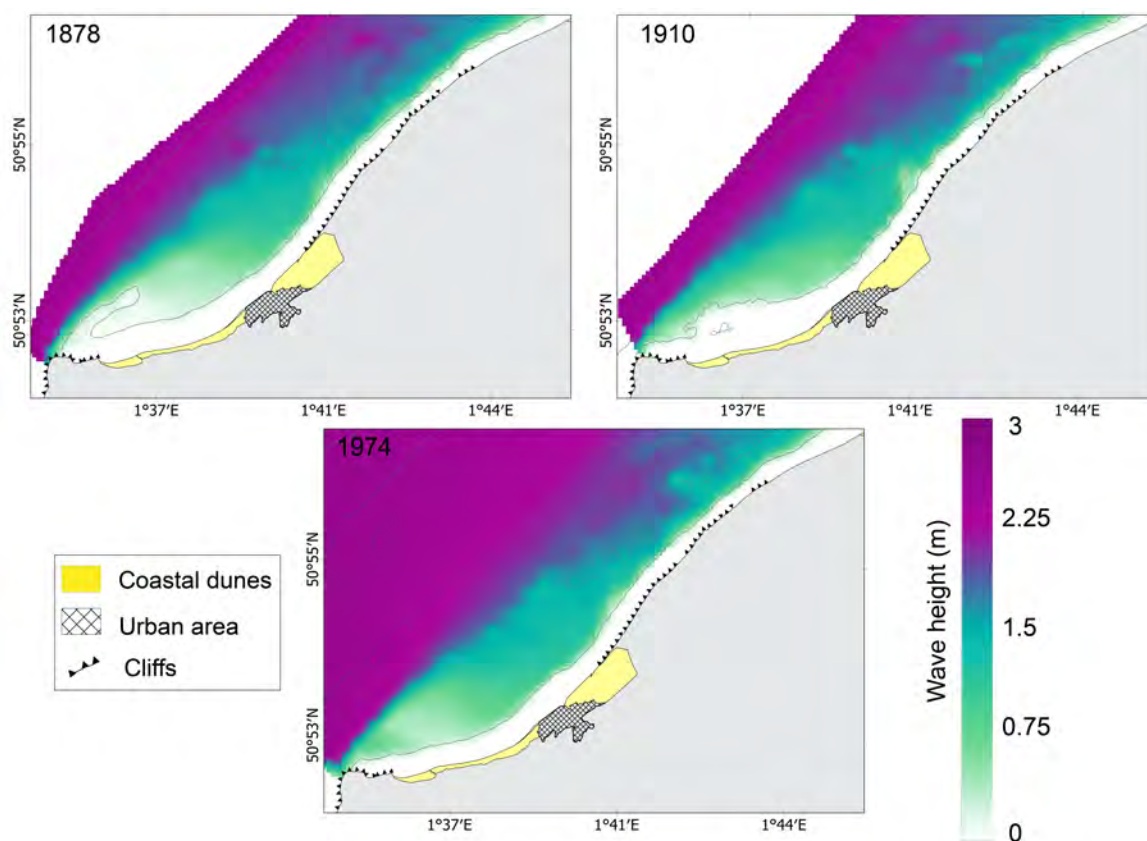


FIGURE 5.11 – Carte de la répartition spatiale des $H_{s99\%}$ pour une houle d'ouest en 1878, 1910 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée en baie de Wissant

est soit sous une tranche d'eau importante (< 5 m) soit complètement émergé.

Sur le profil A, en BMVE, l'eau ne recouvre pas le banc à la Ligne, le déferlement de la houle a donc lieu sur le flanc externe du banc. Entre 1878 et 1974, l'abaissement du banc à la Ligne va ainsi permettre à la houle de déferler de plus en plus vers la côte, soit une migration du profil de H_s de 250 m (Figure 5.12). Lors des PMVE, la tranche d'eau est plus importante et le banc est immergé. La houle peut déferler sur le banc, en 1878, le profil de H_s diminue graduellement vers la côte suggérant une dissipation progressive de la houle. En 1910, la houle est plus forte au large, mais du fait du comblement du chenal côtier dans cette portion de la baie, la houle perd rapidement en énergie et n'excède pas 1 m au niveau de l'emplacement du chenal. En revanche, les hauteurs des vagues sont plus importantes avec la bathymétrie de 1974, où au niveau du chenal ($X=1500$ m) H_s excède 1.5 m (Profil A Figure 5.12).

Au centre de la baie, lors des BMVE, comme précédemment, la tranche d'eau n'est pas suffisante pour recouvrir le banc sableux; la houle déferle donc au large du banc à la Ligne (Profil B Figure 5.12). Lors des PMVE, le banc est immergé et il en résulte une forte réduction de H_s entre le chenal et la côte (sur moins de 500 m), ce qui met en évidence une forte dissipation de l'énergie de la houle à la côte. La hauteur de la houle dans le chenal est néanmoins plus importante en 1974 qu'en 1878 ou 1910 (Profil B Figure 5.12).

A l'est de la baie de Wissant, que ce soit pour les PMVE ou les BMVE, la hauteur de la houle diminue dans le temps suggérant une diminution de l'énergie des vagues à la côte. Les changements les plus significatifs sont visibles lors des BMVE, où sur la portion entre le banc et le rivage H_s a diminué de moitié depuis 1878 (Profil C Figure 5.12).

Les profils longitudinaux, Z et ZZ respectivement sur le banc et dans le chenal côtier (Figure 5.12), ne sont pas (ou peu) impactés par la houle lors des BMVE. En revanche, lors des PMVE, sur le banc à la Ligne, une augmentation de H_s est visible au cours du temps dans la partie ouest et centrale de la baie, tandis que sur la partie est, H_s reste relativement homogène (Profil Z Figure

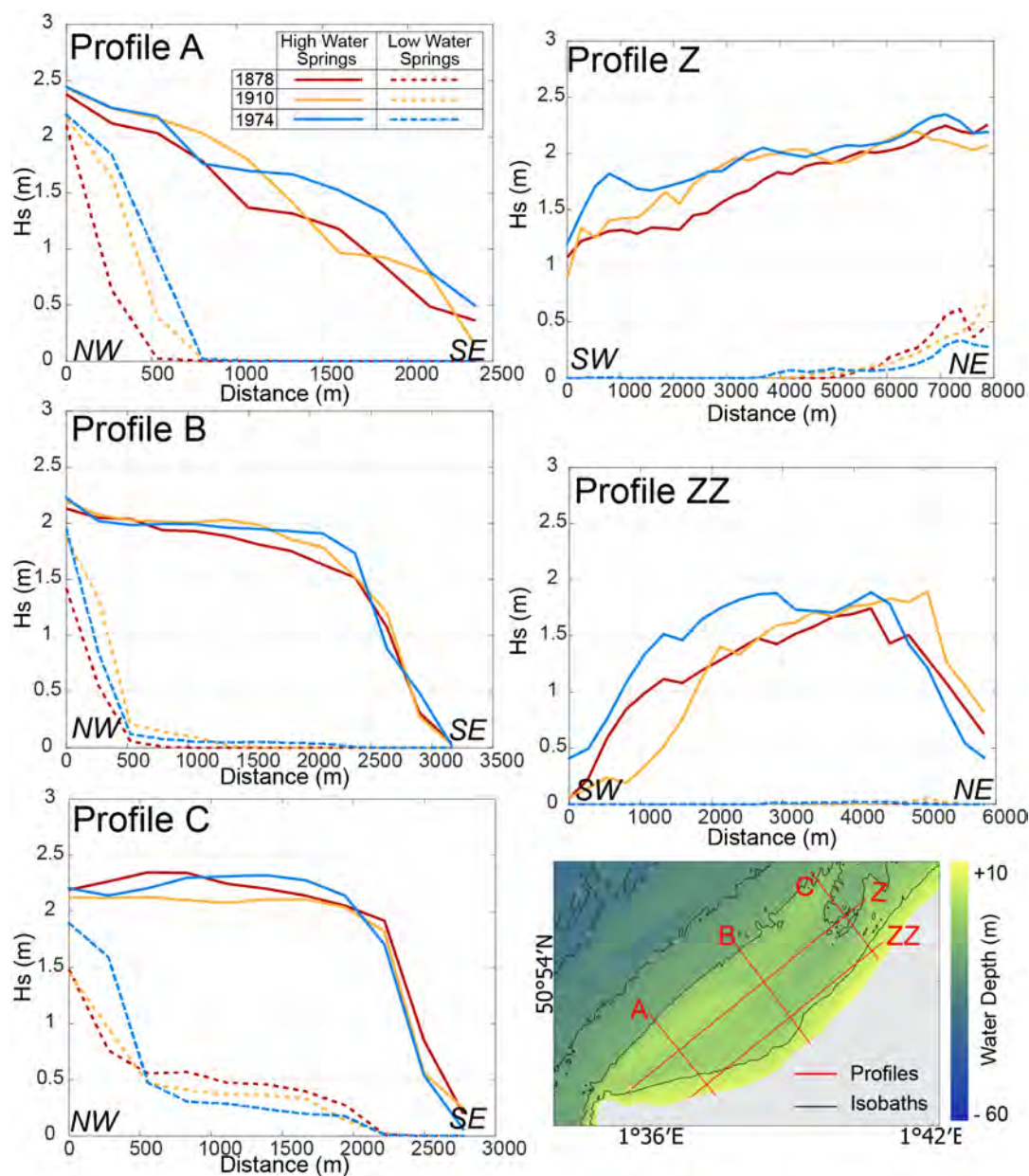


FIGURE 5.12 – Transects de la hauteur de houle (Hs99%) réalisés à partir des 3 configurations (1878, 1910 et 1974) en baie de Wissant pour des houles au large de secteur ouest lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux

5.12). Dans le chenal, lors des PMVE, H_s dépasse 0.5 m sur l'ensemble du chenal. Les portions du profil où H_s excède 1 m représentent 66 % pour 1878, 60 % pour 1910 et 83 % pour 1974, révélant une légère diminution de l'énergie des vagues dans l'ouest du chenal en 1910 et une forte augmentation en 1974 (Profil ZZ Figure 5.12).

5.3.3 Conditions extrêmes avec une houle de nord-est

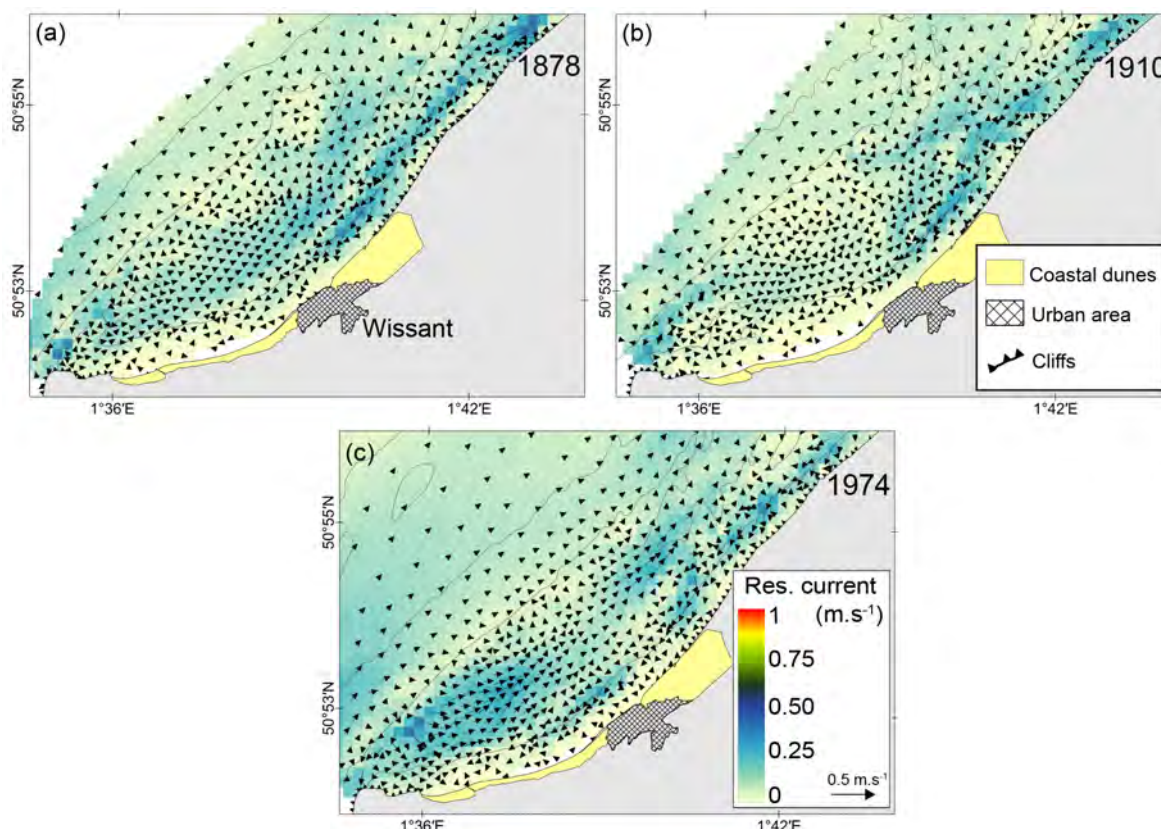


FIGURE 5.13 – Évolution des courants résiduels obtenus en baie de Wissant avec les bathymétries de 1878 (a), 1910 (b), et 1974 (c) en réalisant un couplage marée-houle avec des vagues au large de secteur nord-est

Avec la bathymétrie de 1878, les houles de secteur NE forcées au large induisent des vitesses de courants généralement dans la même gamme de valeur que celles obtenues lors de la configuration "temps calme". Néanmoins, la distribution des vitesses varie, les courants sont plus faibles sur la flanc externe du banc à la Ligne et plus intenses à l'intérieur de la baie (Figure 5.13a). Localement, la direction de ces courants est également inversée, avec des courants résiduels vers le sud-ouest, suggérant ici une prédominance du jusant dans la partie est de la baie.

En 1910, comme avec le modèle de 1878, à l'est de la baie, les courants sur l'estran peuvent atteindre 0.30 m.s⁻¹ et sont essentiellement dirigés vers le sud-ouest (Figure 5.13b). Au sud-ouest de la baie de Wissant, comparé à 1878, les courants sont plus faibles sur l'estran, et également sur le banc à la Ligne (0.12 m.s⁻¹).

La bathymétrie de 1974 induit des vitesses des courants résiduels plus faibles sur les bordures du banc à la Ligne (< 0.1 m.s⁻¹) mais plus forts sur la crête du banc à la Ligne (0.30 m.s⁻¹). Le long du rivage, la zone où les courants dirigés vers le sud-ouest prédominent s'étend et atteint dorénavant le village de Wissant. Face au village de Wissant, ces courants résiduels sud-ouest sont opposés à ceux du chenal et peuvent créer des zones de cisaillement (Figure 5.13c).

Comme précédemment, l'action de la houle sur les différentes bathymétries est présentée en Figures 5.14 et 5.15. Les cartes de répartition spatiale de H_s pour une houle de nord-est en négligeant les processus tidaux mettent en évidence, comme pour les houles d'ouest, des changements significatifs entre 1878 et 1974 (Figure 5.14). Dans la partie sud-ouest et centrale de la baie,

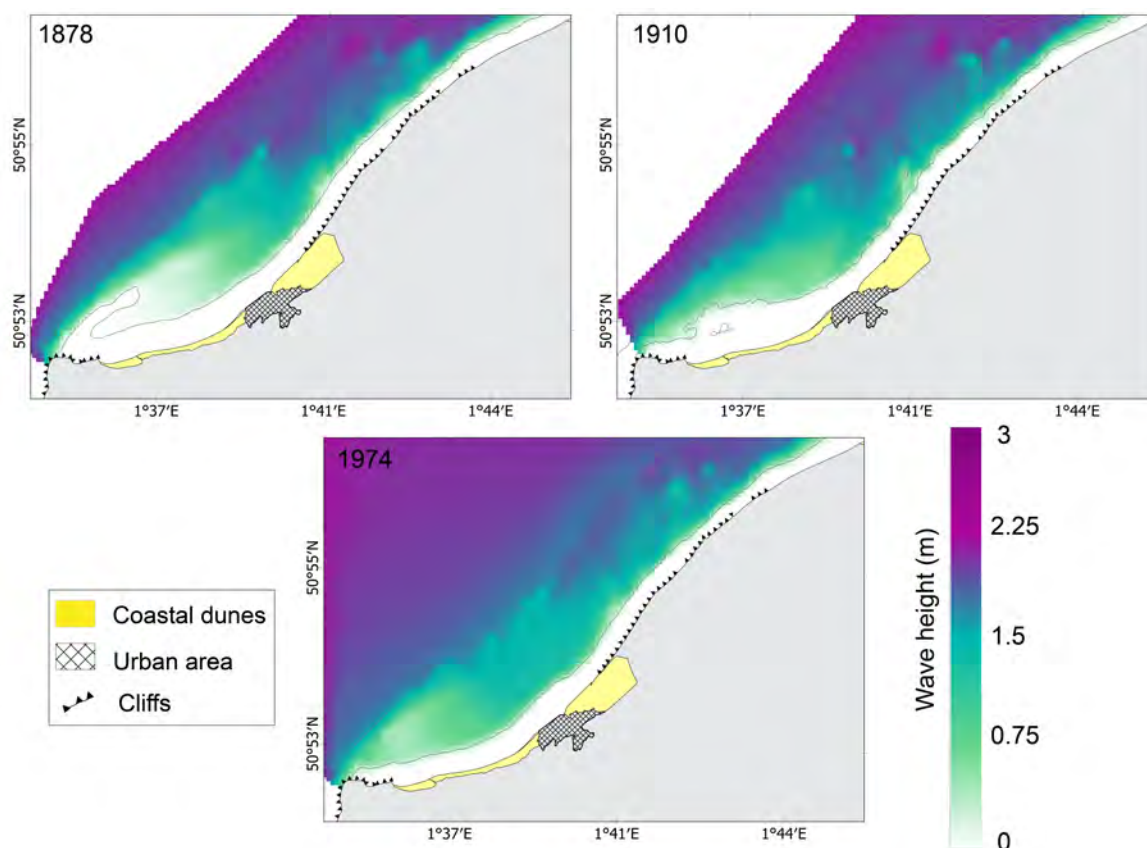


FIGURE 5.14 – Carte de la répartition spatiale des $H_{s99\%}$ pour une houle de NE en 1878, 1910 et 1974 en ne prenant pas en compte la marée en baie de Wissant

les houles frontales sont beaucoup plus hautes et donc potentiellement plus énergétiques en 1974 qu'en 1878. Afin de quantifier ces variations, et également de voir l'impact des marées sur la propagation de la houle, des transects de H_s ont été tracés et sont présentés en Figure 5.15.

Sur le profil A, en BMVE, la tranche d'eau n'étant pas suffisante pour recouvrir le banc à la Ligne, le déferlement de la houle a donc lieu sur le flanc externe du banc. Entre 1878 et 1974, l'abaissement du banc à la Ligne va ainsi permettre à la houle de déferler de plus en plus près de la côte (Figure 5.15). En revanche, il est important de noter ici que, contrairement aux houles d'ouest, la houle déferle le plus proche de la côte avec la bathymétrie de 1910. Ceci est certainement dû à la morphologie du banc à la Ligne en 1910 qui se caractérise dans la partie ouest par une double crête (Profil A Figure 4.21), et qui doit permettre aux houles frontales de dissiper leur énergie plus proche de la côte. Lors des PMVE, la tranche d'eau est plus importante et le banc est immergé. En 1878, la tranche d'eau au-dessus de la crête du banc à la Ligne est de 4-5 m et excède 6 m en 1974. Ici, le comportement de la houle semble assez similaire à celui obtenu avec des houles d'ouest. En 1878, H_s baisse petit à petit vers la côte lié à une dissipation progressive de la houle. En 1910, la houle est plus forte au large, mais le comblement du chenal côtier entraîne une rapide perte de l'énergie de la houle qui n'excède pas 1 m au niveau de l'emplacement du chenal. En 1974, les vagues sont plus élevées au niveau du chenal ($X=1500$ m) où H_s excède 1.5 m (Profil A Figure 5.15).

Au centre de la baie, la tranche d'eau n'est pas suffisante pour recouvrir le banc sableux lors des BMVE, la houle déferle donc au large du banc à la Ligne et n'excède pas 0.2 m sur le banc et dans le chenal (Profil B Figure 5.15). Lors des PMVE, H_s diminue fortement entre le chenal et la côte, mais la dissipation de la houle reste analogue entre 1878 et 1974 avec des profils de H_s très similaires (Profil B Figure 5.15).

À l'est de la baie de Wissant, lors des BMVE, on observe une augmentation de la hauteur de la houle au cours du temps au large du banc à la Ligne, et au contraire une diminution de H_s entre le banc et la côte ($H_s > 1.25$ m en 1878 et $H_s < 1$ m en 1974) (Profil C Figure 5.15). Lors des PMVE, H_s

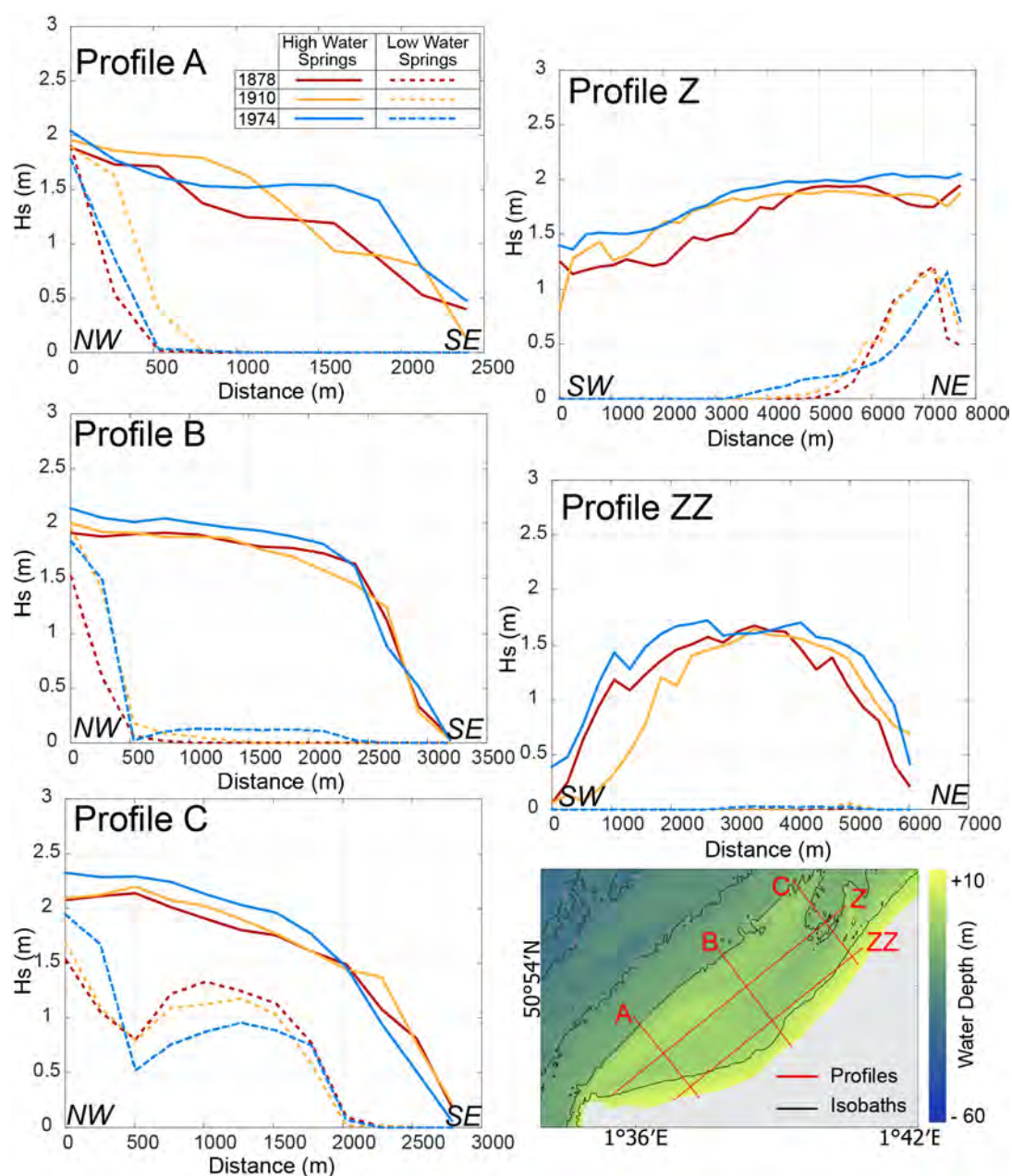


FIGURE 5.15 – Transects de la hauteur de houle (Hs99%) réalisés à partir des 3 configurations (1878, 1910 et 1974) en baie de Wissant pour des houles au large de secteur nord-est lors d'une pleine mer et basse mer de vive-eaux

est plus faible sur l'estran en 1974 qu'en 1878, une légère augmentation en 1910 est visible proche du rivage.

Comme pour les houles d'ouest, les profils longitudinaux Z et ZZ mettent en évidence l'effet négligeable de la houle sur le banc et le chenal lors des BMVE (Profils Z et ZZ Figure 5.15). Les changements les plus significatifs sont visibles lors des PMVE, sur le banc à la Ligne, Hs augmente au cours du temps dans la partie ouest et centrale de la baie, tandis que sur la partie est, Hs reste relativement homogène (Profil Z Figure 5.15). Dans le chenal, lors des PMVE, Hs dépasse 0.5 m sur l'ensemble du chenal, mais semble révéler une légère diminution de l'énergie des vagues dans l'ouest du chenal en 1910 suivi d'une forte augmentation en 1974 (Profil ZZ 5.15).

5.4 Conclusion intermédiaire

En résumé, il apparaît que pour le littoral de Calais et de la baie de Wissant, les changements morphologiques des petits-fonds ont profondément impacté la circulation hydrodynamique.

A **Calais**, que ce soit pour la configuration "temps calme" ou avec de fortes houles d'ouest ou de nord-est, entre 1878 et 1974, une nette augmentation des courants résiduels est détectée sur les bords du chenal. Il apparaît que la houle peut avoir un effet notable sur les courants en doublant les vitesses ou même en inversant la direction des courants. Notre étude met également en évidence que les houles frontales (*i.e.* du nord-est) sont plus intenses et sont donc potentiellement plus énergétiques que les houles obliques provenant du sud-ouest.

La formation du Riden de la Rade a engendré des changements dans l'hydrodynamisme côtier :

- Les premières simulations (1878, 1910) mettent en évidence des courants majoritairement dirigés vers le nord-est sur l'ensemble de la zone littorale. Suite à l'accrétion verticale du banc sableux, un **courant** prédominant vers le **nord-est** s'implante dans le **chenal** tandis qu'au niveau de l'**interbanc**, le courant est préférentiellement dirigé vers le **sud-ouest**.
- Dès le milieu du 20^{ème} siècle, des **courants giratoires** apparaissent sur la crête du Riden de la Rade et également sur l'estran à l'est de Calais (là où le Riden de la Rade est joint à la côte).
- La houle est largement plus dissipée par le Riden de la Rade au milieu du 20^{ème} siècle que fin-19^{ème}. Ceci entraîne des **houles moins énergétiques** à la côte à l'**est du port de Calais**.
- A l'ouest du port, Hs a vraisemblablement peu évolué au cours du temps le long du rivage, une **élévation de la houle** est en revanche détectée au niveau du **Riden de la Rade**.

En **baie de Wissant**, que les houles proviennent du secteurs ouest ou nord-est, la propagation de la houle est quasiment similaire (hormis quelques exceptions lors des basses-mers de vives eaux essentiellement). Dans l'ensemble, les résultats de la modélisation hydrodynamique sur les différentes bathymétries suggèrent que l'évolution de la morphologie du fond marin, et notamment la morphologie et la position du banc à la Ligne, a engendré des changements significatifs dans la distribution de la hauteur de la houle le long des côtes de la baie de Wissant et sur l'intensité des courants résiduels. En fonction des changements hydrodynamiques observés, la baie de Wissant peut être subdivisée en trois zones distinctes :

- La partie est de la baie, caractérisée par une **stabilité** de la hauteur des vagues dans le temps, et même une tendance à la baisse dans certaines zones. En fonction de la direction de la houle, les courants résiduels sont soit dirigés vers le nord-est soit vers le sud-ouest et enregistrent peu de variations temporelles en terme d'intensité de courant.
- La partie centrale de la baie où nos résultats montrent une **augmentation générale** de la **hauteur des vagues** entre le banc à la Ligne et la côte de 1878 à 1974. Le long du rivage, les **courants s'intensifient** au cours du temps et des courants cisailants apparaissent dans le chenal.
- La partie ouest de la baie, avec une **évolution plus complexe** : entre 1878 et 1910, la hauteur des vagues a augmenté sur le banc, mais a diminué sur l'estran et le long du rivage. Conjointement les courants résiduels baissent en intensité dans les petits-fonds. La période 1910-1974 se démarque par une augmentation de Hs dans les petits-fonds ainsi qu'une accélération des courants résiduels (autant pour des houles de nord-est que d'ouest).

En forçant nos modèles avec des grands marées astronomiques ainsi que des houles correspondant au 99^{ème} centile, nos simulations présentent des cas extrêmes qui vraisemblablement ont peu de chance d'être observés dans la réalité. Ces conditions extrêmes, engendrant les courants résiduels obtenus sur chaque bathymétrie et les hauteurs de houle lors des PMVE et BMVE peuvent être utilisées comme indicateur potentiel d'évolution. Ceci permet, sur le long-terme, de proposer des processus ayant pu engendrer les évolutions morphologiques observées. En effet,

comment le Riden de la Rade a pu en moins d'un siècle accumuler autant de sédiment et former un corps sableux aussi imposant? Comment la profondeur du chenal côtier en baie de Wissant peut autant impacter l'énergie côtière? Et quelle est la part anthropique dans les variations morphologiques observées?

Dans le chapitre suivant, nous discuterons des résultats obtenus dans le cadre de ces travaux afin de lier l'évolution morphologique observée sur l'ensemble du littoral des Hauts-de-France avec les changements hydrodynamiques observés (issus des mesures marégraphiques) et modélisés (à l'aide des modèles de courants et de houle).

Chapitre 6

Conditions d'érosion et d'accumulation, quelle est l'influence de l'évolution long-terme de l'avant-côte sur l'évolution du trait de côte des dernières décennies ?

« *I write to discover what I know* »

Flannery O'Connor

Sommaire

6.1	Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en accumulation	176
6.2	Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en érosion	178
6.3	Fonctionnement global des sites : transferts sédimentaires entre les cellules littorales	180
6.3.1	Processus et rétroactions liés à l'engraissement du littoral Calaisien	181
6.3.2	Variations dans la dynamique hydro-sédimentaire en baie de Wissant	184
6.3.3	Processus de reconstruction des systèmes côtiers et impact anthropique	187
6.3.4	Ajustement morphologique des littoraux en réponse aux forçages hydrodynamiques : l'exemple du littoral Picard	189
6.4	Vers une meilleure compréhension de la dynamique régionale passée et future	190
6.4.1	Perspectives et améliorations du modèle hydrodynamique	190
6.4.2	Changement climatique et risques littoraux	191
6.5	Conclusion	193

Il peut exister une forte interaction entre les changements dans les petits-fonds et l'évolution du rivage, comme l'ont montré de nombreuses études menées dans divers environnements côtiers (*Aernouts and Héquette, 2006; Backstrom et al., 2007; Barnard and Hanes, 2006; Corbau et al., 1999; Houser et al., 2008; McNinch, 2004*). *Miselis and McNinch (2006)* ont, par exemple, montré dans leur travaux en Caroline du Nord (USA) que les variations volumiques du stock sableux dans les petits-fonds étaient corrélées aux variations long-termes du trait de côte et donc que l'érosion ou l'accrétion côtière était fortement contrôlée par la disponibilité sédimentaire des petits-fonds. De la même manière, le recul du trait de côte observé en baie de Wissant et la forte progradation enregistrée à Calais sur les dernières décennies peuvent être en partie expliqués par les mouvements et les changements morphologiques des petits-fonds.

Avec une approche numérique similaire à celle menée dans notre travail, *Bertin (2005)* et *Horrallo-Caraballo and Reeve (2008)* ont constaté que la répartition et la distribution des courants résiduels sont fortement liées à celles des bancs sableux. En outre, les observations et les simulations numériques sur des côtes sableuses ont révélé le rôle essentiel de la dispersion de l'énergie de la houle dans la redistribution des sédiments littoraux (*Morton et al., 1995; Sedrati and Anthony, 2007*) et sa contribution dans le développement de zones d'érosion ou d'accumulation (*Barnard and Hanes, 2006; Héquette and Aernouts, 2010*).

Les résultats issus de la modélisation numérique présentés dans le chapitre précédent mettent en évidence deux types de configurations littorales qui ont engendré deux réponses hydrodynamiques opposées. Par la suite, nous verrons que ces deux systèmes littoraux ont pu interagir au cours du temps et avoir une dynamique couplée. Ce dernier aspect sera présenté pour suggérer des transferts possibles de sédiments d'un système à un autre.

6.1 Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en accumulation

L'analyse morphologique des petits-fonds à Calais a révélé de nombreux changements depuis le 19ème siècle. Le Riden de la Rade a enregistré une accumulation sédimentaire importante sur le 20ème siècle (cf. section 4.2.1). Conjointement à l'accrétion verticale du Riden de la Rade, le chenal entre le banc et la côte s'est profondément creusé depuis la seconde moitié du 19ème siècle (Figure 6.1c). La Figure 6.1 reprend les résultats de modélisation hydrodynamique obtenus et met en parallèle ces résultats avec l'évolution du littoral Calaisien.

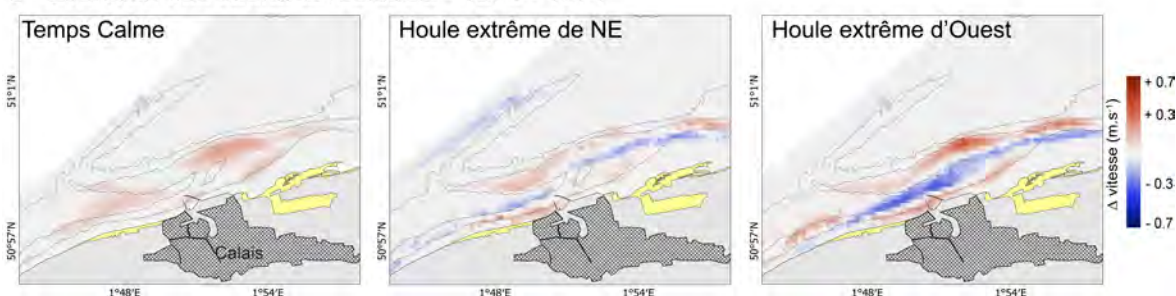
Le creusement du chenal, induit par la croissance et la migration vers la côte du Riden de la Rade, a eu un impact sur les vitesses de courants dans le chenal qui ont augmenté entre 1878 et 1974 (configuration temps calme). Lorsque la houle est couplée à la marée, une accélération des courants est observée entre 1878 et 1974 sur les bordures du chenal, tandis que dans la partie centrale (là où les profondeurs sont les plus importantes), les vitesses diminuent. Sur le Riden de la Rade et sur l'estran à l'est de Calais, des courants giratoires apparaissent en 1930 et 1975. Ces gyres qui se forment pour les trois configurations hydrodynamiques modélisées, peuvent avoir eu un impact non négligeable sur le bilan sédimentaire positif de ce littoral. En 1861, le Riden de la Rade était beaucoup moins étendu à l'ouest, mais sa forme initiale a pu entraîner une déviation des courants vers la crête du banc, ce qui a conduit à une convergence des directions des courants résiduels et donc du transport sédimentaire. Cette convergence expliquerait ainsi l'accrétion sédimentaire observée sur le Riden de la Rade entre 1861 et 2009. L'accumulation sédimentaire ainsi produite contribuerait à amplifier la croissance du banc, selon des mécanismes de rétroaction positive (*Huthnance, 1982; Pattiaratchi and Collins, 1987*). Les courants résiduels en bordure du chenal, s'intensifiant au cours du 20ème siècle, ont pu favoriser la redistribution des sédiments le long du banc et permettre à ce dernier de s'allonger jusqu'à rejoindre le Riden de Calais sur son tronçon ouest.

Sur l'ensemble de la période étudiée, il s'avère que la houle a majoritairement diminué le long du rivage et sur le Riden de la Rade (Figure 6.1a). Les changements les plus significatifs ont eu lieu entre 1930 et 1974, là où le banc a accumulé le plus de sédiment et a le plus changé morphologiquement. Le Riden de la Rade, de par sa morphologie de plus en plus imposante, agit comme un

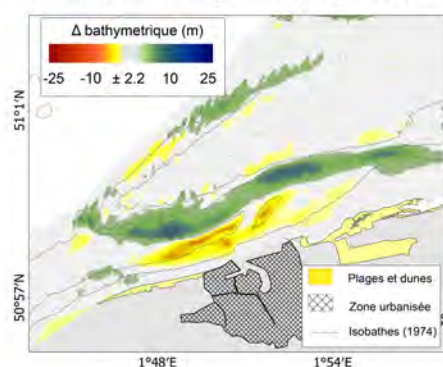
a - Evolution de la hauteur de houle (Hs)

	1878-1910	1910-1930	1930-1974	Total (1878-1974)
Calais Ouest	Hs ↓ ou ±stable	Hs ↑ ou ±stable	Hs ↓	Hs ↓ ou ±stable
Calais Est	Hs ↓ ou ±stable	Hs ↓ ou ±stable	Hs ↓	Hs ↓
Chenal	Hs ↑	Hs ↑	Hs ↓	Hs ↑ ou ±stable
Riden de la Rade	Hs ↓	Hs ↓	Hs ↓	Hs ↓

b - Evolution des courants résiduels - 1878 - 1974



c - Différentiel bathymétrique - 1878 - 1974



d - Evolution du trait de côte - 1949 - 2015

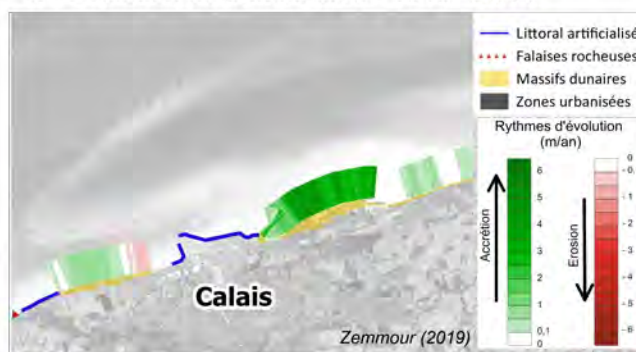


FIGURE 6.1 – a) Évolution de la hauteur de la houle à Calais sur quatre secteurs clés en fonction des périodes considérées. b) Variations dans la vitesse des courants résiduels entre 1878 et 1974 pour les trois simulations réalisées. c) Différentiel bathymétrique à Calais entre 1878 et 1974 (en rouge-orange les secteurs en érosion et en bleu-vert les secteurs en accrétion). d) Rythmes d'évolution du trait de côte à Calais calculés à partir d'orthophotographies de 1949 et 2015 (tiré des travaux de [Zemmour \(2019\)](#))

brise-lame naturel et permet à la houle de se dissiper et de déferler bien plus au large qu'autrefois.

Ainsi, la côte est plus protégée des houles énergétiques à la fin du 20ème siècle qu'au cours du 19ème. L'évolution du trait de côte depuis les années 50 (Figure 6.1d) a montré qu'à l'ouest de Calais, le rivage s'est révélé stable ($\pm 1 \text{ m.an}^{-1}$) tandis qu'une forte avancée est enregistrée à l'est ($+6 \text{ m.an}^{-1}$ localement) ([Chaverot et al., 2008](#); [Crapoulet, 2015](#); [Héquette and Aernouts, 2010](#); [Zemmour, 2019](#)).

