



HAL
open science

Evaluation de l'évolution du trait de côte et du bilan sédimentaire littoral en baie de Wissant (nord de la France) par LiDAR aéroporté

Adrien Crapoulet, Arnaud Héquette, Franck Levoy, Patrice Bretel

► **To cite this version:**

Adrien Crapoulet, Arnaud Héquette, Franck Levoy, Patrice Bretel. Evaluation de l'évolution du trait de côte et du bilan sédimentaire littoral en baie de Wissant (nord de la France) par LiDAR aéroporté. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2015, 21 (4), pp.313 - 330. 10.4000/geomorphologie.11146 . hal-04266280

HAL Id: hal-04266280

<https://hal.science/hal-04266280>

Submitted on 24 Nov 2023

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.

Evaluation de l'évolution du trait de côte et du bilan sédimentaire littoral en baie de Wissant (nord de la France) par LiDAR aéroporté

Assessment of shoreline change and coastal sediment budget in the Bay of Wissant (northern France) using airborne LiDAR

Adrien CRAPOULET*, Arnaud HEQUETTE*, Franck LEVOY**, Patrice BRETTEL**

Résumé

Des levés topographiques du littoral de la baie de Wissant réalisés par LiDAR aéroporté entre 2008 et 2014 ont été utilisés pour analyser les variations de la position du trait de côte et les variations des volumes sédimentaires dans les dunes côtières et sur la plage. Cette période de mesure a été marquée par une succession de tempêtes fin 2013 et début 2014 lors desquelles de hauts niveaux d'eau avec des périodes de retour > 10 ans ont entraîné une érosion importante des dunes côtières. Bien que le trait de côte ait reculé de plus de 20 m à plusieurs endroits entre 2008 et 2014, certains secteurs ont été caractérisés par une stabilité de la ligne de rivage ou ont même pu connaître une légère avancée du trait de côte en raison d'un développement de dunes côtières vers le large. La comparaison entre l'évolution du trait de côte et le volume initial du haut de plage en 2008 a montré que les reculs les plus importants se sont essentiellement produits dans les secteurs où l'on pouvait observer une absence de haut de plage à marée haute. Nos résultats suggèrent également qu'à partir d'un volume de sédiments d'environ $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ sur le haut de plage (i.e., au-dessus du niveau des pleines mers moyennes), le trait de côte est stable ou montre une tendance à la progradation vers le large, même lorsque des tempêtes associées à des hauts niveaux d'eau de périodes de retour > 10 ans se produisent. La mise en évidence d'un tel seuil en termes de volume de sédiment sur le haut de plage pourrait constituer une aide significative pour une meilleure gestion de l'évolution du trait de côte en fournissant une estimation des volumes minimum de sable nécessaires pour assurer une stabilité de la ligne de rivage.

Mots clés : évolution du trait de côte, bilan sédimentaire littoral, LiDAR topographique, dunes côtières, baie de Wissant.

Abstract

Airborne topographic LiDAR surveys carried out between 2008 and 2014 over the coastal zone of the Bay of Wissant (northern France) were used for analyzing shoreline evolution and variations in sediment volumes in coastal dunes and across the beach. Successive storm events occurred at the end of 2013 and beginning of 2014 during which high water levels with return periods in excess of 10 years were responsible for significant coastal dune erosion. Although the shoreline retreat locally exceeded 20 m between 2008 and 2014, some areas were characterized by shoreline stability or even experienced a slight progradation due to the seaward progression of coastal dunes over the study period. The comparison of shoreline change with the initial sand volume on the upper beach in 2008 showed that the more significant retreat essentially took place where there was no upper beach at high tide. Our results also suggest that when a minimum sediment volume of $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ is observed on the upper beach (i.e., above the mean high tide level), the shoreline is either stable or may prograde seaward, even when storms inducing high water levels with return periods > 10 years strike the coast. The identification of such a threshold in terms of sediment volume on the upper beach may represent a valuable contribution for improving the management of shoreline evolution in providing an estimate of minimum volumes of sand necessary to ensure shoreline stability.

Key words: shoreline evolution, coastal sediment budget, topographic LiDAR, coastal dunes, Bay of Wissant.

*Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, UMR CNRS 8187, Université du Littoral Côte d'Opale, 32 Ave Foch, 62930 Wimereux, France. adrien.crapoulet@univ-littoral.fr ; arnaud.hequette@univ-littoral.fr

**Laboratoire "Morphodynamique Continentale et Côtière", UMR CNRS 6143, Université de Caen Basse Normandie, 24 Rue des tilleuls, 14000 Caen cedex, France.

Abridged English Version

Beaches and coastal dunes extend along a significant portion of the shoreline of northern France where they sometime represent the only barrier protecting low-lying backshore areas from marine flooding. An important proportion of the coastal dunes of the region underwent erosion during the last decades at rates that commonly exceeded a metre per year while the shoreline may have been stable or even prograding in places during the same period, these contrasting trends being possibly partly explained by spatially variable sediment budgets in the coastal zone. The following presents a study of the recent evolution of the coast of the Bay of Wissant, a site where coastal dunes were eroding at rates of several metres per year since the middle of the 20th century, based on topographic data obtained from airborne LiDAR surveys carried out in 2008, 2011, 2012 and 2014. The main objectives of the study were to determine the variations in sediment volumes in the coastal zone between each LiDAR survey and to assess the possible influence of these changes in sediment stocks on shoreline evolution, the shoreline having been determined from the LiDAR topographic data as a change in slope gradient on the upper beach that generally corresponds to the dune toe.

The study period between 2008 and 2014 was characterized by a series of successive storm events that induced high water levels at the coast, which resulted in coastal dune erosion and significant shoreline retreat. This particularly occurred in November and December 2013 when several storms induced high water levels with return periods in excess of 10 years as shown by tide gauge measurements in the neighboring harbours of Boulogne-sur-Mer and Calais. At Calais, an extreme water level with a return period >100 years was measured on 6 December 2013 when a particularly long-lasting and large storm surge (1,87 m) occurred during spring tide. Although the shoreline retreat locally exceeded 20 m between 2008 and 2014, some areas were characterized by shoreline stability or even experienced a slight progradation due to the seaward development of coastal dunes over the study period.

Digital Terrain Models (DTM) based on the LiDAR topographic data were used for mapping variations in surface elevation between each survey, which enabled to calculate changes in sediment volumes across the foreshore (below mean high tide level), the upper beach (between mean high tide level and dune toe) and the coastal dunes. Overall, the coastal dunes experienced a sediment loss of more than 147 000 m³ between 2008 and 2014 while a gain of about 67 000 m³ occurred on the foreshore during the same time interval. In comparison, the upper beach showed much less variations in sediment volumes, the volume changes having been negligible for the entire survey period although some erosion (about 25 000 m³) was measured between 2012 and 2014. In order to try to evaluate a possible relationship between shoreline evolution and sediment budget, changes in shoreline position measured on a series of 136 cross-shore transects extracted from the different Digital Terrain Models (DTMs) from the LiDAR surveys were compared with variations in sediment volumes per metre length of coastline for each time interval between all the surveys. Our results show that although the most significant decreases in dune volume (> 250 m³ m⁻¹) were essentially associated with large shoreline retreat (> 20 m), the volume of some coastal dunes conversely remained constant as the shoreline was retreating, this being explained by vertical accretion of the dunes during the erosion of their seaward face. Our analyses also show that the seaward displacement of the shoreline, which locally occurred during some time intervals, essentially corresponds to an increase in dune volume, revealing that the advance of the shoreline proceeds through the seaward development of coastal dunes. No relationship, however, was observed between shoreline changes and variations in upper beach volume due to a high variability of the upper beach morphology, which can either gain or lose sediment while the dune toe is stable or retreating, or which can lose sediment after a phase of dune development and shoreline progradation, therefore precluding any link between changes in upper beach volume and in shoreline position.

The comparison of shoreline evolution between 2008 and 2014 revealed that the highest retreat rates took place where the initial volume of the upper beach in 2008 was low or the upper beach inexistent, which corresponds to areas where waves could easily reach the dune toe at high tide. A high variability in shoreline change occurred in areas of low sediment volume on the upper beach with large to small shoreline retreat or even stability, but only shoreline stability or progradation was observed above a threshold of about 12 m³ m⁻¹ of sand on the upper beach, which corresponds to an upper beach width of approximately 21 m between the mean high water level and the dune toe. These results suggest that a sediment volume of 12 m³ m⁻¹ on the upper beach is sufficient for preventing dune erosion and shoreline retreat in the Bay of Wissant, even when storms inducing high water levels with return periods > 10 years strike the coast. The identification of such a threshold in terms of sediment volume on the upper beach may represent a valuable contribution for improving the management of shoreline evolution in providing an estimate of minimum volumes of sand necessary to ensure shoreline stability.

Introduction

Les plages sableuses et les dunes côtières occupent encore de nos jours une place importante du littoral du Nord-Pas de Calais, malgré une appropriation croissante de la frange littorale par les populations et leurs activités pendant le 20^{ème} siècle, notamment avec une extension considérable des espaces urbains et portuaires. Les cordons dunaires représentant parfois le seul rempart protégeant les zones basses de la plaine côtière des submersions marines, le recul

du trait de côte peut constituer une menace pour les riverains et les diverses infrastructures implantées dans la zone littorale. Une proportion importante des côtes meubles du Nord-Pas de Calais est caractérisée par une érosion du front dunaire depuis plusieurs décennies, les rythmes de recul pouvant communément être supérieurs à un mètre par an (Anthony et Dobroniak, 2000 ; Clabaut *et al.*, 2000 ; Vasseur et Héquette, 2000 ; Aernouts et Héquette, 2006 ; Chaabaan *et al.*, 2012). A l'inverse, certains secteurs du littoral de la région ont connu une avancée du trait de côte (Battiau-Queney *et al.*, 2001 ; Héquette et Aernouts, 2010 ; Maspataud *et al.*, 2011), alors que d'autres sites ont été relativement stables pendant les mêmes périodes (Battiau-Queney *et al.*, 2003 ; Chaverot *et al.*, 2008). Les évolutions contrastées de la ligne de rivage mises en évidence dans ces différents travaux soulignent non seulement la complexité des interactions qui existent entre les divers facteurs qui peuvent être à l'origine des phénomènes d'érosion et de sédimentation le long de ce littoral (e.g., régime local de la houle, gradients d'énergie le long des côtes, intensité des courants de marée, actions anthropiques, etc...), mais suggèrent également que la variabilité spatiale de l'évolution du trait de côte du Nord-Pas de Calais est en grande partie déterminée par le bilan sédimentaire local de la zone côtière incluant la zone infralittorale (Anthony *et al.*, 2006 ; Héquette et Aernouts., 2010 ; Anthony, 2013).

