



Évolution du rivage et des petits-fonds du littoral du Nord de la France depuis le 19^{ème} siècle

Alexa LATAPY ¹, Arnaud HÉQUETTE ¹, Nicolas POUVREAU ², Nicolas WEBER ²

1. Université du Littoral Côte d'Opale (ULCO), Univ. Lille, CNRS, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, 62930 Wimereux, France.

alexa.latapy@gmail.com

2. Shom, 13 Rue du Châtelier, CS92803, 29228 Brest cedex 02, France.

Résumé :

La façade nord des Hauts-de-France correspond à une frange côtière de 60 km orientée OSO-ENE ouverte sur la mer du Nord. De nombreux bancs sableux sont présents le long de ce littoral où ils forment des corps sédimentaires massifs parallèles à obliques au trait de côte, localisés sur l'avant-côte jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Des levés bathymétriques ont été exécutés depuis les années 1830 dans cette région. Les résultats de ces levés hydrographiques sont conservés au format papier dans les archives du Shom. Un premier travail d'inventaire, de scannage, de numérisation et de calages (géographiques et vertical) de ces documents a été réalisé. L'analyse des évolutions bathymétriques révèle une forte variabilité de la morphologie de l'avant-côte depuis le 19^{ème} siècle, notamment en raison de la mobilité des bancs pré-littoraux. Nous présentons les résultats obtenus sur deux sites, à l'Est de Dunkerque et au niveau de Calais. Les bancs sableux sur ces sites (*Riden de la Rade* à Calais et *Banc Hills* à Dunkerque) tendent à se déplacer longitudinalement et à se rapprocher de la côte, mais avec des vitesses variables. Deux périodes se démarquent en terme d'évolution pour les deux sites, fin 19^{ème} avec un fort exhaussement des bancs et mi-20^{ème} siècle avec une accélération de la migration des corps sableux. La mise en place d'une modélisation hydrodynamique (houle et courants) sur les différents lots de bathymétries disponibles permettra d'apprécier les interactions entre l'évolution morphologique de l'avant-côte et l'hydrodynamique littorale.

Mots-clés :

Dynamique du trait de côte, Morphologie des petits-fonds, Bancs sableux, Hauts-de-France, Mer du Nord.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

1. Introduction

De nombreuses études ont porté sur la formation et l'évolution de bancs tidaux en mer du Nord (COLLINS *et al.*, 1999 ; TESSIER *et al.*, 1999 ; HÉQUETTE & AERNOUTS, 2010). Il est communément admis que ces corps sédimentaires, lorsqu'ils sont localisés à l'avant-côte, peuvent fortement influencer l'hydrodynamique côtière et le transport sédimentaire (MACDONALD & O'CONNOR, 1996 ; THOMAS *et al.*, 2011).

Le long de la façade française Nord, le suivi de bancs sableux depuis les années 1910 a permis d'identifier l'influence des variations de la zone côtière sur l'évolution du trait de côte (CORBAU *et al.*, 1999 ; AERNOUTS, 2005) et sur l'hydrodynamisme (HÉQUETTE & AERNOUTS, 2010 ; HÉQUETTE *et al.*, 2013). L'originalité de notre étude porte sur la recherche et l'exploitation de données historiques inédites issues de levés hydrographiques réalisés dès les années 1830. Un suivi morphologique des petits-fonds situés dans la zone côtière de Calais et de Dunkerque à l'échelle séculaire permet de quantifier les rythmes d'évolution des bancs sableux et d'apprécier l'influence de ces derniers sur la dynamique côtière à différentes échelles de temps.