La houle modélisée à partir de bathymétries historiques, dans le cadre des travaux de [Héquette and Aernouts \(2010\)](#), suggère que la migration du Riden de la Rade vers le rivage a provoqué une diminution de l'énergie des vagues. Ceci a entraîné des conditions plus dissipatives, ce qui a tendance à favoriser le dépôt sédimentaire vers la plage ([Aagaard et al., 2004](#); [Cooper and Navas, 2004](#); [Héquette and Aernouts, 2010](#)). Notre étude permet d'ajouter aux effets de la houle la composante tidale qui a probablement eu un impact sur la dynamique du trait de côte. L'augmentation des vitesses de courants résiduels depuis 1878 sur l'estran et dans le chenal côtier, à l'ouest de Calais, a probablement accentué la remobilisation et la redistribution des sédiments le long du littoral. En outre, les gyres observées à l'est de Calais dans les petit-fonds peuvent être une conséquence directe de la déviation des courants de marée par l'accolement du Riden de la Rade avec l'avant-plage, comme cela a été observé par [Horrillo-Caraballo and Reeve \(2008\)](#) sur les côtes est britan-

niques.

Il ressort de ces différentes simulations que les courants résiduels ne dépassent pas 0.40 m.s^{-1} et sont principalement dirigés dans la direction du flot (*i.e.* vers le NE) lorsque seule la marée est considérée. L'interaction avec la houle provoque une accélération des courants (jusqu'à 0.60 m.s^{-1} localement pour des houles d'ouest) et peut même résulter sur une inversion des directions (pour des houles de NE). Ces résultats sont cohérents avec les travaux de [King et al. \(2019\)](#) qui ont étudié l'influence couplée des marées et des vagues sur le transport sédimentaire dans un environnement macrotidal analogue au sud-ouest du Royaume Uni. Ils ont également constaté que les houles extrêmes sont capables d'induire des changements de direction et même des inversions complètes. Ces changements influencent également fortement la direction du transport sédimentaire.

La prise en compte des marées affecte la profondeur d'eau et, par conséquent, dans le cas des pleines mers de vives-eaux, Hs à la côte peut doubler, voire tripler. La direction des houles au large a une influence non négligeable sur la hauteur de la houle à la côte; il ressort de notre étude à Calais que des houles frontales au large sont plus hautes à la côte que des houles provenant de l'ouest et sont donc potentiellement plus énergétiques.

6.2 Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral en érosion

La Figure 6.2 synthétise les résultats des simulations numériques obtenues et met en parallèle ces résultats avec l'évolution morphologique de la baie (dans les petits-fonds et sur la plage). L'érosion observée en baie de Wissant est visible sur le banc à la Ligne (important amaigrissement), dans le chenal côtier (creusement du chenal) et également sur la plage et l'avant-plage avec un abaissement significatif de l'estran (cf. section 4.2.2 et Figure 6.2c).

Le modèle de 1974 peut être assimilé à une configuration érosive. Pour cette bathymétrie, toutes directions de houle confondues, les courants résiduels sont plus forts et les hauteurs de houle sont plus élevées à l'ouest et au centre du banc à la Ligne qu'en 1878 ou en 1910 (Figure 6.2a-b). Les MNT mettent en évidence un fort amaigrissement du banc et un abaissement important des fonds marins dans la baie de Wissant entre 1910 et 1974 (Figure 6.2c). Cette morphologie a contribué à augmenter l'exposition de l'estran aux vagues de hautes énergies en réduisant les effets de la dissipation et de la réfraction des vagues sur les fonds marins ([Barnard and Hanes, 2006](#)). Cela peut aussi avoir modifié le transport sédimentaire induit par la houle (en raison de l'interaction houle-courant) et donc l'équilibre du banc de sable.

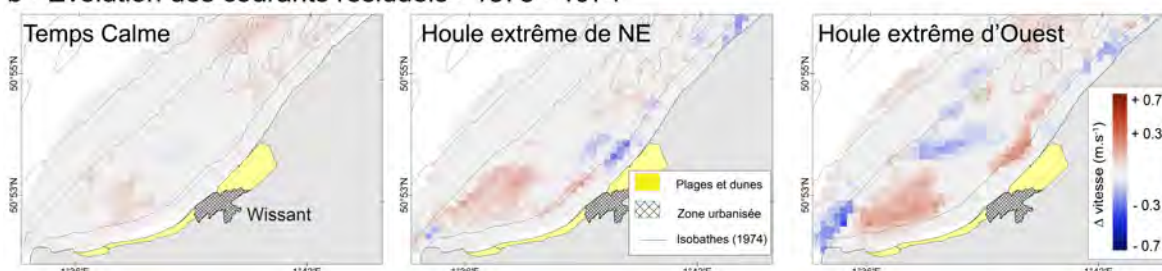
Les sédiments transportés des petits-fonds vers la partie supérieure de la plage sont plus susceptibles d'être remobilisés et redistribués vers le nord-est par les courants que de s'accumuler sur la plage. Une augmentation du transport sédimentaire longshore au détriment des échanges cross-shore pourrait expliquer le recul prépondérant du rivage observé sur la seconde moitié du 20ème siècle (Figure 6.2d) ([Aernouts and Héquette, 2006](#); [Sedrati and Anthony, 2014](#)). De plus, les courants cisailants obtenus avec des houles de NE devant la ville de Wissant (Figure 5.13c) peuvent accentuer l'érosion du chenal et de la plage dans ce secteur, comme cela a été montré par [Jing and Ridd \(1996\)](#).

Dans la partie est de la baie de Wissant, la hauteur de houle a peu évolué depuis 1878, voire diminué sur certains secteurs (Figure 6.2a). Les courants résiduels orientés vers le nord-est se sont accélérés tandis que ceux dirigés vers le sud-ouest de la baie ont significativement diminués. Ce changement dans l'intensité des courants a pu perturber l'équilibre sédimentaire de la baie en intensifiant le transport sortant vers le nord-est et en réduisant la redistribution des sédiments à l'intérieur de la baie. Ce phénomène a pu accroître le déficit sédimentaire dans la partie centrale et ouest de la baie. D'autre part, ce déséquilibre a pu également favoriser le dépôt sédimentaire dans la partie est de la baie et donc générer l'avancée du trait de côte observée au nord-est de Wissant durant la seconde moitié du 20ème siècle (1949-2000) ([Aernouts and Héquette, 2006](#)).

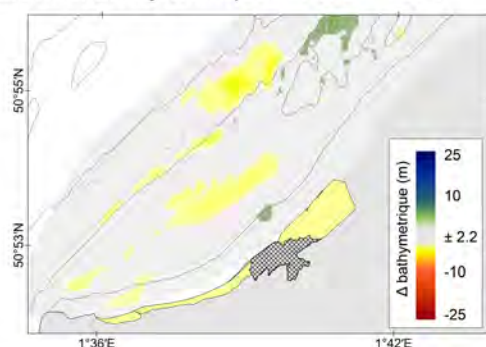
a - Evolution de la hauteur de houle (Hs)

	1878-1910	1910-1974	Total (1878-1974)
Partie Ouest	Hs ↓	Hs ↑	Hs ↑
Partie centrale	Hs ↑	Hs ↑	Hs ↑
Partie Est	Hs ↓ ou ±stable	Hs ↓ ou ±stable	Stable
Banc à la Ligne	Hs ↑ ou ±stable	Hs ↑	Hs ↑
Chenal	Hs ↓ ou ±stable	Hs ↑	Hs ↑

b - Evolution des courants résiduels - 1878 - 1974



c - Différentiel bathymétrique - 1878 - 1974



d - Evolution du trait de côte - 1949 - 2015

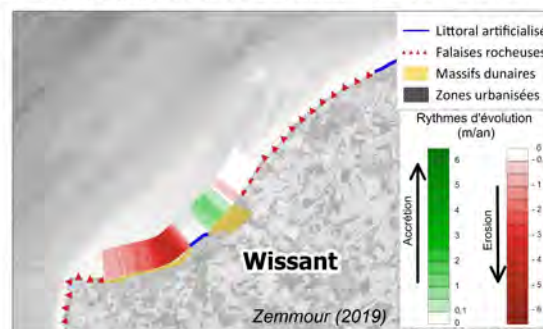


FIGURE 6.2 – a) Évolution de la hauteur de la houle en baie de Wissant sur cinq secteurs clés en fonction des périodes considérées. b) Variations dans la vitesse des courants résiduels entre 1878 et 1974 pour les trois simulations réalisées. c) Différentiel bathymétrique en baie de Wissant entre 1878 et 1974 (en rouge-orange les secteurs en érosion et en bleu-vert les secteurs en accretion). d) Rythmes d'évolution du trait de côte en baie de Wissant calculés à partir d'orthophotographies de 1949 et 2015 (tiré des travaux de [Zemmour \(2019\)](#))

Ces conditions hydrodynamiques, entraînant un déficit sédimentaire dans la baie, sont finalement un phénomène assez récent. En effet, sur la bathymétrie de 1910, les courants et les houles obtenus pour les mêmes forçages sont radicalement différents (particulièrement au sud-ouest et au centre de la baie).

Dans un premier temps, avec des houles de nord-est et d'ouest, les courants résiduels en 1910 restent forts au large et sur le banc à la Ligne, mais ils sont plus faibles qu'en 1878 dans le chenal et sur l'estran avec des vitesses n'excédant pas $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ (Figures 5.10b et 5.13b). Dans un second temps, l'augmentation de la hauteur des vagues entre 1878 et 1910 sur la crête du banc à la Ligne et la forte diminution de Hs dans le chenal (Figure 6.2a) suggèrent une forte dissipation de l'énergie de la houle. Comme le montrent plusieurs études, un profil de plage à pente faible induit des conditions dissipatives et favorise le transport sédimentaire vers la côte ([Aagaard et al., 2004](#); [Cooper and Navas, 2004](#); [Héquette and Aernouts, 2010](#)).

Nos résultats de modélisation de houle ont révélé que l'élargissement et la migration vers la côte du banc à la Ligne entre 1878 et 1910 ont entraîné une diminution de l'énergie des vagues associée à des conditions plus dissipatives le long du rivage, ce qui a pu favoriser un transport net de sédiments vers la plage. Dans cette configuration, comme les vitesses des courants rési-

duels sont particulièrement faibles dans les parties ouest et centrale de la baie, cela a pu favoriser l'accumulation de sédiments et le comblement du chenal.

6.3 Fonctionnement global des sites : transferts sédimentaires entre les cellules littorales

Les morphologies des plages et des petits-fonds sont le résultat de l'interaction entre un ensemble de processus physiques qui contrôlent le transport sédimentaire côtier et qui finissent par provoquer sur le long-terme des changements morphologiques. Nos travaux mettent en évidence des rétroactions positives entre l'hydrodynamisme et la morphologie côtière. En effet, les configurations bathymétriques étudiées (érosion et accumulation) affectent la circulation hydrodynamique de telle sorte que la réponse morphodynamique est renforcée. Cependant, notre analyse n'identifie pas les processus qui peuvent induire un changement entre les deux régimes, comme cela a pu être le cas en baie de Wissant entre 1910 et 1974.

Dans l'optique d'affiner notre compréhension de la dynamique littorale régionale, s'intéresser aux potentiels échanges entre les différentes cellules sédimentaires est indispensable. Les travaux de [Héquette et al. \(2008a\)](#) ont montré que pour les sites de Calais et de Dunkerque, les vitesses de cisaillement critiques u_{*cr} sont respectivement de 0.015 m.s^{-1} et 0.012 m.s^{-1} . Dans leur étude, les estimations de vitesse de cisaillement sur le fond (u_{*cw}) calculées à partir des mesures de houle et des courants suggèrent que les courants de flot et de jusant peuvent induire des mouvements de sédiments dès 6 m de profondeur. En outre, le minimum u_{*cr} nécessaire pour initier le mouvement est dépassé durant quasiment l'ensemble du cycle de marée (hormis lors des étales). Ces observations permettent de supposer que des mouvements de sédiments ont communément lieu dans ces petits-fonds. En suivant l'approche de [Leonardi and Plater \(2017\)](#), les vitesses et les directions des courants résiduels obtenus dans nos modèles peuvent indiquer des sens préférentiels de transport sédimentaire. Dans les sections suivantes, nous proposerons des déplacements et des mouvements des stocks sableux entre le littoral Calaisien et la baie de Wissant. Pour les différentes configurations de houles, les déplacements potentiels de sédiments ont été fléchés en rouge à chaque période modélisée. De plus, afin d'apprécier les changements de vitesse de courant le long de la frange littorale, un profil des vitesses des courants suivant l'isobathe -5 m a été tracé pour chacune des dates modélisées (Figure 6.3).

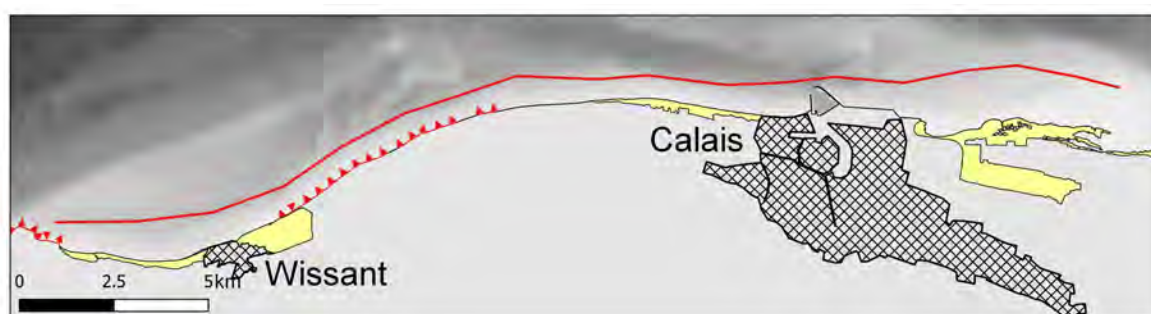


FIGURE 6.3 – Localisation du profil parallèle au rivage utilisé dans les Figures 6.4, 6.6 et 6.7. Le profil suit approximativement l'isobathe -5 m

6.3.1 Processus et rétroactions liés à l'engraissement du littoral Calaisien

En utilisant les cartes d'état-major du début du 19^{ème} siècle, des travaux en cours montrent que, sur la période 1825-1949, le littoral entre Sangatte et Calais aurait enregistré un recul du trait de côte plus marqué que sur la deuxième moitié du 20^{ème} siècle (Amar Zemmour, *communication personnelle*). Ce recul est attesté et rapporté dans plusieurs études (*Briquet, 1930; Deboudt, 1997*) remontant même au 19^{ème} siècle (*Ortlicht, 1880*). Les courants résiduels étant plus forts et proches du rivage de Calais-Ouest en 1878 qu'en 1974 (Figure 6.4), il est possible qu'au 19^{ème} siècle, les courants favorisaient l'érosion des petits-fonds, ce qui se répercutait sur l'avant-côte et sur la plage. A l'inverse, avec la réduction des vitesses de courant au cours du 20^{ème} siècle (Figure 6.4) couplée à la pose d'une série d'épis dans les années 1920 (*Deboudt, 1997*), une baisse du régime hydrodynamique s'est produite limitant l'érosion côtière.

A l'est du port de Calais, les travaux de *Ruz et al. (2017b)* sur la formation et l'accrétion d'un champ de dunes ont montré à travers une série de photographies aériennes de 1949 à 2002, que dans ce secteur, une forte progradation des dunes avait eu lieu entre 1972 et 1983. En comparaison, entre 1949 et 1972, le champ de dunes reste relativement stable. Il semblerait qu'entre 1972 et 1983, un volume important de sable s'est accumulé sur la plage et l'avant-plage pour permettre l'accrétion de ces dunes. Cet engraissement des dunes s'est intensifié dans les années suivantes provoquant une avancée totale de la ligne de rivage de 300 m entre 1938 et 2012 (*Ruz et al., 2017b*).

Lorsque nous avons abordé l'évolution morphologique de la façade flamande (Section 4.2), les calculs de volume réalisés sur le Riden de la Rade montraient un budget sédimentaire largement positif, avec un gain maximal de $+ 17.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ entre 1930 et 1974. Étonnamment, entre 1974 et 2009, le Riden de la Rade n'a accumulé que très peu de sédiments en comparaison des autres périodes ($+ 0.7 \times 10^6 \text{ m}^3$), alors que cette période est majoritairement caractérisée par une forte avancée du trait de côte à l'est de Calais (*Chaverot, 2006; Crapoulet, 2015; Héquette and Aernouts, 2010; Ruz et al., 2017a; Zemmour, 2019*) et une stabilisation fin 20^{ème} suivie d'une progradation du rivage à l'ouest de Calais début 21^{ème} siècle (*Chaverot, 2006; Crapoulet, 2015*).

A partir des levés bathymétriques réalisés et des résultats de modèles numériques, nous proposons une dynamique morpho-sédimentaire qui s'est déroulée en deux phases :

- De 1861 à 1974, le Riden de la Rade se développe verticalement mais aussi longitudinalement et latéralement. La configuration bathymétrique du site conditionne les courants pour que le transit sédimentaire soit convergent sur le banc et permette au sable de s'accumuler conformément à *Pattiaratchi and Collins (1987)* et *Huthnance (1982)*. Années après années, le banc s'érige, en devenant de plus en plus imposant, son impact sur les houles de tempêtes s'intensifie ce qui provoque la migration progressive du banc vers la côte (*Elgar et al., 2001*). Les courants résiduels dans le chenal sont forts jusque dans les années 1930 ce qui permet aux sédiments d'être redistribués d'ouest en est le long du banc.
- En 1974, les profils bathymétriques réalisés le plus à l'est du banc révèlent une crête qui avoisine le zéro hydrographique. Comme le suggèrent *Aagaard and Greenwood (1994)* et *Christensen et al. (2019)*, lorsque la tranche d'eau diminue, les contraintes cisailantes induites par la houle vont fortement augmenter ce qui peut entraîner la remobilisation des sédiments sur la crête du banc et accentuer le transport sédimentaire vers la côte. Il est possible que, ne pouvant plus croître verticalement depuis les années 1970, le banc ait commencé, par des transferts cross-shore, à engraisser progressivement la côte, se traduisant à l'est par un accollement du banc au rivage accompagné d'une forte progradation et à l'ouest par une stabilisation du trait de côte. Le long du rivage, les vitesses de courant résiduels dans le chenal sont de moins grande amplitude qu'autrefois et le développement de nombreuses cellules giratoires favorisent vraisemblablement l'accumulation sédimentaire sur la plage.

Le couplage marées et houles d'ouest résulte en des courants résiduels qui sont majoritairement plus intenses que dans toutes les autres configurations. En effet, la direction de la houle va s'additionner avec le flot dominant pour générer des courants dirigés vers le nord-est encore plus

forts le long du littoral. Entre le Cap Gris Nez et Calais, il ressort des différentes simulations une inversion de la distribution des vitesses le long du profil SO-NE : en baie de Wissant, le long du rivage, les courants résiduels sont d'environ 0.2 m.s^{-1} pour 1878 et 1910, ils atteignent 0.3 m.s^{-1} et excèdent même 0.4 m.s^{-1} localement en 1974. A Calais, la croissance du Riden de la Rade a provoqué une nette réduction des courants dans le chenal entre 1878 et 1974 ($\approx 0.4 \text{ m.s}^{-1}$ en 1878 contre $< 0.2 \text{ m.s}^{-1}$ en 1974) (Figure 6.4). Le long du profil de vitesse présenté en Figure 6.4, les courants résiduels sont dirigés vers l'est-nord-est. En 1878, 1910 et 1974, un fort gradient positif d'ouest en est est visible entre la baie de Wissant et Sangatte, ce qui a pu favoriser l'érosion des fonds marins et le transport des sédiments dans la même direction (Figure 6.4). En revanche, à l'est de Sangatte, le gradient est négatif ce qui induirait plutôt un dépôt progressif de sédiments vers l'est en raison de la diminution progressive des vitesses de courant résiduel dans cette direction. Le gradient est plus marqué en 1974 comparé à 1878 ou 1910 (Figure 6.4), cet écart a pu accentuer le dépôt sédimentaire dans les années 1970 dans le secteur de Calais.

De nombreuses études ont montré que le transit sédimentaire le long de ce littoral est dirigé vers le nord-est (Augris *et al.*, 1990; Chamley *et al.*, 1987; Dewez, 1988; Dewez *et al.*, 1989; Vicaire, 1991), avec un apport de sédiment transporté par une cellule advective provenant de la Manche orientale (Anthony, 2000). Ainsi, les sédiments accumulés sur le Riden de la Rade proviennent vraisemblablement de la Manche. Les variations dans la circulation hydrodynamique sur cette façade suggèrent une source de sédiment beaucoup plus proche. Entre 1910 et 1974, l'ensemble de la baie de Wissant a perdu $13 \times 10^6 \text{ m}^3$. Sur la même période, le Riden de la Rade a accumulé plus de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sédiments. La comparaison des cartes de courants résiduels de 1878, 1910 et 1974 (Figure 6.4) met en évidence une inversion des courants et de forts gradients (positifs et négatifs). La forte accélération des courants en baie de Wissant a pu accroître la transit sédimentaire sortant de la baie. Il est fort possible, que les sédiments qui sont sortis de la baie aient directement engraisé le Riden de la Rade, sable qui aurait été par la suite progressivement redistribué sur le rivage.

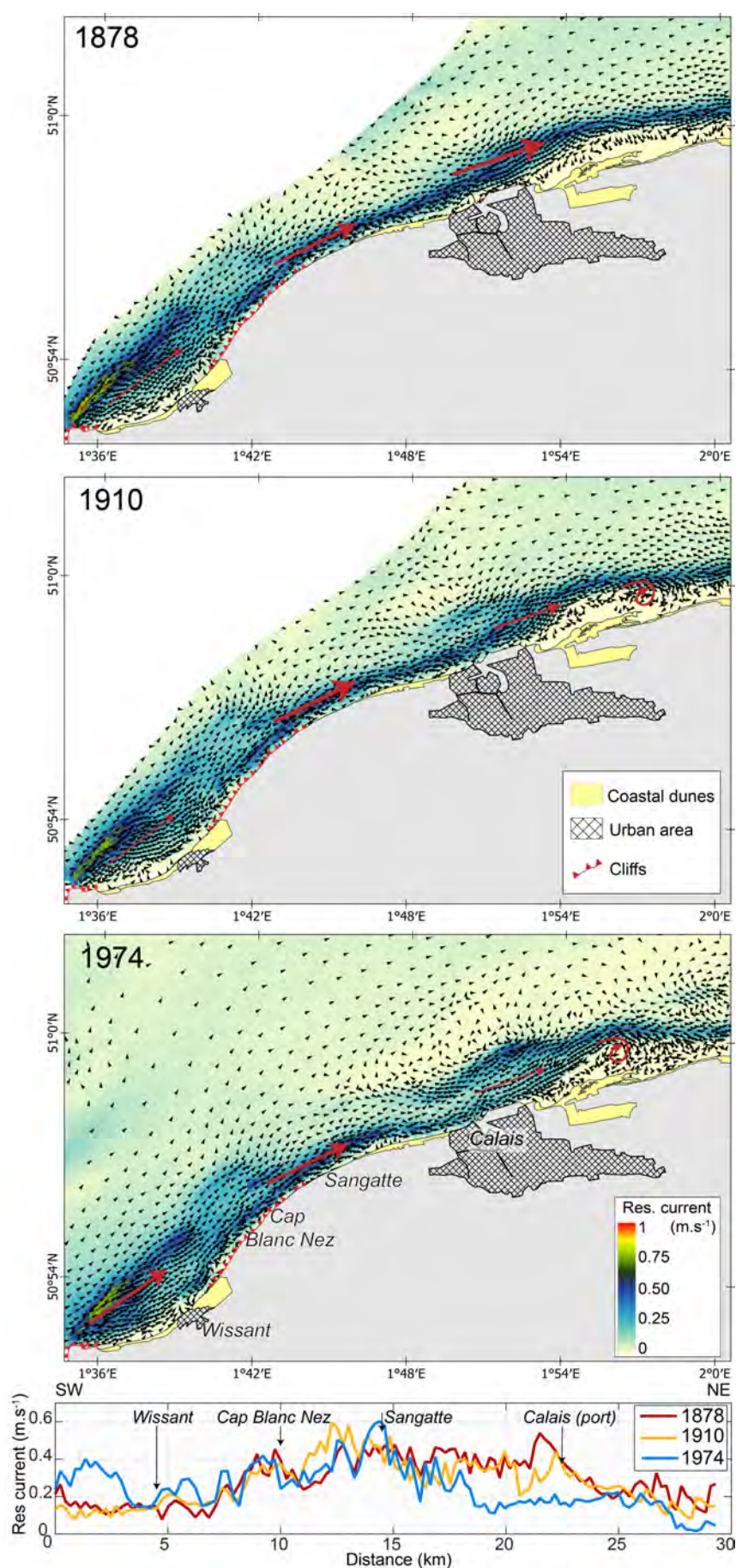


FIGURE 6.4 – Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878, 1910 et 1974 entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais avec une houle d'ouest. Les flèches en rouge permettent d'identifier les mouvements de sédiments potentiels les plus significatifs. En bas, un profil des vitesses de courants SO-NE a été réalisé le long du rivage entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais pour les 3 dates.

6.3.2 Variations dans la dynamique hydro-sédimentaire en baie de Wissant

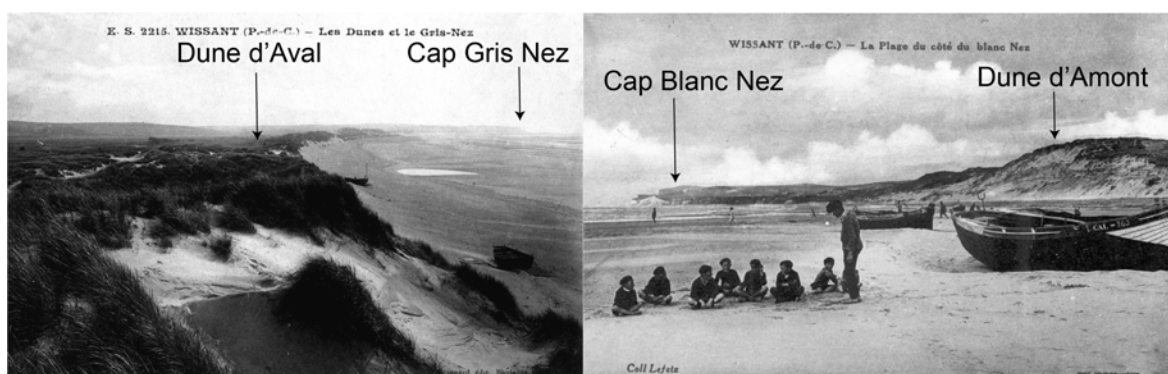


FIGURE 6.5 – Cartes postales de la baie de Wissant dans les années 1920 révélant un système dunaire bien développé

A partir des cartes d'état-major, l'étude de l'évolution du rivage de 1834 à 1949 a révélé qu'en baie de Wissant, la dynamique du rivage était en général caractérisée par de l'érosion. Toutefois, les vitesses de recul étaient beaucoup moins élevées sur cette période et des secteurs en prograda-tion étaient par ailleurs localement identifiés à l'ouest de la baie (Amar Zemmour, *communication personnelle*). Les documents historiques retrouvés fin 19ème, début 20ème, révèlent que la baie de Wissant était un port très fréquenté au Moyen-Age, notamment pour les échanges commerciaux avec l'Angleterre, mais sa fréquentation a progressivement diminué au cours du temps (*Société géologique du Nord (Lille)*, 1926). Selon la *Société géologique du Nord (Lille)* (1926), "cette décadence semble bien en rapport avec les ensablements dont parlent divers documents datant du 16ème au 18ème siècle". Les problèmes d'ensablement de la baie de Wissant sont rapportés dans de nombreux documents d'archives (*Gosselet*, 1893). En 1899, dans le cadre d'une étude sur les vestiges archéologiques trouvés en baie de Wissant, M. H. Rigaux qualifie les dunes de "récentes" suggé-rant ici un complexe dunaire actif (*Société géologique du Nord (Lille)*, 1899), des affleurements de tourbes étaient néanmoins visibles sur la plage indiquant de l'érosion. Les cartes postales présen-tées en Figure 6.5 datent des années 1920 et permettent d'identifier des systèmes dunaires impor-sants de part et d'autre du village de Wissant. Il est intéressant de constater qu'à cette époque, la Dune d'Amont était fortement érodée (Figure 6.5 photo de droite) alors que pendant la deuxième partie du 20ème siècle, cette dune a été en constante prograda-tion.

Les différents écrits et documents historiques se rejoignent pour conclure sur un potentiel sédimentaire en baie de Wissant beaucoup plus important au début du 20ème siècle qu'actuelle-ment. En effet, tout au long du 20ème et 21ème siècle, une forte érosion de la baie est enregistrée, érosion qui a été particulièrement importante pendant la deuxième moitié du 20ème siècle (*Cha-verot*, 2006; *Crapoulet*, 2015). A partir de documents bathymétriques remontant au 19ème siècle, les travaux de *Thomas et al.* (2011) ont montré une inversion dans les rythmes d'évolution du trait de côte du sud-ouest du Pays de Galles. Comme en baie de Wissant, la baie de Tendy (sud-ouest du Pays de Galles) présente un système côtier qui fluctue entre deux configurations à des échelles de temps séculaires, majoritairement déterminées par des processus morphologiques naturels. Dans la première configuration, la rive sud est en accré-tion tandis que la nord est en érosion. Dans la seconde configuration, c'est l'inverse, le sud s'érode et le nord prograde. Leurs travaux ont montré que la transition entre les deux configurations dépend du déficit sédimentaire de la baie et de la position du banc sableux pré-littoral.

La modélisation du couplage entre les courants de marée et une houle au large de nord-est a révélé pour Calais et la baie de Wissant des changements significatifs dans la direction des cou-rants résiduels. La Figure 6.6 présente pour les dates de 1878, 1910 et 1974 les courants obtenus entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais.

Avec les bathymétries de 1878 et 1910, le banc à la Ligne est plus développé et proche de la

côte, les courants en baie de Wissant se présentent sous forme de gyres anti-horaires. Les vitesses sont faibles comme le montre le profil de vitesses en Figure 6.6 ($< 0.1 \text{ m.s}^{-1}$). Ces courants giratoires ont pu permettre la redistribution des sédiments à l'intérieur de la baie au 19ème et début 20ème siècle et ainsi d'équilibrer le budget sédimentaire sur l'ensemble de la baie pour contrebalancer les pertes lorsque le transit est sortant (Figure 6.4). En 1910, les courants sont encore plus faibles, ce qui a pu favoriser l'accumulation sédimentaire et le comblement du chenal côtier. En revanche, en 1974, avec l'abaissement et l'amaigrissement du banc sableux, les courants giratoires ont laissé place à un courant plus rapide ($> 0.1 \text{ m.s}^{-1}$) et majoritairement dirigé vers le nord-est (Figure 6.6).

Entre Sangatte et le Cap Blanc Nez, le couplage entre la houle de NE et les courants résulte en un courant résiduel majoritairement dirigé vers le sud-ouest. En terme de vitesse, ce courant qui pourrait suggérer un transit de sédiments de Calais vers la baie de Wissant, s'est progressivement réduit et les vitesses ont diminué de moitié localement (Figure 6.6). A Calais, les courants dirigés vers le sud-ouest ont également perdu en vitesse entre 1878 et 1975.

A partir de ces cartes, on peut supposer que le transit sédimentaire vers le sud-ouest était potentiellement plus important au 19ème siècle que de nos jours. Ces courants formés lors de houles de NE ont pu permettre des apports de sédiments réguliers de Calais vers la baie de Wissant dans le passé. Nos résultats suggèrent que ces apports se sont progressivement réduits ce qui a pu accentuer le déficit sédimentaire de la baie de Wissant.

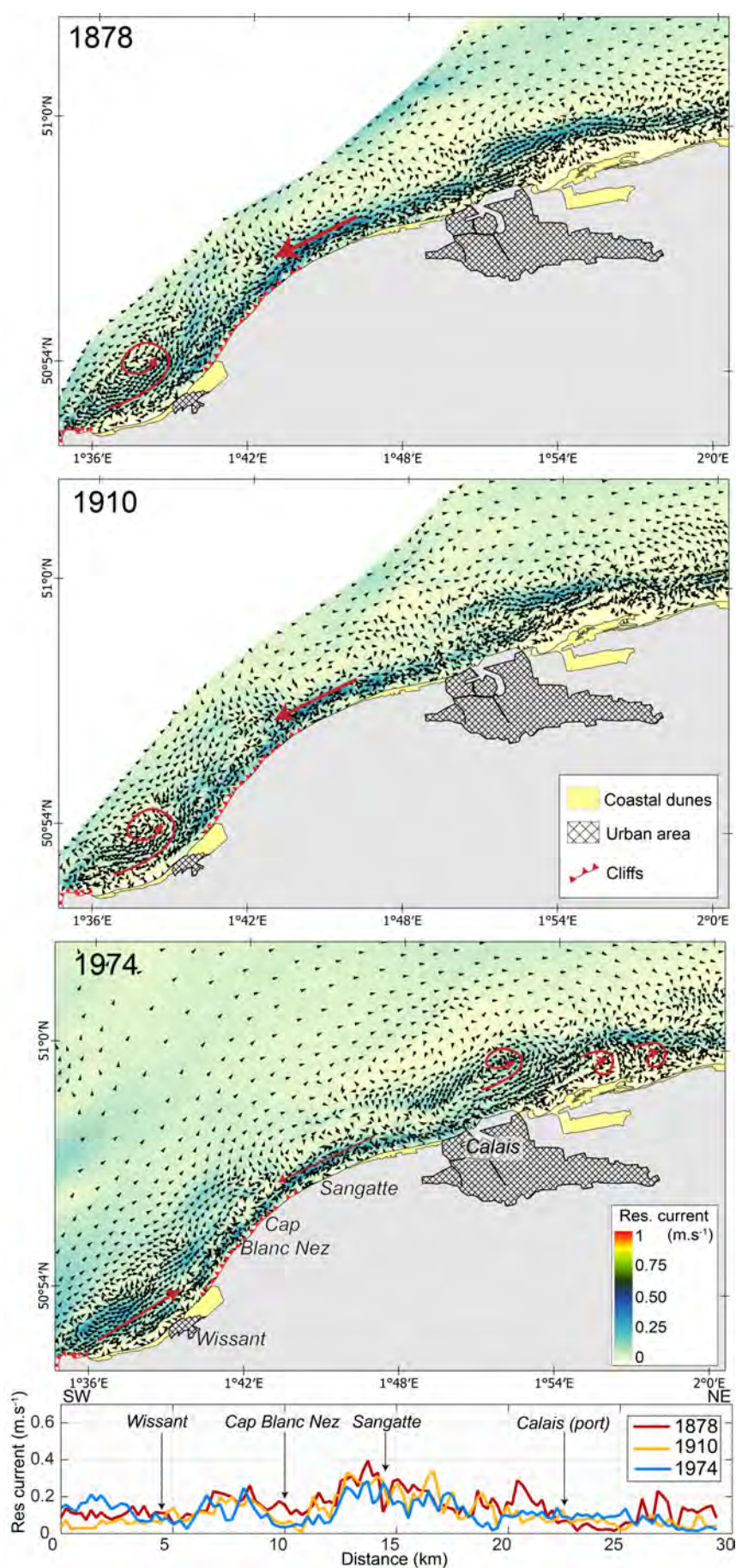


FIGURE 6.6 – Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878, 1910 et 1974 entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais avec une houle de nord-est. Les flèches en rouge permettent d'identifier les mouvements de sédiments potentiels les plus significatifs. En bas, un profil des vitesses de courants SO-NE a été réalisé le long du rivage entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais pour les 3 dates.

6.3.3 Processus de reconstruction des systèmes côtiers et impact anthropique

Selon leurs caractéristiques dynamiques et morphologiques, les plages sableuses peuvent être classées en plusieurs catégories (*Short, 1999; Wright and Short, 1984*). *Scott et al. (2011)* a élargi cette classification pour tenir compte de l'influence des marées. Dans leur classification, les littoraux de la façade mer du nord, appartiennent au type de plage MITB (*Multiple intertidal barred*). Les travaux menés sur les MITB suggèrent que ces plages ont une réponse morphologique rapide dans des conditions énergétiques fortes, tandis que lorsque les conditions énergétiques sont plus faibles l'ajustement est plus lent. A moyen et long-terme, ce n'est pas uniquement les événements extrêmes qui ont un rôle sur l'évolution du rivage mais d'autres processus tels que l'évolution relative du niveau marin ou le bilan sédimentaire (*Morton et al., 1995; Thom and Hall, 1991; Zhang et al., 2002*). La réponse du rivage aux événements extrêmes est majoritairement déterminée par les conditions hydrodynamiques et le bilan sédimentaire local (*Crapoulet et al., 2017; Houser et al., 2008; Psuty, 1988*). Des phénomènes de reconstruction des plages peuvent avoir lieu lors de conditions hydrodynamiques plus calmes, en particulier lors des périodes estivales. La restauration n'est toutefois possible que dans le cas où le bilan sédimentaire est équilibré (*Bullard et al., 2019; Héquette et al., 2019*).

Notre étude est essentiellement centrée sur des conditions hydrodynamiques extrêmes, elle n'examine pas les effets de reconstruction qui pourraient s'ajouter aux éléments précédemment présentés pour expliquer la transition d'un littoral en accrétion à une côte en érosion (et réciproquement). Une diminution ou une augmentation de la fréquence des tempêtes, des changements dans la circulation hydrodynamique à grande échelle et/ou des changements dans l'apport de sédiments au fil du temps peuvent avoir affecté l'équilibre entre les petits-fonds et la plage et induit une inversion dans la morphodynamique littorale.

On suppose ici qu'en considérant uniquement la marée (configuration temps calme), nous modélisons des conditions, certes extrêmes en termes de courants ("marée du siècle"), mais plus propices à la reconstruction des plages et à l'accumulation sédimentaire. La Figure 6.7 présente les courants résiduels obtenus en 1878, 1910 et 1974, avec la marée pour unique forçage, qui évoquent un transit majoritairement dirigés vers le nord-est sur l'ensemble du secteur étudié. Comme pour les configurations précédentes, une augmentation de la vitesse des courants est identifiée en baie de Wissant en 1974. Même en négligeant la houle, la morphologie de la baie en 1974, avec un chenal côtier plus développé et un banc sableux restreint, conditionne des courants sortants de la baie plus intenses que dans le passé. Ce changement dans l'hydrodynamisme a pu favoriser le départ du sable de la baie qui a pu se déposer par la suite à proximité de Calais.

Les volumes sédimentaires calculés en baie de Wissant et sur le banc à la Ligne depuis le 19^{ème} siècle étaient caractéristiques d'un littoral en déficit sédimentaire. Même sur la période 1878-1910 qui semblait plus propice à l'accumulation sédimentaire, les volumes sont faibles comparés aux autres périodes mais sont restés négatifs (Tableau 4.1). Le déficit le plus important à l'échelle de la baie a été enregistré entre 1975 et 2016 ($-22 \times 10^6 \text{ m}^3$). Dans le cadre des travaux d'extension du port de Dunkerque, des extractions massives de sable ont été effectuées dans les années 1970 au droit de Wissant, en particulier sur le flanc marin du banc à la Ligne. Un rapport du Sénat mentionne qu'environ $600\,000 \text{ m}^3$ de sédiments ont été extraits dans le cadre de ce projet (*Pintat, 1975*). Cette pratique, bien qu'interdite dès 1983, a néanmoins causé des dommages importants sur les fonds marins. D'autres aménagements anthropiques, telle que l'extension du port de Boulogne-sur-mer dans les années 1930, ont probablement aussi entraîné un important déficit sédimentaire dans la baie. Il est possible que ce déficit sédimentaire n'ait pas permis au système côtier de se ré-adapter et s'ajuster. L'hydrodynamisme s'étant intensifié d'après le modèle de 1974, les apports à l'intérieur de la baie seraient par conséquent devenus de plus en plus limités.