Bien que plusieurs études aient montré que la vulnérabilité des dunes face à l'impact érosif de la houle pendant les tempêtes dépendait fortement du niveau de sable en haut de plage qui peut plus ou moins dissiper l'énergie des vagues lors des hauts niveaux d'eau (Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Maspataud *et al.*, 2009), aucune étude n'a encore été menée jusqu'ici pour tenter de déterminer les variations du bilan sédimentaire dans la zone littorale du Nord-Pas de Calais, alors qu'une connaissance précise des stocks sédimentaires côtiers et leur rôle sur la stabilité du trait de côte paraît d'autant plus nécessaire que les côtes basses comme celles du nord de la France sont des milieux particulièrement vulnérables aux risques côtiers (comme l'érosion et la submersion marine) qui sont susceptibles de s'aggraver dans les prochaines décennies avec le changement climatique (IPCC, 2013).

Cet article présente les résultats d'un projet dont les objectifs étaient (1) d'analyser les variations récentes (2008-2014) du trait de côte de la baie de Wissant, site caractérisé par des rythmes de recul de plusieurs mètres par an depuis plusieurs décennies (Aernouts et Héquette, 2006 ; Chaverot *et al.*, 2008), (2) de déterminer les variations de stocks sédimentaires dans la zone littorale à l'aide de levés topographiques réalisés par LiDAR aéroporté, et (3) d'évaluer l'influence de ces variations de volumes sédimentaires sur l'évolution de la ligne de rivage.

Présentation du site

Située sur la côte du détroit du Pas-de-Calais, aux confins de la Manche et de la Mer du Nord, la baie de Wissant est encadrée par le Cap Griz Nez à l'ouest et le Cap Blanc Nez à l'est (fig. 1). Le régime de marée est de type semi-diurne avec un marnage moyen de 4,15 m en morte-eau et de 6,95 m en vive-eau (SHOM, 2013). En raison du resserrement des côtes françaises et anglaises au niveau du Pas-de-Calais, les courants de surface peuvent dépasser 2 m/s en période de vive-eau et en baie de Wissant, la vitesse des courants de marée à 1 m du fond peut atteindre 1,2 m/s lors de telles conditions de marée (Augris *et al.*, 1990). La dominance du courant de flot, qui s'écoule de la Manche vers la Mer du Nord dans la zone côtière, induit un transport sédimentaire résiduel vers le nord-est (Dewez *et al.*, 1989). Au large, les houles proviennent en majorité du sud-ouest en raison de la prépondérance des vents de cette direction, mais suite à leur réfraction elles abordent le rivage avec une direction NNW. La majorité des vagues ont une hauteur inférieure à 1 m avec des périodes généralement comprises entre 4 et 8 s, mais la houle peut dépasser 5 m de hauteur avec des périodes de 9 à 10 s lors des plus fortes tempêtes (<http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/campagne/>). Les hauteurs de vagues à la côte sont cependant largement inférieures en raison de la dissipation de leur énergie lors de leur propagation au-dessus des nombreux bancs qui parsèment les fonds de la Manche (Sedrati et Anthony, 2007, 2008). L'impact des vagues sur le littoral est cependant loin d'être négligeable sur le littoral lorsque des surcotes se produisent à marée haute, ce phénomène pouvant causer en baie de Wissant une hausse du niveau d'eau de 1,5 m au-dessus du niveau de marée prédit (Ruz et Meur-Férec, 2004).

Le littoral de la baie de Wissant est constitué d'une large plage sableuse d'environ 600 m à marée basse en périodes de vive eau, bordée par des dunes côtières sur environ 7 km de longueur. La zone intertidale comprend plusieurs barres sableuses parallèles au rivage de 50 à 75 m de largeur (Sedrati et Anthony, 2007). L'estran se prolonge vers le large par une avant-côte en pente douce (de l'ordre de 0,4 %), puis par un banc sableux de type de type *banner bank* (Dyer et Huntley, 1999) partiellement ancré au Cap Gris Nez, nommé Banc à la Ligne (fig. 1). D'une longueur de 3,5 km et d'une largeur d'environ 500 m, il s'étend vers le nord-est en s'éloignant du rivage jusqu'à une distance d'environ 2 km au large du village de Wissant. On peut distinguer quatre massifs dunaires qui ne sont interrompus que par la station balnéaire de Wissant (fig. 1) érigée près du centre de la baie au début du 20^{ème} siècle. La Dune de la Baraque Fricot forme le massif dunaire le plus occidental de la baie qui s'étend sur environ 700 m de longueur (fig. 2A). Les dunes côtières y atteignent une altitude de 10 à 15 m pour une largeur maximum de 160 m. Ces dunes sont prolongées vers l'est par la Dune du Châtelet qui est composée d'un cordon dunaire unique n'excédant pas 150 m de largeur dont l'altitude est généralement inférieure à 10 m (Fig. 2B). D'une longueur d'environ 2000 m, la Dune du Châtelet constitue le seul obstacle séparant le marais de Tardinghen de la mer. L'affleurement sur la plage de bancs de tourbe d'eau douce datés de 2500 à 1200 cal BC (Mortier et Boels, 1982 ; Meurisse, 2007), témoigne à la fois du recul du

cordon dunaire et de l'abaissement de l'estran dans ce secteur de la baie (fig. 3A). En direction de la digue de Wissant, la dune du Châtelet se prolonge par la dune d'Aval qui gagne en hauteur vers l'est pour atteindre une altitude comprise entre 15 et 20 m (fig. 2C). L'érosion est là aussi manifeste, le front dunaire étant entaillé en falaise vive. Au nord-est de la digue de Wissant s'élève la dune d'Amont qui atteint une hauteur de 15 à 20 m (Fig. 2D). Contrairement aux autres massifs dunaires de la baie de Wissant qui présentent de nombreux signes d'érosion, la majeure partie de la dune d'Amont est longée à sa base par une dune bordière bien développée.

Le littoral de la baie de Wissant connaît une forte érosion depuis plusieurs décennies (Clabaut et Chamley, 1986 ; Pinte, 1987 ; Fauchois, 1998), les rythmes de recul ayant pu atteindre ou même excéder 5 m/an pendant certaines périodes au niveau de la Dune d'Aval dans le centre de la baie (Chaverot *et al.*, 2008 ; Sedrati et Anthony, 2008), ce qui représente des rythmes d'érosion parmi les plus élevés de France métropolitaine. Dans une étude de l'évolution du trait de côte de la baie de Wissant de 1949 à 2000, Aernouts et Héquette (2006) ont montré que l'érosion du littoral s'est presque entièrement généralisée à l'ensemble de la baie depuis le milieu des années 1970, la seule exception étant le secteur de la Dune d'Amont, à l'est du village de Wissant, où le rivage a au contraire progressé vers le large pendant cette période en raison du développement de la dune. Des travaux plus récents ont toutefois montré que même le secteur de la Dune d'Amont a commencé à s'éroder entraînant un recul du trait de côte depuis le début des années 2000 (Crapoulet *et al.*, 2012). Plusieurs hypothèses ont été évoquées pour expliquer l'important recul du trait de côte que connaît la baie de Wissant depuis plusieurs décennies, incluant une importante érosion des fonds à l'avant-côte (Aernouts et Héquette, 2006), mais également des variations morphologiques du Banc à la Ligne (Chamley *et al.*, 1987 ; Aernouts et Héquette, 2006) qui auraient eu des répercussions sur la propagation de la houle et la répartition de leur énergie le long du rivage (Héquette *et al.*, 2013). L'existence d'un contre-courant au niveau du Cap Gris Nez, qui pourrait être responsable d'une perte de sédiments vers le large, est un autre facteur qui a également été proposé pour expliquer l'érosion constatée dans la partie centrale et ouest de la baie (Clabaut, 1988 ; Sedrati et Anthony, 2007). Il est également possible que les extractions de granulats qui ont eu lieu pendant les années 1960 et 1970 aux abords du Banc à la Ligne (Ferrière *et al.*, 1993) aient contribué à l'érosion côtière en accentuant le déficit sédimentaire de la baie. Ce déficit sédimentaire a aussi pu être en partie induit par l'extension au début des années 1970 de la jetée du port de Boulogne-sur-Mer (Fig. 1), cet ouvrage ayant provoqué le dépôt d'une partie des sédiments transportés vers le nord sous l'effet de la dérive littorale et des courants de marée (Beck *et al.*, 1991 ; Anthony et Héquette, 2007), au détriment de la baie de Wissant située plus au nord.