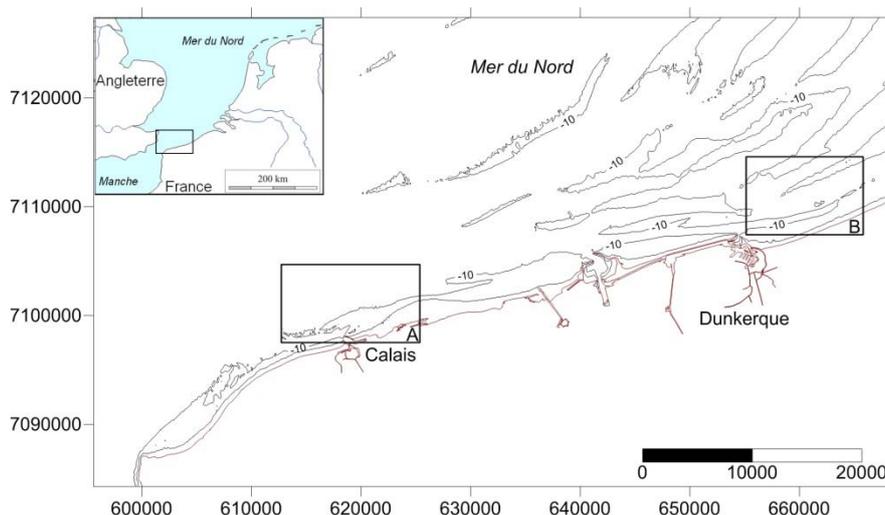


Figure 1. Présentation des bancs sableux dans la partie méridionale de la mer du Nord et localisation des sites étudiés (en noir isobathe -10m et en rouge le 0 bathymétrique).

2. Présentation de la zone d'étude

La façade littorale du Nord-Pas-de-Calais est caractérisée par la présence de nombreux bancs sableux parallèles à obliques au trait de côte, localisés de l'avant-côte jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur (figure 1). La genèse de ces corps sédimentaires de 10-30 km de long et 1-3 km de large remonte à la dernière transgression postglaciaire. Ces bancs sableux évoluent depuis sous l'influence des courants et de la houle (DYER & HUNTLEY, 1999). Ils montrent une grande mobilité avec une migration significative transversale et/ou longitudinale au cours du temps

(GARLAN, 1990 ; TESSIER *et al.*, 1999 ; HÉQUETTE & AERNOUTS, 2010 ; HÉQUETTE *et al.*, 2013).

Le littoral est soumis à un régime macrotidal semi-diurne, le marnage augmente progressivement d'Est en Ouest (le marnage moyen de vive-eau est de 5,4 m à Dunkerque et 6,5 m à Calais (SHOM, 2017)). Les courants de marée, parallèles à la côte, sont dirigés vers l'ENE lors du flot et vers l'OSO lors du jusant. Ces courants sont particulièrement forts au niveau du détroit du Pas-de-Calais, du fait du resserrement des côtes, pouvant atteindre 1,5 m.s⁻¹ au jusant et excéder 1,8 m.s⁻¹ pour le flot (SHOM, 2014). Des mesures dans plusieurs sites ont montré une dissymétrie des courants de marée contribuant à un transport sédimentaire net vers l'ENE (HÉQUETTE *et al.*, 2008). La houle constitue un autre agent pouvant avoir des effets sur la dynamique morpho-sédimentaire côtière. La majorité des houles ont une hauteur significative inférieure à 1,5 m mais peuvent excéder 4 m lors d'évènements extrêmes (RUZ *et al.*, 2009).

La zone côtière au niveau de Calais est caractérisée par la présence de 2 bancs sableux en forme de « V » (figure 1) le *Riden de Calais* (à 3-5 km au large de la côte, orienté 10° par rapport au rivage) et le *Riden de la Rade* (plus proche de la côte, subparallèle au trait de côte). A l'Est de Dunkerque, le *banc Hills*, peu profond, est situé à 1,5 km de la côte (figure 1) et il est séparé du rivage par un chenal d'accès au port de Dunkerque.

3. Méthodologie

3.1 Numérisation et traitement des levés hydrographiques

L'évolution morphologique des petits-fonds à Dunkerque Est et à Calais a été étudiée en utilisant les levés hydrographiques opérés et conservés par le Shom depuis le 19^{ème} siècle. Un premier travail d'inventaire des données disponibles a été nécessaire. Le Tableau 1 recense les dates sélectionnées pour la comparaison des levés bathymétriques et l'ajout de levés historiques inédits par rapport aux données déjà exploitées.