Dans les sections précédentes, nous suggérions des rétroactions entre hydrodynamisme, morphologie côtière et évolution de la ligne de rivage sur les sites étudiés. Il ne faut toutefois pas omettre l'influence anthropique dans cette dynamique sédimentaire. Il est également fort probable que d'importants volumes sableux aient été prélevés après-guerre pour la fabrication du ciment et la reconstruction des villes et villages profondément impactés par le conflit mondial.

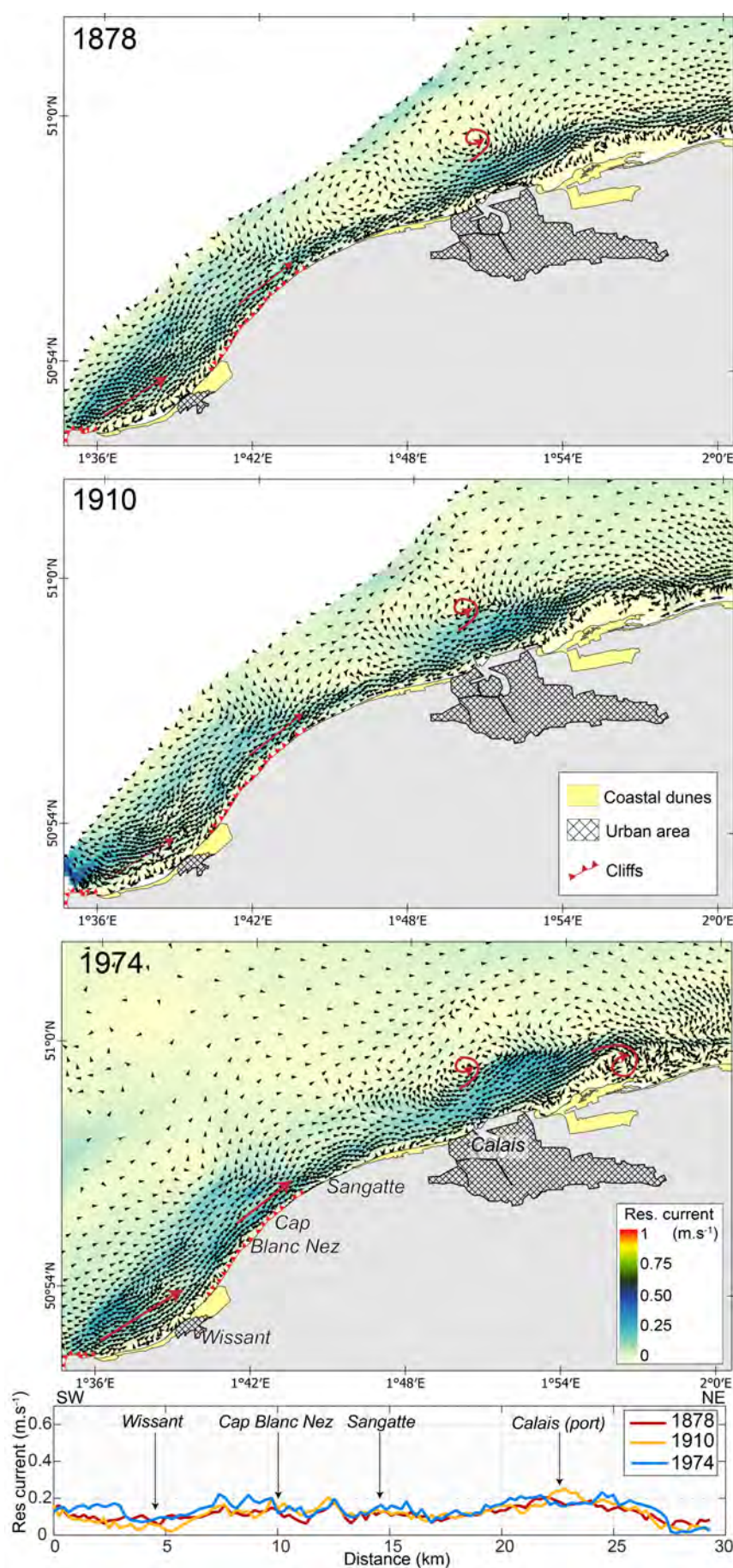


FIGURE 6.7 – Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878, 1910 et 1974 entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais lors de la configuration "temps calme". Les flèches en rouge permettent d'identifier les mouvements de sédiments potentiels les plus significatifs. En bas, un profil des vitesses de courants SO-NE a été réalisé le long du rivage entre le Cap Gris Nez et l'est de Calais pour les 3 dates.

6.3.4 Ajustement morphologique des littoraux en réponse aux forçages hydrodynamiques : l'exemple du littoral Picard

Nos travaux s'accordent avec les études antérieures qui soulignent les fortes interactions entre les petits-fonds et la dynamique du trait de côte (*Aernouts and Héquette, 2006; Backstrom et al., 2007; Barnard and Hanes, 2006; Corbau et al., 1999; Houser et al., 2008; Héquette and Aernouts, 2010; McNinch, 2004; Miselis and McNinch, 2006*). Sur la façade Manche, hormis les estuaires picards qui ont une dynamique à part et certaines zones qui enregistrent un recul du trait de côte important, l'évolution du trait de côte reste stable au cours des dernières décennies (*Battiau-Queney et al., 2003; CEREMA, 2018; Zemmour, 2019*).

Cette stabilité serait associée à un équilibre dans le budget sédimentaire sur cette façade. Certains auteurs dont *Battiau-Queney et al. (2003)* ont supposé que cet équilibre sédimentaire est lié à un apport régulier en sable provenant des bancs sableux de la façade (localisé à 10-30 m de profondeur). Cependant, comme le suggèrent *Héquette and Aernouts (2010)*, l'analyse des figures sédimentaires sur ces bancs indique clairement un transport sédimentaire majoritairement orienté du sud vers le nord forcé par les courants de marée (*Augris et al., 1990; Houthuys et al., 1994; Le Bot et al., 2000; Vanwesenbeeck and Lanckneus, 2000*). En outre, des mesures sur les côtes adjacentes ont montré que le transport longitudinal est dominant jusqu'à des profondeurs de 5-6 m. En revanche dans les petits-fonds (< 5 m), les courants perdent en vitesse et la houle devient dominante (*Héquette et al., 2008b*). Ceci peut provoquer des mouvements de sédiments transversaux vers le rivage. Sur la façade picarde, il n'existe pas de banc sableux suffisamment proches de la côte pour permettre ces échanges de sédiments. De plus, les bancs au large sont localisés à des profondeurs telles qu'il est peu probable dans un environnement où le fetch est limité qu'ils puissent fournir suffisamment de sédiments à la côte pour permettre cet équilibre sédimentaire.

Les travaux de *Cooper et al. (2004)* sur l'impact des tempêtes le long de littoraux hautement énergétiques en Irlande ont montré que cette côte subissait des tempêtes largement plus énergétiques et destructrices en comparaison des tempêtes d'intensités moyennes enregistrées sur notre site d'étude. Sur la côte irlandaise, les changements morphologiques et les impacts les plus importants se produisent majoritairement lors de conditions extrêmes. Cette réponse variable aux tempêtes d'un système de plages et de dunes étendu (supérieur à la centaine de km), suggère une adaptation de la côte à l'hydrodynamisme régional. En d'autres termes, les fonds marins et la plage sont en équilibre avec les conditions hydrodynamiques du secteur, le littoral variant peu, même lors de tempêtes sauf lors de conditions extrêmes.

Sur notre site d'étude, l'analyse diachronique des fonds marins de la façade Manche a permis de conclure que la bathymétrie avait peu évolué depuis le 19^{ème} siècle. Parallèlement, cette stabilité de la façade Picarde pourrait suggérer un équilibre de ce littoral au régime hydrodynamique, et influencerait ainsi la stabilité du trait de côte. En comparaison, la façade mer du Nord est sujette à une plus grande variabilité du trait de côte et des petits-fonds sur les derniers siècles. La présence des nombreux bancs sableux proches du rivage et leurs migrations au cours du temps forcent le système côtier à s'ajuster en permanence. De la même manière, le rivage, en fonction des changements bathymétriques, doit également s'ajuster constamment, d'où une plus grande variabilité dans les rythmes d'évolution d'une période à une autre.

Sur la façade Manche, les secteurs présentant les plus forts taux de variation du trait de côte sont localisés au nord de Wimereux (dunes de la Slack particulièrement) (*CEREMA, 2018; Chave-rot, 2006; Crapoulet, 2015; Zemmour, 2019*) là où la Bassure de Baas est située au plus proche du rivage (Figure 1.10). Les mouvements de ce banc, à Boulogne-sur-mer, ont montré une certaine variabilité, avec de l'accrétion verticale et des mouvements transversaux (cf. section 4.1.1). Additionné à cela, la formation d'un banc côtier au droit des digues du port de Boulogne au cours du 20^{ème} siècle doit probablement résulter des divers aménagements portuaires qui ont perturbé le transit sédimentaire (*Clabaut, 1988; Dewez, 1988*). On peut imaginer que les effets de ces aménagements se soient également répercutés au nord, sur les dunes de la Slack. Les changements dans le transport sédimentaire couplé aux mouvements de la Bassure de Baas ont pu perturber

l'équilibre de ce littoral d'où le recul observé.

6.4 Vers une meilleure compréhension de la dynamique régionale passée et future

6.4.1 Perspectives et améliorations du modèle hydrodynamique

L'utilisation couplée de bathymétries anciennes avec la modélisation numérique a permis de reconstituer partiellement la circulation hydrodynamique à différentes périodes. Cette approche a également permis de proposer des changements dans la dynamique sédimentaire entre les différents systèmes côtiers. Pour chacun des modèles, l'unique variable était ainsi la bathymétrie afin d'identifier clairement l'influence des changements morphologiques sur les processus hydrodynamiques. Le régime de houle, le niveau marin et les courants tidaux simulés ont été estimés à partir des enregistrements et observations actuels en considérant qu'ils étaient restés constants au cours du temps.

Or, les travaux de reconstitution du niveau marin menés sur le site de Dunkerque (et dans une moindre mesure à Calais) ont montré des changements significatifs dans les caractéristiques de la marée (cf. Chapitre 3). L'évolution du marnage et des niveaux moyens de pleines et basses mers depuis le 19^{ème} siècle suggère une tendance à l'augmentation de l'amplitude des marées, particulièrement lors des marées de vives-eaux. L'analyse des composantes harmoniques a permis de mettre en évidence un changement dans l'asymétrie des marées, avec une déviation de 5-10° vers l'est du courant dominant. A l'échelle régionale, les travaux menés sur des sites proches en Manche et en mer du Nord ont montré des évolutions similaires avec une élévation du niveau marin (*Töppe and Führböter, 1994; Wahl et al., 2013a,b; Woodworth et al., 2009a*) et une augmentation du marnage moyen (*Haigh et al., 2010; Woodworth et al., 1991*). L'ensemble de ces variations traduisent un changement dans les composantes harmoniques et dans les caractéristiques mêmes de la marée. La variabilité spatiale de l'onde de marée induit des changements régionaux importants qui ont un impact sur les phénomènes de résonance et sur la vitesse de propagation des ondes de marée (*Haigh et al., 2020*). L'ensemble de ces différents phénomènes a dû avoir une influence sur la direction et l'intensité des courants dans la région.

De la même manière, le climat de houle a potentiellement changé depuis le début du 20^{ème} siècle. Une simulation rétrospective des champs de vents et des spectres de vagues sur le 20^{ème} siècle a révélé une augmentation de la hauteur de la houle de 0,01 m.an⁻¹ dans le nord-est Atlantique depuis 1900 due à une augmentation de plus de 20% de la vitesse des vents (*Bertin et al., 2013; Dodet et al., 2010*). A l'échelle mondiale, avec une base de données de mesures altimétriques sur 33 ans (1985-2018), *Young and Ribal (2019)* ont étudié les changements globaux de la hauteur de la houle. Ces travaux mettent en évidence une augmentation de plus de 1 cm.an⁻¹ de la hauteur des houles extrêmes (centile 99) sur cette période dans les hautes et moyennes latitudes. En comparaison, les tendances d'évolution sont plus importantes pour les événements extrêmes que pour les conditions moyennes de houle.

Les changements dans la circulation hydrodynamique jouent un rôle important dans l'équilibre des systèmes côtiers. Toutefois, il est également important d'évaluer les sédiments en transit dans ce système. Il est souvent difficile de dissocier les évolutions naturelles de celles liées à des impacts anthropiques. Rappelons qu'une grande partie des façades maritimes de la région a été gagnée sur les mers par une phase d'assèchement et de poldérisation. Sur la période récente, les infrastructures industrio-portuaires, les aménagements mis en place pour ralentir l'érosion côtière et les diverses extractions de sédiment au large ont très probablement perturbé le transit et le stock sédimentaire disponible (*Li et al., 2019; Mattheus et al., 2018; Paskoff, 1993*).

Ainsi, pour affiner nos résultats de modèles et avoir une vision plus précise de la dynamique régionale, l'ensemble des processus précédemment cités devraient être pris en compte ou ajustés. Nos résultats ont déjà montré des changements importants dans la circulation hydrodynamique sur un siècle. En considérant les variations dans les processus tidaux et le climat de houle, on peut

imaginer que le contexte hydrodynamique à la fin du 19^{ème} siècle était plus faible que l'actuel, et donc, que nos modèles 1878 et 1910 surestiment partiellement les courants et vagues. En d'autres termes, il est possible que les différences de niveaux d'énergie entre la fin du 19^{ème} siècle et 1974 aient été encore plus importantes que ce qui a été envisagé dans la présente étude.

6.4.2 Changement climatique et risques littoraux

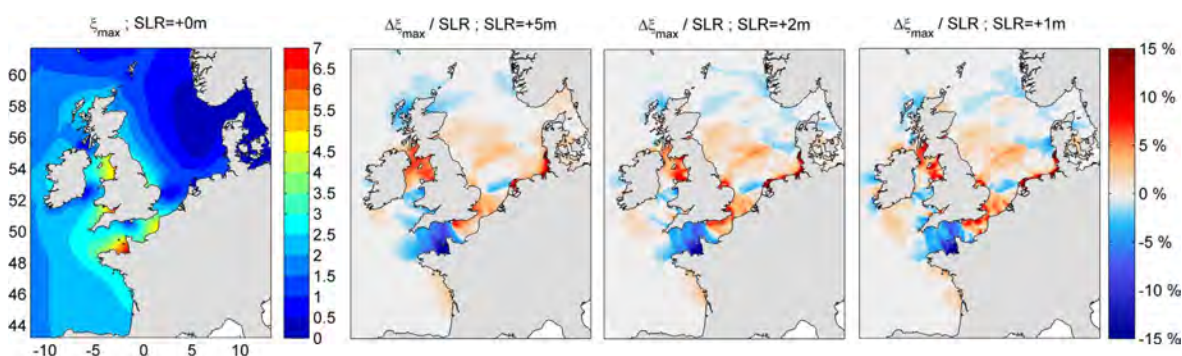


FIGURE 6.8 – Hauteurs absolues des pleines mers maximales (ξ_{max}) pour le scénario actuel (SLR=0 m) et les variations relatives associées pour les différents scénarios d'élévation du niveau marin (ξ_{max}/SLR) (tiré de [Idier et al. \(2017\)](#))

Les projections futures prévoient une augmentation de l'énergie moyenne des vagues de l'ordre de 10% d'ici 2130 en prenant en compte les scénarios de hausse du niveau de la mer ([MacDonald and O'Connor, 1996](#)). Pour le nord-est Atlantique, la plupart des études s'accorde sur une hausse significative des houles moyennes et extrêmes durant le 21^{ème} siècle ([Bricheno and Wolf, 2018](#); [Mori et al., 2010](#); [Wang et al., 2004](#)). Sur le plateau continental européen, de nombreux travaux ont étudié l'influence de l'élévation du niveau de la mer sur la dynamique des marées ([Idier et al., 2017](#); [Pelling and Mattias Green, 2014](#); [Pickering et al., 2017](#)). [Idier et al. \(2017\)](#) ont conclu à une augmentation notable des marées hautes dans la partie sud de la mer du Nord qui ne fera que s'amplifier en fonction de la hausse future du niveau marin (Figure 6.8). Concernant les événements extrêmes, les travaux de [Woth et al. \(2006\)](#) et de [Wang and Yang \(2018\)](#) ont suggéré une augmentation des surcotes extrêmes en Mer du Nord au cours du 21^{ème} siècle.

Le rapport spécial du GIEC sur l'impact du changement climatique sur l'Océan et la Cryosphère ([Oppenheimer et al., 2019](#)) souligne que l'augmentation des vagues extrêmes combinées à l'élévation relative du niveau de la mer va accentuer voire amplifier les risques côtiers. Sur les côtes, la hausse du niveau marin va forcément fragiliser les zones les plus basses. Mais le changement climatique observé depuis les dernières décennies a des implications et des répercussions sur une grande variété de processus. Des effets de rétroactions peuvent avoir lieu lorsque ces processus sont combinés ensemble. En d'autres termes, pour deux zones côtières d'altitude équivalente, la réponse au changement climatique ne sera pas forcément la même. L'évolution des systèmes côtiers au changement climatique et en particulier, l'adaptation aux variations hydrodynamiques, va fortement conditionner l'impact sur le rivage ([Ranasinghe, 2016](#)). Dans notre étude, la morphologie côtière des petits-fonds joue un rôle primordial dans l'amplification ou la dissipation de l'énergie de la houle et sur la direction et la vitesse des courants.

Une meilleure compréhension de la dynamique entre les fonds et la plage permettra une meilleure anticipation des risques côtiers. Pour prévenir des risques, une adaptation sera nécessaire. Les ouvrages de défense installés fin 20^{ème} siècle ont pu parvenir à résoudre localement l'érosion côtière. Néanmoins, ces interventions finissent souvent par déplacer les zones d'érosion sur les plages adjacentes. En effet, en perturbant les échanges sédimentaires, complexes et irréguliers, nécessaires à l'équilibre dynamique des côtes, les ouvrages de défense (épis, brises-lames, enrochements) représentent des facteurs déstabilisant ou d'aggravation de la déstabilisation ([van Rijn, 2011](#)). La protection des zones les plus vulnérables devra se faire en essayant d'intégrer la

répercussion de ces aménagements sur le long terme pour limiter les dommages sur l'environnement côtier. Ces ouvrages en "durs" sont majoritairement installés pour figer la position du trait de côte à un instant donné. Or, le problème actuel d'érosion de la grande majorité des plages résulte de l'action combinée d'une diminution de la quantité de sédiments disponibles sur les côtes couplée à l'élévation du niveau marin. Les littoraux doivent s'adapter à ces changements, pour ralentir l'érosion, les scientifiques préconisent de plus en plus l'utilisation de techniques "douces" (*Temmerman et al., 2013*). Certaines de ces solutions vont se concentrer à ralentir, dissiper l'énergie côtière tels que les atténuateurs de houle (*Bouvier, 2019; Ranasinghe et al., 2006*), le drainage des plages (*Damiani et al., 2011*) ou la pose d'herbiers artificiels (*Leredde et al., 2016*). Une autre solution, utilisée dans de nombreux pays (USA, Pays-Bas entre autres), est de tenter d'équilibrer le stock sédimentaire en réalisant des rechargements sableux (*Dean, 2003; Hanson et al., 2002; Spodar et al., 2018; Stive et al., 2013*). Des études en amont doivent toutefois être réalisées pour sélectionner des sables équivalents (granulométrie et composition) (*Chiva et al., 2018; López et al., 2018*) et que le prélèvement des sédiments ne se fasse pas au détriment de certaines autres zones littorales (*Stronkhorst et al., 2018; van Alphen et al., 1991*). *Paskoff (1993)* estime que les risques sont limités lors que le dragage est réalisé à plus de 20 m de profondeur ou à plus de 2 km du trait de côte. Pour certains des secteurs les plus à risques, il faudra toutefois envisager la possibilité que les aménagements mis en place ne feront que retarder l'inévitable. A ce titre, des stratégies de relocalisation des enjeux menacés ou de reconstitution des marais salés par la dépoldérisation sont également considérés (*French, 2006; Goeldner-Gianella and Bertrand, 2014; Guéguen and Renard, 2017; Wolters et al., 2005*).

6.5 Conclusion

- Les littoraux étudiés ont montré des interactions fortes entre l'évolution des petits-fonds et les rythmes d'évolution du trait de côte observés sur plus d'un siècle.
- Il apparaît que la position, la morphologie et les dimensions des bancs sableux pré-littoraux ont un impact considérable sur l'hydrodynamisme ce qui influence fortement les transits sédimentaires et les zones d'accumulation et d'érosion.
- L'étude de la cellule hydrosédimentaire entre le Cap Gris Nez et Calais a révélé des changements significatifs depuis le 19ème siècle.
- La baie de Wissant semble avoir bénéficié d'apports sédimentaires provenant du nord-est plus conséquent au début qu'à la fin du 20ème siècle. Cet apport a progressivement diminué, aggravant le déficit sédimentaire observé dans la baie.
- A l'inverse, le long du littoral Calaisien, la croissance du Riden de la Rade grâce à des courants convergents a permis sur les dernières décennies, de fournir des sédiments à la côte permettant un engraissement de la plage et des dunes côtières.
- Nos résultats suggèrent que les secteurs plus stables de la façade Manche résultent d'une adaptation du littoral à l'hydrodynamisme régional. Adaptation favorisée par l'absence de bancs sableux pré-littoraux mobiles qui forcent le rivage à s'ajuster en permanence.
- L'approche utilisée en combinant modélisation numérique avec des bathymétries historiques a révélé des changements significatifs sur un siècle. Ces résultats ont été obtenus en ne faisant varier que la morphologie de la zone côtière. En forçant nos modèles avec des paramètres de houle et de marée qui ont varié comme cela a été mesuré sur le dernier siècle, les écarts d'énergie modélisés sont susceptibles d'être encore plus importants que ce qui a été obtenu dans cette étude.
- Dans un contexte de réchauffement climatique, les littoraux sont des environnements susceptibles d'être de plus en plus vulnérables. Les projections futures prévoient une accélération de la hausse du niveau marin et une augmentation des houles extrêmes ce qui va probablement impacter l'hydrodynamisme côtier régional. La prise en compte de l'ensemble de ces processus permettra, à l'avenir, de préconiser une gestion intégrée et responsable des littoraux.

Conclusion générale

« Pour ce qui est de l'avenir, il ne s'agit pas de le prévoir, mais de le rendre possible! »

Antoine de Saint Exupéry,
Citadelle, 1948



MAZU- Œuvre réalisée par Émilie Tew-Kai

Le projet initial de cette thèse était fondé sur l'opportunité de disposer de données bathymétriques et marégraphiques inédites remontant au début du 19^{ème} siècle. Les enregistrements et observations de marée à Dunkerque, Calais et Boulogne-sur-mer ont été recensés, inventoriés et scannés. Néanmoins, faute de temps, la numérisation et le traitement des séries de données ont uniquement été réalisés pour les sites de Dunkerque et de Calais. Le travail d'analyse effectué à Dunkerque a clairement permis d'identifier une augmentation des niveaux moyens annuels (MSL, MHW, MLW, MTL) au cours du 20^{ème} siècle, avec des rythmes d'évolution plus importants concernant les niveaux des pleines mers. L'étude de l'évolution du marnage a également révélé une tendance à la hausse sur le dernier siècle, particulièrement lors des marées de vives-eaux. Ces variations ont dû impacter le rivage et le littoral dans son ensemble.

Les différents lots bathymétriques ont permis de décrire et quantifier les évolutions morphologiques de la zone d'étude. La façade Manche des Hauts-de-France s'est révélée relativement stable à l'échelle séculaire, particulièrement au large du rivage. Les changements les plus significatifs ont été observés au niveau des estuaires de la Canche, de l'Authie et de la Somme dus aux mouvements de poulrier-musoir vers le nord des embouchures. En comparaison, des changements morphologiques conséquents ont été détectés sur la façade mer du Nord, en partie dus à la présence des nombreux bancs sableux pré-littoraux qui sont fortement influencés par les forçages hydrodynamiques. Sur la majorité des bancs sableux, des mouvements parallèles au rivage ont été observés. L'allongement et la migration des bancs sont essentiellement liés aux processus tidaux qui induisent des courants asymétriques dans le sens du flot et donc un transport sédimentaire résultant vers le NNE (*de Swart and Yuan, 2018; Kenyon et al., 1981; Pattiaratchi and Collins, 1987; Roos et al., 2004*). Couplés à ces mouvements longitudinaux, une mobilité transversale des bancs a également été observée à l'échelle séculaire. Ces déplacements, majoritairement vers la côte, résultent de l'accumulation progressive des sédiments sur le flanc côtier par les houles de tempêtes (*Héquette and Aernouts, 2010; Shaw and Forbes, 1992; Swift et al., 1972*).

Le littoral à proximité du port de Calais et la baie de Wissant, deux sites spatialement proches, ont connu des évolutions très différentes alors qu'ils sont soumis à des conditions hydrodynamiques assez similaires. D'importantes variations volumiques ont été mesurées d'une période à une autre et en fonction des secteurs considérés. Ces fluctuations traduisent une grande disparité spatiale et temporelle. Ce constat nous a amené à nous interroger sur l'implication de ces changements morphologiques en termes de circulation hydrodynamique côtière. La présente étude a permis de montrer qu'entre la fin du 19^{ème} et la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, l'hydrodynamisme côtier en baie de Wissant et à Calais a significativement évolué.

À Calais, le développement du Riden de la Rade durant le 20^{ème} siècle, a eu des répercussions considérables sur la morphologie de l'avant-côte ce qui s'est traduit par une baisse du régime hydrodynamique côtier. Les variations de direction et d'intensité des courants résiduels et l'atténuation des houles proche du rivage permettent de supposer des changements dans la dynamique sédimentaire. En baie de Wissant, différentes configurations bathymétriques ont été identifiées et suggèrent des courants et des houles radicalement différents. La largeur et la position du banc à la Ligne, ainsi que la profondeur du chenal côtier se sont révélés être deux facteurs déterminant de l'hydrodynamisme dans ce secteur.

Les analyses réalisées dans le cadre de ce travail de thèse ont ainsi permis de traduire l'évolution de la zone côtière à moyen-terme et également de définir la dynamique sédimentaire des sites à l'échelle séculaire. Le littoral Calaisien a fait l'objet d'une modernisation importante sur le dernier siècle qui a pu affecter le trait de côte et la zone côtière adjacente (*CEREMA, 2018; Chaussepied et al., 1989*). Il est possible que les opérations de dragages du chenal sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle aient favorisé la canalisation des courants. Cependant, notre étude montre que l'accélération des courants était déjà un phénomène observé au début du 20^{ème} siècle et que cette canalisation résulte initialement de la croissance et du développement du Riden de la Rade. La baisse du régime hydrodynamique le long du rivage, a favorisé l'accumulation sédimentaire

sur le Riden de la Rade par déviation et convergence des courants vers la crête du banc. Il est possible que sur les dernières décennies, le Riden de la Rade, ayant atteint une taille suffisamment imposante, a commencé à engraisser progressivement la côte, ce qui a permis une stabilisation du rivage à l'ouest du port et à l'est de provoquer une avancée du trait de côte. La croissance des aménagements anthropiques sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle a également pu accentuer et favoriser cette dynamique sédimentaire.

En baie de Wissant, la morphologie du banc à la Ligne a provoqué un régime hydrodynamique plus intense pendant la deuxième partie du 20^{ème} siècle. L'accélération des courants résiduels et des houles de plus en plus hautes ont pu favoriser la remobilisation des sédiments et l'arasement du banc. Ce constat a permis d'expliquer en partie le recul important du trait de côte en baie de Wissant. L'érosion de l'avant-côte est plus marquée sur la période 1910-1974. Il est difficile, avec un intervalle temporel de 60 ans, de déterminer avec précision les causes de cette érosion généralisée. Néanmoins, nos résultats suggèrent que plusieurs facteurs (naturels et anthropiques) ont pu joué sur cette érosion. A l'échelle de la cellule sédimentaire entre le Cap Gris-Nez et Calais, la circulation hydrodynamique fin 19^{ème} favorisait vraisemblablement un transfert de sédiments vers le sud-ouest plus important et permettait une redistribution des sédiments à l'intérieur de la baie par des courants giratoires puissants. Durant le 20^{ème} siècle, les courants sortants de la baie sont devenus de plus en plus forts au détriment du transit provenant de Calais qui a progressivement diminué au cours du temps. Les extractions de sable et la réduction des apports sédimentaires provenant de la Manche ([Augris et al., 1990](#); [Pintat, 1975](#)) ont par la suite conjointement impacté le bilan sédimentaire de la baie. La diminution des apports venant de Calais et de la Manche, additionné aux pertes nettes lors des extractions, a pu induire des processus d'érosion qui se sont auto-entretenus par la suite malgré l'arrêt des extractions.

L'analyse couplée entre les deux sites ateliers a ainsi mis en évidence de fortes interactions sur le long-terme avec des transferts de sédiments d'une période à une autre au sein même des compartiments sédimentaires, mais également à l'échelle de la cellule hydrosédimentaire entre le Cap Gris-Nez et Calais. Il est possible que, comme entre Calais et Wissant, les changements morphologiques de la zone côtière identifiés à Dunkerque aient fortement modifié la circulation et le régime hydrodynamique. L'analyse de la série marégraphique de Dunkerque, bien que présentant de nombreuses lacunes, a mis en évidence des changements importants dans les caractéristiques des marées. La déviation de l'asymétrie tidale à Dunkerque laisse supposer des changements dans les courants dominants. Ce phénomène localisé peut être essentiellement lié à la bathymétrie de la zone côtière ou aux dimensions du port de Dunkerque. Toutefois, les diverses études réalisées régionalement s'accordent à dire que les caractéristiques des marées sur la majorité des sites ont évolué depuis plusieurs siècles en lien avec l'élévation du niveau des mers et le changement climatique. Ces changements dans l'hydrodynamisme n'ont pas été pris en compte dans nos modèles. L'intensification du climat de houle couplées aux variations des caractéristiques de marée et aux changements morphologiques des zones côtières laissent supposer que l'hydrodynamisme régional était potentiellement très différent de l'actuel.

Les aménagements du littoral doivent reposer sur une connaissance solide de la dynamique côtière en lien avec les nombreuses interactions entre les facteurs naturels et anthropiques qui participent à l'évolution morpho-sédimentaire de la zone côtière. La compréhension de la dynamique du trait de côte dans le contexte actuel de protection des zones les plus vulnérables, doit ainsi s'appuyer sur l'ensemble de ces phénomènes pour proposer une gestion littorale durable sur le long-terme. En collectant l'ensemble des informations et des travaux de recherches, la coordination entre les différents acteurs de la gestion côtière doit permettre d'aboutir à une gestion concertée, globale et efficace de la zone littorale.

Cette approche combinant données historiques et modélisation numérique peut tout à fait être généralisée et appliquée à de nombreux autres sites d'études. Dans le cadre du projet ARCHIPEL du Shom, les documents hydrographiques couvrant l'ensemble des côtes françaises ainsi que

des littoraux voisins sont conservés dans les archives du Shom et sont progressivement scannés et numérisés. A ce jour, plus de la moitié des levés ont été numérisés et intégrés dans la base de donnée du Shom, 30-40% des levés restent à être numérisés.

Nos modèles se basent sur une bathymétrie fixe, les variations dans les transferts sédimentaires sont supposés au regard des variations de courants et de houles. L'ajout d'un module sédimentaire, couplé à un modèle morphodynamique, permettrait de prendre en compte une grande partie des rétroactions entre la morphologie et la dynamique hydro-sédimentaire des systèmes côtiers, afin de produire des simulations plus réalistes ([Bennett et al., 2019](#); [Masselink, 2004](#); [Yuan and de Swart, 2017](#)). La difficulté, concernant la modélisation historique, repose sur l'incapacité de mesurer et comparer directement les résultats modélisés avec la réalité. En l'absence d'observations historiques, la validation est impossible. Concernant le transport sédimentaire, le type de transport (charriage ou suspension) va dépendre de la granulométrie et de l'intensité des courants. Sur l'échelle de temps considérée, des changements dans la granulométrie sont peu probables, en revanche, mêmes minimes, ces changements, combinés aux variations du niveau de la mer et des courants, peuvent avoir des répercussions sur le mode de transport sédimentaire. Dans le cadre des campagnes hydrographiques, la profondeur et la nature des fonds étaient mesurées simultanément avec le plomb suifé et retranscrites sur les minutes bathymétriques. Le patrimoine français dispose de nombreuses mesures marégraphiques réalisées dès le 19ème siècle sur de nombreux ports de la façade Atlantique, Manche et Méditerranéenne. De plus, des rejeux de houles historiques ont été réalisés dans le cadre des travaux de [Bertin et al. \(2013\)](#) à partir des re-analyses atmosphériques sur le 20ème siècle. La prise en compte de l'ensemble de ces variables (marée, houle et sédiment) pourrait améliorer les résultats des modèles numériques en simulant des conditions hydro-sédimentaires plus proches de l'époque.

En reconstituant le système côtier à un moment donné, la comparaison avec l'hydrodynamisme actuel permettrait d'avoir une meilleure compréhension des différents forçages marins pouvant conduire à des processus d'érosion ou d'accumulation sédimentaires. La connaissance de ces mécanismes à long-terme permettra d'évaluer les facteurs potentiels de changements littoraux.

Bibliographie

- Aagaard, T., and B. Greenwood, Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone, *Marine Geology*, 118(1), 23–48, doi :10.1016/0025-3227(94)90111-2, 1994. [181](#)
- Aagaard, T., R. Davidson-Arnott, B. Greenwood, and J. Nielsen, Sediment supply from shoreface to dunes : linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution, *Geomorphology*, 60(1), 205–224, doi :10.1016/j.geomorph.2003.08.002, 2004. [177](#), [179](#)
- Aernouts, D., Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France, Ph.D. thesis, Université Littoral Côte d'Opale, 2005. [ix](#), [2](#), [3](#), [14](#), [17](#), [18](#), [19](#), [20](#), [21](#), [149](#)
- Aernouts, D., and A. Héquette, Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins, *Mappe-monde*, 73, 2004. [37](#)
- Aernouts, D., and A. Héquette, L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 12(1), 49–64, doi :10.4000/geomorphologie.477, 2006. [2](#), [19](#), [143](#), [176](#), [178](#), [189](#)
- Albrecht, F., and R. Weisse, Pressure effects on past regional sea level trends and variability in the German Bight, *Ocean Dynamics*, 62(8), 1169–1186, doi :10.1007/s10236-012-0557-1, 2012. [29](#)
- Allen, J. R. L., Sand waves : A model of origin and internal structure, *Sedimentary Geology*, 26(4), 281–328, doi :10.1016/0037-0738(80)90022-6, 1980. [146](#)
- Anthony, E., and J. Orford, Between Wave- and Tide-Dominated Coasts : the Middle Ground Revisited, *Journal of Coastal Research Special Issue*, 36, 8–15, doi :10.2112/1551-5036-36.sp1.8, 2002. [14](#)
- Anthony, E. J., Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme estuary and Belgium, *Geological Society, London, Special Publications*, 175(1), 87–97, doi :10.1144/GSL.SP2000.175.01.08, 2000. [22](#), [24](#), [182](#)
- Anthony, E. J., and C. Dobroniak, Erosion and recycling of aeolian dunes in a rapidly infilling macrotidal estuary : the Authie, Picardy, northern France, *Geological Society, London, Special Publications*, 175(1), 109–121, doi :10.1144/GSL.SP2000.175.01.10, 2000. [24](#), [143](#)
- Anthony, E. J., and A. Héquette, The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium : Sediment sorting processes and mixing in a tide-and storm-dominated setting, *Sedimentary Geology*, 202(3), 369–382, doi :10.1016/j.sedgeo.2007.03.022, 2007. [ix](#), [14](#), [19](#), [66](#)
- Anthony, E. J., F. Levoy, and O. Monfort, Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France, *Marine Geology*, 208(1), 73–100, doi :10.1016/j.margeo.2004.04.022, 2004. [22](#)
- Anthony, E. J., M. Mrani-Alaoui, and A. Héquette, Shoreface sand supply and mid- to late Holocene aeolian dune formation on the storm-dominated macrotidal coast of the southern North Sea, *Marine Geology*, 276(1), 100–104, doi :10.1016/j.margeo.2010.07.006, 2010. [11](#), [12](#)
- Araújo, I. B., and D. T. Pugh, Sea Levels at Newlyn 1915–2005 : Analysis of Trends for Future Flooding Risks, *Journal of Coastal Research*, 24(sp3), 203–212, doi :10.2112/06-0785.1, 2008. [81](#), [89](#)

- Arthurton, R., S. Booth, A. Morigi, M. Abbott, and C. Wood, *Geology of the Country Around Great Yarmouth. Memoir of the British Geological Survey, Sheet 162 (England and Wales)*, HMSO ed., British Geological Survey, London, 1994. [3](#)
- Artélia, Géodunes, and ULCO, Maîtrise d'oeuvre pour la requalification du front de mer de Merlimont : rapport de phase Diagnostic., *Etude réalisée pour la Communauté d'Agglomération des 2 baies en Montreuillois*, 2019. [ix](#), [8](#)
- Aubrey, D. G., and P. E. Speer, A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I : Observations, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21(2), 185–205, doi :10.1016/0272-7714(85)90096-4, 1985. [84](#), [85](#)
- Augris, C., P. Clabaut, and O. Vicaire, Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds., 1990. [8](#), [14](#), [19](#), [102](#), [103](#), [148](#), [182](#), [189](#), [197](#)
- Backstrom, J. T., D. W. T. Jackson, and J. A. G. Cooper, Shoreface Dynamics of Two High-Energy Beaches in Northern Ireland, *Journal of Coastal Research, ICS2007*(50), 5, 2007. [176](#), [189](#)
- Baeteman, C., Chronology of coastal plain development during the Holocene in West Belgium, *Quaternaire*, 2(3), 116–125, doi :10.3406/quate.1991.1960, 1991. [14](#)
- Baeteman, C., and M. Van Strijdonck, Radiocarbon dates on peat from the Holocene coastal deposits in West Belgium, in *Quaternary Sea-level Investigations from Belgium*, vol. 241, pp. 59–91, Ministerie van Economische Zaken, Geologische Dienst van België Brussel, 1989. [14](#)
- Barnard, P. L., and D. M. Hanes, Integrating field research, modeling and remote sensing to quantify morphodynamics in a high-energy coastal setting, ocean beach, San Francisco, California, doi :10.1061/40855(214)96, 2006. [176](#), [178](#), [189](#)
- Bastide, J., Morphodynamique et enjeux d'aménagement des franges littorales d'un estuaire macrotidal tempéré : la Baie de Somme, Picardie, France., PhD thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, 2011. [ix](#), [18](#), [24](#), [25](#), [143](#), [144](#)
- Bastos, A. C., D. Paphitis, and M. B. Collins, Short-term dynamics and maintenance processes of headland-associated sandbanks : Shambles Bank, English Channel, UK, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, 33–47, doi :Bastos,A.C.,Paphitis,D.andCollins,M.B.(2004)Short-termdynamicsandmaintenanceprocessesofheadland-associatedsandbanks:ShamblesBank,EnglishChannel,UK.Estuarine,CoastalandShelfScience,59(1),33-47.(doi:10.1016/j.ecss.2003.07.008<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2003.07.008>)., 2004. [2](#), [12](#)
- Battiau-Queney, Y., J. F. Billet, S. Chaverot, and P. Lanoy-Ratel, Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France, *Marine Geology*, 194(1), 31–45, doi :10.1016/S0025-3227(02)00697-7, 2003. [ix](#), [17](#), [18](#), [21](#), [22](#), [189](#)
- Battjes, J. A., and J. P. F. M. Janssen, Energy loss and set-up due to breaking random waves, *Proceedings of 16th Conference on Coastal Engineering, Hamburg, Germany, 1978*, pp. 569–587, 1978. [62](#)
- Beauchamp, J., Essai de quantification du colmatage en baie de Somme, *Essai de quantification du colmatage en baie de Somme*, 6(3), 105–112, 1998. [24](#), [143](#)
- Beck, C., P. Clabaut, S. Dewez, O. Vicaire, H. Chamley, C. Augris, R. Hoslin, and A. Caillot, Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border : Morphology, hydrodynamics and radioactive tracing, *Oceanologica Acta, Special issue*, 1991. [8](#), [14](#), [148](#)
- Bellamy, A. G., Extension of the British landmass : evidence from shelf sediment bodies in the English Channel, *Geological Society, London, Special Publications*, 96(1), 47–62, doi :10.1144/GSL.SP.1995.096.01.05, 1995. [14](#)
- Bender, C. J., and R. G. Dean, Wave field modification by bathymetric anomalies and resulting shoreline changes : a review with recent results, *Coastal Engineering*, 49(1-2), 125–153, 2003. [2](#)
- Bennett, W. G., H. Karunarathna, D. E. Reeve, and N. Mori, Computational modelling of morphodynamic response of a macro-tidal beach to future climate variabilities, *Marine Geology*, 415, 105,960, doi :10.1016/j.margeo.2019.105960, 2019. [198](#)