Méthodologie

Cette étude repose en grande partie sur l'exploitation de données topographiques à haute résolution obtenues par LiDAR (*Light Detection and Ranging*) aéroporté ayant permis d'évaluer les variations de la position du trait de côte et des volumes sédimentaires dans la zone littorale. Les données acquises ne concernent que les surfaces émergées en raison d'une absence de pénétration du faisceau laser dans l'eau avec les systèmes LiDAR utilisés. Une première campagne de mesures a été réalisée le 8 mai 2008 par la société hollandaise *Terralmaging* à l'aide d'un LiDAR aéroporté Optech ALTM 1020 présentant une précision planimétrique de 25 cm et une précision altimétrique de l'ordre de 10 cm sur sol nu. Trois autres campagnes d'acquisition ont ensuite été réalisées les 21 mars 2011, 18 novembre 2012 et 18 janvier 2014 à l'aide d'un LiDAR aéroporté Leica ALS60 permettant d'obtenir une précision planimétrique comprise entre 10 et 17 cm et une précision altimétrique inférieure à 10 cm (Levoy *et al.*, 2013), cette précision étant moindre cependant en présence de végétation. Les densités des points de mesure au sol varient de 1,3 points/m² à 1,4 points/m² pour l'ensemble des levés.

Les données topographiques acquises par LiDAR aéroporté ont été utilisées pour réaliser des modèles numériques de terrain (MNT) à l'aide du logiciel Surfer® (Golden Software) après filtrage de l'écho LiDAR correspondant au sursol (végétation, bâtiment ou autre objet). Les MNT ont été obtenus par triangulation avec interpolation linéaire (triangulation de Delaunay) en utilisant une grille de maille carrée de 1 m. Le choix d'une maille de faible dimension est primordial si l'on veut obtenir des évaluations précises de volumes sédimentaires, plusieurs travaux ayant montré que les marges d'erreurs augmentaient considérablement avec la dimension des grilles d'interpolation (Woolard et Colby, 2002 ; Grohmann et Sawakushi, 2013).

La position du trait de côte peut être déterminée à partir de différents critères qui peuvent être d'ordre morphologique, hydrographique ou même biologique (Boak et Turner, 2005). Dans cette étude, la position du trait de côte a été déterminée à partir de chaque MNT en fonction des variations de pente sur le haut de plage en calculant un gradient de pente (Eq.1) à partir des modèles numériques de terrain :

$$\|\vec{g}\| = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

Où \vec{g} est le gradient, z l'altitude, x et y les coordonnées de chaque point de calcul de la grille. La valeur du gradient est de 0 pour une surface horizontale et tend vers l'infini pour une pente s'approchant de la verticale. A partir de ce calcul,

il est possible d'afficher une représentation des isolignes de variation du gradient de pente. Le cordon dunaire apparaît alors sous la forme d'un net resserrement des isolignes, représentant une brusque élévation de la pente (fig. 4). Le trait de côte est alors déterminé comme la 1^{ère} isoligne de ce resserrement et correspond donc à une valeur de gradient de pente marquant la transition entre le haut de plage et la dune. Afin de valider cette méthode d'extraction du trait de côte par la méthode du gradient de pente, la position de ce trait de côte a été comparée à celle du trait de côte levé sur le terrain par suivi du pied de dune à l'aide d'un GPS différentiel lorsque ces données étaient disponibles et concomitantes. La comparaison de ces deux traits de côte a montré qu'il sont, dans la très grande majorité des cas, proches l'un de l'autre, l'écart moyen calculé entre les deux étant de l'ordre de 2 m (écart-type de 1,5 m) (Crapoulet *et al.*, 2014). Les mesures d'évolution de la position du trait de côte ont été effectuées tous les 50 m environ le long du rivage, au niveau de 136 radiales couvrant l'ensemble des massifs dunaires (fig. 5A). Pour chacune des radiales, la mesure de l'avancée ou du recul du trait de côte a permis d'évaluer les rythmes d'évolution de la ligne de rivage pour chacune des périodes considérées. La marge d'erreur associée à la délimitation du trait de côte a été estimée à $\pm 1,5$ m par comparaison avec les mesures de position du trait de côte réalisées in situ par GPS différentiel. La marge d'erreur atteint par conséquent ± 3 m lorsque l'on compare la position du trait de côte à deux dates différentes.

Les MNT ont également été utilisés pour calculer les variations de volumes sédimentaires dans la zone littorale en distinguant les dunes côtières, le haut de plage et l'estran moyen (fig. 5B). La limite supérieure de l'estran moyen retenue pour cette étude est le niveau des pleines mers moyennes (PMM) qui est de 3,82 m IGN à Wissant. La limite inférieure de l'estran correspond à l'altitude minimum au moment de l'acquisition des données LiDAR et est de ce fait variable selon les années en fonction de la hauteur de marée au moment du levé LiDAR. Le haut de plage correspond à la zone comprise entre le niveau des PMM et le trait de côte déterminé sur chaque MNT à partir de la méthode du gradient de pente (cf., ci-dessus). Les dunes côtières sont délimitées par le trait de côte et une limite arrière-dune définie par photo-interprétation en fonction du type de végétation dunaire observée sur des photographies aériennes orthorectifiées de 2009 afin d'exclure les zones de végétation haute pouvant induire des erreurs altitudinales trop importantes. La limite arrière des dunes côtières correspond ainsi à la limite de la végétation haute et dense (e.g., argousiers) qui peut induire des marges d'erreurs conséquentes ($> 0,5$ m) entre la topographie réelle et la topographie mesurée par LiDAR aéroporté, comme cela a pu être vérifié à l'aide d'un GPS différentiel. Les variations de volume sédimentaire entre les différentes dates de levés ont été calculées en réalisant des MNT différentiels pour chacun de ces sous-environnements. En raison de la variabilité de la position du trait de côte, des PMM et du niveau inférieur de l'estran entre deux levés LiDAR, les bilans sédimentaires entre deux dates ont été calculés à partir des limites établies à partir du premier des deux MNT considérés. Des marges d'erreurs des bilans sédimentaires calculés ont pu être déterminées en comparant l'altitude des données topographiques acquises lors des différents levés LiDAR avec l'altitude connue sur des surfaces invariantes comme des digues. Les résultats de ces mesures ont permis d'estimer la marge d'erreur des bilans sédimentaires établis à l'aide des données topographiques acquises à partir de 2011 à $\pm 0,1$ m³/m², et à $\pm 0,15$ m³/m² pour les bilans basés sur des données issues du levé de 2008 en raison d'une moindre précision de ces données.

Une analyse des conditions météorologiques pendant la période d'étude a été réalisée à partir des données de vitesses moyennes horaires du vent mesurées par Météo-France entre le 8 mai 2008 et le 18 janvier 2014. La baie de Wissant étant située à mi-chemin entre Calais à environ 16 km à l'est et Boulogne-sur-Mer à 18 km au sud (fig. 1), les enregistrements anémométriques de ces deux stations ont été utilisés. Cette analyse est uniquement basée sur les vents d'afflux, dont l'angle d'incidence est compris entre $+90^\circ$ et -90° par rapport à un axe normal au trait de côte, qui sont les vents les plus susceptibles d'induire de hauts niveaux d'eau et de provoquer de l'érosion sur le littoral. Un seuil de 16 m s^{-1} a été utilisé à plusieurs reprises dans les travaux antérieurs consacrés à l'évolution du trait de côte de la région Nord-Pas de Calais pour distinguer les événements tempétueux pouvant être à l'origine d'une érosion du littoral (Clabaut *et al.*, 2000 ; Chaverot *et al.*, 2008). Il a cependant été montré depuis qu'une érosion importante des dunes côtières bordant le littoral de cette région pouvait se produire lors d'événements de vents nettement moins forts ($> 8 \text{ m s}^{-1}$) à condition qu'ils soufflent de façon persistante vers la côte pendant plus de 24 h (Ruz *et al.*, 2009 ; Maspataud *et al.*, 2011). Ces deux seuils de vitesses de vents de 16 m s^{-1} et de 8 m s^{-1} (pendant au moins 24 h) ont été utilisés ici pour distinguer les événements météo-marins potentiellement morphogènes.

Les données marégraphiques horaires enregistrées aux ports de Calais et de Boulogne-sur-Mer entre le 8 mai 2008 et le 18 janvier 2014 ont été utilisées pour évaluer la fréquence des hauts niveaux d'eau potentiellement morphogènes entre les premiers et les derniers levés topographiques LiDAR. Ont été considérés comme potentiellement érosifs, le niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA), ainsi que les niveaux d'eau extrêmes ayant une période de retour de 10 ans et de 100 ans à Calais et à Boulogne-sur-Mer déterminés par le SHOM-CETMEF (2012) à partir de séries de 20,8 et 13,3 années d'enregistrements marégraphiques à Boulogne-sur-Mer et Calais respectivement.

Résultats

Conditions météo-marines entre 2008 et 2014

Les données anémométriques recueillies à Calais et à Boulogne-sur-Mer entre le 8 mai 2008 et le 18 janvier 2014 montrent une certaine variabilité interannuelle dans la fréquence des vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$, sans toutefois que ne se dégagent clairement d'années qui pourraient être plus tempétueuses (fig. 6). On note par contre une plus faible fréquence de vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ à Boulogne-sur-Mer avant 2011, qu'il s'agisse du nombre total d'observations de vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$, ou du nombre d'événements de vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ ayant duré plus de 24 h (fig. 6A). A Calais, c'est également la période 2008-2010 qui est caractérisée par une plus faible fréquence de vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$, particulièrement en ce qui concerne les événements ayant duré au moins 24 h (fig. 6B). La période 2011 à 2014 a non seulement connu un plus grand nombre d'observations de vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$, mais a aussi été marquée par une fréquence beaucoup plus élevée de vents $\geq 16 \text{ m s}^{-1}$ en 2012, tant à Boulogne-sur-Mer qu'à Calais (fig. 6), ces forts vents correspondant essentiellement aux tempêtes Ulli et Andrea qui ont frappé l'ouest de l'Europe au début janvier 2012 lors desquelles les vents ont pu atteindre ou dépasser les 20 m s^{-1} . L'année 2013 a également connu une série de tempêtes qui ont balayé les côtes de l'ouest et du nord de la France entre octobre 2013 et janvier 2014, notamment les tempêtes Christian, Godehart et Xaver. Ces événements de tempête n'ont pas été caractérisés par des vents particulièrement violents, mais se sont plutôt distingués par la durée pendant laquelle les vents ont dépassé des vitesses de l'ordre de 10 à 12 m s^{-1} , ce qui explique le faible nombre d'observations de vents $\geq 16 \text{ m s}^{-1}$ et le nombre relativement élevé d'événements de vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ de plus de 24 h enregistrés en 2013.