Tableau 1. Date des levés hydrographiques sélectionnés pour le site de Calais et Dunkerque Est. En gras les données inédites.

<i>Calais</i>	1861	1879	1911	1929	1932	1977	1983
<i>Dunkerque Est</i>	1836	1861	1879	1894	1910	1932	1962

Ces données se présentent sous forme de minutes de sondes 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 & HÉQUETTE, 2004). Ces minutes de sonde ont été numérisées en utilisant le logiciel ScanBathy (CREACH *et al.*, 2016). Ce logiciel permet de

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

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, de coordonnées géographiques avec les valeurs de bathymétrie associées (par rapport au zéro hydrographique). Les données sont, par la suite, converties dans le système géodésique actuel (ici Lambert 93) et recalées à l'aide d'amers indiqués sur les minutes et considérés comme stables. Les valeurs de bathymétrie sont également recalées verticalement suivant l'évolution du zéro hydrographique dans le temps.

Dans le cadre de cette étude, les fichiers de points sont suffisamment denses spatialement pour permettre une interpolation, à l'aide du logiciel Surfer®, sous forme de MNT (Modèles Numériques de Terrain). La superposition des MNT permet de dresser des cartes d'évolution mettant en évidence des zones d'abaissement et d'exhaussement des fonds marins entre deux levés. Des profils transversaux et longitudinaux ont également été réalisés afin de quantifier les mouvements observés.

3.2 Estimation de la marge d'erreur des données bathymétriques

Depuis le 19^{ème} siècle, les techniques d'acquisition ont évolué. Les levés réalisés initialement au plomb de sonde (jusque dans les années 1950), puis au sondeur monofaisceau (pour les levés entre 1950 et 1990) ont vu leurs précisions s'améliorer avec le temps. Estimer une marge d'erreur verticale et horizontale pour des levés réalisés avec des instruments différents est complexe. Afin de faciliter la comparaison des données, nous prendrons une marge d'erreur maximum estimée à partir des données les plus anciennes. Le positionnement des navires était réalisé autrefois avec un cercle hydrographique, les hydrographes se localisaient par triangulations en visant des amers sur la côte.

Ces amers (eg. phare, clochers églises) ont été digitalisés et ont permis d'estimer une incertitude de positionnement de ± 10 m.

A cette incertitude, se rajoute l'erreur liée à la digitalisation, estimée avec le logiciel ScanBathy à ± 4 m (pointage des sondes).

Les pentes maximales dans les sites étudiés sont de 2 %, une incertitude de positionnement de ± 14 m se traduit donc par une erreur verticale de ± 1 m (figure 2). L'incertitude liée au plomb de sonde est quant à elle estimée à ± 1 m, on obtient donc une marge d'erreur totale en profondeur de ± 2 m.