- Benoit, M., F. Marcos, and F. Becq, TOMAWAC : a prediction model for offshore and nearshore storm waves, pp. 1316–1321, 1997. [62](#)
- Berné, S., J.-P. Auffret, and P. Walker, Internal structure of subtidal sandwaves revealed by high-resolution seismic reflection, *Sedimentology*, 35(1), 5–20, doi :10.1111/j.1365-3091.1988.tb00902.x, 1988. [146](#), [149](#)
- Berné, S., A. Trentesaux, A. Stolk, T. Missiaen, and M. de Batist, Architecture and long term evolution of a tidal sandbank : The Middelkerke Bank (southern North Sea), *Marine Geology*, 121(1), 57–72, doi :10.1016/0025-3227(94)90156-2, 1994. [2](#), [13](#), [149](#)
- Berné, S., G. Lericolais, T. Marsset, J. F. Bourillet, and M. D. Batist, Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces; examples from tide- and wave-dominated environments of France, *Journal of Sedimentary Research*, 68(4), 540–555, doi :10.2110/jsr.68.540, 1998. [13](#)
- Bertier, J., Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France)., PhD thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, 2009. [3](#), [146](#)
- Bertin, X., Morphodynamique séculaire, modélisation et architecture interne d'un système baie-embouchure tidale : le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron, PhD thesis, La Rochelle, 2005. [35](#), [38](#), [176](#)
- Bertin, X., E. Prouteau, and C. Letetrel, 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, 2013. [190](#), [198](#)
- Bird, E. C. F., *Coastline changes. A global review*, John Wiley ed., New-York - Toronto, 1985. [2](#)
- Biscara, L., T. Schmitt, S. Correard, and R. Creach, Modèles numériques de bathymétrie pour la prévision hydrodynamique du dispositif vigilance vagues-submersions, in *XIIIèmes JNGCGC Dunkerque*, pp. 547–556, Editions Paralia, doi :10.5150/jngcgc.2014.060, 2014. [75](#)
- Blondeaux, P., Mechanics of Coastal Forms, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 33(1), 339–370, doi :10.1146/annurev.fluid.33.1.339, 2001. [13](#)
- Bonnefille, R., J.-P. Lepetit, H. Graff, and Leroy, *Nouvel avant-port de Dunkerque : mesures en nature*, LNH, 1971. [9](#)
- Booij, N., R. C. Ris, and L. H. Holthuijsen, 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, 1999. [19](#)
- Bourillet, J.-F., J. Reynaud, A. Baltzer, and S. Zaragosi, *The 'Fleuve Manche' : The submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans*, vol. 18, doi :10.1002/jqs.757, 2003. [11](#)
- Bouvier, C., Barres d'avant-côte et trait de côte : dynamique, couplage et effets induits par la mise en place d'un atténuateur de houle, PhD thesis, Université de Bordeaux, 2019. [192](#)
- Bradshaw, E., L. Rickards, and T. Aarup, Sea level data archaeology and the Global Sea Level Observing System (GLOSS), *GeoResJ*, 6, 9–16, doi :10.1016/j.grj.2015.02.005, 2015. [54](#)
- Brasington, J., J. Langham, and B. Rumsby, Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport, *Geomorphology*, 53(3), 299–316, doi :10.1016/S0169-555X(02)00320-3, 2003. [40](#)
- Bricheno, L. M., and J. Wolf, Future Wave Conditions of Europe, in Response to High-End Climate Change Scenarios, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 123(12), 8762–8791, doi :10.1029/2018JC013866, 2018. [191](#)
- Briere, C., P. C. Roos, E. Garel, and S. J. M. H. Hulscher, Modelling the morphodynamics of the Kwinte Bank, subject to sand extraction, *Journal of coastal research*, SI 51(SI 51), 117–126, 2010. [14](#)

- Briquet, A., Le littoral du nord de la France et son évolution morphologique, PhD thesis, Université de Paris (1896-1968). Faculté des lettres, France, 1930. [xiii](#), [6](#), [7](#), [24](#), [107](#), [149](#), [150](#), [181](#)
- Bruun, P., Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, *88*(1), 117–132, 1962. [26](#)
- Bullard, J. E., D. Ackerley, J. Millett, J. H. Chandler, and A.-L. Montreuil, Post-storm geomorphic recovery and resilience of a prograding coastal dune system, *Environmental Research Communications*, *1*(1), 011,004, doi :10.1088/2515-7620/ab0258, 2019. [187](#)
- Cabanes, C., A. Cazenave, and C. L. Provost, Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations, *Science*, *294*(5543), 840–842, doi :10.1126/science.1063556, 2001. [28](#)
- Carter, R. W. G., P. Lowry, and G. W. Stone, Sub-tidal ebb-shoal control of shoreline erosion via wave refraction, Magilligan foreland, Northern Ireland, *Marine Geology*, *48*(1), M17–M25, doi : 10.1016/0025-3227(82)90126-8, 1982. [2](#), [3](#)
- Cartier, A., Evaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales, PhD thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, 2011. [3](#)
- Castelle, B., V. Marieu, S. Bujan, K. D. Splinter, A. Robinet, N. Sénéchal, and S. Ferreira, 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, 2015. [154](#)
- Caston, V. N. D., Linaer sand banks in the Southern North Sea, *Sedimentology*, *18*(1-2), 63–78, doi : 10.1111/j.1365-3091.1972.tb00003.x, 1972. [15](#)
- Cazenave, A., and G. L. Cozannet, Sea level rise and its coastal impacts, *Earth's Future*, *2*(2), 15–34, doi :10.1002/2013EF000188, 2014. [26](#)
- Cazenave, A., and R. S. Nerem, Present-day sea level change : Observations and causes, *Reviews of Geophysics*, *42*(3), RG3001, doi :10.1029/2003RG000139, 2004. [27](#), [28](#)
- Cazenave, A., H. Palanisamy, and M. Ablain, Contemporary sea level changes from satellite altimetry : What have we learned? What are the new challenges?, *Advances in Space Research*, *62*(7), 1639–1653, doi :10.1016/j.asr.2018.07.017, 2018. [28](#)
- CEREMA, *Dynamiques et évolution du littoral Synthèse des connaissances de la frontière Belge à la pointe du Hourdel*, Fascicule 1, 2018. [2](#), [7](#), [17](#), [106](#), [143](#), [189](#), [196](#)
- Chamley, H., P. Clabaut, S. Dewez, and C. Beck, Transferts sédimentaires littoraux et infralittoraux le long des côtes du Nord-Pas-de-Calais, *Rapport Scientifique*, Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et structurale, 1987. [182](#)
- Chapuis, O., *A la mer comme au ciel : Beautemps-Beaupré & la naissance de l'hydrographie moderne, 1700-1850 : l'émergence de la précision en navigation et dans la cartographie marine*, Presses Paris Sorbonne, 1999. [35](#), [36](#)
- Chaussepied, M., O. Arnal, H. Grossel, J. Delattre, and M. Wartel, Le littoral de la région Nord-Pas de Calais, apports à la mer, *Rapports scientifiques et techniques de l'Ifremer. Convention de Coopération Région Nord - Pas de Calais /Ifremer*, 1989. [196](#)
- Chaverot, S., Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais, PhD thesis, Université Littoral Côte d'Opale, 2006. [ix](#), [3](#), [6](#), [17](#), [18](#), [19](#), [22](#), [181](#), [184](#), [189](#)
- Chaverot, S., A. Héquette, and O. Cohen, Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century., *Annales de Géomorphologie / Annals of Geomorphology / Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, *52*(3), Sup. Bd., *52* (3), p. 1–20., doi :10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0001, 2008. [26](#), [149](#), [177](#)
- Cheng, Y., T. Ezer, L. P. Atkinson, and Q. Xu, Analysis of tidal amplitude changes using the EMD method, *Continental Shelf Research*, *148*, 44–52, doi :10.1016/j.csr.2017.09.009, 2017. [53](#), [81](#)

- Chiva, L., J. I. Pagán, I. López, A. J. Tenza-Abril, L. Aragonés, and I. Sánchez, The effects of sediment used in beach nourishment : Study case El Portet de Moraira beach, *Science of The Total Environment*, 628-629, 64–73, doi :10.1016/j.scitotenv.2018.02.042, 2018. [192](#)
- Christensen, D. F., J. Brinkkemper, G. Ruessink, and T. Aagaard, Field observations of intra-wave sediment suspension and transport in the intertidal and shallow subtidal zones, *Marine Geology*, 413, 10–26, doi :10.1016/j.margeo.2019.04.005, 2019. [181](#)
- Church, J. A., and N. J. White, Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century, *Surveys in Geophysics*, 32(4-5), 585–602, doi :10.1007/s10712-011-9119-1, 2011. [28](#)
- Church, J. A., N. J. White, and J. M. Arblaster, Significant decadal-scale impact of volcanic eruptions on sea level and ocean heat content, *Nature*, 438(7064), 74, doi :10.1038/nature04237, 2005. [29](#)
- Clabaut, P., *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais (large des côtes françaises)*, Lille 1, 1988. [8](#), [19](#), [96](#), [103](#), [189](#)
- Clique, P. M., and J.-P. Lepetit, *Catalogue sédimentologique des côtes françaises : côtes de la mer du Nord et de la Manche*, eyrolles paris ed., 1986. [8](#), [9](#)
- Coco, G., and A. B. Murray, Patterns in the sand : From forcing templates to self-organization, *Geomorphology*, 91(3), 271–290, doi :10.1016/j.geomorph.2007.04.023, 2007. [13](#)
- Codiga, D. L., Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions, *Technical Report 2011-01*, Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 2011. [53](#)
- Cohen, J. E., C. Small, A. Mellinger, J. Gallup, and J. Sachs, Estimates of Coastal Populations, *Science*, 278(5341), 1209–1213, doi :10.1126/science.278.5341.1209c, 1997. [2](#)
- Colas, S., Environnement littoral et marin, *Tech. rep.*, Service de l'observation et des statistiques, 2011. [2](#)
- Collins, M. B., S. J. Shimwell, S. Gao, H. Powell, C. Hewitson, and J. A. Taylor, Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks : the Norfolk Banks, southern North Sea, *Marine Geology*, 123(3), 125–142, doi :10.1016/0025-3227(95)00010-V, 1995. [13](#)
- Cooper, J. a. G., and F. Navas, Natural bathymetric change as a control on century-scale shoreline behavior, *Geology*, 32(6), 513–516, doi :10.1130/G20377.1, 2004. [3](#), [177](#), [179](#)
- Cooper, J. A. G., D. W. T. Jackson, F. Navas, J. McKenna, and G. Malvarez, Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline : examples from western Ireland, *Marine Geology*, 210(1), 261–280, doi :10.1016/j.margeo.2004.05.012, 2004. [154](#), [189](#)
- Corbau, C., Dynamique sédimentaire en domaine Macrotidale : exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque), PhD thesis, Université des Sciences et Technologiques de Lille 1, 1995. [15](#)
- Corbau, C., P. Clabaut, B. Tessier, and H. Chamley, Modifications morphosédimentaires historiques et récentes du domaine côtier Dunkerquois (France), *Compte Rendu Académie des Sciences Paris*, 316 (Ser. II), 1573–1580, 1993. [149](#)
- Corbau, C., B. Tessier, and H. Chamley, Seasonal Evolution of Shoreface and Beach System Morphology in a Macrotidal Environment, Dunkerque Area, Northern France, *Journal of Coastal Research*, 15(1), 1999. [9](#), [176](#), [189](#)
- Créach, R., S. Bosch, L. Boutry, J. Geneviev, P. Claverie, and A. Badez, ScanBathy a new solution to digitize depth data from historic survey sheets, Valparaiso, Chile, 2016. [37](#)
- Crapoulet, A., Evolution du trait de côte, bilan sédimentaire et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté, PhD thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, 2015. [ix](#), [2](#), [3](#), [6](#), [17](#), [18](#), [21](#), [22](#), [106](#), [177](#), [181](#), [184](#), [189](#)
- Crapoulet, A., A. Héquette, D. Marin, F. Levoy, and P. Bretel, Variations in the response of the dune coast of northern France to major storms as a function of available beach sediment volume,

- Earth Surface Processes and Landforms*, 42(11), 1603–1622, doi :10.1002/esp.4098, 2017. [17](#), [187](#)
- Dallery, F., Sur la côte d'Opale : les rivages de la Somme. Autrefois-aujourd'hui-demain, PhD thesis, 1955. [24](#), [25](#), [106](#), [144](#)
- Damiani, L., F. Aristodemo, A. Saponieri, B. Verbeni, P. Veltri, and D. Vicinanza, Full-scale experiments on a beach drainage system : hydrodynamic effects inside beach, *Journal of Hydraulic Research*, 49(sup1), 44–54, doi :10.1080/00221686.2011.588515, 2011. [192](#)
- Dangendorf, S., M. Marcos, G. Wöppelmann, C. P. Conrad, T. Frederikse, and R. Riva, Reassessment of 20th century global mean sea level rise, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(23), 5946–5951, doi :10.1073/pnas.1616007114, 2017. [28](#)
- Davies, J. L., *Geographical variation in coastal development*, Longman Sc & Tech, 1980. [25](#), [144](#)
- De La Lande, *Traité du Flux et du Relux de la mer d'après la théorie et les observations*, vol. Tome 4, 1781. [27](#)
- De Moor, G., Evaluation of sea-floor sediment dynamics in the Flemish Banks (southern North Sea) between 1985 and 1995, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 8(2), 135–150, doi :10.3406/morfo.2002.1135, 2002. [12](#), [146](#)
- de Swart, H. E., and B. Yuan, Dynamics of offshore tidal sand ridges, a review, *Environmental Fluid Mechanics*, doi :10.1007/s10652-018-9630-8, 2018. [xiii](#), [15](#), [148](#), [196](#)
- Dean, R. G., *Beach Nourishment : Theory and Practice*, World Scientific Publishing Company, google-Books-ID : ks87DQAAQBAJ, 2003. [192](#)
- Deboudt, P., *Etude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et nord-Est de la Manche*, Lille 1, 1997. [97](#), [181](#)
- Deleu, S., V. Van Lancker, D. Van den Eynde, and G. Moerkerke, Morphodynamic evolution of the kink of an offshore tidal sandbank : the Westhinder Bank (Southern North Sea), *Continental Shelf Research*, 24(15), 1587–1610, doi :10.1016/j.csr.2004.07.001, 2004. [12](#), [15](#)
- Demerliac, A., Le niveau moyen de la mer, calcul du niveau journalier, *Tech. rep.*, Shom, 1973. [58](#)
- Denys, L., and C. Baeteman, Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium—a first assessment, *Marine Geology*, 124(1), 1–19, doi :10.1016/0025-3227(95)00029-X, 1995. [12](#)
- Dewez, S., *Sédimentation et dynamique en Manche orientale (de la Baie d'Authie au Cap d'Alprech)*, Lille 1, 1988. [96](#), [182](#), [189](#)
- Dewez, S., P. Clabaut, O. Vicaire, C. Beck, H. Chamley, and C. Augris, Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du Nord, *Bulletin de la Société Géologique de France*, V(5), 1043–1053, doi :10.2113/gssgfbull.V5.1043, 1989. [9](#), [182](#)
- Dillingh D, Fedor B, and de Ronde J., Definitie zeespiegelstijging voor bepaling suppletiebehoefte. Deltares report 1201993-002, Delft., 2010. [29](#)
- Dobroniak, C., Géomorphologie, hydrodynamique et écologie d'un estuaire temperé macrotidal : l'Authie, Manche Orientale, France, PhD thesis, Littoral, 2000. [144](#)
- Dodd, N., P. Blondeaux, D. Calvete, H. E. d. Swart, A. Falques, S. J. M. H. Hulscher, G. Rozynski, and G. Vittori, Understanding coastal morphodynamics using stability methods, *Journal of coastal research*, 19(4), 849–865, 2003. [13](#)
- Dodet, G., X. Bertin, and R. Taborda, Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades, *Ocean Modelling*, 31(3), 120–131, doi :10.1016/j.ocemod.2009.10.010, 2010. [190](#)
- Dodet, G., X. Bertin, F. Bouchette, M. Gravelle, L. Testut, and G. Wöppelmann, Characterization of Sea-level Variations Along the Metropolitan Coasts of France : Waves, Tides, Storm Surges and Long-term Changes, *Journal of Coastal Research*, 88(sp1), 10–24, doi :10.2112/SI88-003.1, 2019. [81](#)

- Doodson, A. T., The Harmonic Development of the Tide-Generating Potential, *Proceedings of the Royal Society of London. Serie A*, 100(704), 305–329, 1921. [53](#)
- Douglas, B. C., Global sea level rise, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 96(C4), 6981–6992, doi :10.1029/91JC00064, 1991. [30](#)
- Dyer, K. R., and D. A. Huntley, The origin, classification and modelling of sand banks and ridges, *Continental Shelf Research*, 19(10), 1285–1330, doi :10.1016/S0278-4343(99)00028-X, 1999. [ix](#), [2](#), [12](#), [13](#), [15](#), [19](#)
- EGIS, Etude de faisabilité pour le réensablement de la partie centrale de la baie de Wissant - Phase 1 : Dimensionnement du réensablement - Elaboration de scénarios de réensablement, *Rapport définitif EP 132771M*, 2014. [19](#)
- Elgar, S., E. L. Gallagher, and R. T. Guza, Nearshore sandbar migration, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C6), 11,623–11,627, doi :10.1029/2000JC000389, 2001. [181](#)
- Fauchois, L'intérêt de la cartographie à grande échelle dans l'étude géomorphologique des littoraux dunaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais, PhD thesis, Université des Sciences et des Techniques de Lille, 1998. [7](#)
- Ferret, Y., Reconstruction de la série marégraphique de Saint-Nazaire, *Tech. Rep. 27 SHOM/DOPS/HOM/MAC/NP*, Shom, 2016. [31](#), [46](#), [53](#), [54](#), [55](#), [57](#), [90](#)
- Ferro-Azcona, H., A. Espinoza-Tenorio, R. Calderón-Contreras, V. C. Ramenzoni, M. d. I. M. Gómez País, and M. A. Mesa-Jurado, Adaptive capacity and social-ecological resilience of coastal areas : A systematic review, *Ocean & Coastal Management*, 173, 36–51, doi :10.1016/j.ocecoaman.2019.01.005, 2019. [2](#)
- FitzGerald, D. M., I. V. Buynevich, M. S. Fenster, and P. A. McKinlay, Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary, *Sedimentary Geology*, 131(1), 25–49, doi :10.1016/S0037-0738(99)00124-4, 2000. [12](#)
- Fleming, K., P. Johnston, D. Zwart, Y. Yokoyama, K. Lambeck, and J. Chappell, Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites, *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1), 327–342, doi :10.1016/S0012-821X(98)00198-8, 1998. [11](#)
- Francescangeli, F., M. Portela, E. Armynot du Chatelet, G. Billon, T. J. Andersen, V. M. P. Bouchet, and A. Trentesaux, Infilling of the Canche Estuary (eastern English Channel, France) : Insight from benthic foraminifera and historical pictures, *Marine Micropaleontology*, 142, 1–12, doi : 10.1016/j.marmicro.2018.05.003, 2018. [24](#), [102](#)
- French, P. W., Managed realignment – The developing story of a comparatively new approach to soft engineering, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67(3), 409–423, doi :10.1016/j.ecss.2005.11.035, 2006. [192](#)
- Friedrichs, C. T., and D. G. Aubrey, Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries : a synthesis, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27(5), 521–545, doi :10.1016/0272-7714(88)90082-0, 1988. [84](#)
- Garlan, T., L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des Ridens de la Rade aux abords de Calais, pp. 71–75, Marseille, 1990. [20](#)
- Giloy, N., Y. Hamdi, L. Bardet, E. Garnier, and C.-M. Duluc, Quantifying historic skew surges : an example for the Dunkirk Area, France, *Natural Hazards*, doi :10.1007/s11069-018-3527-1, 2018. [50](#), [97](#)
- Goeldner-Gianella, L., and F. Bertrand, Gérer le risque de submersion marine par la dépoldérisation : représentations locales et application des politiques publiques dans le bassin d'Arcachon, *Natures Sciences Societes*, Vol. 22(3), 219–230, 2014. [192](#)
- Gosselet, La plaine maritime du nord de la France et de la Belgique, *Annales de géographie*, 2(7), 306–314, doi :10.3406/geo.1893.7214, 1893. [184](#)

- Gouriou, T., Evolution des composantes du niveau marin à partir d'observations de marégraphie effectuées depuis la fin du 18ème siècle en Charente-Maritime, PhD thesis, La Rochelle, 2012. [31](#), [46](#), [53](#), [54](#), [57](#)
- Gratton, Y., Le krigeage la méthode optimale d'interpolation spatiale, *Institut de l'Analyse Géographique*, 2002. [38](#)
- Guéguen, A., and M. Renard, La faisabilité d'une relocalisation des biens et activités face aux risques littoraux à Lacanau, *Sciences Eaux Territoires*, Numéro 23(2), 26–31, 2017. [192](#)
- Haigh, I., R. Nicholls, and N. Wells, Mean sea level trends around the English Channel over the 20th century and their wider context, *Continental Shelf Research*, 29(17), 2083–2098, doi :10.1016/j.csr.2009.07.013, 2009. [29](#), [30](#)
- Haigh, I., R. Nicholls, and N. Wells, Assessing changes in extreme sea levels : Application to the English Channel, 1900–2006, *Continental Shelf Research*, 30(9), 1042–1055, doi :10.1016/j.csr.2010.02.002, 2010. [87](#), [88](#), [89](#), [190](#)
- Haigh, I. D., M. D. Pickering, J. A. M. Green, B. K. Arbic, A. Arns, S. Dangendorf, D. Hill, K. Horsburgh, T. Howard, D. Idier, D. A. Jay, L. Jänicke, S. B. Lee, M. Müller, M. Schindelegger, S. A. Talke, S.-B. Wilmes, and P. L. Woodworth, The Tides They Are a-Changin' : A comprehensive review of past and future non-astronomical changes in tides, their driving mechanisms and future implications, *Reviews of Geophysics*, n/a(n/a), doi :10.1029/2018RG000636, 2020. [81](#), [190](#)
- Hallegatte, S., C. Green, R. J. Nicholls, and J. Corfee-Morlot, Future flood losses in major coastal cities, *Nature Climate Change*, 3(9), 802–806, doi :10.1038/nclimate1979, 2013. [2](#)
- Hamblin, R. J. O., A. Crosby, P. Balson, S. Jones, I. Chadwick, and M. Arthur, *The geology of the English Channel*, British Geological Survey, her majesty's stationery office ed., Bernan Press (PA), London, 1992. [14](#)
- Hanna, J. E., and J. Cooper, Mesoscale Morphological Changes on Linear, Nearshore Sandbanks, Co.Wexford, SE Ireland., *Journal of Coastal Research*, pp. 356–364, doi :10.2112/1551-5036-36.sp1.356, 2002. [2](#)
- Hanson, H., A. Brampton, M. Capobianco, H. H. Dette, L. Hamm, C. Laustrup, A. Lechuga, and R. Spanhoff, Beach nourishment projects, practices, and objectives—a European overview, *Coastal Engineering*, 47(2), 81–111, doi :10.1016/S0378-3839(02)00122-9, 2002. [192](#)
- Hanson, S., R. Nicholls, N. Ranger, S. Hallegatte, J. Corfee-Morlot, C. Herweijer, and J. Chateau, 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, 2011. [29](#)
- Hédou, F., A. Roche, C. Trmal, S. Moraud, and Y. Deniaud, Élaboration de l'indicateur national de l'érosion côtière, in *XVèmes Journées, La Rochelle*, pp. 647–654, Editions Paralia, doi :10.5150/jngcgc.2018.075, 2018. [2](#)
- Hervouet, J.-M., TELEMAC modelling system : an overview, *Hydrological Processes*, 14(13), 2209–2210, doi :10.1002/1099-1085(200009)14:13<2209::AID-HYP23>3.0.CO;2-6, 2000. [61](#)
- Hesp, P. A., M.-H. Ruz, A. Hequette, D. Marin, and G. M. da Silva, Geomorphology and dynamics of a traveling cusped foreland, Authie estuary, France, *Geomorphology*, 254, 104–120, 2016. [ix](#), [18](#), [24](#), [106](#), [107](#), [144](#)
- Hinkel, J., R. J. Nicholls, R. S. J. Tol, Z. Wang, J. M. Hamilton, G. Boot, A. T. Vafeidis, L. McFadden, A. Ganopolski, and R. J. T. Klein, A global analysis of erosion of sandy beaches and sea-level rise : an application of DIVA, doi :10.1016/j.gloplacha.2013.09.002, 2013. [2](#)
- Hinrichsen, D., The coastal population explosion, pp. 27–29, NOAA, January 22, 1999, Washington, DC, 1999. [2](#)
- Hoegh-Guldberg, O., D. Jacob, M. Taylor, M. Bindi, S. Brown, I. Camilloni, A. Diedhiou, R. Djalante, K. Ebi, F. Engelbrecht, J. Guiot, Y. Hijoka, S. Mehrota, A. Payne, S. Seneviratne, A. Thomas,

- R. Warren, and G. Zhou, Impacts of 1.5 °C global warming on natural and human systems, in *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*, Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.), 2018. [2](#), [26](#)
- Horrillo-Caraballo, J. M., and D. E. Reeve, Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system : The Great Yarmouth Sandbanks, U.K., *Marine Geology*, 254(1), 91–106, doi :10.1016/j.margeo.2008.05.014, 2008. [12](#), [176](#), [177](#)
- Houbolt, J., Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea, *Geologie en Mijnbouw* 47, 1968. [12](#), [13](#)
- Houser, C., C. Hapke, and S. Hamilton, Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms, *Geomorphology*, pp. 223–240, doi :10.1016/j.geomorph.2007.12.007, 2008. [176](#), [187](#), [189](#)
- Houthuys, R., A. Trentesaux, and P. De Wolf, Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea), *Marine Geology*, 121(1), 23–41, doi :10.1016/0025-3227(94)90154-6, 1994. [189](#)
- Héquette, A., Les risques naturels littoraux dans le Nord-Pas-de-Calais, France, *VertigO*, (Hors-série 8), doi :10.4000/vertigo.10173, 2010. [26](#)
- Héquette, A., and D. Aernouts, The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France, *Continental Shelf Research*, 30(12), 1349–1361, doi :10.1016/j.csr.2010.04.017, 2010. [ix](#), [2](#), [3](#), [17](#), [18](#), [20](#), [21](#), [176](#), [177](#), [179](#), [181](#), [189](#), [196](#)
- Héquette, A., Y. Hemdane, and E. J. Anthony, Determination of Sediment Transport Paths in Macrotidal Shoreface Environments : A Comparison of Grain-Size Trend Analysis with Near-Bed Current Measurements, *Journal of Coastal Research*, pp. 695–707, doi :10.2112/06-0714.1, 2008a. [180](#)
- Héquette, A., Y. Hemdane, and E. J. Anthony, Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France, *Marine Geology*, 249(3), 226–242, doi :10.1016/j.margeo.2007.12.003, 2008b. [9](#), [85](#), [148](#), [189](#)
- Héquette, A., M. H. Ruz, A. Maspataud, and V. Sipka, Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics : implications for beach and shoreline evolution, *Journal of Coastal Research, Special issue 56*, 59–63, 2009. [2](#), [3](#), [9](#)
- Héquette, A., E. J. Anthony, M.-H. Ruz, A. Maspataud, D. Aernouts, and Y. Hemdane, The influence of nearshore sand banks on coastal hydrodynamics and sediment transport, northern coast of France, in *Proceedings Coastal Dynamics*, pp. 801–810, 2013. [2](#), [3](#), [19](#)
- Héquette, A., M.-H. Ruz, A. Zemmour, D. Marin, A. Cartier, and V. Sipka, Alongshore Variability in Coastal Dune Erosion and Post-Storm Recovery, Northern Coast of France, *Journal of Coastal Research*, 88(SI), 25–45, doi :10.2112/SI88-004.1, 2019. [187](#)
- Héraud, M., Rapport sur la Reconnaissance de la Baie de Somme et de ses abords en 1878, *Tech. Rep. Dixième Cahier*, Dépôt des cartes et plans de la Marine, 1878. [xiii](#), [143](#), [144](#), [145](#)
- Huthnance, J. M., On one mechanism forming linear sand banks, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14(1), 79–99, doi :10.1016/S0302-3524(82)80068-6, 1982. [176](#), [181](#)
- Idier, D., F. Paris, G. L. Cozannet, F. Boulahya, and F. Dumas, Sea-level rise impacts on the tides of the European Shelf, *Continental Shelf Research*, 137, 56–71, doi :10.1016/j.csr.2017.01.007, 2017. [xiv](#), [82](#), [191](#)

- Intergovernmental Oceanographic Commission, Manual on Sea-level Measurement and Interpretation : Volume 3 : Reappraisals and recommendations as of the year 2000, *Tech. Rep. 14*, Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO, 2002. [54](#)
- Intergovernmental Oceanographic Commission, Manual on Sea-level Measurement and Interpretation : Volume 4 : An update to 2006, *JCOMM Technical Report 14*, Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) of UNESCO, 2006a. [54](#)
- Intergovernmental Oceanographic Commission, Manual on Sea-level Measurement and Interpretation, volume 5 : Radar gauges, *JCOMM Technical Report*, IOC, 2006b. [54](#)
- Intergovernmental Panel on Climate Change (Ed.), *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, doi :10.1017/CBO9781107415324, 2014. [2](#), [27](#)
- Izumiya, T., and K. Horikawa, Wave Energy Equation Applicable in and Outside the Surf Zone, *Coastal Engineering in Japan*, 27(1), 119–137, doi :10.1080/05785634.1984.11924382, 1984. [62](#)
- Jevrejeva, S., J. C. Moore, A. Grinsted, A. P. Matthews, and G. Spada, Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807, *Global and Planetary Change*, 113, 11–22, doi :10.1016/j.gloplacha.2013.12.004, 2014. [28](#)
- Jing, L., and P. V. Ridd, Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia, *Coastal Engineering*, 29(1), 169–186, doi :10.1016/S0378-3839(96)00023-3, 1996. [178](#)
- Jones, P. D., T. J. Osborn, K. R. Briffa, C. K. Folland, E. B. Horton, L. V. Alexander, D. E. Parker, and N. A. Rayner, Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D4), 3371–3380, doi :10.1029/2000JD900564, 2001. [28](#)
- Kenyon, N. H., R. H. Belderson, A. H. Stride, and M. A. Johnson, Offshore Tidal Sand-Banks as Indicators of Net Sand Transport and as Potential Deposits, in *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, pp. 257–268, Wiley-Blackwell, doi :10.1002/9781444303759.ch20, 1981. [2](#), [12](#), [15](#), [148](#), [196](#)
- King, E. V., D. C. Conley, G. Masselink, N. Leonardi, R. J. McCarroll, and T. Scott, The Impact of Waves and Tides on Residual Sand Transport on a Sediment-Poor, Energetic, and Macrotidal Continental Shelf, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 124(7), 4974–5002, doi :10.1029/2018JC014861, 2019. [178](#)
- Laborie, V., P. Sargent, F. Levy, R. Frau, and J. Weiss, The hydrodynamic, sea-state and infrastructures platform developed by Saint-Venant Hydraulics Laboratory and Cerema : a special focus on the TELEMAC2D surge levels numerical model of the Atlantic Ocean, the Channel and the North Sea, in *XXIIth TELEMAC-MASCARET User Conference 2015*, pp. 179–188, 2015. [66](#)
- Lamb, H., and K. Frydendahl, *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*, Cambridge University Press, google-Books-ID : P4n1z9rOh5MC, 1991. [29](#)
- Larsonneur, C., P. Bouysse, and J.-P. Auffret, The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches, *Sedimentology*, 29(6), 851–864, doi :10.1111/j.1365-3091.1982.tb00088.x, 1982. [14](#)
- Latapy, A., A. Héquette, N. Pouvreau, N. Weber, and J.-B. Robin-Chanteloup, Mesoscale Morphological Changes of Nearshore Sand Banks since the Early 19th Century, and Their Influence on Coastal Dynamics, Northern France, *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(3), 73, doi :10.3390/jmse7030073, 2019. [vi](#), [x](#), [37](#), [38](#), [95](#), [96](#), [114](#), [146](#), [149](#)
- Latapy, A., A. Héquette, A. Nicolle, and N. Pouvreau, Influence of shoreface morphological changes since the 19th century on nearshore hydrodynamics and shoreline evolution in Wissant Bay (northern France), *Marine Geology*, 422, 106,095, doi :10.1016/j.margeo.2019.106095, 2020. [vi](#), [xiii](#), [3](#), [150](#), [153](#), [165](#)

- Latteux, B., Synthèse sur les problématiques et enjeux d'évolution du littoral haut-normand et picard - 1. Milieu Physique, 2001. [24](#), [106](#), [143](#)
- Le Bot, S., and A. Trentesaux, Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France), *Marine Geology*, *211*(1), 143–168, doi :10.1016/j.margeo.2004.07.002, 2004. [146](#)
- Le Bot, S., A. Trentesaux, T. Garlan, S. Berne, and H. Chamley, Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais, *Oceanologica Acta*, *23*(2), 129–141, doi :10.1016/S0399-1784(00)00115-8, 2000. [189](#)
- Le Roy, R., and B. Simon, Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne (application à la réalisation d'un nouveau programme de réduction des sondages bathymétriques), *Technical Report 002/03*, EPSHOM, 2003. [53](#), [61](#)
- Lecerf, G., and M. Le Gouic, Formules de transformation de coordonnées rectangulaires issues des systèmes géodésiques locaux (systèmes hydrographiques) en coordonnées restangulaires Lambert, *Rapport d'étude 007/87*, Shom, 1987. [37](#)
- Leffler, K. E., and D. A. Jay, Enhancing tidal harmonic analysis : Robust (hybrid L1/L2) solutions, *Continental Shelf Research*, *29*(1), 78–88, doi :10.1016/j.csr.2008.04.011, 2009. [53](#)
- Lemaire Dr L, Histoire de Dunkerque, des origines à 1900, *Revue du Nord*, pp. pp306–308, 1927. [6](#)
- Leonardi, N., and A. J. Plater, Residual flow patterns and morphological changes along a macro- and meso-tidal coastline, *Advances in Water Resources*, *109*, 290–301, doi :10.1016/j.advwatres.2017.09.013, 2017. [180](#)
- Leredde, Y., K. Begny, H. Michaud, C. Jacob, T. Schvartz, S. Thorin, and P. Marsaleix, L'atténuation des vagues par les herbiers de Posidonies, un service écosystémique contre l'érosion côtière, in *XIVèmes Journées, Toulon*, pp. 571–582, Editions Paralia, doi :10.5150/jngcgc.2016.063, 2016. [192](#)
- Levoy, F., P. Bretel, and O. Monfort, Apport de la technologie LiDAR aéroporté aux mesures topographiques du littoral et à l'étude des mouvements sédimentaires, *Géologue n°178*, 2013. [144](#)
- Lewis, J., Some realities of resilience : An updated case study of storms and flooding at Chiswell, Dorset, *Disaster Prevention and Management*, *22*(4), 300–311, 2013. [2](#)
- Li, D., C. Tang, X. Hou, and H. Zhang, Rapid Morphological Changes Caused by Intensive Coastal Development in Longkou Bay, China, *Journal of Coastal Research*, doi :10.2112/JCOASTRES-D-18-00095.1, 2019. [190](#)
- Liu, Z., S. Berné, Y. Saito, H. Yu, A. Trentesaux, K. Uehara, P. Yin, J. Paul Liu, C. Li, G. Hu, and X. Wang, Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea, *Continental Shelf Research*, *27*(13), 1820–1834, doi :10.1016/j.csr.2007.03.002, 2007. [12](#), [149](#)
- López, M., F. Baeza-Brotons, I. López, A. J. Tenza-Abril, and L. Aragonés, Mineralogy and morphology of sand : Key parameters in the durability for its use in artificial beach nourishment, *Science of The Total Environment*, *639*, 186–194, doi :10.1016/j.scitotenv.2018.05.024, 2018. [192](#)
- Luijendijk, A., G. Hagenaars, R. Ranasinghe, F. Baart, G. Donchyts, and S. Aarninkhof, The State of the World's Beaches, *Scientific Reports*, *8*(1), 6641, doi :10.1038/s41598-018-24630-6, 2018. [2](#)
- Maa, J. P.-Y., C. H. Hobbs III, and C. S. Hardaway Jr, A criterion for determining the impact on shorelines caused by altering wave transformation, *Journal of Coastal Research*, pp. 107–113, 2001. [2](#)
- MacDonald, N. J., and B. A. O'Connor, Changes in wave impact on the Flemish coast due to increased mean sea level, *Journal of Marine Systems*, *7*(2), 133–144, doi :10.1016/0924-7963(95)00032-1, 1996. [2](#), [191](#)
- Marcos, F., Logiciel TOMAWAC de Propagation de Houle En Elements Finis. Notice D'utilisation, Version 5.2, 2003. [62](#)

- Marcos, M., F. M. Calafat, n. Berihuete, and S. Dangendorf, Long-term variations in global sea level extremes, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(12), 8115–8134, doi :10.1002/2015JC011173, 2015. [53](#)
- Maron, P., and D. Rihouey, Optimisation de données bathymétriques à l'aide de Surfer - Application A l'historique des plages d'Anglet, in *ResearchGate*, pp. 361–372, Anglet, France, 2002. [38](#)
- Marsset, T., B. Tessier, J. Y. Reynaud, M. De Batist, and C. Plagnol, The Celtic Sea banks : an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data, *Marine Geology*, 158(1), 89–109, doi :10.1016/S0025-3227(98)00188-1, 1999. [149](#)
- Maspataud, A., Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macro-tidal, PhD thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, 2011. [ix](#), [3](#), [7](#), [18](#), [149](#)
- Masselink, G., Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches : application of a morphodynamic model, *Coastal Engineering*, 51(8), 713–730, doi :10.1016/j.coastaleng.2004.07.005, 2004. [198](#)
- Masselink, G., M. Austin, T. Scott, T. Poate, and P. Russell, 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, 2014. [154](#)
- Mattheus, C., T. Diggins, C. Boyce, J. Cockrell, M. Kruske, and M. VanWinkle, Geomorphology of a Harbor-Breakwater Beach along a High Sand-Supply, Wave-Dominated Great Lakes Littoral Cell, *Journal of Coastal Research*, doi :10.2112/JCOASTRES-D-17-00209.1, 2018. [190](#)
- McNinch, J. E., Geologic control in the nearshore : shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA, *Marine Geology*, 211(1), 121–141, doi :10.1016/j.margeo.2004.07.006, 2004. [176](#), [189](#)
- Meehl, G., T. Stocker, W. Collins, P. Friedlingstein, A. Gaye, J. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. Murphy, A. Noda, S. Raper, I. Watterson, A. Weaver, and Z.-C. Zhao, *Global climate projections climate change 2007 : The physical science basis*, 2007. [28](#)
- Mehvar, S., T. Filatova, A. Dastgheib, E. De Ruyter van Steveninck, and R. Ranasinghe, Quantifying economic value of coastal ecosystem services : a review, *Journal of marine science and engineering*, 6(1), 5, 2018. [2](#)
- Mercier D. (ed), *Géomorphologie de la France*, Dunod, 2013. [7](#), [11](#), [26](#)
- Meurisse, M., B. Van Vliet-Lanoë, B. Talon, and P. Recourt, Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France, *Comptes Rendus Geoscience*, 337(7), 675–684, doi : 10.1016/j.crte.2005.02.009, 2005. [7](#)
- Michaud, H., A. Pasquet, R. Baraille, F. Leckler, L. Aouf, A. Dalphinnet, M. Huchet, A. Roland, M. Dutour-Sikiric, F. Ardhuin, and J. F. Filipot, Implementation of the new French operational coastal wave forecasting system and application to a wave- current interaction study, p. 10, Key West, Florida, 2015. [75](#)
- Michel, C., *Morphodynamique et transferts sédimentaires au sein d'une baie mégatidale en comblement (Baie de Somme, Manche Est). Stratégie multi-échelles spatio-temporelles*, Rouen, 2016. [24](#), [25](#), [107](#), [113](#), [143](#), [144](#)
- Miller, L., and B. C. Douglas, Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise, *Nature*, 428(6981), 406–409, doi :10.1038/nature02309, 2004. [28](#)
- Miselis, J. L., and J. E. McNinch, Calculating shoreline erosion potential using nearshore stratigraphy and sediment volume : Outer Banks, North Carolina, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 111(F2), doi :10.1029/2005JF000389, 2006. [176](#), [189](#)
- Molen, J. v. d., and H. E. d. Swart, Holocene tidal conditions and tide-induced sand transport in the southern North Sea, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C5), 9339–9362, doi : 10.1029/2000JC000488, 2001. [12](#)