Le long des côtes macrotidales, les tempêtes ne produisent pas nécessairement de hauts niveau d'eau, car la hauteur du niveau atteint lors d'une tempête dépend non seulement de l'amplitude de la surcote (anémométrique et barométrique) et de la surélévation du niveau d'eau due aux vagues (*wave run-up*), mais également de la hauteur théorique du niveau de pleine mer. Ainsi, l'érosion des dunes côtières ne se produit pas nécessairement lorsque les vents sont les plus forts, mais lorsque des vents d'afflux conjugués à des marées de fort coefficient induisent de hauts niveaux d'eau, ce qui permet aux vagues d'atteindre ou de dépasser l'altitude du pied de dune (Ruggerio et al., 2001 ; Ruz et Meur-Férec, 2004 ; Esteves et al., 2012). L'analyse des données marégraphiques enregistrées à Calais montre par exemple que les tempêtes Ulli et Andrea de janvier 2012 n'ont produit aucun niveau d'eau supérieur au PHMA (fig. 7B), ce qui s'explique par de faibles coefficients de marée (< 60) lors de ces événements ainsi que par le fait que les pics de surcotes se sont produits plusieurs heures après la pleine mer ou presque à basse mer. A l'inverse, de hauts niveaux d'eau supérieurs au PHMA ont été enregistrés en 2010 à Boulogne-sur-Mer et à Calais alors que les vents n'ont atteint que des vitesses modestes (généralement $< 10 \text{ m s}^{-1}$), mais lors de conditions de forts coefficients de marée (102 à 116).

L'analyse des niveaux marégraphiques montre clairement que les hauts niveaux d'eau ayant potentiellement pu avoir un impact sur le trait de côte se sont surtout produits lors des tempêtes de l'automne-hiver 2013-2014, l'année 2013 étant la seule pendant laquelle des niveaux d'eau de période de retour ≥ 10 ans (SHOM-CETMEF, 2012) ont été observés (fig. 7). Ces hauts niveaux d'eau se sont produits pendant les tempêtes Godehart et Xaver qui ont eu lieu début novembre et début décembre 2013 respectivement. A Calais, un niveau d'eau maximum de $4,79 \text{ m}$ IGN a été atteint le 4 novembre lors de la de la tempête Godehart alors qu'une surcote de $0,66 \text{ m}$ était mesurée à pleine mer (Daubord, 2014). Un haut niveau d'eau de $5,23 \text{ m}$ IGN a ensuite été atteint à Calais le 6 décembre pendant la tempête Xaver sous l'effet d'une surcote de $1,12 \text{ m}$ à pleine mer. Un tel haut niveau d'eau est exceptionnel, car nettement supérieur aux niveaux statistiques de période de retour de 100 ans (Daubord, 2014) (fig. 7B). A Boulogne-sur-Mer, c'est également lors de la tempête Xaver que le plus haut niveau d'eau a été mesuré, atteignant $5,54 \text{ m}$ IGN (période de retour ≥ 10 ans) (fig. 7A), associé à une surcote de $0,83 \text{ m}$ au moment de la pleine mer. Les niveaux d'eau exceptionnellement élevés mesurés pendant la tempête Xaver sont dus à une surcote de forte amplitude (maximum instantané de $1,87 \text{ m}$ à Calais), mais aussi de largeur remarquable, qui s'est produite pendant une période de marée de vive-eau (Daubord, 2014). En se basant sur les hauteurs de surcotes atteintes à pleine mer à Boulogne-sur-Mer et à Calais pendant la tempête Xaver, on peut déduire que le niveau d'eau à Wissant a dû atteindre au moins $5,79 \text{ m}$ IGN pendant cette tempête, un tel niveau d'eau ayant forcément atteint le front de tous les massifs dunaires de la baie (fig. 2). Les hauteurs d'eau maximum ont cependant dû être encore plus élevées sur le rivage de la baie de Wissant en raison du *run-up* qui surélève le niveau d'eau et la limite maximale atteinte par le jet de rive sur les plages ouvertes (Ruggerio et al., 2001 ; Cariolet et Suanez, 2013), mais qui ne se produisent pas dans les bassins portuaires où sont enregistrés les niveaux marégraphiques.

Evolution du trait de côte de 2008 à 2014

L'analyse de l'évolution du trait de côte de la baie de Wissant entre mai 2008 et janvier 2014 montre une grande variabilité entre les différents secteurs de la baie ainsi que des variations notables entre les différentes dates de levés LiDAR. De mai 2008 à mars 2011, on note un important recul du trait de côte dans la partie ouest de la Dune du Châtelet pouvant localement dépasser 20 m , soit une érosion de l'ordre de $9,3 \text{ m a}^{-1}$ (fig. 8). La partie est de la Dune du Châtelet montre à l'inverse une légère avancée du trait de côte ($< 7 \text{ m}$) ou une stabilité. Le secteur de la Baraque Fricot connaît également un recul entre ces deux dates, mais de moindre ampleur, l'érosion n'atteignant qu'environ 5 m (fig. 8A). Le secteur de la dune d'Aval a aussi connu une légère avancée ou une stabilité du trait de côte dans sa partie ouest entre 2008 et 2011, mais a au contraire reculé dans sa partie est, ce recul ayant pu atteindre plus de 10 m ,

soit près de 4 m a^{-1} . A l'est du village de Wissant, le secteur de la Dune d'Amont montre une grande stabilité du trait de côte sur la majeure partie de son linéaire. On peut toutefois noter un léger recul, ne dépassant pas 6 m, à l'extrémité ouest de ce secteur (radiales 103 à 110) (fig. 8A).

De mars 2011 à novembre 2012, la position du trait de côte n'a que peu varié ce qui s'explique par le fait que peu de hauts niveaux d'eau ont pu toucher les dunes côtières (fig. 7) qui sont restées stables ou ont pu connaître une avancée vers la mer. En outre, les variations de la ligne de rivage sont plus difficilement perceptibles entre ces deux dates en raison de la courte période de temps entre les deux levés topographiques. Une avancée du trait de côte de l'ordre d'une dizaine de mètres est néanmoins localement visible à la limite entre les secteurs de la Baraque Fricot et de la Dune du Châtelet ainsi que dans la partie centrale de la Dune du Châtelet (fig. 8). Des avancées très localisées de la ligne de rivage sont également visibles dans le secteur ouest de la Dune d'Amont, alors que la Dune d'Aval a connu une grande stabilité pendant cette période.

La dernière période de novembre 2012 à janvier 2014 montre une augmentation des phénomènes d'érosion qui semblent avoir touché essentiellement les secteurs précédemment affectés par un recul de la ligne de rivage (fig. 8). On observe notamment un fort recul au niveau de la Dune d'Aval et surtout de la Dune du Châtelet où les rythmes d'érosion peuvent atteindre ou même dépasser 13 m a^{-1} par endroits (fig. 8B). La partie ouest de la Dune d'Amont a également connu une érosion notable, les rythmes de recul ayant atteint près de 16 m a^{-1} pendant cette période. Plusieurs autres secteurs qui avaient connu une avancée du rivage pendant les années précédentes montrent également un recul du trait de côte entre 2012 et 2014 comme dans la partie est du secteur de la Baraque Fricot et dans la partie ouest de la Dune d'Aval (fig. 8). Cette évolution régressive de la ligne de rivage est vraisemblablement liée principalement aux tempêtes de l'automne-hiver 2013-2014 lors desquelles de hauts niveaux d'eau ont pu toucher le front des dunes côtières à plusieurs reprises, permettant aux vagues d'éroder le front dunaire et faire reculer le trait de côte.

Les rythmes élevés de recul du trait de côte mesurés dans les secteurs de la Dune du Châtelet et de la Dune d'Aval ($> 5 \text{ m a}^{-1}$ entre 2008 et 2014) sont semblables aux rythmes d'évolution de la ligne de rivage qui avaient été déterminés il y a quelques années à partir de photographies aériennes pour la deuxième moitié du 20^{ème} siècle (Aernouts et Héquette, 2006 ; Chaverot *et al.*, 2008), ce qui montre que l'érosion du littoral de la baie de Wissant continue à se poursuivre au même rythme que celui qui prévaut depuis plusieurs décennies. Le recul du trait de côte dans la partie ouest de la Dune d'Amont est cependant un phénomène récent, car il n'avait pas été documenté dans les études précédentes, ce qui suggère que l'érosion littorale semble s'étendre vers l'est le long du rivage de la baie de Wissant.