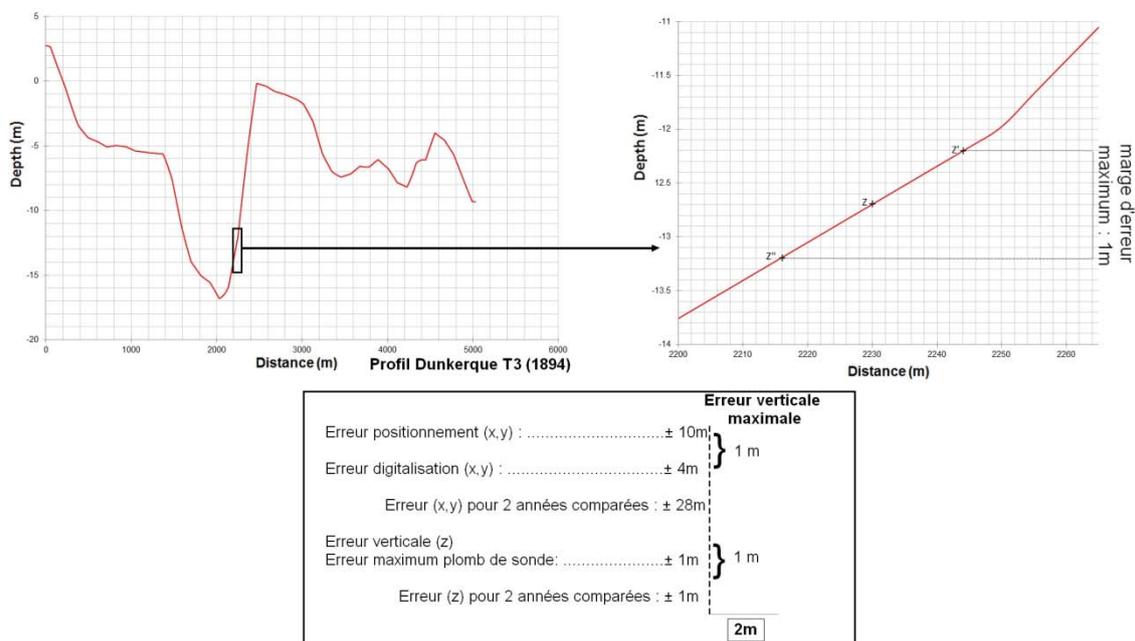


Figure 2. Estimation de la marge d'erreur des données bathymétriques.

4. Résultats

4.1 Evolution des petits-fonds à l'Est de Dunkerque

Sur plus d'un siècle, le *banc Hills* a fortement évolué. Le corps sableux a migré et progradé latéralement vers le rivage entre 1836 et 1962, le différentiel volumique (figure 3A) met en évidence une forte accumulation sédimentaire sur le flanc Sud du banc. Les profils T2 et T3 (figures 3C et 3D) permettent de quantifier ce déplacement entre 500 et 700 m avec un léger exhaussement de la crête du banc à partir du début du 20^{ème} siècle. Une intensification de la migration vers la côte est identifiable sur le profil T2 entre 1932 et 1962, en effet, le banc se déplace de 500 m vers le rivage, ce qui est du même ordre que le mouvement total entre 1836 et 1962.

Le *banc Hills* se caractérise également par une évolution longitudinale. Le profil T1 (figure 3B) met en évidence une évolution en deux étapes : entre 1836 et 1894, le banc prograde de plus de 1500 m vers le SO, cet allongement du banc est suivi par une phase de migration vers le NE du corps sédimentaire au début du 20^{ème} siècle. L'extrémité NE du *banc Hills* s'est déplacée de plus de 500 m entre 1894 et 1962.

A l'avant-côte, l'estran a subi un abaissement des fonds, particulièrement au niveau du rivage et du chenal entre le banc et la plage (figure 3A).