- Moore, R. D., J. Wolf, A. J. Souza, and S. S. Flint, Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK : A tidal asymmetry approach, *Geomorphology*, 103(4), 588–596, doi : 10.1016/j.geomorph.2008.08.003, 2009. [85](#)
- Mori, N., T. Yasuda, H. Mase, T. Tom, and Y. Oku, Projection of Extreme Wave Climate Change under Global Warming, *Hydrological Research Letters*, 4, 15–19, doi :10.3178/hr.4.15, 2010. [191](#)
- Morton, R. A., J. C. Gibeau, and J. G. Paine, Meso-scale transfer of sand during and after storms : implications for prediction of shoreline movement, *Marine Geology*, 126(1), 161–179, doi : 10.1016/0025-3227(95)00071-6, 1995. [176](#), [187](#)
- Mrani Alaoui, M., Evolution des environnements sédimentaires holocènes de la plaine maritime flamande du nord de la France : eustatisme et processus, PhD thesis, Littoral, 2006. [ix](#), [11](#), [12](#)
- Mudersbach, C., T. Wahl, I. D. Haigh, and J. Jensen, Trends in high sea levels of German North Sea gauges compared to regional mean sea level changes, *Continental Shelf Research*, 65, 111–120, doi :10.1016/j.csr.2013.06.016, 2013. [81](#)
- Nerem, R. S., r. Leuliette, and A. Cazenave, Present-day sea-level change : A review, *Comptes Rendus Geoscience*, 338(14), 1077–1083, doi :10.1016/j.crte.2006.09.001, 2006. [28](#)
- Nerem, R. S., B. D. Beckley, J. T. Fasullo, B. D. Hamlington, D. Masters, and G. T. Mitchum, Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(9), 2022–2025, doi :10.1073/pnas.1717312115, 2018. [28](#)
- Neumann, B., A. T. Vafeidis, J. Zimmermann, and R. J. Nicholls, Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding - A Global Assessment, *PLOS ONE*, 10(3), e0118571, doi :10.1371/journal.pone.0118571, 2015. [2](#)
- Nicholls, R. J., and A. Cazenave, Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones, *Science*, 328(5985), 1517–1520, doi :10.1126/science.1185782, 2010. [2](#), [26](#)
- Nicolle, A., Réalisation d'un modèle 3D de courants de marée dans le Pas de Calais et la Baie de Somme, *Tech. Rep. RAP2011-076*, Shom, 2011. [66](#)
- Off, T., Rhythmic Linear Sand Bodies Caused by Tidal Currents, *AAPG Bulletin*, 47(2), 324–341, 1963. [2](#), [12](#), [13](#)
- Oppenheimer, M., Glahovic B.C., van de Wal R., Magnan A.K., Abd-Elgawad A., Cai R., Cifuentes-Jara M., DeConto R.M., Ghosh T., Hay J., Isla F., Marzeion B., Meyssignac B., and Sebesvari Z., Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities, in *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.), 2019. [191](#)
- Ortlicht, J., Notes sur les modifications récentes de la côte à Sangatte, *Annales de la Société Géologiques du Nord T.7*, 1880. [181](#)
- Oudart, T., P. Larroudé, A. Héquette, and A. Cartier, Numerical simulation versus in-situ sedimentary flux on sandy beaches as a function of the breaker parameter, in *21st TELEMAC-MASCARET User Conference 2014*, pp. 193–198, 2014. [62](#)
- Oustric, G., Chapitre IX. Un siècle de croissance économique (1815-1914), in *Histoire de Boulogne-sur-Mer : ville d'art et d'histoire*, edited by A. Lottin, Histoire et civilisations, pp. 231–270, Presses universitaires du Septentrion, Villeneuve d'Ascq, 2016. [xii](#), [96](#), [97](#)
- Pan, H., Q. Zheng, and X. Lv, Temporal changes in the response of the nodal modulation of the M2 tide in the Gulf of Maine, *Continental Shelf Research*, 186, 13–20, doi :10.1016/j.csr.2019.07.007, 2019. [88](#)
- Pan, S., N. MacDonald, J. Williams, B. A. O'Connor, J. Nicholson, and A. M. Davies, Modelling the hydrodynamics of offshore sandbanks, *Continental Shelf Research*, 27(9), 1264–1286, doi :10.1016/j.csr.2007.01.007, 2007. [15](#)

- Parker, G., N. W. Lanfredi, and D. J. P. Swift, Seafloor response to flow in a southern hemisphere sand-ridge field : Argentine inner shelf, *Sedimentary Geology*, 33(3), 195–216, doi :10.1016/0037-0738(82)90055-0, 1982. [12](#)
- Paskoff, R., *Côtes en danger*, Masson, 1993. [190](#), [192](#)
- Pasquet, A., H. Michaud, L. Aouf, R. Baraille, C. Bru, S. Correard, F. Gouillon, D. Jourdan, G. Morvan, P. Ohl, and D. Paradis, Implémentation d'un nouveau modèle opérationnel de prévision des vagues et surcotes marines, in *XIIIèmes JNGCGC, Dunkerque*, pp. 149–158, Editions Paralia, doi :10.5150/jngcgc.2014.017, 2014. [75](#)
- Pattiaratchi, C., and M. Collins, Mechanisms for linear sandbank formation and maintenance in relation to dynamical oceanographic observations, *Progress in Oceanography*, 19(2), 117–176, doi :10.1016/0079-6611(87)90006-1, 1987. [2](#), [12](#), [13](#), [176](#), [181](#), [196](#)
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz, Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_tide, *Computers & Geosciences*, 28(8), 929–937, doi :10.1016/S0098-3004(02)00013-4, 2002. [53](#)
- Pelling, H. E., and J. A. Mattias Green, Impact of flood defences and sea-level rise on the European Shelf tidal regime, *Continental Shelf Research*, 85, 96–105, doi :10.1016/j.csr.2014.04.011, 2014. [191](#)
- Pickering, M. D., N. C. Wells, K. J. Horsburgh, and J. A. M. Green, The impact of future sea-level rise on the European Shelf tides, *Continental Shelf Research*, 35, 1–15, doi :10.1016/j.csr.2011.11.011, 2012. [xi](#), [82](#), [83](#)
- Pickering, M. D., K. J. Horsburgh, J. R. Blundell, J. J. M. Hirschi, R. J. Nicholls, M. Verlaan, and N. C. Wells, The impact of future sea-level rise on the global tides, *Continental Shelf Research*, 142, 50–68, doi :10.1016/j.csr.2017.02.004, 2017. [82](#), [191](#)
- Picouet, M., L'estuaire de la Canche : un modèle picard rajeuni, *Noroi*, 159(1), 443–456, doi :10.3406/noroi.1993.6498, 1993. [24](#), [143](#)
- Pingree, R. D., and D. K. Griffiths, Sand transport paths around the British Isles resulting from M2 and M4 tidal interactions, *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 59(2), 497–513, doi :10.1017/S0025315400042806, 1979. [85](#)
- Pintat, J.-F., Projet de loi relatif à la Prospection, à la Recherche et à l'Exploitation des substances minérales non visées par l'Article 2 du code minier et contenues dans les fonds marins du Domaine Public Métropolitain, *Tech. Rep. 381*, Sénat, 1975. [187](#), [197](#)
- Pouvreau, N., Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest, PhD thesis, Université de La Rochelle, 2008. [26](#), [30](#), [31](#), [44](#), [46](#), [53](#), [54](#), [57](#), [87](#), [93](#)
- Psuty, N. P., Sediment budget and dune/beach interaction, *Journal of Coastal Research*, (3), 1–4, 1988. [187](#)
- Pugh, D., and P. Woodworth, *Sea-Level Science : Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*, Cambridge University Press, 2014. [28](#)
- Pugh, D. T., *Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections)*, John Wiley & Sons Ltd, 1996. [84](#), [85](#)
- Putnam, J. A., and J. W. Johson, The dissipation of wave energy by bottom friction, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 30(1), 67–74, doi :10.1029/TR030i001p00067, 1949. [154](#)
- Rahmstorf, S., A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise, *Science*, 315(5810), 368–370, doi :10.1126/science.1135456, 2007. [28](#)
- Ranasinghe, R., Assessing climate change impacts on open sandy coasts : A review, *Earth-Science Reviews*, 160, 320–332, doi :10.1016/j.earscirev.2016.07.011, 2016. [191](#)
- Ranasinghe, R., I. L. Turner, and G. Symonds, Shoreline response to multi-functional artificial surfing reefs : A numerical and physical modelling study, *Coastal Engineering*, 53(7), 589–611, doi :10.1016/j.coastaleng.2005.12.004, 2006. [192](#)

- Ranasinghe, R., D. Callaghan, and M. J. F. Stive, Estimating coastal recession due to sea level rise : beyond the Bruun rule, *Climatic Change*, 110(3), 561–574, doi :10.1007/s10584-011-0107-8, 2012. [26](#)
- Reichmüth, B., and E. J. Anthony, Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches, *Geomorphology*, 90(1), 101–114, doi :10.1016/j.geomorph.2007.01.015, 2007. [20](#)
- Reynaud, J.-Y., B. Tessier, J.-P. Auffret, S. Berné, M. D. Batist, T. Marsset, and P. Walker, The offshore Quaternary sediment bodies of the English Channel and its Western Approaches, *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 361–371, doi :10.1002/jqs.758, 2003. [2](#), [14](#)
- Roelvink, J. A., Dissipation in random wave groups incident on a beach, *Coastal Engineering*, 19(1), 127–150, doi :10.1016/0378-3839(93)90021-Y, 1993. [62](#)
- Roos, P. C., S. J. M. H. Hulscher, M. A. F. Knaapen, and R. M. J. V. Damme, The cross-sectional shape of tidal sandbanks : Modeling and observations, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 109(F2), doi :10.1029/2003JF000070, 2004. [196](#)
- Ross, A. C., R. G. Najjar, M. Li, S. B. Lee, F. Zhang, and W. Liu, Fingerprints of Sea Level Rise on Changing Tides in the Chesapeake and Delaware Bays, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 122(10), 8102–8125, doi :10.1002/2017JC012887, 2017. [53](#)
- Ruz, M.-H., A. Héquette, and D. Marin, Development of large nebkhas along an accreting macrotidal coastline, Northern France, *Aeolian Research*, 24, 1–14, 2017a. [17](#), [181](#)
- Ruz, M.-H., A. Héquette, D. Marin, V. Sipka, A. Crapoulet, and A. Cartier, Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 23(vol. 23 – n° 1), 37–50, doi :10.4000/geomorphologie.11638, 2017b. [17](#), [20](#), [181](#)
- Saha, S., S. D. Burley, S. Banerjee, A. Ghosh, and P. K. Saraswati, The morphology and evolution of tidal sand bodies in the macrotidal Gulf of Khambhat, western India, *Marine and Petroleum Geology*, 77, 714–730, doi :10.1016/j.marpetgeo.2016.03.028, 2016. [12](#)
- Santamaria-Aguilar, S., M. Schuerch, A. T. Vafeidis, and S. C. Carretero, Long-Term Trends and Variability of Water Levels and Tides in Buenos Aires and Mar del Plata, Argentina, *Frontiers in Marine Science*, 4, doi :10.3389/fmars.2017.00380, 2017. [53](#), [81](#)
- Scott, T., G. Masselink, and P. Russell, Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales, *Marine Geology*, 286(1), 1–20, doi :10.1016/j.margeo.2011.04.004, 2011. [187](#)
- Sedrati, M., and E. J. Anthony, Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach, *Marine Geology*, 244(1), 209–229, doi :10.1016/j.margeo.2007.07.002, 2007. [17](#), [149](#), [176](#)
- Sedrati, M., and E. J. Anthony, Confronting coastal morphodynamics with counter-erosion engineering : the emblematic case of Wissant Bay, Dover Strait, *Journal of Coastal Conservation*, 18(5), 483–494, doi :10.1007/s11852-013-0300-1, 2014. [2](#), [3](#), [178](#)
- Shaw, J., and D. L. Forbes, Barriers, barrier platforms, and spillover deposits in St. George's Bay, Newfoundland : Paraglacial sedimentation on the flanks of a deep coastal basin, *Marine Geology*, 105(1), 119–140, doi :10.1016/0025-3227(92)90185-K, 1992. [149](#), [196](#)
- Shaw, J., G. Duffy, R. B. Taylor, J. Chassé, and D. Frobel, Role of a Submarine Bank in the Long-Term Evolution of the Northeast Coast of Prince Edward Island, Canada, *Journal of Coastal Research*, pp. 1249–1259, doi :10.2112/07-08607.1, 2008. [2](#), [3](#), [12](#)
- Shennan, I., and P. L. Woodworth, A comparison of late Holocene and twentieth-century sea-level trends from the UK and North Sea region, *Geophysical Journal International*, 109(1), 96–105, doi :10.1111/j.1365-246X.1992.tb00081.x, 1992. [29](#), [30](#)
- Shennan, I., A. J. Long, and B. P. Horton, *Handbook of sea-level research*, John Wiley & Sons, 2015. [27](#), [54](#)

- Shom, *Courants de marée Tidal Streams; Pas de Calais Baie de Somme*, 557-UJA, 2014. [8](#), [19](#)
- Shom, *Annuaire des Marées 2019, Ports de France Métropole, Tome 1*, 2017. [xvii](#), [9](#)
- Short, A. D. (Ed.), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, John Wiley, New York, 1999. [187](#)
- Simon, B., *La marée océanique côtière*, Synthèses, institut oceanographique ed., 2007. [x](#), [xvii](#), [26](#), [27](#), [58](#)
- Sipka, V., Les plages macrotidales du Nord-Pas-de-Calais : contexte environnemental et carcatréisation morphodynamique, PhD thesis, Université Littoral Côte d'Opale, 1998. [9](#)
- Small, C., and R. J. Nicholls, A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones, *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584–599, 2003. [2](#)
- Société géologique du Nord (Lille), *Annales de la Société géologique du Nord. Tome 28. 1899.*, Société géologique du Nord (Lille), 1899. [184](#)
- Société géologique du Nord (Lille), *Annales de la Société géologique du Nord. Tome 51. 1926.*, Société géologique du Nord (Lille), 1926. [184](#)
- Sommé, J., La plaine maritime française de la mer du Nord : évolution holocène et héritage pléistocène., *Hommes et Terres du Nord*, 1(1), 273–281, doi :10.3406/htn.1988.3083, 1988. [14](#)
- Sommé, J., N. Cunat-Bogé, R. Vanhoorne, and K. Wouters, La Formation de Loon : les dépôts pléistocènes marins profonds de la plaine maritime du Nord de la France [The Loon formation : the marine pleistocene deep deposits in the coastal plain of northern France], *Quaternaire*, 15(4), 319–327, doi :10.3406/quate.2004.1778, 2004. [14](#)
- Soulsby, R., *Dynamics of Marine Sands : A Manual for Practical Applications*, Thomas Telford, 1997. [66](#)
- Soulsby, R. L., Chapter 5 The Bottom Boundary Layer of Shelf Seas, in *Elsevier Oceanography Series, Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*, vol. 35, edited by B. Johns, pp. 189–266, Elsevier, doi :10.1016/S0422-9894(08)70503-8, 1983. [66](#)
- Speer, P. E., and D. G. Aubrey, A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II : Theory, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21(2), 207–224, doi :10.1016/0272-7714(85)90097-6, 1985. [84](#), [85](#)
- Spodar, A., A. Héquette, M.-H. Ruz, A. Cartier, P. Grégoire, V. Sipka, and N. Forain, Evolution of a beach nourishment project using dredged sand from navigation channel, Dunkirk, northern France, *Journal of Coastal Conservation*, 22(3), 457–474, doi :10.1007/s11852-017-0514-8, 2018. [192](#)
- Stive, M. J. F., M. A. d. Schipper, A. P. Luijendijk, S. G. J. Aarninkhof, C. v. Gelder-Maas, J. S. M. v. T. d. Vries, S. d. Vries, M. Henriquez, S. Marx, and R. Ranasinghe, A New Alternative to Saving Our Beaches from Sea-Level Rise : The Sand Engine, *Journal of Coastal Research*, 29(5), 1001–1008, doi :10.2112/JCOASTRES-D-13-00070.1, 2013. [192](#)
- Stronkhorst, J., B. Huisman, A. Giardino, G. Santinelli, and F. D. Santos, Sand nourishment strategies to mitigate coastal erosion and sea level rise at the coasts of Holland (The Netherlands) and Aveiro (Portugal) in the 21st century, *Ocean & Coastal Management*, 156, 266–276, doi : 10.1016/j.ocecoaman.2017.11.017, 2018. [192](#)
- Swift, D. J. P., Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs, *Marine Geology*, 18(3), 105–133, doi : 10.1016/0025-3227(75)90007-9, 1975. [2](#), [12](#), [13](#)
- Swift, D. J. P., and M. E. Field, Evolution of a classic sand ridge field : Maryland sector, North American inner shelf, *Sedimentology*, 28(4), 461–482, doi :10.1111/j.1365-3091.1981.tb01695.x, 1981. [12](#), [13](#)
- Swift, D. J. P., B. Holliday, N. Avignone, and G. Shideler, Anatomy of a shore face ridge system, False Cape, Virginia, *Marine Geology*, 12(1), 59–84, doi :10.1016/0025-3227(72)90029-1, 1972. [149](#), [196](#)

- Syndicat Mixte de la Côte d'Opale - SMCO, Plan Littoral d'Actions pour la Gestion de l'Erosion sur le littoral de la Côte d'Opale, *Tech. rep.*, 2003. [97](#)
- Temmerman, S., P. Meire, T. J. Bouma, P. M. J. Herman, T. Ysebaert, and H. J. D. Vriend, Ecosystem-based coastal defence in the face of global change, *Nature*, 504(7478), 79–83, doi :10.1038/nature12859, 2013. [192](#)
- Tessier, B., C. Corbau, H. Chamley, and J.-P. Auffret, Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France), *Journal of Coastal Research*, 15(3), 593–606, 1999. [ix](#), [2](#), [14](#), [15](#), [149](#)
- Thom, B., and W. Hall, Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods, *Early Surface Processes and Landforms*, 16, 113–127, 1991. [187](#)
- Thomas, T., M. R. Phillips, A. T. Williams, and R. E. Jenkins, A multi-century record of linked nearshore and coastal change, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(8), 995–1006, doi : 10.1002/esp.2127, 2011. [2](#), [3](#), [184](#)
- Thornton, E. B., and R. T. Guza, Transformation of wave height distribution, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C10), 5925–5938, doi :10.1029/JC088iC10p05925, 1983. [62](#)
- Töppe, A., and A. Führböter, Recent Anomalies in Mean and High Tidal Water Levels at the German North Sea Coastline, *Journal of Coastal Research*, 10(1), 206–209, 1994. [89](#), [190](#)
- Trentesaux, A., A. Stolk, and S. Berné, Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea, *Marine Geology*, 159(1), 253–272, doi :10.1016/S0025-3227(99)00007-9, 1999. [2](#), [14](#)
- Tsimplis, M. N., and N. E. Spencer, Collection and Analysis of Monthly Mean Sea Level Data in the Mediterranean and the Black Sea, *Journal of Coastal Research*, 13(2), 1997. [30](#)
- Uehara, K., J. D. Scourse, K. J. Horsburgh, K. Lambeck, and A. P. Purcell, Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 111(C9), doi :10.1029/2006JC003531, 2006. [ix](#), [12](#)
- van Alphen, J. S., F. P. Hallie, J. S. Ribberink, J. Roelvink, and C. J. Louisse, Offshore sand extraction and nearshore profile nourishment, in *Coastal Engineering 1990*, pp. 1998–2009, 1991. [192](#)
- Van Cauwenberghe, Relative sea level rise : further analyses and conclusions with respects to the high water, the mean sea and the low water levels along the Belgian coast. Report 37 of the Hydrografische Dienst der Kust, 1995. [29](#)
- Van Cauwenberghe, C., Relative sea level rise along the Belgian coast : Analyses and conclusions with respect to the high water, the mean sea and the low water levels, 2003. [29](#)
- van de Meene, J. W. H., and L. C. van Rijn, The shoreface-connected ridges along the central Dutch coast — part 1 : field observations, *Continental Shelf Research*, 20(17), 2295–2323, doi :10.1016/S0278-4343(00)00048-0, 2000. [12](#)
- Van Lancker, V. R. M., Sediment and morphodynamics of a siliciclastic near coastal area, in relation to hydrodynamical and meteorological conditions : Belgian Continental Shelf, PhD thesis, University of Ghent, 1999. [14](#)
- van Rijn, L. C., Coastal erosion and control, *Ocean & Coastal Management*, 54(12), 867–887, doi : 10.1016/j.ocecoaman.2011.05.004, 2011. [191](#)
- Vanwesenbeeck, V., and J. Lanckneus, Residual sediment transport paths on a tidal sand bank : A comparison between the modified McLaren model and bedform analysis., *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 70(3) 470-477 Part A), 2000. [189](#)
- Vicaire, O., Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière Belge), PhD thesis, Université des Sciences et Techniques de Lille 1, 1991. [9](#), [20](#), [182](#)
- Vincent, C. E., R. A. Young, and D. J. P. Swift, Sediment transport on the Long Island shoreface, North American Atlantic Shelf : Role of waves and currents in shoreface maintenance, *Continental Shelf Research*, 2(2), 163–181, doi :10.1016/0278-4343(83)90014-6, 1983. [149](#)

- Vincent, C. E., A. Stolk, and C. F. C. Porter, Sand suspension and transport on the Middelkerke Bank (southern North Sea) by storms and tidal currents, *Marine Geology*, 150(1), 113–129, doi :10.1016/S0025-3227(98)00048-6, 1998. [149](#)
- Wahl, T., I. D. Haigh, S. Dangendorf, and J. Jensen, Inter-annual and long-term mean sea level changes along the North Sea coastline, *Journal of Coastal Research*, 165, 1987–1992, doi :10.2112/SI65-336.1, 2013a. [x](#), [29](#), [30](#), [190](#)
- Wahl, T., I. D. Haigh, P. L. Woodworth, F. Albrecht, D. Dillingh, J. Jensen, R. J. Nicholls, R. Weisse, and G. Wöppelmann, Observed mean sea level changes around the North Sea coastline from 1800 to present, *Earth-Science Reviews*, 124, 51–67, 2013b. [80](#), [85](#), [190](#)
- Wang, T., and Z. Yang, The Nonlinear Response of Storm Surge to Sea-Level Rise : A Modeling Approach, *Journal of Coastal Research*, doi :10.2112/JCOASTRES-D-18-00029.1, 2018. [191](#)
- Wang, X. L., F. W. Zwiers, and V. R. Swail, 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, 2004. [191](#)
- Weber, N., Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais : apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages, PhD thesis, La Rochelle, 2004. [35](#)
- Wheaton, J., J. Brasington, S. E. Darby, and D. Sear, Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys : improved sediment budgets, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 135–156, doi :10.1002/esp.1886, 2010. [40](#)
- Williams, J. J., N. J. MacDonald, B. A. O'Connor, and S. Pan, Offshore sand bank dynamics, *Journal of Marine Systems*, 24(1), 153–173, doi :10.1016/S0924-7963(99)00085-8, 2000. [15](#)
- Wolters, M., A. Garbutt, and J. P. Bakker, Salt-marsh restoration : evaluating the success of de-embankments in north-west Europe, *Biological Conservation*, 123(2), 249–268, doi :10.1016/j.biocon.2004.11.013, 2005. [192](#)
- Woodworth, P. L., A survey of recent changes in the main components of the ocean tide, *Continental Shelf Research*, 30(15), 1680–1691, doi :10.1016/j.csr.2010.07.002, 2010. [81](#)
- Woodworth, P. L., S. M. Shaw, and D. L. Blackman, Secular trends in mean tidal range around the British Isles and along the adjacent European coastline, *Geophysical Journal International*, 104(3), 593–609, doi :10.1111/j.1365-246X.1991.tb05704.x, 1991. [91](#), [190](#)
- Woodworth, P. L., M. N. Tsimplis, R. A. Flather, and I. Shennan, A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges, *Geophysical Journal International*, 136(3), 651–670, doi :10.1046/j.1365-246x.1999.00751.x, 1999. [30](#)
- Woodworth, P. L., F. N. Teferle, R. M. Bingley, I. Shennan, and S. D. P. Williams, Trends in UK mean sea level revisited, *Geophysical Journal International*, 176(1), 19–30, doi :10.1111/j.1365-246X.2008.03942.x, 2009a. [29](#), [190](#)
- Woodworth, P. L., N. J. White, S. Jevrejeva, S. J. Holgate, J. A. Church, and W. R. Gehrels, Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales, *International Journal of Climatology*, 29(6), 777–789, doi :10.1002/joc.1771, 2009b. [28](#), [29](#)
- Woth, K., R. Weisse, and H. von Storch, Climate change and North Sea storm surge extremes : an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models, *Ocean Dynamics*, 56(1), 3–15, doi :10.1007/s10236-005-0024-3, 2006. [191](#)
- Wright, L. D., Nearshore wave-power dissipation and the coastal energy regime of the Sydney-Jervis Bay region, New South Wales : a comparison, *Marine and Freshwater Research*, 27(4), 633–640, doi :10.1071/mf9760633, 1976. [154](#)
- Wright, L. D., and A. D. Short, Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis, *Marine Geology*, 56(1), 93–118, doi :10.1016/0025-3227(84)90008-2, 1984. [187](#)

- Young, I. R., and A. Ribal, Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height, *Science*, 364(6440), 548–552, doi :10.1126/science.aav9527, 2019. [190](#)
- Yuan, B., and H. E. de Swart, Effect of sea level rise and tidal current variation on the long-term evolution of offshore tidal sand ridges, *Marine Geology*, 390, 199–213, doi :10.1016/j.margeo.2017.07.005, 2017. [12](#), [198](#)
- Yuhi, M., M. Matsuyama, and K. Hayakawa, Sandbar Migration and Shoreline Change on the Chirihama Coast, Japan, *Journal of Marine Science and Engineering*, 4(2), 40, doi :10.3390/jmse4020040, 2016. [146](#)
- Zemmour, A., Étude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps : analyse de leur capacité de régénération post-tempête, PhD thesis, Littoral, 2019. [ix](#), [x](#), [xiv](#), [2](#), [3](#), [17](#), [18](#), [21](#), [23](#), [26](#), [177](#), [179](#), [181](#), [189](#)
- Zhang, K., B. Douglas, and S. Leatherman, Do Storms Cause Long-Term Beach Erosion along the U.S. East Barrier Coast?, *The Journal of Geology*, 110(4), 493–502, doi :10.1086/340633, 2002. [187](#)
- Zijlema, M., G. P. van Vledder, and L. H. Holthuijsen, Bottom friction and wind drag for wave models, *Coastal Engineering*, 65, 19–26, doi :10.1016/j.coastaleng.2012.03.002, 2012. [62](#)

Annexe A

Évolution du zéro hydrographique du port de Boulogne-sur-mer

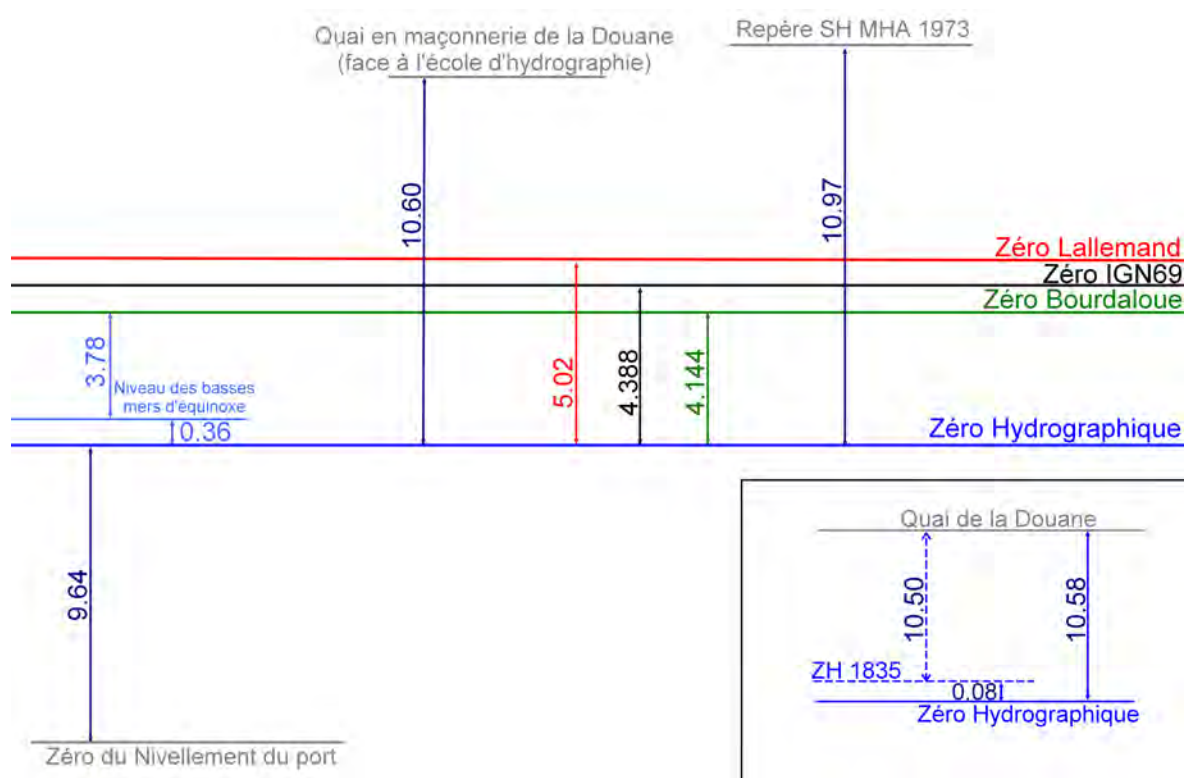


FIGURE A.1 – Reconstruction des différents repères utilisés au cours du temps pour positionner le Zéro Hydrographique de Boulogne-sur-mer

le suivi du zéro hydrographique de Boulogne-sur-mer est présenté dans la section suivante bien que les mesures marégraphiques de ce port n'ont pas été traitées au cours de ces travaux de thèse.

Lors des premières campagnes hydrographiques de 1835 dans le secteur de Boulogne-sur-mer, l'ingénieur hydrographe Beautemps-Beaupré fit installer deux échelles dans le port (la première était placée à l'extrémité de la jetée Nord-Est, la seconde au niveau du quai de la Douane)¹. Le quai de la Douane est à 20 Pieds 9 pouces du zéro de l'échelle n° 2 (Figure A.1). Dans les Pilotes Français, il faut ajouter 11 Pieds 6 pouces au zéro de l'échelle n° 2 pour ramener les hauteurs d'eau au niveau de réduction des sondes. Le quai de la Douane est donc situé à 32P4p du ZH (10.58 m).

De 1839 à 1844, les Annuaire de marée de Chazallon donnent les prédictions de marée à

1. Archives Volume 19-20-24

Boulogne-sur-Mer par rapport au zéro hydrographique situé cette fois à 10,60 m du quai de la Douane. On observe un écart de 8 cm entre 1835 et 1839, écart non justifié dans les archives mais qui pourrait être dû à un ajustement du niveau de plus basse mer mesuré sur l'intervalle de temps (Figure A.1). Lors de la mission hydrographique postérieure (Mission Hydrographiques Gaussin, 1855), les hydrographes utilisent le zéro du nivellement du port de Boulogne (zéro local) pour repérer le ZH à 9.64 m au-dessus du zéro du port, soit un écart de 0.36 m entre le niveau des basses mers d'équinoxe et le zéro hydrographique (Figure A.1). En 1874, les Ponts et Chaussées cotent le zéro NGF Bourdaloue à 4.144 m au-dessus du ZH. En 1876, lors la Mission Hydrographique Ploix, le ZH est toujours à 4.144 m au-dessus du ZH (Figure A.1). Dans les Annuaire de marée 1898, le quai en maçonnerie de la Douane est toujours utilisé en repère de marée et est coté à 10.60 m par rapport au ZH (Figure A.1).

En 1900, lors d'une lettre à Rollet de l'Isle la correspondance entre le ZH et le zéro de Bourdaloue est encore de 4.144 m. C'est en 1930 qu'on relie les nivellements Bourdaloue et Lallemand avec un écart de 0.88 m, soit le zéro Lallemand 5.02 m au-dessus du ZH (Figure A.1). En 1973, le ZH est 5.020 m sous le zéro NGF Lallemand et 4.388 sous le zéro IGN69² (Figure A.1). Depuis 1973, de nombreux repères de marée ont été installés dans le port de Boulogne-sur-mer, tel que le repère SH-MHA 1973. Ces repères sont restés stables sur la deuxième moitié du 20ème siècle, à ce jour le zéro hydrographique est toujours 4.388 m sous le zéro IGN69 (Figure A.1). Lors du traitement des mesures de hauteur d'eau, les données anté-1839 devront être corrigées de 8cm

Annexe B

Validation des données marégraphiques - site de Calais

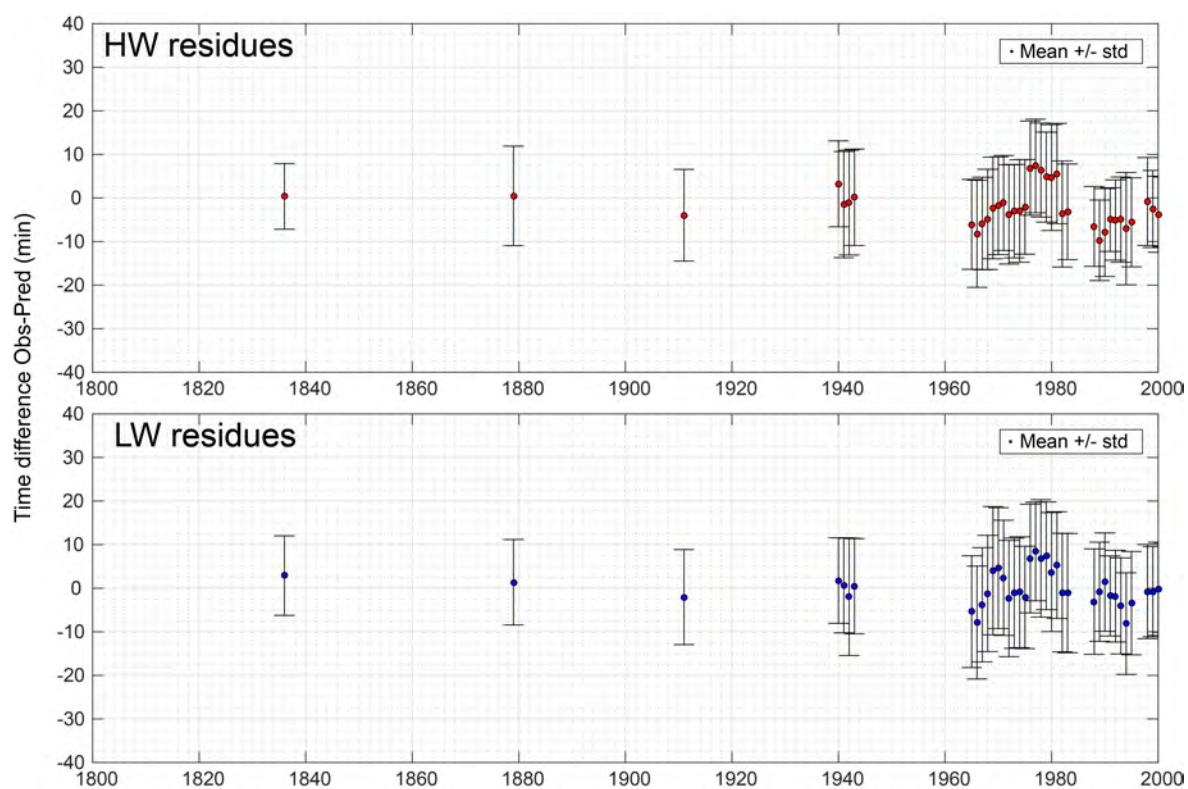


FIGURE B.1 – Résidus en temps de PM (haut) et BM (bas) à Calais

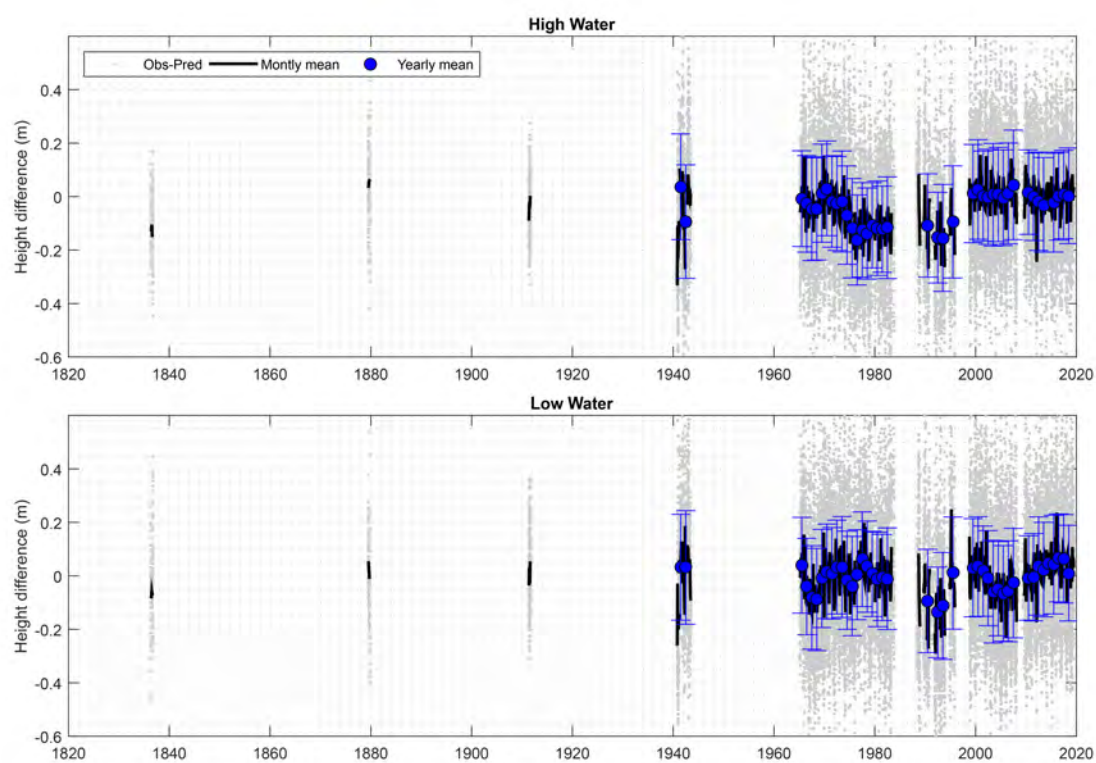


FIGURE B.2 – Résidus sur les hauteurs de PM (haut) et BM (bas) à Calais

Annexe C

Évolution de l'hydrodynamisme dans la zone littorale de Dunkerque

La modélisation hydrodynamique réalisée dans le chapitre 5 se basait sur 4 lots bathymétriques : 1878, 1910, 1930 et 1974. Au niveau du littoral Dunkerquois, l'emprise spatiale réduite du levé de 1910 et l'absence de données en 1974 nous oblige à considérer uniquement deux dates pour ce secteur d'étude : 1878 et 1930. Comme il était difficile de déterminer des tendances d'évolution à partir de seulement deux dates, il a été choisi de ne pas présenter ni discuter dans ce manuscrit de l'évolution de l'hydrodynamisme à Dunkerque.