Variations des volumes sédimentaires dans la zone littorale de 2008 à 2014

Les modèles numériques de terrain réalisés à partir des différents levés topographiques LiDAR ont permis d'établir une cartographie des variations topographiques d'un levé à l'autre et de calculer des variations volumétriques de l'estran moyen, du haut de plage et des dunes côtières entre chaque date de levé (fig. 9). De manière globale, le littoral de la baie de Wissant a connu une perte d'environ $78\,000 \text{ m}^3$ entre 2008 et 2014 (tabl. 1), ce chiffre ne reflétant pas toutefois les disparités qui existent entre les différents secteurs de la baie ni entre la zone intertidale moyenne, le haut de plage et les dunes. Les dunes côtières ont dans l'ensemble perdu plus de $147\,000 \text{ m}^3$ de sable en raison de l'érosion qu'elles ont pu subir lors de plusieurs événements de tempête. Les plus grandes pertes de volume se sont produites entre 2012 et 2014, avec l'érosion de près de $170\,000 \text{ m}^3$ de sédiments, et concernent surtout les secteurs de la Dune du Châtelet ($-55\,218 \text{ m}^3$) et de la Dune d'Aval ($-80\,107 \text{ m}^3$). A l'inverse, la période précédente (2011-2012) a été marquée par un gain de sédiments d'environ $27\,000 \text{ m}^3$ dans les dunes côtières (tabl. 1), essentiellement au niveau de la Dune d'Amont ($+19\,928 \text{ m}^3$). Le haut de plage a connu une accumulation d'approximativement $20\,000 \text{ m}^3$ entre 2008 et 2011, mais aussi une érosion d'environ $25\,000 \text{ m}^3$ entre 2012 et 2014, ce qui s'est soldé par des variations de volumes négligeables entre 2008 et 2014 (tabl. 1). Sur l'estran, les cartes différentielles d'élévation montrent que les variations topographiques prennent la forme de zones longilignes au sein desquelles les changements d'altitude peuvent dépasser $+1 \text{ m}$ à -1 m par endroits. Ceci suggère que les changements topographiques observés sur l'estran moyen sont essentiellement liés aux déplacements et aux variations morphologiques des barres sableuses intertidales qui peuvent se développer ou au contraire s'aplanir rapidement en fonction des variations dans le niveau d'énergie de la houle (Anthony *et al.*, 2004). On note néanmoins un gain significatif de sédiments sur l'estran de plus de $66\,500 \text{ m}^3$ entre 2008 et 2014 ainsi qu'une forte variabilité dans les bilans sédimentaires de l'estran entre les différentes périodes. Entre 2008 et 2011 l'estran a gagné plus de $163\,000 \text{ m}^3$, puis a perdu près de $100\,000 \text{ m}^3$ entre 2011 et 2012 (Tabl. 1 et fig. 9). Ces évolutions contrastées entre les différentes périodes peuvent vraisemblablement s'expliquer par des variations dans l'intensité des forçages hydro-météorologiques pendant chacune de ces périodes. On peut en effet constater que la fréquence des vents forts (vents $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ et vents $\geq 16 \text{ m s}^{-1}$) a été moins élevée entre 2008 et 2011 que pendant les années suivantes (fig. 6), ce qui a pu être favorable à une accumulation de sédiments sur l'estran et sur le haut de plage. Le bilan sédimentaire équilibré des dunes côtières à l'échelle de la baie pendant cette période (tabl. 1) s'explique par des phénomènes à la fois de recul et d'avancée du trait de côte qui se sont soldés par des pertes, mais aussi des gains de sédiments au sein des dunes côtières. La période 2011-2012 a été caractérisée par

une plus grande fréquence de vents forts, mais aussi d'événements pendant lesquels les vents ont soufflé à des vitesses $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ pendant plus de 24 h, ce qui peut expliquer l'importante érosion mesurée au niveau de la plage (tabl. 1). Les dunes côtières ont à l'inverse gagné du sédiment pendant cette période, les apports de sables ayant vraisemblablement été favorisés par une plus grande fréquence de vents forts pouvant transporter du sable de la plage vers les dunes. Le bilan sédimentaire positif des dunes côtières s'explique également par une grande stabilité du trait de côte en raison du faible nombre de hauts niveaux d'eau susceptibles d'induire une érosion des cordons dunaires pendant cette période (fig. 7). L'importante érosion des dunes, mais aussi du haut de plage, pendant la période suivante est bien évidemment liée aux hauts niveaux d'eau qui se sont produits pendant les tempêtes de la fin de l'année 2013. On ne note cependant pas d'érosion de l'estran entre 2012 et 2014 (tabl. 1), ce qui peut-être s'expliquer par une redistribution dans la zone intertidale d'une partie des sables dunaires érodés pendant cette période. Sedrati et Anthony (2008) ont montré le rôle significatif joué dans cette redistribution par des dunes hydrauliques migrant du sud-ouest vers le nord-est de la baie pendant les tempêtes.

Le rôle du stock sédimentaire sur l'évolution du trait de côte

Afin d'essayer d'établir d'éventuelles relations entre les évolutions du trait de côte et le bilan sédimentaire de la zone littorale, les valeurs de déplacement du trait de côte ont été comparées aux variations de volume par mètre linéaire de côte ($\text{m}^3 \text{ m}^{-1}$) mesurées sur l'ensemble des radiales entre les différentes dates de levés topographiques LiDAR (fig. 10). Les résultats montrent que le volume des dunes côtières tend à diminuer lorsque le trait de côte recule et que les plus importantes pertes de sédiments au sein des dunes ($> 250 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$) correspondent essentiellement à des valeurs élevées de recul du trait de côte ($> 20 \text{ m}$) (fig. 10A). On observe cependant une certaine variabilité dans les résultats, des variations de volume relativement importantes (-100 à $-200 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$) pouvant être associées à des valeurs de recul modestes ($< 8 \text{ m}$), alors que des valeurs élevées de recul ($> 20 \text{ m}$) peuvent correspondre à des pertes de sédiments plus modérées ($< 90 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$). Cette variabilité s'explique par les variations de hauteurs des dunes entre les différents secteurs de la baie, un même recul du trait de côte induisant de plus fortes pertes de volumes lorsque les dunes côtières sont élevées (e.g., Dune d'Aval, fig. 2C) que lorsque les cordons dunaires sont de plus faible hauteur (e.g., Dune du Châtelet, fig. 2B) (fig. 10A). Une stabilité du volume dunaire associée à un recul du trait de côte suggère que les dunes peuvent gagner du sédiment par accrétion verticale même lorsque le trait de côte recule. Par contre, les mesures montrant une avancée du trait de côte correspondent essentiellement à une augmentation du volume dunaire, ce qui révèle que l'avancée de la ligne de rivage s'effectue par la progradation de dunes embryonnaires vers la mer.

La corrélation entre la cinématique du trait de côte et les variations de volume sédimentaire est par contre beaucoup plus faible pour le haut de plage (fig. 10B). La dispersion du nuage de points est due au fait que la morphologie, et donc le volume, du haut de plage sont caractérisés par une variabilité nettement plus élevée que celle des dunes littorales, car le haut de plage est atteint beaucoup plus souvent par les vagues même lors de marées de faibles coefficients ou de faibles surcotes. Si le recul du trait de côte résulte presque exclusivement en une diminution de volume du haut de plage et qu'un certain nombre de mesures montrent une augmentation du volume du haut de plage associée à une avancée du trait de côte, on peut aussi observer une diminution de volume du haut de plage, alors que le trait de côte a progressé vers la mer. Cette évolution peut correspondre à une érosion du haut de plage suite à une phase de progradation des dunes côtières vers la mer sans que la dune n'ait ensuite été touchée pendant le ou les événements érosifs subséquents. Le bilan sédimentaire du haut de plage entre deux dates de mesure de position du trait de côte ne constitue donc pas un bon indicateur de la tendance évolutive du trait de côte.

L'évolution du trait de côte a également été comparée au volume du haut de plage au-dessus du niveau des PMM (fig. 5B) lors du début de la période de mesure afin d'évaluer le rôle du stock sédimentaire initial sur la stabilité de la ligne de rivage. Les reculs les plus importants du trait de côte ($>20 \text{ m}$) entre 2008 et 2014 se sont essentiellement produits dans les secteurs caractérisés par une absence de haut de plage à marée haute moyenne (volume du haut de plage = 0) (fig. 11A), soit là où la mer pouvait atteindre le pied de dune à marée haute même en l'absence de surcote (fig. 2). De forts reculs ($>10 \text{ m}$) ont aussi été mesurés à des endroits où le volume du haut de plage était faible ($<10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$), ce qui correspond vraisemblablement à des secteurs de faible largeur de haut de plage. La comparaison entre les volumes et les largeurs de haut de plage a en effet révélé une forte corrélation, montrant que le volume augmente de façon linéaire avec la largeur du haut de plage (fig. 11B). Toutefois, certains secteurs avec un faible volume de haut de plage ($<5 \text{ m}^3/\text{m}$) ont également été stables ou ont même pu connaître une avancée de la ligne de rivage (fig. 11A). Ceci peut refléter une progradation de la ligne de rivage suivie par une érosion pendant les tempêtes de la fin de l'année 2013 lors desquelles le trait de côte a pu revenir à peu près à sa position initiale de 2008. Les variations d'un secteur à l'autre peuvent s'expliquer par une variabilité longitudinale de l'énergie de la houle à la côte lors des tempêtes en raison d'une réfraction non-uniforme de la houle sur la bathymétrie complexe dans la baie de Wissant comme cela a pu être montré grâce à la simulation de la propagation de la houle à l'aide du modèle SWAN (Héquette *et al.*, 2013).

Bien que l'on observe une forte variabilité dans l'évolution du trait de côte pour des valeurs de faible volume (ou

faible largeur) de haut de plage, nos résultats montrent qu'à partir d'un seuil d'environ $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$, le trait de côte a été relativement stable ou a connu une progradation vers le large (fig. 11A). Ces résultats suggèrent qu'à partir d'un certain volume, le haut de plage joue un rôle efficace de protection des dunes littorales en absorbant une partie de l'énergie incidente de la houle lors d'événements de tempêtes associés à de hauts niveaux d'eau. Un seuil d'environ $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ au niveau du haut de plage, ce qui correspond à une largeur d'approximativement 21 m (fig. 11B), semblerait donc suffisant pour que les dunes côtières de la baie de Wissant soient capables de résister à des tempêtes de périodes de retour de l'ordre de 10 ans.