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

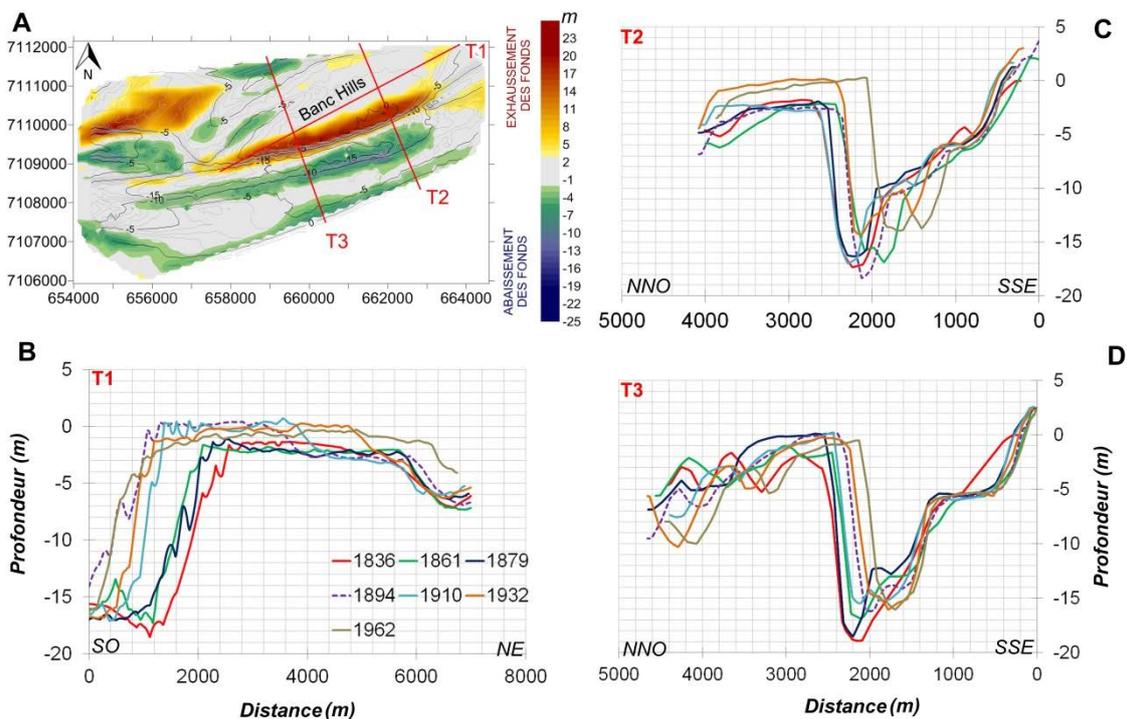


Figure 3. A : différentiel volumique total réalisé entre 1836 et 1962 au niveau du banc Hills sur les isobathes de 1962 et localisation des profils ; B : profil T1 ; C : profil T2 ; D : profil T3.

4.2 Evolution des petits-fonds à Calais

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 1977 bien visible sur les bathymétries (figures 4 A à E, *nb : les bathymétries de 1929 et 1983 ne sont pas représentées pour une meilleure lisibilité*). Le banc a progradé vers l'ENE et vers l'OSO, passant d'une longueur de 2 km à 8 km (figure 4G).

L'allongement du banc s'est accompagné d'un exhaussement de la crête identifiable sur le différentiel volumique (figure 4F) avec un gain de sédiment d'une épaisseur moyenne de 7-9 m. On retrouve cette accrétion verticale sur les profils transversaux T2 et T3 ainsi qu'une augmentation de la largeur du banc (figures 4H et 4I). Le profil T3 met également en évidence la migration transversale du banc vers la côte de l'ordre d'un kilomètre sur l'intervalle observé.