Néanmoins, les résultats obtenus sont présentés à titre indicatif dans cet Annexe et montrent pour les périodes de 1878 et 1930 la répartition spatiale des hauteurs de houle à l'avant-côte Dunkerquoise (Figure C.1) et les courants résiduels obtenus avec les différentes simulations numériques (Figures C.2 et C.3).

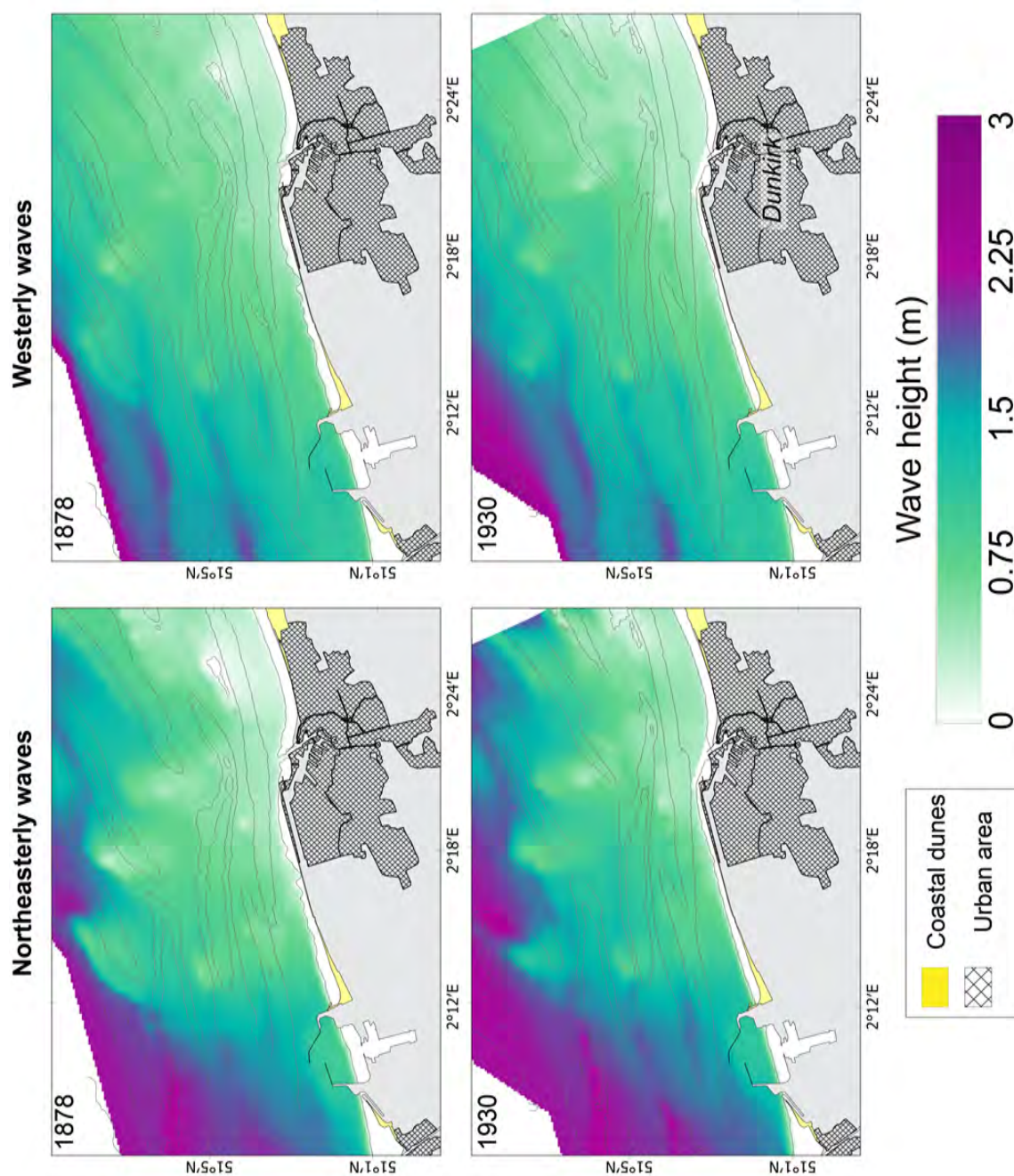


FIGURE C.1 – Carte de la répartition spatiale des Hs pour une houle de Nord-Est (à gauche) et d'Ouest (à droite) en 1878 et 1930 en en prenant pas en compte la marée

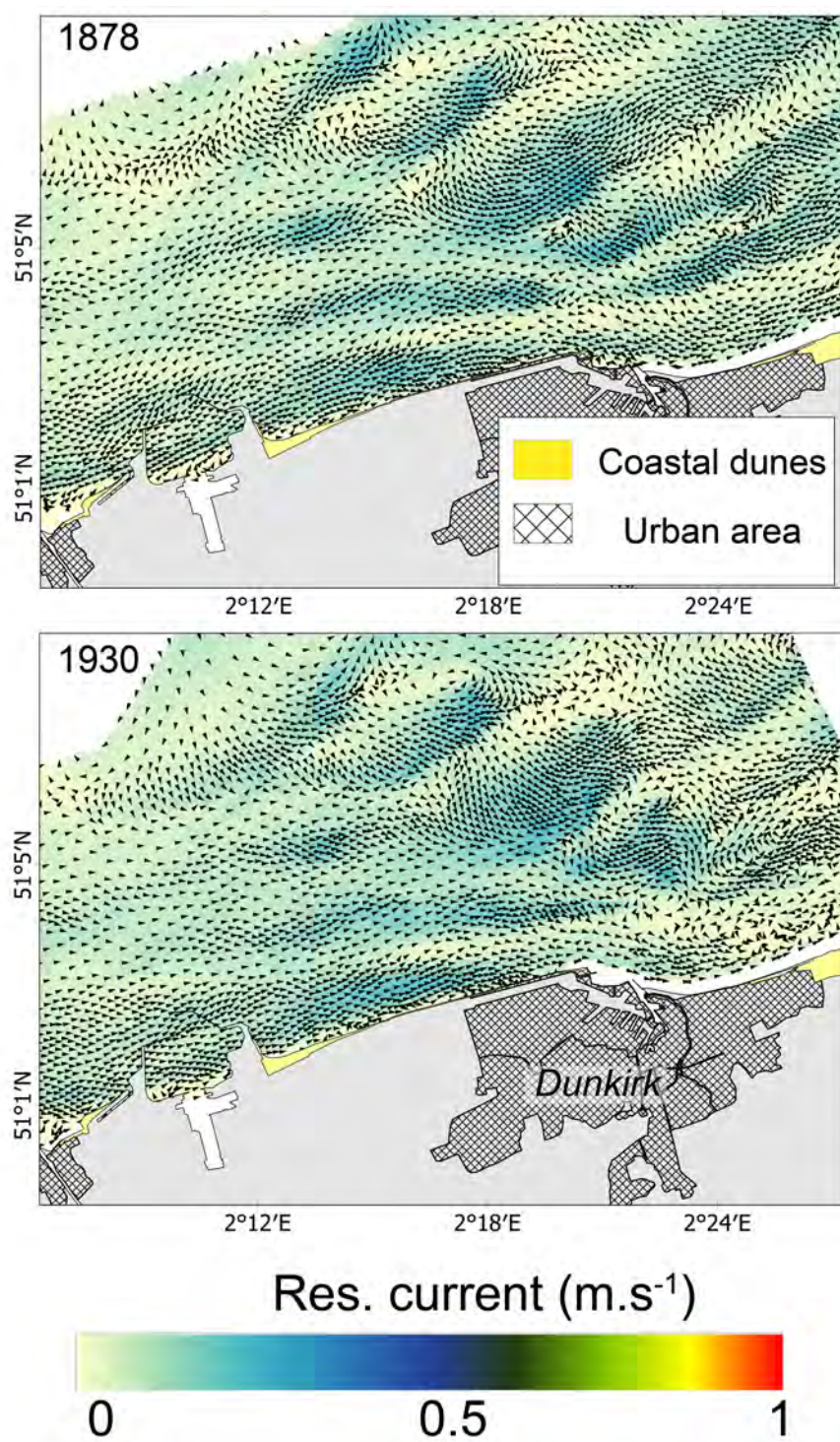


FIGURE C.2 – Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878 et 1930 à Dunkerque en ne prenant en compte que les processus tidaux

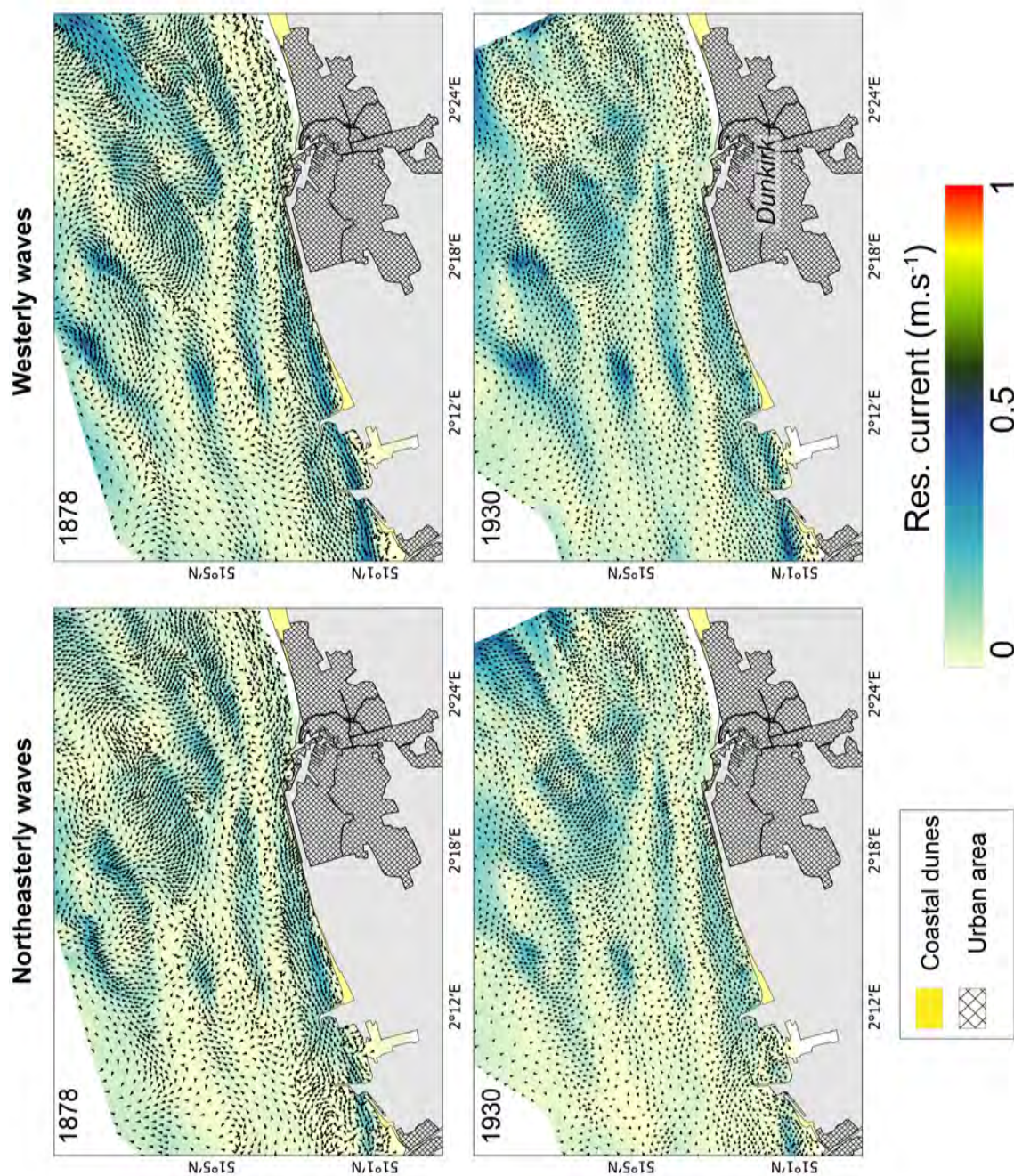


FIGURE C.3 – Courants résiduels obtenus à partir des bathymétries de 1878 et 1930 à Dunkerque avec le couplage marée-houle, pour une houle de Nord-Est (à gauche) et d'Ouest (à droite)

Annexe D

Influence of shoreface morphological changes since the 19th century on nearshore hydrodynamics and shoreline evolution in Wissant bay (northern France)

Influence of shoreface morphological changes since the 19th century on nearshore hydrodynamics and shoreline evolution in Wissant bay (northern France)

Alexa Latapy^{a,*}, Arnaud Héquette^a, Amandine Nicolle^b, Nicolas Pouvreau^c

^a*Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, University Littoral Côte d'Opale, Univ. Lille, CNRS, UMR 8187, LOG, 62930 Wimereux, France*

^b*ENSTA Bretagne, 2 rue François Verny, 29806 Brest Cedex 09, France*

^c*SHOM, 13 Rue du Châtellier CS92803, 29228 Brest CEDEX 02, France*

Abstract

Located at the southern approaches to the North Sea, the Wissant bay has had the most rapidly eroding shoreline in mainland France in recent decades. Using historical bathymetries spanning the second half of the 19th century to the present, an analysis of the long-term coastal morphological changes and evolution of a prominent sand bank (Line bank) extending across the bay was carried out. A period of overall seabed erosion with a width-reduction of the Line bank; a deepening of the channel between the Line bank and the coast; and a lowering of the foreshore have been ongoing since the middle of the 20th century. This phase followed a period of channel infill in the western part of Wissant bay in the early 20th century. Numerical modelling of wave propagation and tidal circulation was performed using the TELEMAC suite of models to get some insights into the influence of these bathymetry changes on coastal hydrodynamics. Two seabed configurations were identified revealing a contrasting hydrodynamic circulation. An erosional one induces an acceleration of tidal currents and an increase in wave height. Conversely, accumulation leads to a hydrodynamic regime weakening with a decrease in current velocity and to more wave energy dissipation in the nearshore. This

*Corresponding author

Email addresses: alexa.latapy@gmail.com (Alexa Latapy),
arnaud.hequette@univ-littoral.fr (Arnaud Héquette),
amandine.nicolle@ensta-bretagne.fr (Amandine Nicolle),
nicolas.pouvreau@shom.fr (Nicolas Pouvreau)

study highlights the role of morphological feedbacks between nearshore morphology and coastal hydrodynamics. The identification of these feedback mechanisms at a historical time scale is important to assess potential drivers of coastal changes.

Keywords: Sand banks, North Sea, France, Hydrodynamic, Tidal currents, Waves, Wissant bay

1. Introduction

Sand banks are large sedimentary features that occur in many coastal and shelf seas where there is a large amount of sediment and strong enough currents to transport this sediment (Caston, 1972; Kenyon et al., 1981; Dyer & Huntley, 1999; Deleu et al., 2004; Pan et al., 2007). There is a complex interaction between hydrodynamic and seabed leading to a variety of shapes and sizes, classified according to their formation and hydrodynamic settings (Huthnance, 1982; Dyer & Huntley, 1999; de Swart & Yuan, 2018). These sand banks are controlled either by storms (storm-generated ridges) or by tidal currents (tide-dominated banks) (Belderson, 1986)

The southern North Sea is characterized by a large number of tidal sand banks and has been extensively studied (Houbolt, 1968; Caston, 1972; Davies, 1980; Lanckneus et al., 1992; Berné et al., 1994; Lanckneus et al., 1994; Tessier et al., 1999). Sand banks play an important role in influencing shoreline evolution by attenuating the incident wave energy through wave breaking and bed friction processes (MacDonald & O'Connor, 1996; Héquette & Aernouts, 2010). Erosion is widespread along the central and southern part of the North Sea coastline, in France 20% of the coasts are under erosion (Hédou et al., 2018). In Wissant bay (northern France) the average shoreline retreat can exceed 5 m.an^{-1} (Aernouts & Héquette, 2006; CEREMA, 2018). Previous studies have suggested strong interactions between shoreline evolution and associated nearshore due to cross-shore and long-shore sediment transfers (Carter et al., 1982; Hanna & Cooper, 2002; Shaw et al., 2008; Héquette et al., 2009; Héquette & Aernouts, 2010; Thomas et al., 2011; Héquette et al., 2013; Sedrati & Anthony, 2014).

Long bathymetric time series (several decades to centuries) are rare and generally localised in the vicinity of ports or in the context of dredging and aggregate extraction operations. In northern France, topographic and hydrographic surveys of coastal and nearshore morphologies have been conducted

since the beginning of the 19th century and provide a direct source of data for assessing coastal and nearshore environments evolution (Latapy et al., 2019). Understanding the long-term characteristics of the morphology and the association with natural and anthropogenic forcing factors are important for coastal management. Historical bathymetries have already been used to investigate coastal morphology and hydrodynamic interactions (Cooper & Navas, 2004; Bertin, 2005; Bertin & Chaumillon, 2005; Aernouts & Héquette, 2006; Horrillo-Caraballo & Reeve, 2008; Héquette & Aernouts, 2010). For example, Horrillo-Caraballo & Reeve (2008) demonstrated that the 150 year-long changes in UK’s eastern sand bank morphology can be largely explained by changes in its tidal residual currents. Cooper & Navas (2004) simulated wave propagation across the southeast coast of Northern Ireland and found a marked change in nearshore patterns of energy dispersal and related sediment transport pathways in one century. Nevertheless, these investigations generally focused on wave or tide-induced processes whereas natural systems are subjected to a combination of waves and tides. Indeed, tides change the mean water depth, which affects wave propagation over the inner shelf and the shoreface (Wolf & Prandle, 1999; Osuna & Monbaliu, 2004). Tides are also responsible for variations in the nearshore flow field which in turn modifies wave-current interaction (Wolf & Prandle, 1999), especially in a macrotidal environment. In addition, interactions between wave generated currents and tidal currents lead to an increase of bottom shear stress, particularly at the sand bank crests that can intensify sediment transport (Villaret & Davies, 2004; Giardino et al., 2010; Brown et al., 2015).

The present investigation tries to quantify the relative importance of nearshore morphology changes on wave and tide interactions and analyzes the possible impacts on shoreline evolution since the 19th century. First, the coastal evolution of Wissant bay was assessed using historical bathymetry by comparison of digital bathymetric data. Then, effects of the tide-induced time-varying water depths and currents on wave height, and their possible changes depending of the sea bed evolution, were investigated. Finally, the links between documented shoreline changes and modelled modifications in tidal currents and wave regime in the coastal zone are also discussed.

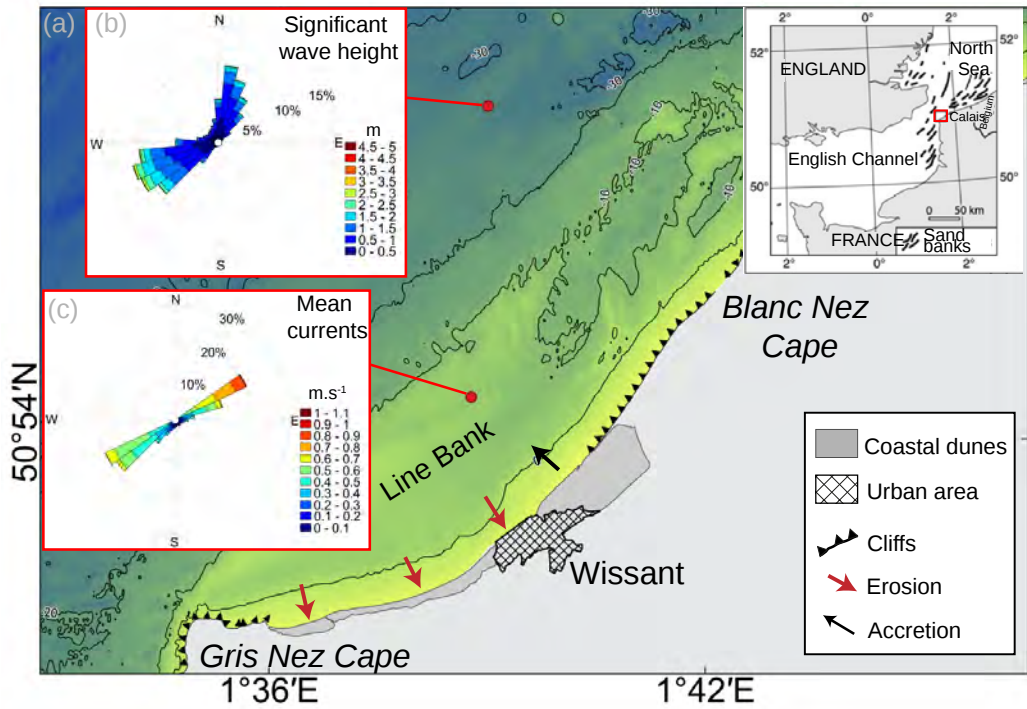


Figure 1: Wissant bay in the southern North Sea facing the Dover Strait (inset map) (a) Bathymetry from HOMONIM Digital Elevation Model (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84) and synthesis of Wissant bay's shoreline evolution (Chaverot, 2006; Crapoulet, 2015), (b) Wave height from the HOMERE database (point E164N5094) and (c) direction and intensity of mean currents during the campaign between 05/17/2016 and 06/07/2016 (DDTM62)

2. Study area

2.1. *Wissant bay's shoreface morphology*

The North Sea coast of France generally consists of wide, gently sloping, sandy barred beaches (Reichmüth & Anthony, 2007). Sand banks are particularly widespread in this area, where they form linear shore-parallel or slightly oblique sand bodies about 10–30 km long and 1–3 km wide. These banks belong to the Flemish Banks (Houbolt, 1968) and generally occur as groups of banks from shallow coastal areas near beaches to depths of several tens of meters (Vicaire, 1991; Anthony & Orford, 2002). Previous studies have revealed a strong variability in nearshore evolution along large parts of the northern France's coastal zone since the last few decades (Aernouts & Héquette, 2006; Héquette et al., 2013) but also over a larger time-scale (Aernouts, 2005; Ruz et al., 2017; Latapy et al., 2019).

Wissant bay is 8 km-long and located on the westernmost part of the French North Sea coast (Figure 1). It forms a well defined, single longshore sediment cell between Capes Gris Nez and Blanc Nez (Dewez et al., 1989; Beck et al., 1991; Anthony, 2000; Anthony et al., 2006). It is characterized by a 300 to 600 m-wide intertidal bar-trough beach dissected by drainage channels (Sedrati & Anthony, 2007). The gently sloping shallow shoreface extending seaward of the beach bars and trough is characterized by a prominent tidal sand bank named the Line bank (Figure 1), oriented WSW-ENE, roughly parallel to the coastline. The Line bank belongs to headlands banks based on the categorization by Dyer & Huntley (1999) and particularly banner banks formed where the coast changes direction and where headland are resistant to erosion. The sediment distribution consists of a remarkably homogeneous sand, with median diameter (D_{50}) ranging from 0.17 to 0.21 mm (Anthony & Héquette, 2007; Sedrati & Anthony, 2007).

Massive aggregate extraction has been carried out in the past, especially in the western sector of the Line bank, closest to the shore. A Senate report mentions that during the 1970s, about 600 000 m³ of sediment was extracted (Pintat, 1975). This practice was prohibited in 1983, but the damages caused by this extraction, added to other anthropogenic causes such as the expansion of the port of Boulogne-sur-mer in the 1930s, has resulted in a significant sediment deficit in the bay. This recurrent sediment deficit now affects the beach which contributes to the shoreline retreat (Crapoulet et al., 2017). Indeed Wissant bay is presently one of the most strongly eroded coasts in mainland France, erosion is strongest in the southwestern and central parts

of the bay while the northeast was characterized by a significant foredune growth during the second part of the 20th century (Aernouts & Héquette, 2006; Chaverot et al., 2008; Sedrati & Anthony, 2014) (Figure 1a).

2.2. Hydrodynamic context

As with adjacent coastal area, the Wissant bay is a typical mixed storm-wave and tide-dominated environment. This bay is subject to a complex pattern of time-varying influences of both tides and storms and even to wind forced flows (Héquette et al., 2008). Winds are generally from southwest and northeast, but the strongest winds mostly originate from west to southwest. Based on the HOMERE wave hindcast database (Accensi & Maisondieu, 2015), offshore waves are commonly less than 1 m (mean $H_s = 0.87$ m) but may exceed 3 m during extreme events (max $H_s = 4.5$ m). Wave periods mostly range from 5 to 7 seconds (mean period 6.14 s) and the dominant waves are from the south-west to west (from the English Channel) followed by waves from the northeast to north (originated from the North Sea) (Figure 1b). Because depth-induced refraction and dissipation of waves occurs over the shoreface and over the Line bank, at the coast waves are usually reduced and from a NW to NNE window. The tidal regime is semi-diurnal and macrotidal (tidal range about 7 m during spring tides (Shom, 2017)). The nearshore circulation during fair-weather conditions is characterized by a flood-dominated asymmetry responsible for strong northeastward-directed currents (Héquette et al., 2008) (Figure 1c). Longshore currents can become particularly strong during storms as a result of direct wind and wave stress (Sedrati & Anthony, 2007). The net regional sediment transport in the coastal zone is directed eastward in response to the easterly-directed, flood-dominated tidal circulation (Augris et al., 1990) but locally counter-drift currents toward the west-southwest are also observed (EGIS, 2014).

3. Methodology

3.1. Bathymetry changes

Several bathymetry datasets covering the northern France coastline and adjoining seabed are available dating back to the mid-19th century. Most surveys were carried out over 2-3 years given the limited resources available at the time and the extent of the area covered (Table 1). Historic hydrographic field sheets from the French Hydrographic Service (SHOM) were scanned, digitized and then interpolated using the "kriging" method

Year	1878-79	1910-11	1974-76	2016
Surface (km ²)	691	400	1025	41
MHE (m)	15.5	15.5	10	3
MVE (m)	2.0	2.0	1.2	0.6

Table 1: Bathymetry surveys used in this study (source: SHOM, except for 2016 made by DDTM). MHE: Maximum Horizontal Error; MVE: Maximum Vertical Error. These first three bathymetry surveys were used for numerical modelling

to produce Digital Elevation Models (DEMs). The coordinate system is the WGS84, and elevations are in meters below chart datum (lowest low-water spring level). The uncertainty associated with each survey was calculated by taking into account the sounding tool and the positioning technique (Table 1). To quantify bathymetry changes, differential DEMs, along-shore and cross-shore transects and sediment volume calculation were made (more details on interpolation and computing methods can be found in Latapy et al. (2019)). Morphological changes and computed volumes are considered significant when they are not within the error margin.

3.2. Numerical model

To investigate the influence of seabed morphological changes on coastal hydrodynamic, a numerical approach was developed. This study used the TELEMAC suite of models, consisting of TELEMAC-2D (Hervouet, 2007) and TOMAWAC to simulate tides and waves respectively. As a first step, TELEMAC-2D and TOMAWAC were run separately to study individually the impact of bathymetric changes on tidal circulation and on wave propagation.

Subsequently, TELEMAC-2D and TOMAWAC were run in fully coupled mode so that the wave propagation module integrates the effects of the time-varying water depth and currents computed by the circulation modules. TELEMAC transfers to TOMAWAC values of current velocities and water depths, while TOMAWAC solves the wave action density conservation equation with reference to those current and water depth values and returns to TELEMAC the updated values of the wave driving forces F_X and F_Y (including surface, bottom and radiation stresses) acting on the current. Water-depths variation modulates the dissipation of waves energy by bottom friction and wave breaking. Opposing tidal flows induce a steepening of the incident wave field thus increasing wave height. Finally, the combination of

the time-varying water depths and currents leads to wave refraction and to a variability of the incident wave energy at specific coastal locations.

TELEMAC-2D and TOMAWAC were set up on a domain covering northern France’s coastal zone - from the Belgium border to the Dover Strait (Figure A.9). The first three bathymetry surveys extended over sufficiently large areas were used for numerical modelling (2016 survey was restricted to Wissant bay) (Table 1). DEMs generated from the selected bathymetry surveys were used to obtain three grids (Table 2) with a mesh resolution ranging from 250 m at the coast and over sand banks, increasing to 2.5 km offshore (Figure A.9).

Dates	Nodes	Finite elements
<i>1878</i>	8,058	15,698
<i>1910</i>	5,690	10,961
<i>1974</i>	4,408	8,559

Table 2: Computational mesh characteristics. Note that the year of each grid corresponds to the first year of the bathymetry surveys

We forced our model to simulate the most powerful currents and waves possible in each mesh in order to identify high energy areas and those that have potentially undergone the most significant changes. We focussed our analysis on extreme events because coastal changes (such as beach and coastal dune erosion) are largely due to high-energy processes (Masselink et al., 2014; Castelle et al., 2015). Forcing conditions are described in the following sections.

3.2.1. TELEMAC forcing

The model is forced at the offshore open boundary with specified elevation for 143 tidal harmonics from the tidal model cstFRANCE developed and used by the SHOM (Le Roy & Simon, 2003). The validation of the models was carried out with tidal observations and predictions at the ports of Calais and Dunkirk. Current observations also allowed the model to be adjusted and calibrated (see the Appendix A for a detailed overview of the validation of the model). The time step is set to 10 seconds and the bottom friction coefficient is computed with Chezy’s law. As the modelled area was spatially restricted, and is composed of quasi-homogeneous sea-bed sediment (sandy-gravelly) (Anthony & Héquette, 2007) a uniform friction coefficient was applied to the

entire mesh ($64 \text{ m}^{1/2}.\text{s}$). This coefficient is consistent with those obtained for equivalent surficial sediment (Soulsby, 1983, 1997; Cooper et al., 2004).

The model was run for a period of 30 days during the highest astronomical tides of 2015 (03/01/2015 to 03/30/2015) with sea-level elevation over the whole domain at 10 min intervals. Residual tidal currents are computed over the whole simulated period, these maps were used to identify possible transport pathways. Since the maps represent flow and not sediment transport they are only indicative of the likely direction of sediment transport and should not be interpreted quantitatively.

3.2.2. TOMAWAC parametrization

TOMAWAC model enables us to evaluate the effects of changing seabed morphology on wave refraction and on the pattern of wave energy distribution at the coast (see the Appendix B for a detailed overview of the validation of the model). Significant wave height (H_s), peak wave period (T_{peak}) and wave direction (Dir) were calculated using TOMAWAC spectral wave model run on the same mesh as the hydrodynamic calculation (Figure A.9) with a time step of 10 seconds, 20 frequency bins and 20 wave directions. Observations from a wave buoy located offshore (CEREMA, 1985) and analysis of hindcase database in this area (Boudière et al., 2013; Accensi & Maisondieu, 2015) showed a strongly bi-modal distribution of wave direction grouped around north-easterly and westerly directions (Figure 1b). A set of two wave model runs were created by applying constant wave height, peak period and directions boundary forcing using the 99th percentile of wave height calculated from HOMERE database ($H_{s99\%}$) for each of the two dominant wave directions. The model was run for these two wave conditions representative of the extreme wave regime of the region. (see Table 3).

NNE waves ($\text{Dir}=\text{N}10$)	WSW waves ($\text{Dir}=\text{N}250$)
$H_{s99\%} = 2.25\text{m}$	$H_{s99\%} = 2.62\text{m}$
$F_{\text{peak}99\%}=0,1364 \text{ Hz}$	$F_{\text{peak}99\%}=0,1336\text{Hz}$
($T_{\text{peak}}=7.33\text{s}$)	($T_{\text{peak}}=7.33\text{s}$)

Table 3: 99th percentile of H_s and f_{peak} for WSW and NNE waves calculated from the HOMERE database (<http://doi.org/10.12770/cf47e08d-1455-4254-955e-d66225c9dc90>)

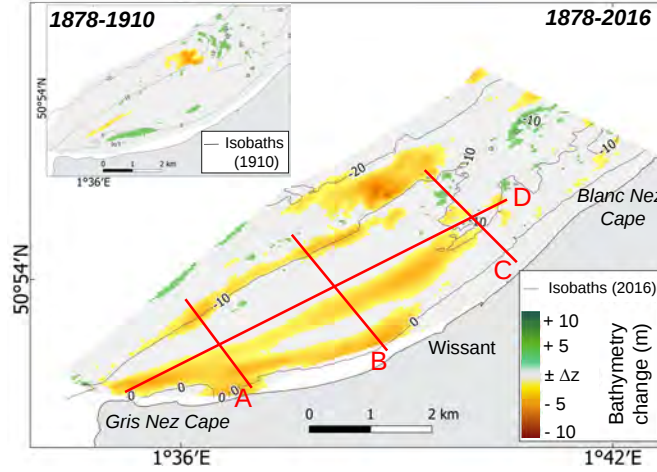


Figure 2: Bathymetric differential map of the Wissant bay between 1878 and 2016 and between 1878 and 1910 (inset map). Red-orange pattern indicates a seabed lowering; reciprocally blue-green areas correspond to vertical accretion; areas in grey correspond to the margin error ($\pm\Delta z$) and are considered as stable over the study period. Transects A, B, C and D correspond to the location of bathymetric profiles in Figure 3.

4. Results

4.1. Evolution of the Wissant bay seabed

The bathymetric differential maps between 1878 and 2016 allowed us to examine the evolution of the seabed morphology in the Wissant bay (Figure 2). Significant bathymetry changes have occurred all over the study area since the end of the 19th century. An extended seafloor lowering of more than 7 m has taken place on both sides of the Line bank and also in the westernmost part of the foreshore. Moreover, an erosion pattern is clearly identified offshore of the Line bank in the northern part of the bay. Conversely, significant sediment accumulation has only been observed on the NE of the Line bank. Based on the bathymetry change observed and the error margin of ± 2.7 m between these two dates, an estimate of the volume change was computed showing a significant loss of more than 28×10^6 m³ of sediment throughout the bay. Considering only the Line bank, this loss is estimated at 14×10^6 m³. In order to analyze the Line bank and nearby morphological evolution, cross-shore and long-shore profiles were derived from DEMs (Figure 3), which revealed two distinct periods of evolution:

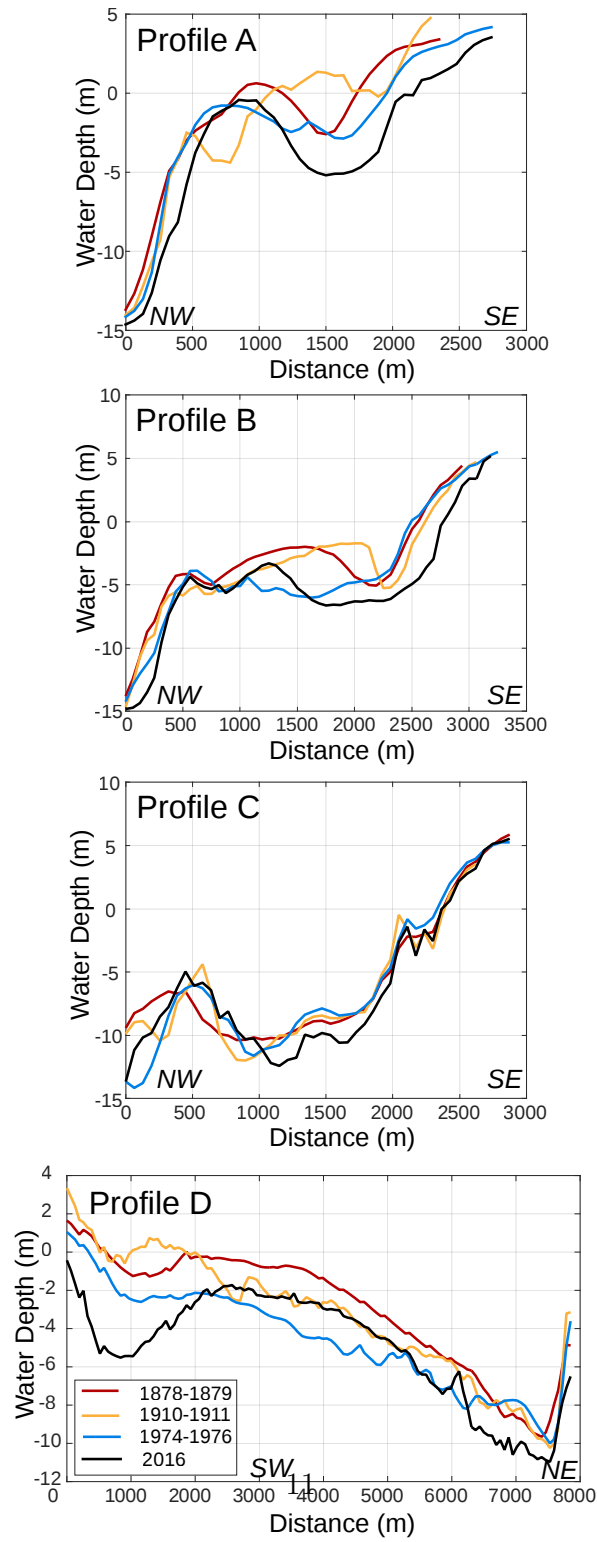


Figure 3: Bathymetry profiles evolution across the Wissant bay and the Line Bank from 1878 to 2016, (a-c) are cross-shore profiles and (d) is long-shore profile. See Figure 2 for profile location

- Between 1878 and 1910: on the westernmost and central part of the bay, the Line bank underwent a lowering of its crest and a simultaneous widening (Profile A and B on Figure 3), especially towards the coast. This coastward migration led to a infill of the channel between the coast and the sand bank, which is well-identified on Profile A. On Profile C, the onshore migration of the Line bank is visible, although the channel remained unchanged in the easternmost part of the Wissant bay. Profile D confirms the lowering of the crest over almost the total bank area. The foreshore rose (Profile A) or remained stable (Profiles B and C) between the end of the 19th and the beginning of the 20th century. The associated bathymetric differential map (Figure 2 inset map) shows that over almost the whole bay, morphological changes were relatively minor. It indicates a stability of the coastal zone to the east and sediment accumulation to the west during this period.
- Between 1910 and 2016: the channel between the coast and the Line bank was subject to significant erosion, with more than 5 m lowering on Profile A. Conjointly, the Line bank experienced a decrease of its width of about 500-600 m (Profile B) and up to 700 m locally (Profile A). The most remarkable changes are visible on Profile B, in 1974 the Line bank did not exceed a width of 200 m. In 1974, the height of the bank was at its lowest level (Profile A and D) while the eastern part of the bay was more stable. Over the 1974-2016 period, even though the Line bank experienced a slight increase of its width (Profile B), in most part of the Wissant bay, the channel continued to deepen and reached the -5 m isobath on Profile A and -12 m on Profile C. This had an impact on the foreshore which lowered significantly during the 20th century in the western and central part of the bay (Profile A and B) while Profile C indicates a more stable morphology.

Therefore, until the beginning of the 20th century, Wissant bay had experienced an infilling of coastal channel, mostly due to the widening and the onshore migration of the Line bank in the western and central part of the bay. It was during the 20th century that a widespread erosion of the bay can be observed. It not only impacts on the Line bank's morphology, but also the channel and the foreshore - leading to a net landward retreat of the shoreline observed during the second half of the 20th century (Aernouts & Héquette, 2006; CEREMA, 2018).