Discussion

Plusieurs études ont démontré que les dunes côtières de la baie de Wissant connaissent une érosion depuis au moins le milieu du 20^{ème} siècle (Clabaut et Chamley, 1986 ; Fauchois, 1998 ; Paxion et Cohen, 2002 ; Aernouts et Héquette, 2006 ; Chaverot *et al.*, 2008). Les levés topographiques LiDAR réalisés le long de ce littoral de 2008 à 2014 montrent que le trait de côte a reculé de 5 à 6 m a^{-1} par endroits, ce qui indique que l'érosion des dunes côtières continue de s'y poursuivre à un rythme similaire à celui qui prévaut depuis plusieurs décennies (Chaverot *et al.*, 2008). Des travaux antérieurs basés sur l'évolution de la bathymétrie de la baie de Wissant depuis 1911 ont montré que l'érosion du littoral était vraisemblablement liée, au moins en partie, à un déficit sédimentaire à l'échelle de l'ensemble de la baie (Aernouts et Héquette, 2006). Il a en effet été démontré qu'il existait une forte correspondance entre les zones d'érosion des petits fonds et les secteurs où l'on observait les reculs les plus importants du trait de côte dans la partie centrale et ouest de la baie. A l'inverse, la progradation du rivage à l'est du village de Wissant correspondait étroitement à des secteurs où l'avant-côte gagnait du sédiment devant la Dune d'Amont, cette accumulation de sédiments étant le résultat d'un transport sédimentaire résiduel vers le nord-est dans la zone côtière (Sedraty et Anthony, 2007, 2014 ; Cartier et Héquette, 2013).

De nombreuses études ont souligné l'importance du bilan sédimentaire littoral pour la stabilité, l'érosion ou le développement des dunes côtières (e.g., Hesp, 1988 ; Psuty, 1992 ; Vallejo *et al.*, 2006 ; Houser et Mathew, 2011), le bilan sédimentaire de la plage étant généralement considéré comme déterminant. Nos résultats indiquent que le recul ou la stabilité du trait de côte semble être fortement lié à la quantité de sable stocké sur le haut de plage. Ce dépôt de sédiments qui se sont accumulés au-dessus du niveau des hautes mers (moyennes) joue très certainement un rôle de tampon amortissant les effets des vagues lorsqu'elles atteignent le rivage à pleine mer, protégeant ainsi le pied de dune de possibles attaques érosives pendant les tempêtes. La comparaison de profils de topographiques transversaux du haut de plage et du cordon dunaire dans les différents secteurs de la baie montre clairement que le pied de dune peut facilement être atteint par la mer dans plusieurs secteurs lors de marées de fort coefficient (fig. 12). C'est notamment le cas dans le secteur de la Baraque Fricot et de la Dune d'Aval où le pied de dune se situe à une altitude inférieure à celle du niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA), ce qui signifie que lors de surcotes le front dunaire peut vraisemblablement être atteint par les vagues à pleine mer, même lors de marées de plus faibles coefficients. Dans le secteur de la Dune du Châtelet, l'altitude du pied de dune est bien inférieure au niveau des PHMA et est même inférieure au niveau des pleines mers moyennes (PMM) (fig. 12). Lors des tempêtes, le front dunaire dans ce secteur doit donc être couramment touché par les vagues à marée haute, et ce d'autant plus que le niveau de sable sur la plage y est bas et que la dissipation de l'énergie des vagues incidentes y est conséquemment moins forte. Ceci s'observe également tout particulièrement face à la Dune d'Aval où le niveau de sable y est particulièrement bas. A l'inverse, le cordon bordier est très nettement en retrait dans le secteur de la Dune d'Amont, le front dunaire étant situé à une distance de plus de 20 m par rapport au niveau des PMM (fig. 12) et l'érosion de la dune ne peut se produire que lors de hauts niveaux d'eau exceptionnels. C'est aussi dans ce secteur que le niveau de sable sur la plage est le plus élevé et que le haut de plage est le plus large, ce qui ne peut que favoriser la dissipation de l'énergie de la houle avant qu'elle ne puisse atteindre le cordon dunaire. De larges hauts de plage peuvent en outre permettre la progradation du rivage par l'intermédiaire de la formation de dunes embryonnaires qui peuvent ensuite soit se développer pour former une nouvelle dune bordière, soit être érodées lors de tempêtes lors desquelles de hauts niveaux d'eau sont atteints. Même lorsque des dunes embryonnaires ne sont qu'éphémères, car détruites lors d'un ou plusieurs événements successifs de forte énergie, elles jouent néanmoins un rôle de protection du rivage et peuvent permettre une avancée du trait de côte puis un recul jusqu'à sa position antérieure. Un important volume de sable sur le haut de plage, et donc un large haut de plage, permettrait donc aux dunes côtières d'être plus résilientes face aux événements météo-marins extrêmes associés à de hauts niveaux d'eau.

Nos résultats montrent également que le trait de côte est caractérisé par une forte variabilité lorsque le volume (et donc la largeur) du haut de plage est faible et qu'il peut alors soit reculer, soit avancer ou encore être stable. Ces résultats rejoignent ceux qui ont été obtenus par Saye *et al.* (2005) et par Richter *et al.* (2013) sur des littoraux dunaires d'Angleterre, du Pays de Galles et de la côte allemande de la mer du Nord qui démontrent que les dunes côtières en érosion sont associées à des plages étroites et fortement pentues tandis que les dunes en accrétion bordent des plages plus larges et de plus faible pente. Nos résultats rejoignent également ceux qui ont été récemment obtenus par Keijsers *et al.* (2014) le long du littoral dunaire des Pays-Bas à partir de plus de 13 000 profils topographiques de plages et de

dunes bordières réalisées de 1965 à 2012. Ces auteurs ont notamment montré qu'il existait une forte variabilité temporelle dans les phénomènes d'érosion et de croissance des dunes bordières là où la plage est étroite, les secteurs de faible largeur de plage connaissant communément une alternance de phases d'érosion et d'accrétion. Le long des secteurs où les plages sont plus larges, l'érosion des dunes côtières se produit moins fréquemment et la variabilité temporelle est nettement plus faible. Keijsers *et al.* (2014) ont également pu mettre en évidence que pendant les années de plus forte érosion marquées par une plus grande fréquence de hauts niveaux d'eau, les volumes dunaires érodés étaient plus faibles le long des plages les plus larges par rapport aux plages plus étroites, ce qui là encore va dans le même sens que nos résultats acquis sur le littoral de la baie de Wissant.

Les résultats obtenus en baie de Wissant grâce à des levés topographiques répétés de la zone littorale par LiDAR aéroporté ont permis de déterminer un seuil en terme de volume de haut de plage en-dessous duquel l'évolution du trait de côte est marquée par une très forte variabilité. Ce seuil correspond également à un volume minimum à partir duquel le trait de côte montre soit une tendance à la progradation soit une stabilité même lorsque des tempêtes associées à des hauts niveaux d'eau de périodes de retour > 10 ans frappent le littoral. La détermination d'une telle valeur minimale de volume de sable au-dessus du niveau des hautes mers moyennes à partir de laquelle le trait de côte ne reculerait pas peut constituer une aide pour la gestion de l'évolution du trait de côte et peut représenter un critère de décision pour l'aménagement du littoral. Sedrati et Anthony (2014) ont récemment rappelé l'importance d'une approche basée sur la connaissance des mouvements de sédiments et du bilan sédimentaire dans l'aménagement et la lutte contre l'érosion critique de la baie de Wissant. Ce volume de $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ déterminé pour le haut de plage de la baie de Wissant, qui peut se traduire par une largeur de haut de plage d'un peu plus de 20 m, pourrait servir d'indicateur de volume minimum qu'il faudrait conserver sur le haut de plage pour assurer une stabilité du trait de côte. Ce volume de $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (ou cette largeur de 21 m du haut de plage) pourrait ainsi constituer une valeur minimale en-dessous de laquelle il conviendrait d'intervenir sur ce site pour stabiliser le trait de côte. En cas d'alimentation artificielle de la plage, ce seuil pourrait également servir de valeur minimale à partir de laquelle il conviendrait de réalimenter la plage en sables si l'on veut garantir une stabilité du rivage. L'utilisation de tels seuils en termes de volume ou de largeur de haut de plage basés sur des mesures *in situ* des stocks de sable et des mouvements du trait de côte serait vraisemblablement plus fiable que des estimations de volumes de sables basés sur des modèles théoriques comme cela est généralement pratiqué dans les projets de rechargement artificiel de plages.

Conclusion

L'acquisition répétée de données topographiques de la zone littorale de la baie de Wissant par LiDAR aéroporté a permis d'évaluer les volumes sédimentaires des dunes côtières et de la plage et de déterminer les variations de la position du trait de côte. Les résultats révèlent une forte variabilité spatiale dans l'évolution de la ligne de rivage, mais également en ce qui concerne les variations de volume sédimentaire. Bien qu'une grande partie du littoral a été marquée par une érosion des dunes côtières qui s'est soldée par un recul du trait de côte ayant pu dépasser 5 m a^{-1} par endroits entre 2008 et 2014, d'autres secteurs affichent une stabilité du trait de côte ou même une progradation de la ligne de rivage en raison de la formation ou du développement de dunes côtières sur le haut de plage, et ce malgré une série de fortes tempêtes qui ont touché cette côte pendant l'automne 2013 et le début de l'hiver 2013-2014. L'estimation des variations de volume des dunes côtières par le biais de modèles numériques de terrain différentiels a permis de mettre en évidence les relations qui existent entre l'évolution du trait de côte et le bilan sédimentaire des dunes. Par contre, aucune relation ne ressort de la comparaison entre l'évolution du trait de côte et les variations du volume sédimentaire du haut de plage en raison d'une trop grande variabilité dans le temps du niveau de sable en haut de plage, ces variations de volume n'ayant pas nécessairement d'effets significatifs sur l'évolution du front dunaire. En revanche, le volume initial de sable sur le haut de plage mesuré à partir du premier levé LiDAR acquis en 2008 constitue un facteur majeur de stabilité du trait de côte. Nos résultats montrent qu'un volume de sable d'environ $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ sur le haut de plage semble suffisant pour que le trait de côte ne recule pas même sous l'effet de tempêtes associées à des hauts niveaux d'eau ayant une période de retour de plus de 10 ans. Sous ce seuil d'environ $12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$, l'évolution du trait de côte peut être extrêmement variable, le rivage pouvant soit reculer, soit prograder ou être stable tout dépendant de la localisation au sein de la baie. Cette étude montre que l'utilisation du LiDAR aéroporté peut s'avérer extrêmement utile pour évaluer les variations de stocks sédimentaires disponibles dans la zone littorale et peut être utilisé pour déterminer des seuils à partir desquels le trait de côte montre une stabilité ou une tendance à la progradation. Ce type de résultats peut constituer une aide significative pour une meilleure gestion de l'évolution du trait de côte en évaluant les volumes minimum de sable sur le haut de plage nécessaires pour assurer une stabilité de la ligne de rivage.