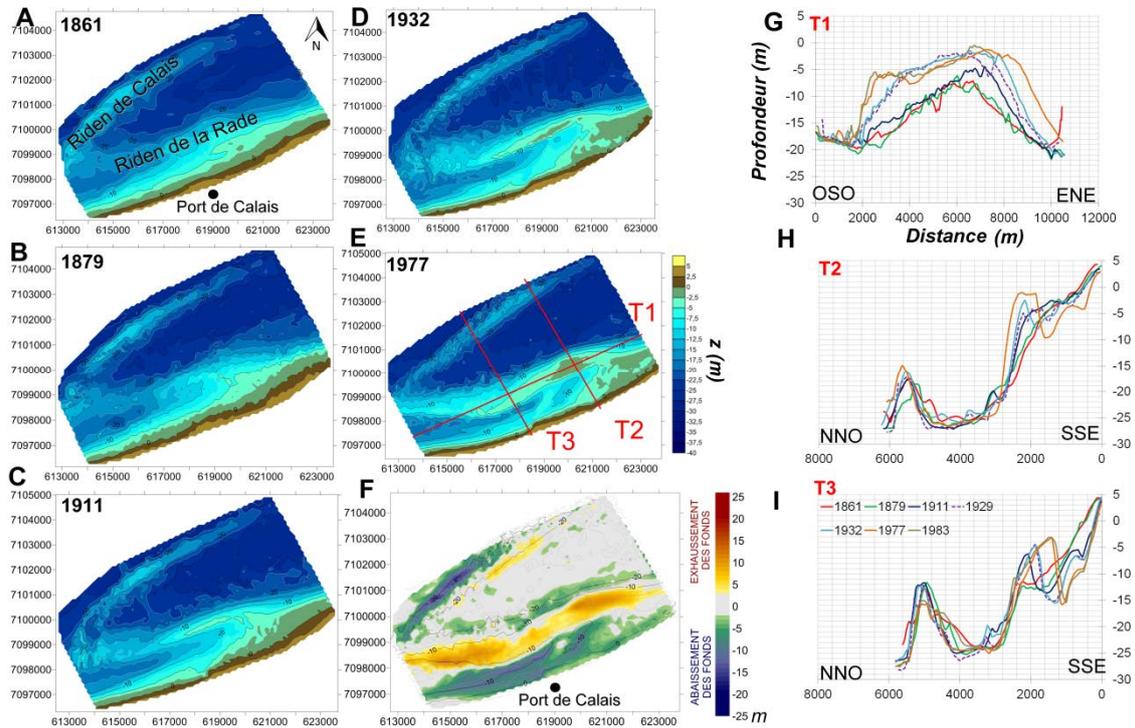


Figure 4. A à E : Bathymétries obtenues pour 1861, 1879, 1911, 1932 et 1977 avec localisation des transects réalisés sur E ; F : Différentiel volumique entre 1861 et 1977 sur les isobathes de 1977 ; G : profil T1 ; H : profil T2 ; I : profil T3.

Deux périodes se démarquent cependant en termes d'évolution :

- 1879-1911 : une importante accrétion verticale est visible sur les profils T2 et T3. Sur le MNT de 1911, on identifie pour la première fois le *Riden de la Rade* avec une morphologie proche de l'actuelle.
- 1932-1962 : on atteint un déplacement transversal maximum de 500 m vers la côte (figure 4I) accompagné d'un épaissement généralisé du banc sableux (figures 4E et 4H).

A l'avant-côte, de 1861 à 1977, l'estran a subi un fort abaissement des fonds dans la partie Ouest de la zone. Le différentiel volumique montre une perte maximum de 10 m sur une centaine d'année. Les transects T2 et T3 montrent un changement dans le profil de l'estran, autrefois caractérisé par une pente régulière, 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*, il montre néanmoins une légère migration vers le NE visible sur les cartes bathymétriques (figures 4 A à E) ainsi qu'un amincissement dans la largeur du banc (figures 4F et 4I). L'interbanc, quant à lui, est resté relativement stable de 1861 à 1977 (figure 4F).

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

5. Discussion-conclusion

L'évolution des bancs sableux au large de Calais et de Dunkerque Est, montre une forte mobilité longitudinale et latérale. Cette mobilité influence l'évolution morphologique de la zone côtière dans son ensemble, notamment à Calais, où le déplacement du *Riden de la Rade* vers la côte à l'Ouest du port entraîne un abaissement de l'estran. La formation d'un chenal où les courants seraient potentiellement plus canalisés entraîne un potentiel érosif plus important. L'impact anthropique n'est pas négligeable dans ce secteur fortement artificialisé, en effet, le dragage des chenaux d'accès au port a vraisemblablement accentué l'érosion dans cette zone.

Les bancs côtiers migrent mais présentent une certaine variabilité dans les rythmes d'évolution. Pour les secteurs étudiés, deux périodes se démarquent à la fin du 19^{ème} siècle et mi-20^{ème} siècle.