Because wave energy distribution at the coast strongly depends on wave refraction and dissipation over the shoreface, any change in the nearshore morphology is expected to modify wave propagation patterns and therefore induce changes in wave height. In this macrotidal environment, tide must be taken into account in the model in order to also study the effects of water level variation on wave energy. Results of these simulations are presented in the following sections (Section 4.2 and 4.3).

4.2. Tidal residual currents changes

Figure 4 shows the computed tidally induced residual currents for Wissant bay over a 30-day simulation for three bathymetry configurations (1878, 1910, 1974). In Figure 5 the model integrates the wave propagation module suggesting a complex residual current flow field that is partly controlled by wave direction.

4.2.1. 1878

Considering the no-waves configuration, tidal residual currents are essentially directed to the NE which correspond to the flood-dominated direction and can reach 0.3 m.s^{-1} on the seaward side of the Line bank (Figure 4a).

With waves from the N-NE direction, the intensity of residual currents is generally of the same amplitude as that of the no-waves configuration, although the distribution of these velocities changes: with weaker currents on the offshore side and more intense to the interior of the bay (Figure 5a). Locally, and mostly on the east of the bay, current direction is also reversed, with residual currents towards the SW, which correspond to a predominance of the ebb.

WSW waves tend to induce much stronger residual currents (Figure 5d) with speeds ranging from 0 to 0.9 m.s^{-1} ; the maximum residual currents being located on the seaward flank of the Line bank (residual current peak at 0.9 m.s^{-1}). In this configuration, currents are mainly directed towards the NE, which would be expected given the initial wave direction that would drive and intensify the currents in Wissant bay.

4.2.2. 1910

By not taking into account any waves, an area of high current velocities (about 0.5 m.s^{-1}) is noticeable on the western border of the model, probably due to boundary effect in the model (Figure 4b). Across Wissant bay, tidal residual currents are directed towards the NE, except in the westernmost part

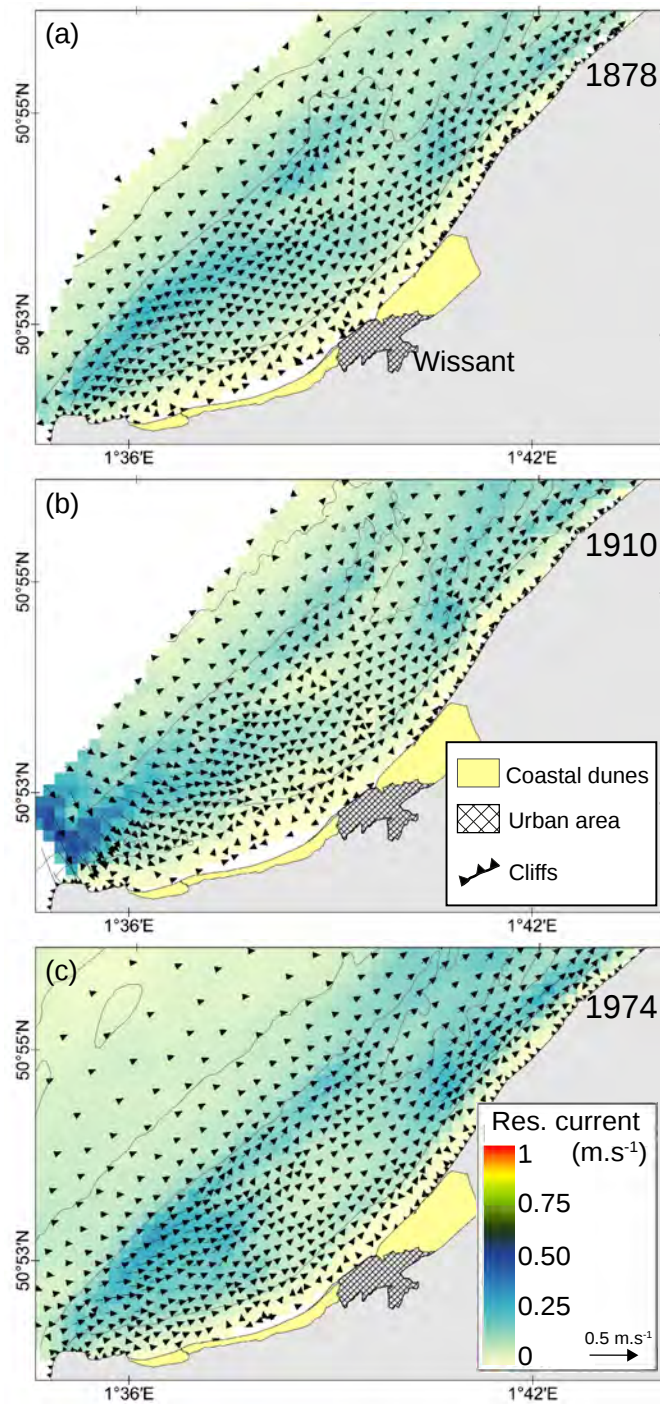


Figure 4: Simulations of changes in tidal residual current over 1878 (a), 1910 (b), and 1974 (c) bathymetries considering only the effect of tides.

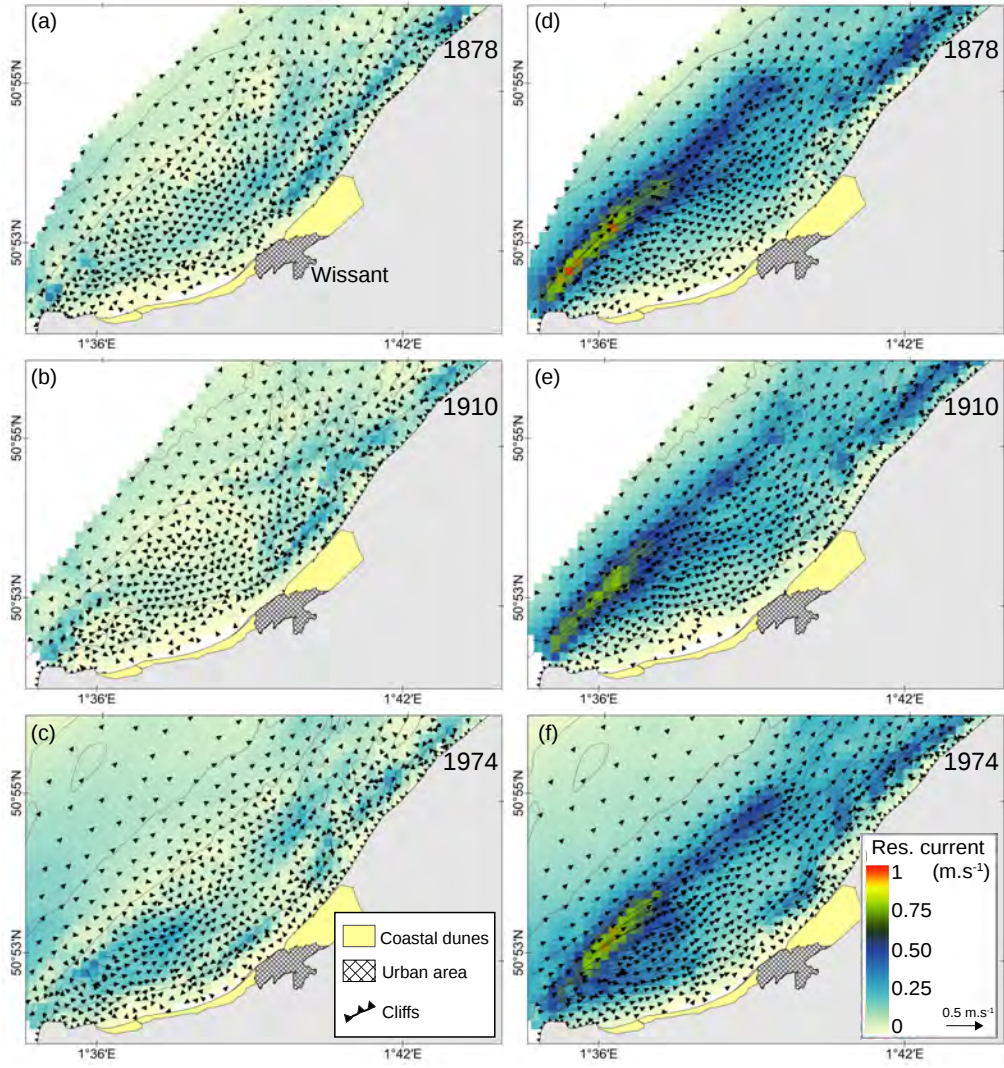


Figure 5: Simulations of changes in tidal residual current over 1878, 1910, and 1974 bathymetries considering the coupling effect of tides and waves: (a),(b), and (c) with north-easterly off-shore waves and (d), (e), and (f) with westerly off-shore waves

where onshore currents are apparent. Throughout the foreshore, residual currents are weaker than those computed in the 1878 mesh. In the NE part of the Line bank, there is also a decrease in the velocity of residual currents.

When waves are from the NE sector, as in the 1878 model, there is a residual current direction reversal in the eastern part of the foreshore leading to a local predominance of the ebb (Figure 5b). On the SW part of Wissant bay, currents are weaker, not only at the foreshore, but also at or near the crest of the Line bank (0.12 m.s^{-1}).

For westerly waves, over the whole bay, currents are stronger than the two previous set-ups. However, residual currents are lower over the 1910 bathymetry compared to currents velocities observed with westerly waves over the 1878 bathymetry. This is clearly observable, even on the seaward side of the sand bank where currents are usually more intense, they do not exceed 0.75 m.s^{-1} against 0.9 m.s^{-1} in 1878 (Figure 5e).

4.2.3. 1974

With the no-waves set-up, residual currents mostly flow toward the NE (flood-direction) (Figure 4c). Weakest currents are located on the central part of the Line bank ($\approx 0.05 \text{ m.s}^{-1}$), while strongest ones, are located in the SW part of the bay, particularly on the seaward side of the bank ($\approx 0.3 \text{ m.s}^{-1}$).

For northeasterly waves, residual currents speeds are lower at the sand bank margins ($< 0.1 \text{ m.s}^{-1}$) but they increase on the Line bank crest. At the shoreline, the linear area where currents are directed towards the SW is extended northeastward and now reaches the town of Wissant. Facing the hamlet of Wissant, these SW residual currents are opposed to those in the channel and may create shearing zones (Figure 5c).

With westerly waves, residual current are still stronger than those obtained with the no-waves and NE-waves configurations (Figure 5f). However, compared to the 1910-W set-up, areas where currents exceed 0.4 m.s^{-1} are more extensive, especially in the western part of the bay (on the top of the Line bank and also in the channel). Likewise, there is an increase in velocities on the Line bank seaward flank and at the shoreline in the central part of the bay.

4.3. Impact on waves propagation

Wave height transects from the 1878, 1910 and 1974 models are presented in Figures 6 for northeasterly waves and in Figure 7 for westerly waves (the

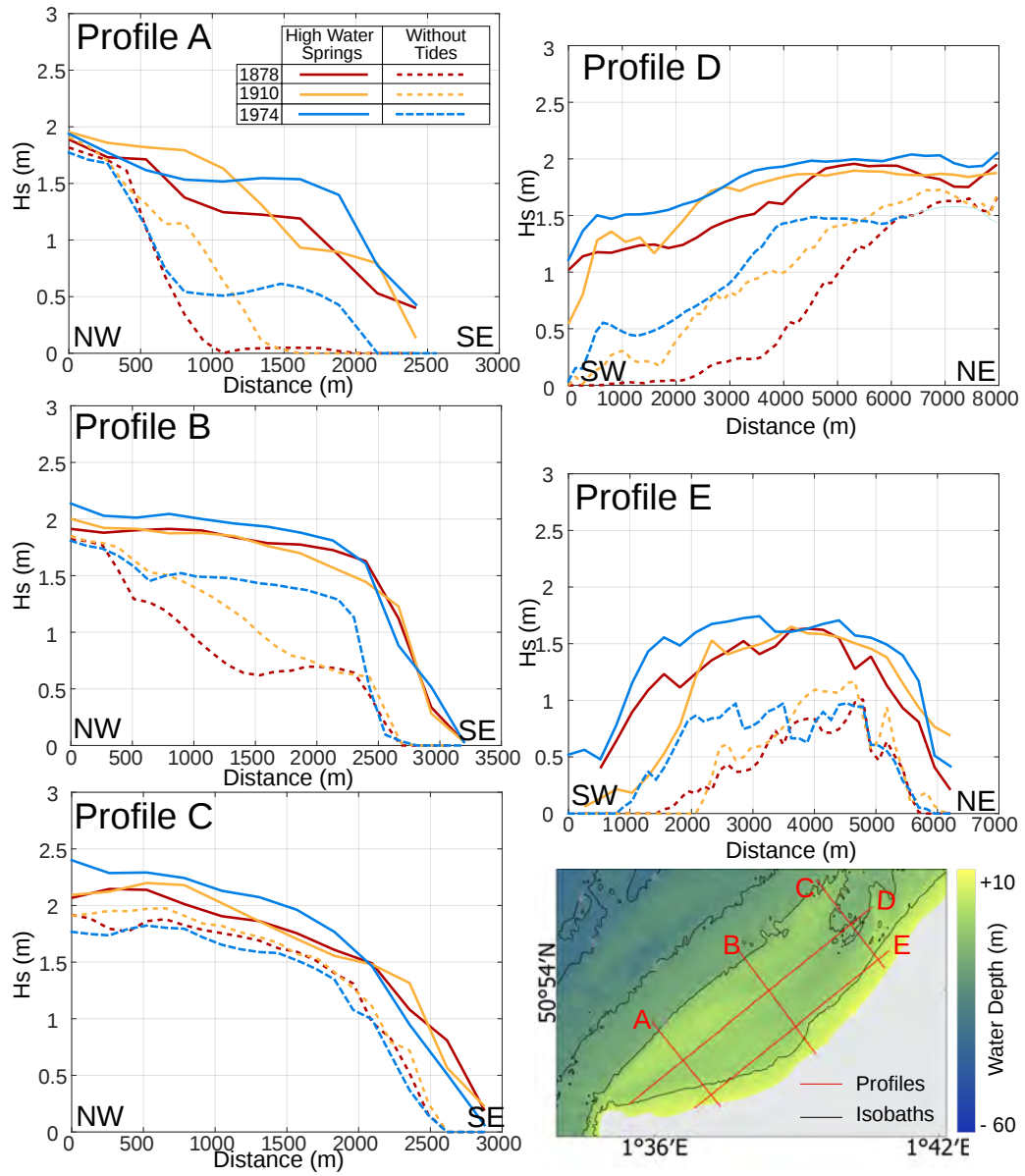


Figure 6: Significant wave height transects from the 1878, 1910 and 1974 models with northeasterly waves with and without considering tides

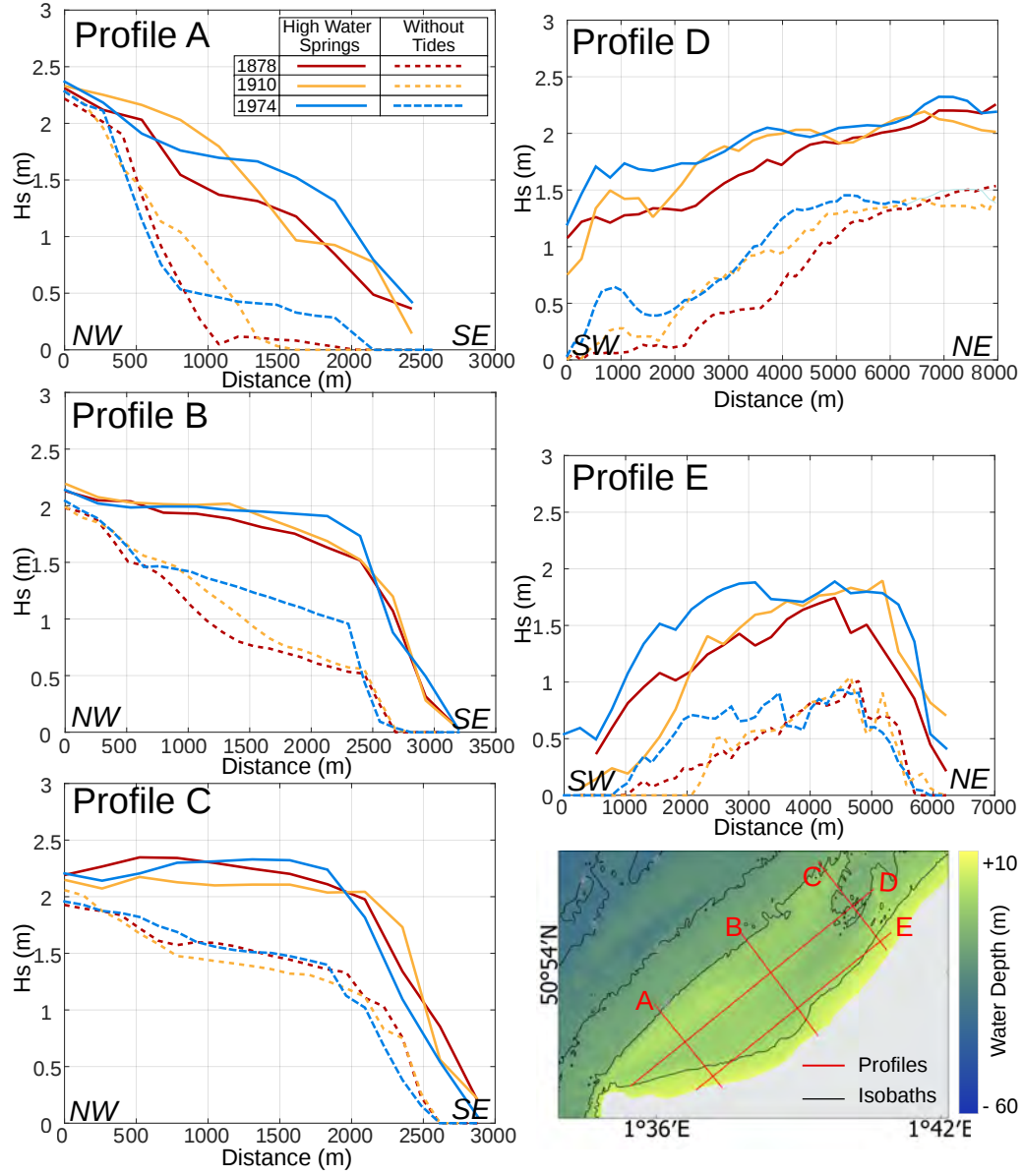


Figure 7: Significant wave height transects from the 1878, 1910 and 1974 models with westerly waves with and without considering tides

location of the wave height transects is the same as the bathymetric ones). In each transect, for same wave conditions, the wave heights obtained during high water springs and without considering tides are plotted in order to compare the effect of tides on wave height distribution and in turn energy dissipation in the nearshore.

Figures 6 and 7 clearly show the effect of tides on wave height with higher wave heights occurring during high water springs. These results are consistent with previous studies that investigated the contribution of tidal modulation on incident wave power (Peregrine, 1976; Lugo-Fernández et al., 1998; Masselink, 1998; Davidson et al., 2008; Hedges, 2015). There is a strong wave energy dissipation over the sand bank for both westerly and northeasterly waves, which results in a similar H_s distribution from one configuration to another as shown on Profile A, B and C (Figures 6 and 7).

On the top of the Line bank, wave height changed significantly between 1878 and 1974 (Profile D Figures 6 and 7). Without tides, in the 1878 model, there is already a strong gradient, with an H_s of 1.5 m in the NE part of the bay decreasing until 0 m to the SW. However, from 1878 onwards, waves exceed 0.5 m on the Profile D over a length of 4 km in 1878, increasing to 6 km in 1910, and finally 7.5 km in 1975, which corresponds approximately to the length of the Line bank (Profile D Figures 6 and 7). At the end of the 19th century, the Line bank was locally above the hydrographic datum (Profile A Figure 3) so it was often emerged inducing wave dissipation and breaking. This explain why, without tides, in the 1878 and even in the 1910 model, H_s is equal to 0 m from the top of the bank to the coast (Profile A Figures 6 and 7). However, during high water springs, the water depth is high enough to cover the Line bank and waves can break farther landward (Profile A Figures 6 and 7). When high water springs are considered, on the NE part of the Profile D, H_s slightly increases in time but remained mostly stable for both western and northeastern waves. However, significant changes occurred in the western and central part of the Line bank where, for both waves direction, an increase H_s of around 0.5 m is observed between the 1878 and the 1974 models (Profiles A and B Figures 6 and 7).

From 1878 to 1974, waves do not only become higher on the top of the sand bank, but also in most part of the coastal channel. This increase is well-identified in Profiles D and E (Figures 6 and 7) where H_s become larger particularly in the central part of the profiles. At the end, in 1974, without tides, more than 4 km of channel recorded a wave height greater than 0.5 m (against 2 km in 1878 and 3 km in 1910). During high water springs, for

all models, H_s exceeds 0.5 m over the whole channel. In the same way, the portion of the profile greater than 1 m represents 66% for 1878, 60% for 1910 and 83% for 1974 revealing a small decrease of wave energy in the channel in 1910 and a strong rise in 1974 (Profile E Figures 6 and 7).

From 1878 to 1974, in the western and central part of Wissant bay, there is an increase in wave height at the coast of 0.2-0.4 m for W waves and of 0.3-0.6 m for NE waves for both non-tidal and high water springs configurations (Profile A et B Figures 6 and 7). The highest wave heights are logically observed during high water springs due to higher water levels over the bank and shoreface, this being particularly visible on Profile B. With a lower water depth (no tide) the wave height strongly decrease landward in 1878 and 1910 but when the water level is higher (high water springs), wave height decreases gradually (Figures 6 and 7). On Profile B, this results in a strong reduction of H_s between the channel and the coast (over less than 500 m) highlighting strong wave energy dissipation at the coast.

The easternmost part of Wissant bay is characterized by different wave height changes, becoming more stable and even reducing locally between the 1878, 1910, and 1974 models (Profile C Figures 6 and 7). In Profile C, wave height changes are less significant. It should be noted, that for the 1974 model, with or without tides, the wave height is always lower than the ones obtained with the 1878 and 1910 models. Considering the tide, however, in 1974, waves are higher offshore up to $X=2000$ (isobath -5 m) and only lower from the foreshore to the shoreline (Profile C Figures 6 and 7).

In summary, the results of our numerical modeling wave height over successive bathymetries since 1878 suggest that morphological changes and Line bank positions, have induced significant changes in wave height distribution (Table 4.3) along Wissant's coast. Accordingly, we can divide Wissant bay into three main areas (Table 4.3):

- The eastern part of the bay, characterized by a stability in wave heights through time, and even a decreasing trend in some areas.
- The central part of the bay where our results show a generally increased wave heights between the Line bank and the coast from 1878 to 1974.
- The western part of the bay, with a more complex evolution: between 1878 and 1910, wave height increased on the Line bank, but decreased on the foreshore and the shoreline, while an overall increasing trend

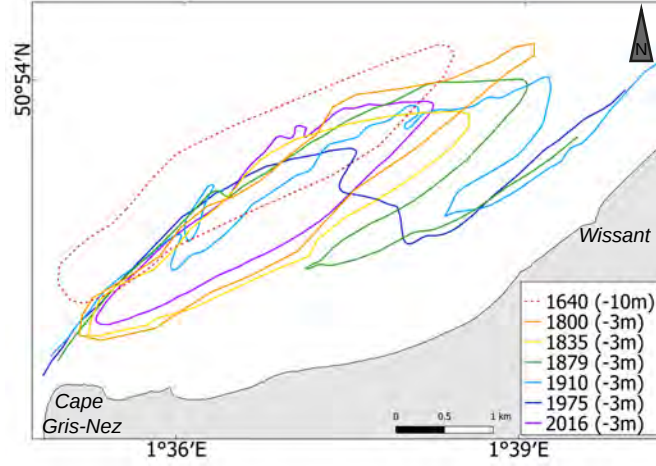


Figure 8: Evolution of the Line bank position and shape since 1640, adapted from the work of Briquet (1930) and completed with data digitized through this study. The -3m isobath was used as a reference for the position of the Line bank except for 1640 where the -10m isobath was chosen

of wave height is observed all along the nearshore for the period 1910-1974.

	1878-1910	1910-1974	1878-1974
Western foreshore	Hs ↓	Hs ↑	Overall increase
Central foreshore	Hs ↑	Hs ↑	Overall increase
Eastern foreshore	Hs ↓ or remained stable	Hs ↓ or remained stable	Stable
Line bank	Hs ↑ or remained stable	Hs ↑	Increase
Coastal channel	Hs ↓ or remained stable	Hs ↑	Increase

Table 4: Synthesis of wave height evolution depending on the location in the bay and the period considered

5. Discussion

Based on historical bathymetric surveys, our study reveals a high variability in the Wissant bay seabed morphology. Using ancient nautical charts, Briquet's work (Briquet, 1930) pointed out that the Line bank was once

located more offshore from Wissant Bay and has experienced a gradually on-shore migration since 1640 (Figure 8). In 1776, the bank was located 800 m seaward of the Gris Nez Cape at low tide, but was at only 200 m from the cape in 1810. In 1835, the area between the bank and the coast was largely exposed at low tide, although a deep channel was still present. Briquet's work highlighted that the trough was gradually filled in the 1870s, and in 1910 the Line bank was almost welded to the beach, which is confirmed in the western part of the Wissant bay by our DEMs (Profile A Figure 3). Previous studies and our historical bathymetry sets enable us to assess the complex morphological evolution of this area:

- During the end of the 19th and the beginning of the 20th century, the Line bank experienced a widening and a coastward migration resulting in a gentler beach and foreshore profile in 1910;
- Since the 1970s, Wissant bay underwent a thinning of the Line bank, a deepening of the coastal channel and a lowering of the foreshore associated with an overall erosion of the seabed. It appears that the lowering of the seabed in Wissant Bay is a fairly recent phenomenon following a phase of sediment accumulation and coastward migration of the bank.

Nearshore changes are strongly linked to shoreline evolution as shown by several other studies carried out in a variety of coastal settings (Corbau et al., 1999; McNinch, 2004; Aernouts & Héquette, 2006; Backstrom et al., 2007; Houser et al., 2008) and the recent shoreline retreat observed in the western and central part of the bay and the shoreline advance in the eastern part can be partially explained by this interaction (Aernouts & Héquette, 2006).

With a similar approach, Bertin (2005); Horrillo-Caraballo & Reeve (2008) found that the pattern of residual currents is strongly linked to the configuration of sand banks. In addition, observations and numerical results on sandy coast revealed the essential role of wave energy dispersal in the nearshore sediment distribution (Morton et al., 1995; Sedrati & Anthony, 2007) and its contribution for controlling the development of erosion or accretion hot spots. (Barnard & Hanes, 2006; Héquette & Aernouts, 2010)

The results of our numerical modeling highlight two types of shoreface/nearshore configurations leading to two different types of hydrodynamic circulation presented below.

5.1. *The eroding-configuration*

The 1974 model can be assimilated as the **eroding-configuration**. For this bathymetric configuration, stronger residual tidal currents, and higher wave heights are observed in the western and central part of the Line bank, compared to the two preceding seabed morphologies. This occurs for waves either from the W or NE (Figures 5, 6 and 7). The last DEMs highlight a significant thinning of the Line bank and an extensive lowering of the seabed in Wissant Bay between 1910 and 1974 (Figure 2). This contributes to increase the foreshore's exposure to high energy waves by reducing the effects of wave dissipation and refraction on the sea bed (Barnard & Hanes, 2006). This may have also modified wave-induced sand dynamics (due to wave-current interaction) and thus sand bank equilibrium. Sediment transported from the nearshore to the upper shoreface is more likely to be remobilized and distributed northeastward by currents than to accumulate on the beach. This combined phenomenon may have induced an increase in longshore sediment transport that could explain the pervasive shoreline retreat observed in the second half of the 20th century (Aernouts & Héquette, 2006; Sedrati & Anthony, 2014). Moreover, the wave-current shearing zones in front of Wissant town obtained with the NE-waves configuration (Figure 5c) could accentuate the erosion of the channel and the beach in this area (Jing & Ridd, 1996). In the eastern part of Wissant bay, the foreshore experienced a decrease of H_s and also a reduction of the strength of residual currents directed to the SW. This reduction in current speeds may result in less sediment transport to the western and central parts of the Wissant bay that could enhance the sediment deficit in these parts of the bay. On the other hand, it may also result in more sediment deposition in the eastern part of the bay and therefore generate the shoreline advance observed in this part of the bay during the second half of the 20th century.

5.2. *The accumulation-configuration*

The **accumulation-configuration** (corresponding to the 1910 bathymetric configuration), reveals significant changes in the central and western parts of the bay. First, during NE-waves events, residual currents are weaker than in 1878 between the Line bank and the coast where current speeds do not exceed 0.15 m.s^{-1} (Figure 5b). For western waves, residual currents remain strong on the seaward side of the Line bank, but have decreased in the channel and on the foreshore compared to 1878 (Figure 5e). Secondly, the increasing wave height between 1878 and 1910 on the top of the Line bank

(Profile D Figures 6 and 7) and the following decrease of H_s in the channel (Profile E Figures 6 and 7) indicate wave energy dissipation. As shown in several studies, gently sloping dissipative profiles favor onshore-directed transport (Hesp, 1988; Davidson-Arnott & N. Law, 1996; Aagaard et al., 2004; Cooper & Navas, 2004; Héquette & Aernouts, 2010). Modelling of wave propagation revealed that the widening and the onshore movement of the Line bank between 1878 and 1910 was responsible for a decrease in wave energy associated with more dissipative conditions in the nearshore zone, which may have resulted in a net, wave-induced shoreward sediment transport. In this configuration, as residual currents speeds are particularly lower in the western and central part of the bay, this may have favored sediment accumulation and channel infill.

Beach and nearshore morphologies are the result of the interaction between physical processes controlling the cross-shore and longshore transport that eventually cause morphological changes. The present study highlights positive feedbacks between hydrodynamic and coastal morphology. Indeed, both bathymetric configurations (eroding and accumulation) affect the hydrodynamic circulation in such a way that the morphodynamic response may be reinforced. However, our analysis do not identify processes that can induce a switch between both regimes. According to their dynamic and morphological characteristics, sandy beaches can be classified into several morphodynamic types (Wright & Short, 1984; Short, 1999). Scott et al. (2011) expanded this classification to take into account the influence of tidal range. In their classification, Wissant bay belongs to the MITB beach type (Multiple inter-tidal barred). Investigation made on MITB beaches suggest that these beaches have a rapid morphological response under increasing energy conditions, while under decreasing energy the adjustment is slower. However, because our study is essentially focussed on extreme events, it does not examine relaxation time effects. Nevertheless, a decrease or increase in storms frequency, variations in large-scale hydrodynamic circulation and/or changes in sediment supply through time may have affected the nearshore-shoreface equilibrium and then induced a morphodynamic reversal.

5.3. Combined effects of waves and tides

It appears from these different simulation runs that, residual currents obtained do not exceed 0.40 m.s^{-1} and are mostly directed in the flood-direction (*i.e.* to the NE) when tides only are considered. The interaction with the waves, on the contrary, accelerate these currents (up to 0.9 m.s^{-1} locally for

western waves) and sometimes even reverse their direction (with NE waves). These results are consistent with King et al. (2019) study which investigate the relative influence of tidal and wave forcing on potential sand transport in analogous macrotidal environment (South West UK). Similarly, they found that extreme waves are able to induce directional shifts and even full reversals which strongly influence sand transport direction. Likewise, although the direction of the wave has only a limited influence on the wave height at the coast, taking into account the tides affects the water elevation and therefore, in the case of high water springs, nearshore wave height may double or even triple. This shows the potential importance and influence of these processes on shoreline dynamic. Individually, they already provide some preliminary explanations for the observed shoreline changes, but when coupled together, a very energetic hydrodynamism emerges in this sector, which has evolved considerably over the past century.

5.4. Limitations of the results and perspectives for future research

In this study, one of the main assumptions made was that past and present hydrodynamics remained the same. Accordingly, the only variable would be the seabed morphology as the main task of this study was to highlight the influence of nearshore morphology changes on wave and tide interactions. In fact, wave climate has potentially changed since the beginning of the 20th century. Using a 100-year numerical wind-wave hindcast, Dodet et al. (2010); Bertin et al. (2013) found an increase of wave height of $0.01 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ in the North-East Atlantic Ocean since 1900 due to a rise in wind speed of more than 20%. At a global scale, with a 23-year database of altimeter measurements (1985-2009), Young et al. (2011) investigated global changes in wave height. They suggested an increase of more than $1\% \cdot \text{year}^{-1}$ in the 99th-percentile wave height trends over this period at high latitudes. The rate of increase is greater for extreme events as compared to the mean condition. Moreover, MacDonald & O'Connor (1996) predicted an average wave energy increasing by the order of 10% by 2130 under a sea level rise scenario. On European shelf, Idier et al. (2017) investigated the effect of sea level rise on tidal dynamics and observed a notable increase in high tide levels in the Southern part of the North Sea. All these studies suggest significant changes in hydrodynamic circulation. Sea level rise was not taken into account in our numerical models, but added to the increase in wave height during the 20th century, one can imagine that the hydrodynamic context at the end of the 19th century was weaker and therefore that our 1878 and 1910 models

partially overestimate currents and waves. Potentially, it is possible that the differences in energy levels between the end of the 19th century and 1974 may be even greater than expected. Finally, in the present context of climate change, even if coastal morphology remained hypothetically unchanged in the following decades, it can be expected that there will be significant changes in coastal hydrodynamics in this area with the increase in wave height with sea level rise.

Hydrodynamic circulation changes have an important role in the coastal systems equilibrium. However, it is also important to assess the sediment in transit through this system, which should be included in any further work. It is frequently suggested that the recent trend reversal is not only due to natural causes but also to local factors related to anthropogenic development or construction (Mattheus et al., 2018; Li et al., 2019), such as the expansion of the port of Boulogne-sur-mer in the 1930s and the massive aggregate extraction in the 1960s-1970s. The construction of the Boulogne-sur-mer dikes may have reduced or even blocked the sedimentary transit from the English Channel coasts to the North Sea, thus reducing the supply to the Bay of Wissant. In addition, the extraction of marine aggregate in the western of the bay and on the Line Bank, the sediment budget being in deficit, may have triggered a process of erosion that became self-maintained even following the interruption of extraction (Sedrati & Anthony, 2014).

Other studies carried out in the northern France's coastal zone have revealed that sand banks are actively migrating alongshore and onshore as a result of shore-parallel tidal currents and onshore storm waves (Garlan, 1990; Corbau, 1995; Tessier et al., 1999; Héquette et al., 2009; Héquette & Aernouts, 2010; Héquette et al., 2013). Other studies carried out in the inner part of some continental shelves have highlighted significant variations in nearshore morphologies due to sand banks dynamics (Parker et al., 1982; De Moor, 2002; Hanna & Cooper, 2002; Schmitt & Mitchell, 2014). This numerical approach, being based upon general principle of hydrodynamics is anticipated to have wider applicability to others nearshore sandbank systems, as those previously mentioned. This will contribute to a better understanding of the long-term dynamics of this coastal zones, characterized by the presence of mobile sand banks, and provide a better insight into the mechanisms involved in their evolution.

6. Conclusion

Changes in the Wissant bay nearshore have been investigated directly from a comparison of historical hydrographic surveys determined from seabed soundings as well as with the results from an hydrodynamic model. This model, coupling both tides and waves, for the northern France area (between the Dover Strait and the Belgium border) has been calibrated and validated. In the second half of the 20th century, the nearshore experienced a thinning of the Line bank, a deepening of the coastal channel and a lowering of the foreshore leading to an overall erosion of the seabed. This phase followed a period of channel infill in the western part of the bay in the early 1910s.

These recent morphological changes led to significant hydrodynamic shift with residual tidal currents acceleration in most parts of the nearshore zone and an increase of wave height in the western and central parts of Wissant bay where one of the most rapid shoreline retreats has been recorded in France since the 1950s. However, at the beginning of the 20th century, seabed morphology led to more dissipative conditions: it resulted in an overall decrease in wave height and to lower residual currents speeds that could favor sediment deposition on the foreshore and eventually on the beach. As the seabed morphology changes, this affects tidal currents and wave dissipation; so there is a complex interaction and feedback between hydrodynamic circulation and the seabed. Using historical bathymetry coupling with numerical models has provided a qualitative explanation of observed bathymetry changes and shoreline evolution during the last decades. This approach involves wave-current interactions and brings new insight into the long-term coastal dynamics of this area and on the processes controlling erosion and accumulation along shorelines affected by the movement of nearshore sand banks.

7. Acknowledgements

The first author (A.L) was funded by the Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO) through a PhD fellowship. Hydrographic field sheets are stored at SHOM's archives and used in this study, thanks to the hosting agreement SHOM-ULCO (n°133/2016). The authors would like to acknowledge the DDTM 62 (French departmental direction of territories and the sea) for providing the available 2016 bathymetry survey and current measurements in the study area. A part of the digitization and interpolation phase

was made by Jean-Baptiste Robin-Chanteloup during his 6-month internship in SHOM. The authors thank Thierry Gendrier and Matthieu Bastien for their invaluable assistance in the researching of hydrographic archives and their interpretations and Jonathan Genevier for help with the ScanBathy software. The authors thank Peter Magee for proofreading this article. We gratefully acknowledge the constructive comments provided by three anonymous reviewers who helped to improve the quality of the manuscript. Raw data can be found from the corresponding author at alexa.latapy@gmail.com

Appendix A. TELEMAC-2D validation

TELEMAC-2D (v6p3) solve the non-conservative form of the shallow water equations (Equations A.1, A.2 and A.3):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(h) + h \cdot \text{div}(\mathbf{U}) = S_h \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(U) = -g \frac{\partial h}{\partial x} + S_x + \frac{1}{h} \text{div}(h \nu_t \nabla U) \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(V) = -g \frac{\partial h}{\partial y} + S_y + \frac{1}{h} \text{div}(h \nu_t \nabla V) \quad (\text{A.3})$$

where h is the water depth, t is the time, $\mathbf{U}$ is the depth-averaged velocity vector with components U and V in the x and y Cartesian coordinate respectively. ν_t is the diffusion coefficient (considered as constant), g is the gravity acceleration, S_h is a source or sink term in the continuity equation. The source or sink term S_x and S_y in the dynamic equations represent the wind and the atmospheric pressure, the Coriolis force, the bottom friction and additional sources or sink of momentum within the domain in the two directions x and y .