Remerciements

Les données LiDAR acquises en 2011 et en 2014 ont été obtenues dans le cadre du Programme interrégional de recherche CLAREC (*Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtières*) financé par les Conseils

Régionaux de Basse et Haute Normandie, du Nord-Pas de Calais, de la Picardie et l'INSU, ainsi que grâce à une convention avec la Direction Régionale de l'Environnement de l'Aménagement et du Logement (DREAL) du Nord-Pas de Calais. Les données LiDAR de 2012 ont été obtenues dans le cadre du SOERE « Trait de côte » labellisé par l'Agence ALLEVI et les données de 2008 ont été fournies gracieusement par la Direction Départementale du Nord (DDTM 59). Les données de vent ont été obtenues de Météo-France grâce à une convention de recherche avec l'Université du Littoral Côte d'Opale. Les données marégraphiques de Calais et de Boulogne-sur-Mer sont la propriété du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et des ports de Calais et de Boulogne-sur-Mer et ont été obtenues via le site des Réseaux de référence des observations marégraphiques (refmar.shom.fr). Cette étude a bénéficié du soutien financier du Syndicat Mixte de la Côte d'Opale et de la Fondation de France (projet *Gouvernance des risques littoraux en Nord-Pas-de-Calais*) par le biais d'une allocation de recherche doctorale attribuée à A. Crapoulet. Cet article a bénéficié des remarques constructives de E.J. Anthony, S. Suanez et d'un relecteur anonyme que nous remercions pour leurs suggestions. Les auteurs remercient Denis Marin pour son aide dans la réalisation des figures. Nos remerciements s'adressent également à Adrien Cartier, Antoine Gardel et Vincent Sipka pour leur aide sur le terrain lors de l'acquisition des points de contrôle in situ d'altitude pendant la campagne d'acquisition de données LiDAR de 2011.

Références

- Aernouts, D. et Héquette, A. (2006)** - L'évolution du rivage et des petits fonds en baie de Wissant pendant le XX^e siècle, Pas-de-Calais, France. *Géomorphologie : relief, processus et environnement* 1, 49-64.
- Anthony, E.J. (2013)** - Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. *Geomorphology* 199, 8-21.
- Anthony, E.J. et Dobroniak, C. (2000)** - Erosion and recycling of estuary-mouth dunes in a rapidly infilling macrotidal estuary : the Authie, Picardy, northern France. In : K. Pye et J.R.L. Allen (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments*, Geological Society, Londres, Special Publication 175, p. 109-121.
- Anthony, E.J. et Héquette, A., (2007)** - The grain size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: sediment segregation processes and sources consideration. *Sedimentary Geology* 202, 369-382.
- Anthony E.J., Levoy O. et Monfort O. (2004)** – Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, northern France. *Marine Geology* 208, 73-100.
- Anthony, E.J., Vanhée, S. et 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.
- Augris C., Clabaut P. et Vicaire O. (1990)** – *Le domaine marin du Nord-Pas-de-Calais – Nature, morphologie et mobilité des fonds*. Edition IFREMER – Région Nord-Pas-de-Calais, 93 pp.
- Battiau-Queney Y., Fauchois J., Deboudt P. et Lanoy-Ratel P. (2001)** – Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 34, 580-592.
- Battiau-Queney, Y., Billet, J.F., Chaverot, S. et Lanoy-Ratel, P. (2003)** - Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology* 194, 31-45.
- Boak E.H. et Turner I.L. (2005)** - Shoreline definition and detection: A review. *Journal of Coastal Research* 21, 688-703.
- Cariolet, J.-M. et Suanez, S. (2013)** - Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering* 74, 11–18.
- Cartier, A. et Héquette, A. (2013)** - The influence of intertidal bar-trough morphology on sediment transport on macrotidal beaches, Northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie* 57, 325-347.
- Chaaban, F., Darwishe, H., Battiau-Queney, Y., Louche, B., Masson, E., El Khattabi, J. et Carlier, E. (2012)** - Using ArcGIS® Modelbuilder and Aerial Photographs to Measure Coastline Retreat and Advance: North of France. *Journal of Coastal Research* 28, 1567-1579.
- Chamley H., Clabaut P., Dewez, S et Beck, C. (1987)** – *Transferts sédimentaires littoraux et infralittoraux le long des côtes du Nord-Pas-de-Calais*. Rapport du Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale pour IFREMER, Université des Science et Techniques de Lille, Villeneuve d'Ascq, 95 pp.
- Chaverot, S., Héquette, A. et Cohen, O. (2008)** - Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 52 (3), 1-20.
- Clabaut, P. (1988)** - *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas de Calais*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 251 p.
- Clabaut P., Chamley H. et Marteel H. (2000)** – Evolution récente des dunes littorales à l'est de Dunkerque (Nord de la France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 125-136.
- Crapoulet, A., Héquette, A. et Gardel, A. (2012)** - Determination of sediment budget and assessment of areas at risk from coastal hazards on the shore of northern France using airborne LiDAR. *32nd International Geographical Congress*, Cologne, 26-30 août 2012.
- Crapoulet, A., Héquette, A., Bretel, P. et Levoy, F. (2014)** - Détermination de la position du trait de côte à partir de levés

- topographiques LiDAR aéroportés. *XIII^{èmes} Journées Nationales de Génie Côtier –Génie Civil*, Dunkerque, 2-4 juillet 2014, p. 565-572.
- Daubord, C. (2014)** - *Caractérisation de 7 évènements de tempête de l'automne-hiver 2013-2014 à partir des données disponibles au SHOM*. Rapport du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine N° 001/2014, Brest, 31 p.
- Dewez S., Clabaut P., Vicaire O., Berck C., Chamley H. et Augris C. (1989)** – Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-Mer du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 1043-1053.
- Esteves, L.S., Brown, J.M., Williams, J.J. et Lymbery, G. (2012)** - Quantifying thresholds for significant dune erosion along the Sefton Coast, Northwest England. *Geomorphology* 143-144, 52–61.
- Dyer K.R. et Huntley D.A. (1999)** – The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research* 19, 1285-1330.
- Fauchois J. (1998)** – *L'intérêt de la cartographie à grande échelle dans l'étude géomorphologique des littoraux dunaires du Nord-Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 266 p.
- Ferrière J., Trenteaux A. et Chamley H. (1993)** – Le domaine marin du Nord-Pas-de-Calais: nature des fonds et dynamique sédimentaire. *Annales de la Société géologique du Nord* 2, 23-30.
- Grohmann, C.H. et Sawakuchi, A.O. (2013)** – Influence of cell size on volume calculation using digital terrain models : A case of coastal dune fields. *Geomorphology* 180-181, 130-136.
- Héquette, A. et 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.
- Héquette, A., Anthony, E.J., Ruz, M.H., Maspataud, A., Aernouts, D. et Hemdane, Y. (2013)** - The influence of nearshore sand banks on coastal hydrodynamics and sediment transport, northern coast of France. *Proceedings Coastal Dynamics 2013*, Bordeaux, 24-28 juin 2013, p. 801-810.
- Hesp, P.A. (1988)** - Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 3, 15–25.
- Houser, C. et Mathew, S. (2011)** - Alongshore variation in foredune height in response to transport potential and sediment supply: South Padre Island, Texas. *Geomorphology* 125, 62-72.
- Huang, N. E., Shen, Z., Long, S.R., Wu, M.C., Shih, H.H., Zheng, Q., Yen, N.C., Tung, C.C. et Liu, H.H. (1998)** - The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London* 454, 904-995.
- IPCC (2013)** - *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report on the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.
- Keijsers, J.G.S., Poortinga, A., Riksen, M.J.P.M., Maroulis, J. (2014)** - Spatio-Temporal Variability in Accretion and Erosion of Coastal Foredunes in the Netherlands: Regional Climate and Local Topography. *PLoS ONE*, 9: e91115.
- Levoy F., Anthony, E.J., Monfort, O., Robin, N. et Bretel, P. (2013)** - Formation and migration of transverse bars along a tidal sandy coast deduced from multi-temporal Lidar datasets. *Marine Geology* 342, 39-52.
- Maspataud, A., Ruz, M.H. et Héquette, A. (2009)** - Spatial variability in post-storm beach recovery along a macrotidal barred beach, southern North Sea. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 56, 88-92.
- Maspataud, A., Ruz, M.H. et Héquette, A. (2011)** - Storm-driven shoreline evolution on a macrotidal coast: short- to medium-term spatial variability. A case study on the northern coast of France. *Proceedings Coastal Sediments '11*, 7th Int. Symp. Coastal Eng. Miami, Etats-Unis, 2-6 mai 2011, p. 927-940.
- Meurisse, M. (2007)** - *Enregistrement haute résolution des massifs dunaires Manche, mer du Nord et Atlantique : le rôle des tempêtes*. Thèse de doctorat, Université de Lille 1, 306 p.