- Entre 1879 et 1911, les bancs enregistrent une importante accrétion verticale, particulièrement à Calais. A Dunkerque l'exhaussement du corps sableux s'est accompagné d'une progradation du banc vers le SO indiquant un allongement du *banc Hills* sur cette période. Cette accrétion pourrait être due à une disponibilité sédimentaire supérieure fin 19^{ème} siècle, ou à une configuration morphologique des petits-fonds entraînant un hydrodynamisme différent de l'actuel.
- Entre 1932 et 1977, les deux sites enregistrent une forte migration latérale vers la côte. Autant la migration longitudinale des bancs sableux résulte de l'asymétrie des courants de marée et du transport sédimentaire net qui en résulte (DYER & HUNTLEY, 1999), en revanche, le déplacement des bancs sableux vers la côte, peut s'expliquer par l'impact des houles de tempêtes (TESSIER *et al.*, 1999 ; HÉQUETTE & AERNOUITS, 2010). En effet, pendant cette période, les tempêtes de mars 1949 et février 1953 ont été particulièrement marquantes dans cette région (MASPATAUD, 2011) et ont pu favoriser ce déplacement vers la côte.

Afin d'étayer nos hypothèses, un modèle hydrodynamique s'appuyant sur les lots de bathymétries permettra de simuler les courants et la houle à différentes époques. Ceci nous permettra d'apprécier l'impact des changements morphologiques des petits-fonds sur la circulation, la vitesse des courants et également d'estimer comment l'évolution des bancs sableux influence la propagation et l'intensité de la houle.

6. Remerciements

Cette recherche est financée par l'Université du Littoral Côte d'Opale (bourse doctorale), et est réalisée dans le cadre de la convention d'accueil Shom – ULCO n° 133/2016. Les auteurs tiennent ici à remercier MM. Thierry Gendrier, Matthieu Bastien et Jonathan Geneviev du Shom, pour leur aide précieuse dans la recherche des archives hydrographiques et leur interprétation.

7. Références bibliographiques

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*. Thèse Université Littoral Côte d'Opale.

AERNOUTS D., HÉQUETTE A. (2004). *Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins*. Mappemonde 73.

COLLINS M. B., SHIMWELL S. J., GAO S., POWELL H., HEWITSON C., TAYLOR J. A. (1995). *Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: the Norfolk Banks, southern North Sea*. Marine Geology, Vol. 123, pp 125–142. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00010-V](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00010-V)

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, n° 1. URL : <http://journals.fcla.edu/jcr/article/view/80429/0>

CREACH R., BOSCH S., BOUTRY L., GENEVIER J., CLAVERIE P., BADEZ A. (2016). *ScanBathy: A new solution to digitize depth data from historic survey sheets*. 11th GEBCO Bathymetric Science Day, Valparaiso, Chile.

DYER K. R., HUNTLEY D. A. (1999). *The origin, classification and modelling of sand banks and ridges*. Continental Shelf Research, Vol. 19, pp 1285–1330. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(99\)00028-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(99)00028-X)

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*. Symposium Eurocoast "Littoral 90", Marseille, pp 71–75.

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, Vol. 30, pp 1349–1361. <https://doi.org/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, Vol. 249, pp 226–242. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.12.003>

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, The Coastal Ocean in a Global Change Perspective, Vol. 7, pp 133–144. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(95\)00032-1](https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00032-1)

MASPATAUD A. (2011). *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal*. Thèse Université du Littoral Côte d'Opale.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

- RUZ M.-H., HÉQUETTE A., MASPATAUD A. (2009). *Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France*. Journal of Coastal Research SI 56, ICS2009, pp 356-360. URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00480745>
- SHOM (2017). *Annuaire des Marées 2019, Ports de France Métropole, Tome 1*.
- SHOM (2014). *Courants de marée Tidal Streams ; Pas de Calais Baie de Somme*.
- 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, Vol. 15, pp 593–606.
- THOMAS T., PHILLIPS M. R., WILLIAMS A. T., JENKINS R. E. (2011) *A multi-century record of linked nearshore and coastal change*. Earth Surf. Process. Landforms, Vol. 36, pp 995–1006. <https://doi.org/10.1002/esp.2127>