Model domains are shown in Figure A.9 and integrate historical bathymetry (1878-79, 1910-11, 1930-32 and 1974-76). To validate the tidal model, a range of cases were studied. A set of tests was performed in which the bottom friction coefficient was changed by varying the Chezy's law coefficient between 50 and 70 $\text{m}^{1/2} \cdot \text{s}$. The influence of the bottom friction coefficient on the models ability to reproduce observed data was examined first. A set of tidal height observations are available for Dunkirk and Calais harbors at each date and are used to compare with outputs of our 4 models (Figure A.10b). Tidal height predictions are also compared with results from numerical models to

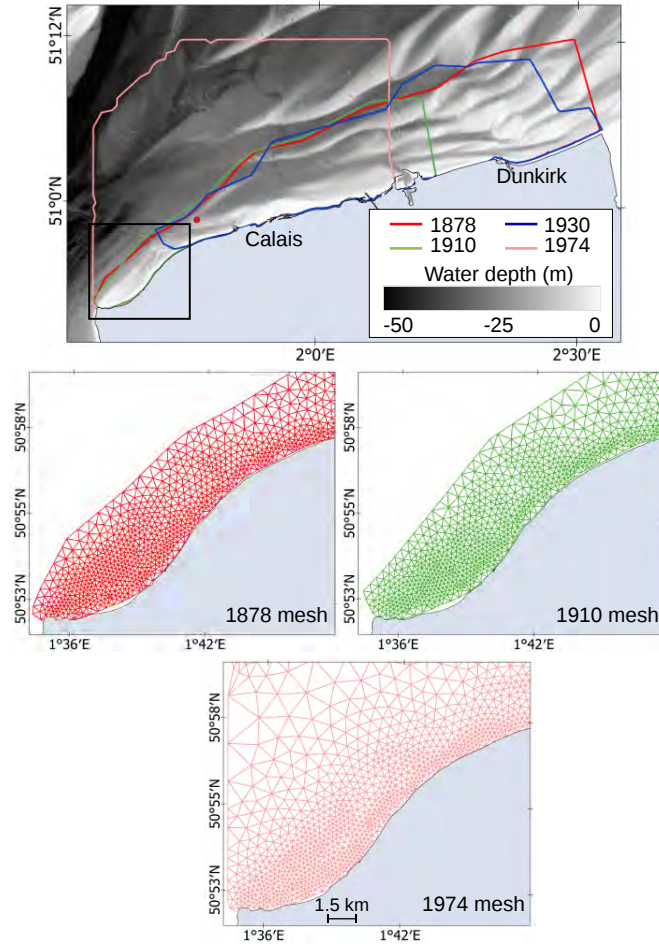


Figure A.9: Above: Spatial extent of the 4 models used in this study on the HOMONIM Digital Elevation Model (http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ATL100m_HOMONIM_WGS84), the black box indicates the location of the Wissant bay and the red dot the position of the currentmeter used for current validation in the Figure A.10 . Bottom: zoom on meshes covering Wissant Bay (1878, 1910, 1974)

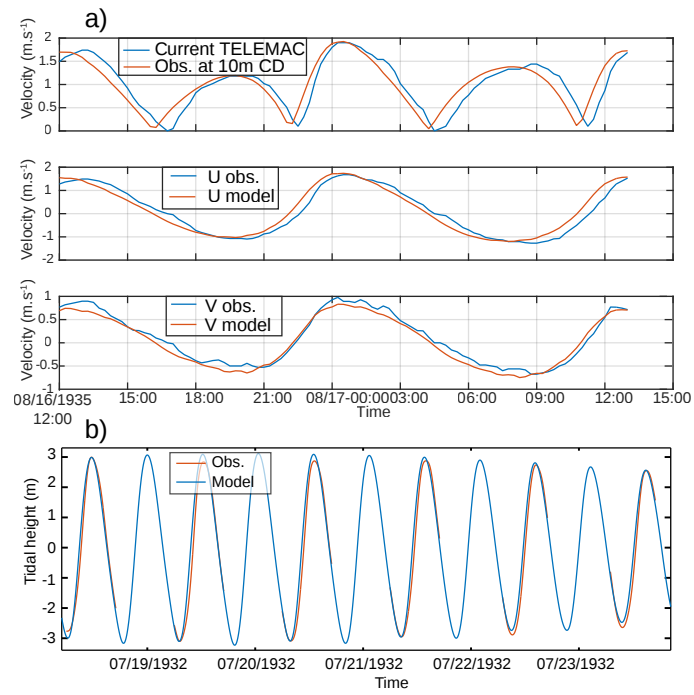


Figure A.10: a) Tidal current observation made in 1935 and obtained with the 1930 model, offshore of Calais, at 10 m below Chart Datum (position of the currentmeter is indicated on the Figure A.9). b) Comparison between tidal height observation at Calais in 1932 and tidal height obtained with the 1930 model at the same dates.

only evaluate astronomical tides. Bests results are obtained using a coefficient of $64 \text{ m}^{1/2}.\text{s}$. Soulsby (1983, 1997)’s works on dynamics of marine sands linked the Chezy coefficient to the nature of the seabed. For sandy-gravelly seabed (Anthony & Héquette, 2007), Chezy coefficient ranges between 57 and 65 which is consistent with our results. The Table A.5 shows tidal height comparison at Calais and Dunkirk (tidal observation are only available in 1878 and 1930); it appears that for each models, simulated results and tide predictions give a good correlation ($R^2 > 0.85$). By analysing observations and models, R^2 obtained are also statistically significant even if these values are lower than those computed with predictions. This deviation is probably due to meteorological phenomena (atmospheric pressure, wind effect) recorded in water levels but not taken into account in the model parametrization.

		1878	1910	1930	1974
Calais	Obs	0.87	0.92	0.92	0.83
		0.67	0.51	0.51	0.79
	Pred	0.92	0.92	0.93	0.88
		0.50	0.54	0.48	0.68
Dunkirk	Obs	0.91	-	0.88	-
		0.43		0.54	
	Pred	0.92	-	0.88	-
		0.43		0.55	

Table A.5: Statistic computed (R^2 and RMSE) by comparing simulated tidal height at Calais and Dunkirk from each model with observations and predictions

Only a few tidal current records are available in model areas before the 1970s, however, in 1935, current observations were made at Calais and are then used to improve the calibration our models. It appears that with a coefficient of $64 \text{ m}^{1/2}.\text{s}$, model currents amplitude and phase are consistent with observations made in 1935 (Figure A.10a). A statistically significant correlation is obtained with a $R^2=0.95$. Simulations were carried out over a winter period (March 2015), *i.e.* when the water-column is well mixed, no thermocline is present and therefore no vertical stratification is required.

Appendix B. TOMAWAC validation

TOMAWAC models the changes, both in time and in the spatial domain, of the power spectrum of wind-driven waves and wave agitation. The directional spectrum of wave action density is considered as a function of five variables (Marcos, 2003):

$$N(\vec{x}, \vec{k}, t) = N(x, y, k_x, k_y, t) \quad (\text{B.1})$$

Where $\vec{x} = (x, y)$ is the spatial location in a Cartesian coordinate system, $\vec{k} = (k_x, k_y) = (k.\sin\Theta, k.\cos\Theta)$ is the wave number vector for directional spectrum discretization, Θ is the wave propagation direction and t the time. Hypotheses made on the wave representation, on the model application domain and on modelled physical processes enable to write the evolution of the directional spectrum of wave action as followed:

$$N(k_x, k_y, x, y, t) = \frac{Cg}{2\pi\sigma} \tilde{N}(x, y, f_r, \Theta, t) \quad (\text{B.2})$$

Cg and C are respectively the group velocity and the phase velocity of waves and σ is the angular frequency. The equation expresses that, in the general case of waves propagating in a non-homogeneous, unsteady environment (currents and/or sea levels varying in time and space), the wave action is preserved to within the source and sink terms (designated by the term Q) (Marcos, 2003). Our study area is mainly located in the coastal zone, so we configured our model for the coastal domain. For shallow areas, some physical processes must be included and specified in our parameter file such as:

- Bottom friction-induced dissipation (Qbf), with $Qbf=0.038 \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$ which improves the estimation of wave growth in shallow water (Zijlema et al., 2012).
- Non-linear triad interactions between waves, considering the LTA (Lumped Triad Approximation) which improves the computation time.
- Bathymetric breaking-induced dissipation (Qbr) where we have chosen the Battjes and Janssen's model (1978) after performing a sensitivity test between the 4 proposed models in TOMAWAC (Battjes and Janssen, Thornton and Guya, Roelvink, and Izumiya and Horikawa).

NNE waves WW3 (Dir=10°N)	WSW waves WW3 (Dir=230°N)
21/03/2015 22:00 Hs= 2.2 m Fpeak99%=0,14 Hz (Tpeak=7.14s)	22/02/2015 23:00 Hs = 2.5 m Fpeak99%=0,14Hz (Tpeak=7.14s)

Table B.6: WaveWatch3 outputs used to validate TOMAWAC runs

The TOMAWAC wave model was first run independently. In the absence of wave observations before the 1970s, the model was validated from another wave model (WaveWatchIII). WaveWatchIII has been implemented on the MANGAS grid (created by Michaud et al. (2015)), which is an unstructured grid with a resolution ranging from 10 km at the open boundaries of the domain to about 200 m resolution at the coast. The mesh is based on the HOMONIM digital elevation model (DEM) developed by SHOM as part of the HOMONIM project (Biscara et al., 2014). In order to compare the same bathymetry, we created a new grid based on the HOMONIM DEM and we simulated the two offshore waves configuration (Table 3). Then, results obtained with TOMAWAC are compared to those of Wavewatch with similar wave conditions (Table B.6).

For westerly and northeasterly waves, Hs obtained with WaveWatchIII and TOMAWAC were extracted at each node (Figure B.11a-b). The distribution of Hs was compared using Q-Q plot. Regression coefficient obtained are very close to 1 and error terms are close to 0, which confirms the model's ability to reproduce Hs of WW3 (Figure B.11c-d). Largest differences are observed for Hs between 0 and 1 m. These differences are mainly due to the fact that WW3 considers additional forcing, such as wind, tide and currents in contrast to TOMAWAC. Overall, we obtain for both simulations an RMSE of less than 0.15 m corresponding to an error of less than 6% and an R^2 of 0.96-0.97 which is statistically significant (Figure B.11c-d).

References

- Aagaard, T., Davidson-Arnott, R., Greenwood, B., & Nielsen, J. (2004). Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology*,

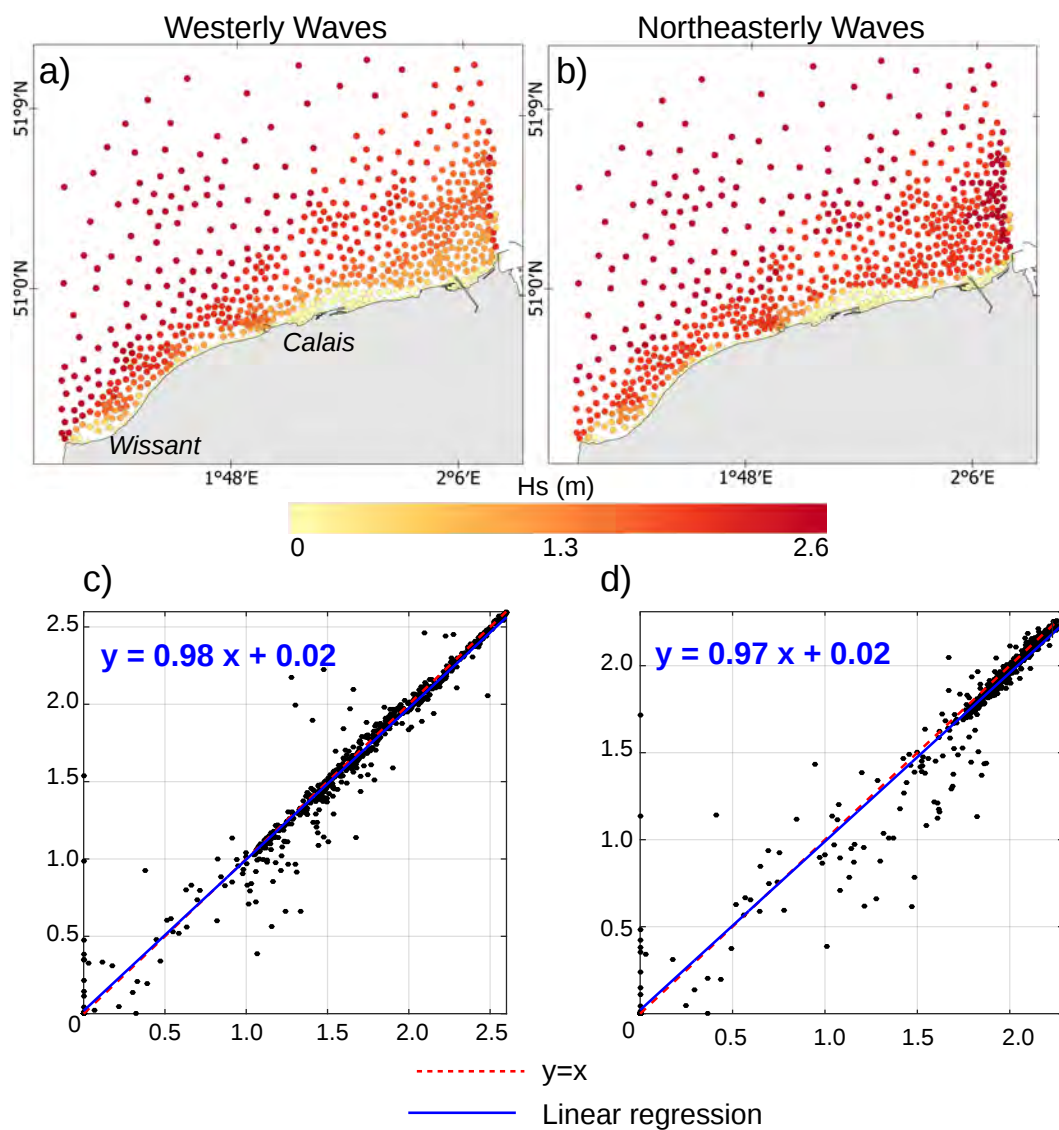


Figure B.11: Wave height (Hs) obtained with the HOMONIM DEM with Tomawac for westerly (a) and northeasterly (b) off-shore waves. Q-Q plot comparing at each node Hs obtained with Tomawac and WaveWatch3 for westerly (c) et northeasterly waves (d). For both Q-Q plot linear regression (in blue) is plotted

- 60, 205–224. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X03003325>. doi:10.1016/j.geomorph.2003.08.002.
- Accensi, M., & Maisondieu, C. (2015). HOMERE. Ifremer - Laboratoire Comportement des Structures en Mer. URL: <https://doi.org/10.12770/cf47e08d-1455-4254-955e-d66225c9dc>.
- Aernouts, D. (2005). *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France*. Ph.D. thesis Université Littoral Côte d'Opale. URL: <http://www.theses.fr/2005DUNK0138>.
- Aernouts, D., & Héquette, A. (2006). L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 12, 49–64. URL: <https://geomorphologie.revues.org/477>. doi:10.4000/geomorphologie.477.
- Anthony, E., & Orford, J. (2002). Between Wave- and Tide-Dominated Coasts: the Middle Ground Revisited. *Journal of Coastal Research Special Issue*, 36, 8–15. doi:10.2112/1551-5036-36.sp1.8.
- Anthony, E. J. (2000). Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme estuary and Belgium. *Geological Society, London, Special Publications*, 175, 87–97. URL: <http://sp.lyellcollection.org/content/175/1/87>. doi:10.1144/GSL.SP.2000.175.01.08.
- Anthony, E. J., & Héquette, A. (2007). The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide-and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology*, 202, 369–382. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0037073807001364>. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.03.022.
- Anthony, E. J., Vanhee, S., & Ruz, M.-H. (2006). Short-term beach–dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, 81, 316–329. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X06001577>. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.03.022.

- Augris, C., Clabaut, P., & Vicaire, O. (1990). Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds.
- Backstrom, J. T., Jackson, D. W. T., & Cooper, J. A. G. (2007). Shoreface Dynamics of Two High-Energy Beaches in Northern Ireland. *Journal of Coastal Research, ICS2007*, 5. URL: <https://www.jstor.org/stable/26481656>.
- Barnard, P. L., & Hanes, D. M. (2006). Integrating field research, modeling and remote sensing to quantify morphodynamics in a high-energy coastal setting, ocean beach, San Francisco, California. URL: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70028957>. doi:10.1061/40855(214)96.
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicaire, O., Chamley, H., Augris, C., Hoslin, R., & Caillot, A. (1991). Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: Morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta, Special issue*, . URL: <http://archimer.ifremer.fr/doc/00268/37887/>.
- Belderson, R. H. (1986). Offshore Tidal and Non-Tidal Sand Ridges and Sheets: Differences in Morphology and Hydrodynamic Setting, . (pp. 293–301). URL: http://archives.datapages.com/data/cspg_sp/data/011/011001/293_cspgsp0110293.htm.
- Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T., & de Batist, M. (1994). Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121, 57–72. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322794901562>. doi:10.1016/0025-3227(94)90156-2.
- Bertin, X. (2005). *Morphodynamique séculaire, modélisation et architecture interne d'un système baie-embouchure tidale: le Pertuis de Maumusson et la Baie de Marennes-Oléron*. Ph.D. thesis La Rochelle. URL: <http://www.theses.fr/2005LAROS140>.
- Bertin, X., & Chaumillon, r. (2005). Contribution of simulations on historical bathymetries to the understanding of evolutions of estuarine sand banks. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1375–1383. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071305001768>. doi:10.1016/j.crte.2005.06.007.

- Bertin, X., Prouteau, E., & Letetrel, C. (2013). A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century. *Global and Planetary Change*, 106, 77–83. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092181811300088X>. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.03.009.
- Biscara, L., Schmitt, T., Correard, S., & Creach, R. (2014). Modèles numériques de bathymétrie pour la prévision hydrodynamique du dispositif vigilance vagues-submersions. In *XIIIèmes JNGCGC Dunkerque* (pp. 547–556). Editions Paralia. URL: http://www.paralia.fr/jngcgc/13_60_biscara.pdf. doi:10.5150/jngcgc.2014.060.
- Boudière, E., Maisondieu, C., Ardhuin, F., Accensi, M., Pineau-Guillou, L., & Lepesqueur, J. (2013). A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters. *International Journal of Marine Energy*, 3-4, e40–e52. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214166913000362>. doi:10.1016/j.ijome.2013.11.010.
- Briquet, A. (1930). *Le littoral du nord de la France et son évolution morphologique*. Thèse de doctorat Université de Paris (1896-1968). Faculté des lettres France.
- Brown, J. M., Amoudry, L. O., Souza, A. J., & Plater, A. J. (2015). Residual circulation modelled at national UK scale to identify sediment pathways to inform coastal evolution models. In *The Proceedings of the Coastal Sediments 2015. The Proceedings of the Coastal Sediments 2015*. (p. 14). Wang, P.; Rosati, J.D.; Cheng, J.,. URL: <https://core.ac.uk/display/33454048>.
- Carter, R. W. G., Lowry, P., & Stone, G. W. (1982). Sub-tidal ebb-shoal control of shoreline erosion via wave refraction, Magilligan foreland, Northern Ireland. *Marine Geology*, 48, M17–M25. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322782901268>. doi:10.1016/0025-3227(82)90126-8.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K. D., Robinet, A., Sénéchal, N., & Ferreira, S. (2015). Impact of the winter 2013-2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135–148. URL:

- <http://adsabs.harvard.edu/abs/2015Geomo.238..135C>. doi:10.1016/j.geomorph.2015.03.006.
- Caston, V. N. D. (1972). Linaer sand banks in the Southern North Sea. *Sedimentology*, 18, 63–78. doi:10.1111/j.1365-3091.1972.tb00003.x.
- CEREMA (1985). Centre d'Archivage National de Données de Houles In Situ Littoral de la France métropolitaine - CANDHIS 1985. URL: <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>.
- CEREMA (2018). *Dynamiques et évolution du littoral Synthèse des connaissances de la frontière Belge à la pointe du Hourdel*. Fascicule 1. URL: <http://www.cerema.fr/fr/centre-ressources/boutique/dynamiques-evolution-du-littoral>.
- Chaverot, S. (2006). *Impact des variations récentes des conditions météorologiques sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais*. thesis Université Littoral Côte d'Opale. URL: <http://www.theses.fr/2006DUNK0146>.
- Chaverot, S., Héquette, A., & Cohen, O. (2008). Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century. *Annales de Géomorphologie / Annals of Geomorphology / Zeitschrift für Geomorphologie*, Sup. Bd., 52, Sup. Bd., 52 (3), p. 1–20. URL: https://www.schweizerbart.de/papers/zfg-suppl/detail/52/65699/Changes_in_storminess_and_shoreline_evolution_along_the_northern_coast_of_France_during_the_second_half_of_the_20th_century. doi:10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0001.
- Cooper, J. A. G., Jackson, D. W. T., Navas, F., McKenna, J., & Malvarez, G. (2004). Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline: examples from western Ireland. *Marine Geology*, 210, 261–280. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322704001409>. doi:10.1016/j.margeo.2004.05.012.
- Cooper, J. a. G., & Navas, F. (2004). Natural bathymetric change as a control on century-scale shoreline behavior. *Geology*, 32, 513–516. URL: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/32/6/513/29467/natural-bathymetric-change-as-a-control-on-century>. doi:10.1130/G20377.1.

- Corbau, C. (1995). *Dynamique sédimentaire en domaine Macrotidale : exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque)*. Ph.D. thesis Université des Sciences et Technologiques de Lille 1.
- Corbau, C., Tessier, B., & Chamley, H. (1999). Seasonal Evolution of Shoreface and Beach System Morphology in a Macrotidal Environment, Dunkerque Area, Northern France. *Journal of Coastal Research*, 15. URL: <http://journals.fcla.edu/jcr/article/view/80429>.
- Crapoulet, A. (2015). *Evolution du trait de côte, bilan sédimentaire et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté*. Ph.D. thesis Université du Littoral Côte d'Opale.
- Crapoulet, A., Héquette, A., Marin, D., Levoy, F., & Bretel, P. (2017). Variations in the response of the dune coast of northern France to major storms as a function of available beach sediment volume. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 1603–1622. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.4098>. doi:10.1002/esp.4098.
- Davidson, M. A., O'Hare, T. J., & George, K. J. (2008). Tidal Modulation of Incident Wave Heights: Fact or Fiction? *Journal of Coastal Research*, 24, 151–159. URL: <https://www.jcronline.org/doi/abs/10.2112/06-0754.1>. doi:10.2112/06-0754.1.
- Davidson-Arnott, R., & N. Law, M. (1996). *Measurement and prediction of long-term sediment supply to Coastal Foredunes* volume 12.
- Davies, J. L. (1980). *Geographical variation in coastal development*. Longman Sc & Tech.
- De Moor, G. (2002). Evaluation of sea-floor sediment dynamics in the Flemish Banks (southern North Sea) between 1985 and 1995. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 8, 135–150. URL: https://www.persee.fr/doc/morfo_1266-5304_2002_num_8_2_1135. doi:10.3406/morfo.2002.1135.
- Deleu, S., Van Lancker, V., Van den Eynde, D., & Moerkerke, G. (2004). Morphodynamic evolution of the kink of an offshore tidal sandbank:

- the Westhinder Bank (Southern North Sea). *Continental Shelf Research*, 24, 1587–1610. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027843430400161X>. doi:10.1016/j.csr.2004.07.001.
- Dewez, S., Clabaut, P., Vicaire, O., Beck, C., Chamley, H., & Augris, C. (1989). Transits sédimentaires resultants aux confins Manche-mer du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, V, 1043–1053. URL: <https://pubs-geoscienceworld-org.insu.bib.cnrs.fr/sgf/bsgf/article/V/5/1043/90299/transits-sedimentaires-resultants-aux-confins>. doi:10.2113/gssgfbull.V.5.1043.
- Dodet, G., Bertin, X., & Taborda, R. (2010). Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31, 120–131. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500309002066>. doi:10.1016/j.ocemod.2009.10.010.
- Dyer, K. R., & Huntley, D. A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19, 1285–1330. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027843439900028X>. doi:10.1016/S0278-4343(99)00028-X.
- EGIS (2014). *Etude de faisabilité pour le réensablement de la partie centrale de la baie de Wissant - Phase 1: Dimensionnement du réensablement - Elaboration de scénarios de réensablement*. Rapport définitif EP 132771M. URL: https://www.hauts-de-france.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/ep132771m_wissant_phase1_vfinale.pdf.
- Garlan, T. (1990). L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des Ridens de la Rade aux abords de Calais. (pp. 71–75). Marseille.
- Giardino, A., Van den Eynde, D., & Monbaliu, J. (2010). Wave effects on the morphodynamic evolution of an offshore sand bank. *Journal of Coastal Research*, (pp. 127–140). URL: <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=AV2012056824>. doi:10.2307/40928825.
- Hanna, J. E., & Cooper, J. (2002). Mesoscale Morphological Changes on Linear, Nearshore Sandbanks, Co.Wexford, SE Ireland. *Journal of Coastal Research*, (pp. 356–364). URL: <http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/1551-5036-36.sp1.356>. doi:10.2112/1551-5036-36.sp1.356.

- Hédou, F., Roche, A., Trmal, C., Moraud, S., & Deniaud, Y. (2018). Élaboration de l'indicateur national de l'érosion côtière. In *XVèmes Journées, La Rochelle* (pp. 647–654). Editions Paralia. URL: http://www.paralia.fr/jngcgc/15_75_hedou.pdf. doi:10.5150/jngcgc.2018.075.
- Hedges, T. (2015). Combinations of waves and currents: an introduction. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Part 1*, 567–585. doi:10.1680/iicep.1987.319.
- Hervouet, J.-M. (2007). *Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling With the Finite Element Method*. Wiley; 1 edition (May 29, 2007).
- Hesp, P. (1988). *Surfzone, beach and fordune interactions on the Australian southeast coast* volume 3.
- Horrillo-Caraballo, J. M., & Reeve, D. E. (2008). Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system: The Great Yarmouth Sandbanks, U.K. *Marine Geology*, 254, 91–106. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002532270800176X>. doi:10.1016/j.margeo.2008.05.014.
- Houbolt, J. (1968). Recent sediments in the Southern Bight of the North Sea. *Geologie en Mijnbouw* 47, .
- Houser, C., Hapke, C., & Hamilton, S. (2008). Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, (pp. 223–240). URL: <https://scholar.uwindsor.ca/environmentalsciencepub/31>. doi:10.1016/j.geomorph.2007.12.007.
- Héquette, A., & Aernouts, D. (2010). The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France. *Continental Shelf Research*, 30, 1349–1361. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434310001561>. doi:10.1016/j.csr.2010.04.017.
- Héquette, A., Anthony, E. J., Ruz, M.-H., Maspataud, A., Aernouts, D., & Hemdane, Y. (2013). The influence of nearshore sand banks on coastal hydrodynamics and sediment transport, northern coast of France. In *Proceedings Coastal Dynamics* (pp. 801–810).

- Héquette, A., Hemdane, Y., & Anthony, E. J. (2008). Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France. *Marine Geology*, 249, 226–242. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322707003027>. doi:10.1016/j.margeo.2007.12.003.
- Héquette, A., Ruz, M. H., Maspataud, A., & Sipka, V. (2009). Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: implications for beach and shoreline evolution. *Journal of Coastal Research, Special issue 56*, 59–63. URL: <http://www.jstor.org/stable/25737537>.
- Huthnance, J. M. (1982). On one mechanism forming linear sand banks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14, 79–99. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0302352482800686>. doi:10.1016/S0302-3524(82)80068-6.
- Idier, D., Paris, F., Cozannet, G. L., Boulahya, F., & Dumas, F. (2017). Sea-level rise impacts on the tides of the European Shelf. *Continental Shelf Research*, 137, 56–71. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434317300250>. doi:10.1016/j.csr.2017.01.007.
- Jing, L., & Ridd, P. V. (1996). Wave-current bottom shear stresses and sediment resuspension in Cleveland Bay, Australia. *Coastal Engineering*, 29, 169–186. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383996000233>. doi:10.1016/S0378-3839(96)00023-3.
- Kenyon, N. H., Belderson, R. H., Stride, A. H., & Johnson, M. A. (1981). Offshore Tidal Sand-Banks as Indicators of Net Sand Transport and as Potential Deposits. In *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (pp. 257–268). Wiley-Blackwell. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781444303759.ch20>. doi:10.1002/9781444303759.ch20.
- King, E. V., Conley, D. C., Masselink, G., Leonardi, N., McCarroll, R. J., & Scott, T. (2019). The Impact of Waves and Tides on Residual Sand Transport on a Sediment-Poor, Energetic, and Macrotidal Continental Shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 4974–5002. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018JC014861>. doi:10.1029/2018JC014861.

- Lanckneus, J., De Moor, G., De Schaepmeester, G., De Winne, E., & Meyus, I. (1992). Monitoring of a tidal sandbank: evolution of bedforms, volumetric trends, sedimentological changes. *Special Publication (Hydrographic Society)*, .
- Lanckneus, J., De Moor, G., & Stolk, A. (1994). Environmental setting, morphology and volumetric evolution of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121, 1–21. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322794901538>. doi:10.1016/0025-3227(94)90153-8.
- Latapy, A., Héquette, A., Pouvreau, N., Weber, N., & Robin-Chanteloup, J.-B. (2019). Mesoscale Morphological Changes of Nearshore Sand Banks since the Early 19th Century, and Their Influence on Coastal Dynamics, Northern France. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7, 73. URL: <https://www.mdpi.com/2077-1312/7/3/73>. doi:10.3390/jmse7030073.
- Le Roy, R., & Simon, B. (2003). *Réalisation et validation d'un modèle de marée en Manche et dans le Golfe de Gascogne (application à la réalisation d'un nouveau programme de réduction des sondages bathymétriques)*. Technical Report 002/03 EPSHOM.
- Li, D., Tang, C., Hou, X., & Zhang, H. (2019). Rapid Morphological Changes Caused by Intensive Coastal Development in Longkou Bay, China. *Journal of Coastal Research*, . URL: <http://www.jcronline.org/doi/abs/10.2112/JCOASTRES-D-18-00095.1>. doi:10.2112/JCOASTRES-D-18-00095.1.
- Lugo-Fernández, A., Roberts, H. H., & Wiseman, J., W. J. (1998). Tide Effects on Wave Attenuation and Wave Set-up on a Caribbean Coral Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 385–393. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S02727771498903651>. doi:10.1006/ecss.1998.0365.
- MacDonald, N. J., & O'Connor, B. A. (1996). Changes in wave impact on the Flemish coast due to increased mean sea level. *Journal of Marine Systems*, 7, 133–144. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0924796395000321>. doi:10.1016/0924-7963(95)00032-1.
- Marcos, F. (2003). Logiciel TOMAWAC de Propagation de Houle En Elements Finis. Notice D'utilisation, Version 5.2, .

- Masselink, G. (1998). The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Geology*, 146, 115–135. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322797001217>. doi:10.1016/S0025-3227(97)00121-7.
- 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. URL: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X14003900>. doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.025.
- Mattheus, C., Diggins, T., Boyce, C., Cockrell, J., Kruske, M., & VanWinkle, M. (2018). Geomorphology of a Harbor-Breakwater Beach along a High Sand-Supply, Wave-Dominated Great Lakes Littoral Cell. *Journal of Coastal Research*, . URL: <http://www.jcronline.org/doi/abs/10.2112/JCOASTRES-D-17-00209.1>. doi:10.2112/JCOASTRES-D-17-00209.1.
- McNinch, J. E. (2004). Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*, 211, 121–141. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322704002075>. doi:10.1016/j.margeo.2004.07.006.
- Michaud, H., Pasquet, A., Baraille, R., Leckler, F., Aouf, L., Dalphinnet, A., Huchet, M., Roland, A., Dutour-Sikiric, M., Ardhuin, F., & Filipot, J. F. (2015). Implementation of the new French operational coastal wave forecasting system and application to a wave- current interaction study. (p. 10). Key West, Florida.
- Morton, R. A., Gibeaut, J. C., & Paine, J. G. (1995). Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology*, 126, 161–179. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322795000716>. doi:10.1016/0025-3227(95)00071-6.
- Osuna, P., & Monbaliu, J. (2004). Wave-current interaction in the Southern North Sea. *Journal of marine systems*, 52, 65–87. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.03.002.

- Pan, S., MacDonald, N., Williams, J., O'Connor, B. A., Nicholson, J., & Davies, A. M. (2007). Modelling the hydrodynamics of offshore sandbanks. *Continental Shelf Research*, 27, 1264–1286. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434307000337>. doi:10.1016/j.csr.2007.01.007.
- Parker, G., Lanfredi, N. W., & Swift, D. J. P. (1982). Seafloor response to flow in a southern hemisphere sand-ridge field: Argentine inner shelf. *Sedimentary Geology*, 33, 195–216. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0037073882900550>. doi:10.1016/0037-0738(82)90055-0.
- Peregrine, D. H. (1976). Interaction of Water Waves and Currents. In C.-S. Yih (Ed.), *Advances in Applied Mechanics* (pp. 9–117). Elsevier volume 16. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0065215608700875>. doi:10.1016/S0065-2156(08)70087-5.
- Pintat, J.-F. (1975). *Projet de loi relatif à la prospection, à la recherche et à l'exploitation des substances minérales non visées par l'article 2 du code minier et contenues dans les fonds marins du domaine public métropolitain*. Technical Report 381 Sénat.
- Reichmüth, B., & Anthony, E. J. (2007). Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, 90, 101–114. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X0700030X>. doi:10.1016/j.geomorph.2007.01.015.
- Ruz, M.-H., Héquette, A., Marin, D., Sipka, V., Crapoulet, A., & Cartier, A. (2017). Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 23, 37–50. URL: <http://journals.openedition.org/geomorphologie/11638>. doi:10.4000/geomorphologie.11638.
- Schmitt, T., & Mitchell, N. C. (2014). Dune-associated sand fluxes at the nearshore termination of a banner sand bank (Hewick Sands, Bristol Channel). *Continental Shelf Research*, 76, 64–74. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434314000089>. doi:10.1016/j.csr.2014.01.003.

- Scott, T., Masselink, G., & Russell, P. (2011). Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*, 286, 1–20. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322711001095>. doi:10.1016/j.margeo.2011.04.004.
- Sedrati, M., & Anthony, E. J. (2007). Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, 244, 209–229. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322707001776>. doi:10.1016/j.margeo.2007.07.002.
- Sedrati, M., & Anthony, E. J. (2014). Confronting coastal morphodynamics with counter-erosion engineering: the emblematic case of Wissant Bay, Dover Strait. *Journal of Coastal Conservation*, 18, 483–494. URL: <https://doi.org/10.1007/s11852-013-0300-1>. doi:10.1007/s11852-013-0300-1.
- Shaw, J., Duffy, G., Taylor, R. B., Chassé, J., & Frobel, D. (2008). Role of a Submarine Bank in the Long-Term Evolution of the Northeast Coast of Prince Edward Island, Canada. *Journal of Coastal Research*, (pp. 1249–1259). URL: <http://www.jcronline.org/doi/abs/10.2112/07-08607.1>. doi:10.2112/07-08607.1.
- Shom (2017). *Annuaire des Marées 2019, Ports de France Métropole, Tome 1*.
- Short, A. D. (Ed.) (1999). *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. New York: John Wiley.
- Soulsby, R. (1997). *Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications*. Thomas Telford.
- Soulsby, R. L. (1983). Chapter 5 The Bottom Boundary Layer of Shelf Seas. In B. Johns (Ed.), *Elsevier Oceanography Series* (pp. 189–266). Elsevier volume 35 of *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0422989408705038>. doi:10.1016/S0422-9894(08)70503-8.
- de Swart, H. E., & Yuan, B. (2018). Dynamics of offshore tidal sand ridges, a review. *Environmental Fluid Mechanics*, . URL: <https://doi.org/10.1007/s10652-018-9630-8>. doi:10.1007/s10652-018-9630-8.

- Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H., & Auffret, J.-P. (1999). Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France). *Journal of Coastal Research*, 15, 593–606. URL: <http://www.jstor.org/stable/4298976>.
- Thomas, T., Phillips, M. R., Williams, A. T., & Jenkins, R. E. (2011). A multi-century record of linked nearshore and coastal change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 995–1006. URL: <http://onlinelibrary.wiley.com/insu.bib.cnrs.fr/doi/10.1002/esp.2127/abstract>. doi:10.1002/esp.2127.
- Vicaire, O. (1991). *Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière Belge)*. Ph.D. thesis Université des Sciences et Techniques de Lille 1.
- Villaret, C., & Davies, A. G. (2004). Numerical modelling of littoral sand transport. In *Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering* (pp. 1678–1689.). Lisbon: World Scientific.
- Wolf, J., & Prandle, D. (1999). Some observations of wave–current interaction. *Coastal Engineering*, 37, 471–485. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383999000393>. doi:10.1016/S0378-3839(99)00039-3.
- Wright, L. D., & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56, 93–118. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322784900082>. doi:10.1016/0025-3227(84)90008-2.
- Young, I. R., Zieger, S., & Babanin, A. V. (2011). Global Trends in Wind Speed and Wave Height. *Science*, 332, 451–455. URL: <https://science.sciencemag.org/content/332/6028/451>. doi:10.1126/science.1197219.
- Zijlema, M., van Vledder, G. P., & Holthuijsen, L. H. (2012). Bottom friction and wind drag for wave models. *Coastal Engineering*, 65, 19–26. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383912000440>. doi:10.1016/j.coastaleng.2012.03.002.

Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le 19ème siècle

Dans les environnements côtiers, les interactions entre les processus morphodynamiques, océanographiques et anthropiques (agissant sur différentes échelles de temps) contrôlent l'évolution des systèmes littoraux. Cette thèse est axée sur une échelle de temps séculaire afin de déterminer l'influence non seulement des activités humaines, mais aussi l'impact du changement climatique. Le long de la côte nord de la France, des mesures de niveau d'eau ont été effectuées depuis le début du 19ème siècle et conservées dans les archives du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (Shom). Parallèlement à ces mesures tidales, des levés hydrographiques ont été effectués pour cartographier les fonds marins de cette zone côtière, caractérisée par la présence de nombreux bancs sableux, formant des corps sédimentaires massifs parallèles à subparallèles au rivage. Pour déterminer les tendances à long-terme, la numérisation et l'analyse des documents historiques ont été réalisées. Ceci a permis de reconstituer les variations du niveau de la mer à Dunkerque et Calais, et d'évaluer les changements de la morphologie et de la position des bancs sableux. A partir de ces séries inédites, l'étude de l'évolution des niveaux marins moyens et des composantes de marée a révélé des changements significatifs. De plus, l'évolution bathymétrique a montré des variations morphologiques importantes depuis le 19ème siècle, qui sont en grande partie dues à la mobilité des bancs sableux. Afin d'étudier l'influence des changements morphologiques sur les processus hydrodynamiques, une modélisation numérique de la propagation de la houle et de la circulation tidale a été réalisée à l'aide de modules de la chaîne de calcul TELEMAC. Dans un contexte d'érosion sédimentaire, une accélération des courants et une augmentation de la hauteur des vagues le long du rivage sont détectées. Inversement, dans un contexte d'accumulation sédimentaire, nos résultats mettent en évidence une diminution de la vitesse des courants et une plus grande dissipation de l'énergie des vagues dans les petits-fonds. Cette étude souligne le rôle des rétroactions morphologiques entre l'hydrodynamique côtière et la morphologie du littoral. L'identification de ces mécanismes à une échelle de temps séculaire est essentielle pour évaluer les facteurs potentiels des changements côtiers.

Mots-clés : *Mer du Nord, Manche, Hauts-de-France, bathymétries historiques, niveau marin, modélisation hydrodynamique, morphodynamique, bancs sableux tidaux*

Influence of nearshore morphological changes on hydrodynamic and evolution of the Hauts-de-France coastal zone since the 19th century

In coastal environment, interactions between morphodynamic, oceanographic and anthropic processes (acting over different timescales) control coastal systems evolution. This thesis is focused on long-term trends to determine the influence not only of human activities, but also the impact of climate change. Along the Northern coast of France, water level measurements were carried out since the early 19th century and tidal records were stored in the French Hydrographic Service (Shom) archives. At the same time that these measurements were conducted, hydrographic surveys were made for mapping the seabed of the coastal zone where tidal sand banks are common, forming linear shore-parallel or slightly oblique massive sand bodies. To determine long-term trends, digitization and analysis of these historical records were undertaken, enabling to reconstruct past sea-level changes and assess changes in sand bank morphology and position. Analysis of long tidal records suggests significant changes in tidal levels and a strong variability in the main tidal constituents. Moreover, analyses of bathymetry changes shows significant morphological variations across the shoreface since the 19th century, which are largely due to sand bank mobility. Numerical modelling of wave propagation and tidal circulation was performed using the TELEMAC suite of models to relate the observed changes in shoreface and nearshore morphology with possible variations in hydrodynamic processes. Under eroding conditions, an acceleration of tidal currents and an increase in wave height are obtained. Conversely, accumulation leads to an hydrodynamic regime weakening with a decrease in current velocity and to more wave energy dissipation in the nearshore. This study highlights the role of morphological feedbacks between nearshore morphology and coastal hydrodynamics. The identification of these feedback mechanisms at a secular time scale is important to assess potential drivers of coastal changes.

Keywords : *North Sea, English Channel, Hauts-de-France, historical bathymetries, sea-level, hydrodynamic modelling, morphodynamic, tidal sand banks*