- Mortier R. et Boels M. (1982)** – Histoire de la plaine maritime de Wissant (Pas-de-Calais) depuis le début de l'Holocène. *Annales de la Société géologique du Nord* 101, 17-22.
- Paxion K. et Cohen O. (2002)** – La baie de Wissant : Cent ans d'évolution du rivage. *Mappemonde* 67, 24-27.
- Pinte P. (1987)** – Essai de cartographie des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux (Bas Boulonnais). *Hommes et Terres du Nord* 3, 160-178.
- Psuty, N.P. (1992)** - Spatial variation in coastal foredune development. In: R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis, M.J. Sheehy-Skeffington (Eds.), *Coastal Dunes: Geomorphology, Ecology, and Management for Conservation*, Balkema, Rotterdam, 3–13.
- Richter A., Faust D. et Maas H.-G. (2013)** – Dune cliff erosion and beach width change at the northern and southern spits of Sylt detected with multi-temporal Lidar. *Catena* 103, 103-111.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDouglas, W.G., Marra, J.J. et Beach, R.A. (2001)** - Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research* 17, 407–419.
- Ruz M.H. et Meur-Férec C. (2004)** – Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper-beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, Northern France. *Geomorphology* 60, 73-87.
- Ruz, M.H., Héquette, A. et Maspataud, A. (2009)** - Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 56, 356-360.
- Saye S.E., Van Der Wal D., Pye K. et Blott S.J. (2005)** – Beach–dune morphological relationships and erosion/accretion: An investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data. *Geomorphology* 72, 128-155.
- Sedrati, M. et 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.
- Sedrati, M. et Anthony, E.J. (2008)** - Sediment dynamics and morphological change on the upper beach of a multi-barred macrotidal foreshore, and implications for mesoscale shoreline retreat: Wissant Bay, northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 52 (3), 91-106.
- Sedrati, M. et Anthony, E.J. (2014)** - Confronting coastal morphodynamics with counter-erosion engineering: the emblematic case of Wissant Bay, Dover Strait. *Journal of Coastal Conservation* 18, 567-580.
- SHOM (2013)** - *Références altimétriques maritimes – Ports de France métropolitaine et d'outre-mer. Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée.* Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest, 112 pp.
- SHOM-CETMEF (2012)** – *Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France (Manche et Atlantique).* Service Hydrographique et Océanographique de la Marine - Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales, Brest, 160 pp.
- Vallejo, I, Ojeda, J. et Malvarez, G. (2006)** – Characterization and classification of the beach-dune system of the Doñana Park, Southern Spain. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 48, 112-117.
- Vasseur B. et Héquette A. (2000)** – Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), southwestern North Sea. In: Pye, K and Allen, J.R.L. (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments*, Geological Society, Special Publication 175, London, 99-107.
- Woolard, J.W. et Colby J.D. (2002)** - Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina. *Geomorphology* 48, 269–287.

LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1 - Localisation de la baie de Wissant et des différents massifs dunaires. Les roses des vents sont basées sur des séries de données de vitesses moyennes horaires (Boulogne-sur-Mer : 1965-2013 ; Calais : 1956-2013) ; source des données : Météo-France. 1 : Dunes littorales ; 2 : Falaises rocheuses ; 3 : Digue.

Fig. 1 - Location of the Bay of Wissant and of the various dune systems. Wind roses are based on mean hourly wind speed (Boulogne-sur-Mer : 1965-2013 ; Calais : 1956-2013) ; data source : Météo-France. 1: Coastal dunes 2: Rock cliffs; 3: Seawall.

Fig. 2 – Profils topographiques représentatifs du haut de plage et du cordon dunaire des différents secteurs de la baie de Wissant réalisés à partir des levés LiDAR du 18 janvier 2014. Voir fig. 1 pour la localisation. Le niveau des pleines mers moyennes (PMM), des plus hautes mers astronomiques (PHMA) et le niveau potentiellement atteint le 6 décembre 2013 pendant la tempête Xaver sont indiqués.

Fig. 2 –Representative topographic profiles of the upper beach and coastal dunes in the different sectors of the Bay of Wissant based on LiDAR data acquired on 18 January 2014. See fig. 1 for location. Mean high water (PMM), highest astronomical tide level (PHMA) and maximum water level reached on 6 December 2013 during Xaver storm surge are indicated.

Fig. 3 - Photographies de (A) la Dune du Châtelet (20/03/2012) et (B) de la Dune d'Amont (17/01/2013) (clichés : A. Crapoulet). Voir fig. 1 pour la localisation.

Fig. 3 -Ground photographs of (A) Dune du Châtelet (20/03/2012) and (B) Dune d'Amont (17/01/2013) (photographs : A. Crapoulet). See fig. 1 for location.

Fig. 4 - (A) Exemple de carte d'isolignes de gradients de pente extraits de modèles numériques de terrain (MNT) réalisés à partir de données topographiques LiDAR ; (B) Exemple de profil topographique transversal à travers le haut de plage et la dune côtière extrait du MNT et de variations associées de gradient de pente. Le trait de côte correspond à une forte variation de pente à la limite entre le haut de plage et le pied de la dune.

Fig. 4 - (A) Example of isoline map of slope gradients determined from digital elevation models (DEM) based on LiDAR topographic data; (B) Example of cross-shore topographic profile across the upper beach and coastal dune extracted from DEM and associated variations in slope gradient. The shoreline corresponds to the large change in slope gradient at the limit between the upper beach and the dune toe.

Fig. 5 - (A) Localisation des radiales de mesure d'évolution de la position du trait de côte ; (B) illustration des limites utilisées pour calculer les variations de volumes sédimentaires des dunes côtières, du haut de plage et de l'estran moyen à partir des données topographiques LiDAR. La zone grisée correspond à la zone de calcul du volume du haut de plage.

Fig. 5 - (A) Location of the transects used for measuring shoreline changes; (B) schematic diagram showing the limits used for computing the sediment volume changes of coastal dunes, upper beach and foreshore based on LiDAR topographic data. The shaded grey area corresponds to the zone of upper beach volume computation.

Fig. 6 - Fréquence annuelle des vents avec des vitesses moyennes horaires $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$, $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ pendant plus de 24 heures, $\geq 16 \text{ m s}^{-1}$ à (A) Boulogne-sur-Mer et (B) Calais entre le 8 mai 2008 et le 18 janvier 2014. Source des données : Météo-France.

Fig. 6 - Annual frequency of hourly wind observations with mean speeds $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$, $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ during more than 24 hours, $\geq 16 \text{ m s}^{-1}$ at (A) Boulogne-sur-Mer and (B) Calais from 8 May 2008 to 18 January 2014. Data source: Météo-France.

Fig. 7 - Fréquences annuelles des niveaux d'eau supérieurs ou égaux au niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA) et aux niveaux extrêmes ayant une période de retour de 10 ans et de 100 ans (A) à Boulogne-sur-Mer et (B) à Calais entre le 8 mai 2008 et le 18 janvier 2014. Les valeurs du PHMA ont été extraites des Références altimétriques maritimes du SHOM (2013) et celles des niveaux d'eau extrêmes (périodes de retour ≥ 10 ans et ≥ 100 ans) proviennent de l'étude du SHOM-CETMEF (2012).

Fig. 7 - Annual frequency of water levels higher or equal to highest astronomical tide level (PHMA) and extreme water levels with return periods of 10 years and 100 years at (A) Boulogne-sur-Mer and (B) Calais between 8 May 2008 and 18 January 2014. The values of highest astronomical tide level are provided by the French Hydrographic Service database (SHOM, 2013) and the values of high water levels with return periods ≥ 10 years and ≥ 100 years come from the statistical study undertaken by SHOM-CETMEF (2012).

Fig. 8 - Evolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 2008 et 20104. A) Variation de la position du trait de côte par rapport à sa position initiale en 2008 ; B) Rythmes d'évolution annuelle de la position du trait de côte.

Fig. 8 - Shoreline evolution in the Bay of Wissant between 2008 and 20104. A) Changes in shoreline position

relative to initial position in 2008; B) Annual rates of shoreline change.

Fig. 9 - Cartes des variations topographiques de la zone littorale de la baie de Wissant entre les différents levés LiDAR. Les histogrammes montrent les variations de volume des dunes côtières, du haut de plage et de l'estran moyen entre chaque levé LiDAR.

Fig. 9 - Maps of surface elevation changes in the littoral zone of the Bay of Wissant between the different LiDAR surveys. Histograms show the changes in sediment volumes of the coastal dunes, upper beach and foreshore between each survey.

Fig. 10 - Relation entre l'évolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 2008 et 2014 et les variations du volume sédimentaire (A) de la dune côtière et (B) du haut de plage. Les graphiques incluent toutes les périodes de mesures entre 2008 et 2014.

Fig. 10 - Relationship between shoreline evolution in the Bay of Wissant from 2008 to 2014 and changes in sediment volume in (A) coastal dune and (B) on the upper beach. The graphs include all measurement periods between 2008 and 2014.

Fig. 11 - (A) Relation entre l'évolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 2008 et 2014 et le volume initial du haut de plage en 2008 ; (B) Relation entre le volume et la largeur du haut de plage initial en 2008.

Fig. 11 - (A) Relationship between shoreline evolution in the Bay of Wissant from 2008 to 2014 and the initial sediment volume of the upper in 2008; (B) Relationship between the volume and the width of the upper beach in 2008.

Fig. 12 - Profils topographiques représentatifs de chaque secteur de la baie de Wissant en janvier 2014 montrant l'élévation et la distance du cordon dunaire par rapport au niveau de pleine mer moyen (PMM) et du niveau des plus hautes mers astronomiques (PHMA). Voir fig. 1 pour la localisation.

Fig. 12 - Representative topographic profiles of the different sectors of the Bay of Wissant in January 2014 showing the elevation of the coastal dunes relative to mean high water (PMM) and highest astronomical tide level (PHMA). See fig. 1 for location.

TABLEAU

	2008-2011	2011-2012	2012-2014	2008-2014
Estran moyen	163 112	-96 907	5 459	66 622
Haut de plage	19 956	-2 231	-24 670	2 512
Dunes côtières	-1 295	26 743	-169 612	-147 165
TOTAL	181 773	-72 396	-188 823	-78 031

Tableau 1. Variations de volume sédimentaire (m³) des différents sous-environnements littoraux de la baie de Wissant de 2008 à 2014.

Table 1. Variation of sediment volume (m³) of the different coastal sub-environments of the Bay of Wissant from 2008 to 2014.