



HAL
open science

Impacts des séries de tempêtes de 2013 à 2018 sur l'évolution récente des cordons dunaires du nord de la France

Amar Zemmour, Marie Hélène Ruz

► **To cite this version:**

Amar Zemmour, Marie Hélène Ruz. Impacts des séries de tempêtes de 2013 à 2018 sur l'évolution récente des cordons dunaires du nord de la France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2021, 27 (1), pp.37 - 52. 10.4000/geomorphologie.15315 . hal-04310290

HAL Id: hal-04310290

<https://hal.science/hal-04310290>

Submitted on 29 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.

Impacts des séries de tempêtes de 2013 à 2018 sur l'évolution récente des cordons dunaires du nord de la France

Impacts of 2013 to 2018 storms on the recent evolution of Northern France coastal dunes

Amar Zemmour*, Marie-Hélène Ruz

Université Littoral Côte d'Opale, CNRS, Université de Lille, UMR 8187 - LOG - Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59140 Dunkerque, France

RÉSUMÉ

Dans cet article, nous étudions l'évolution des cordons dunaires à l'est de Dunkerque, au nord de la France, sur une période s'étalant de novembre 2012 à février 2018. Elle se base sur l'analyse de relevés topographiques à haute fréquence, couplés à des données marégraphiques et de vent à la côte ainsi qu'à des enregistrements de vagues au large. Cette période d'étude a été marquée par plusieurs événements tempétueux dont les plus remarquables se sont produits au cours de l'hiver 2013/2014 ainsi qu'en janvier 2017 et en janvier 2018. Bien que l'énergie des vagues enregistrées lors de ces tempêtes ait été modérée, leurs impacts furent assez remarquables et leur effet cumulatif a engendré une érosion importante du cordon dunaire et un recul du trait de côte de près de 10 m. L'analyse de profils topographiques au niveau de deux secteurs dunaires adjacents a révélé une réponse morphologique différente aux tempêtes. Celle-ci serait liée à la variation de paramètres morphologiques, notamment l'altitude du pied de dune et la largeur du haut de plage. Nos résultats montrent également que les processus de régénération des dunes littorales peuvent être très longs sur ce site d'étude. En effet, nous n'avons constaté aucune régénération durant les périodes séparant deux tempêtes, ce qui suggère que ces dunes risquent de connaître des épisodes d'érosion plus fréquentes avec l'élévation contemporaine du niveau de la mer.

Mots-clés : dunes littorales, trait de côte, régénération post-tempête, macrotidal, tempêtes.

ABSTRACT

In this paper, we study coastal dunes evolution east of Dunkirk, northern France, within a mid-term period from November 2012 to February 2018. It is based on high frequency topographic profile measurements coupled with water levels, winds and offshore wave data analysis. This period was characterized by the occurrence of many storms which the most remarkable occurred during the 2013/2014 winter and in January 2017 and January 2018. Despite low wave energy during these storms, their impacts have generated important losses of dune volumes and a shoreline retreat about 10 m. Topographic profiles analysis showed a different morphological response to storms between two adjacent coastal dune areas. This would be related to variations in morphological parameters such as dune foot elevation and upper-beach width. Results showed also that coastal dunes recovery may be very long along this study area. Indeed, no recovery was observed during the period between two storms, suggesting that in the next future, foredunes may experience more frequent erosion with current sea level rise.

Keywords: coastal dunes, shoreline, post-storm recovery, macro-tidal, storms.

1. Introduction

Les dunes littorales sont des formes d'accumulation très dynamiques, étroitement liées aux plages adjacentes par des interactions complexes sur une large gamme d'échelles temporelles et spatiales (Short et Hesp, 1982 ; Psuty, 1988 ; Hesp, 2011 ; Houser et Ellis, 2013 ; Walker et al., 2017). Les dunes de première ligne (dunes embryonnaires et cordons bordiers), directement associées à la plage, sont fondamentales dans l'équilibre morphosédimentaire des plages sableuses. En termes de bilan sédimentaire, la plage fait office de source pour le développement de la dune et cette dernière constitue en retour un stock de sable pouvant alimenter la plage lors d'événements érosifs (Psuty, 1988 ; Pye, 1991 ; Sherman et Bauer, 1993). Le long des côtes basses, les dunes peuvent également constituer un rempart naturel contre les submersions marines,

(Claudino Sales et al., 2008 ; Houser et al., 2008), comme c'est le cas le long de la côte sud-ouest de la mer du Nord où une grande partie de la plaine côtière est constituée de polders densément peuplés.

Les dunes littorales, peuvent, lors des tempêtes, être entaillées par les vagues à haute mer en versants abrupts de taille variable (Suarez et Cariolet, 2010). Un seul événement de tempête peut induire un recul de plusieurs mètres en quelques heures (Senechal et al., 2015) et, pendant la saison hivernale, des tempêtes successives peuvent provoquer un recul important du littoral et/ou des submersions temporaires des zones basses (Coco et al., 2014 ; Karunarathna et al., 2014 ; Masselink et van Heteren, 2014). L'hiver 2013-2014 a été marqué par une série exceptionnelle de tempêtes qui ont touché les littoraux européens, de la côte Atlantique jusqu'au sud de la mer du Nord. De nombreux littoraux dunaires ont été affectés par ces tempêtes et de nombreuses études ont mis en évidence un recul

important du rivage, comme le long des littoraux dunaires de la côte Cantabrique, dans le nord de l'Espagne (Garrote et al., 2018), le long de la façade atlantique française (Castelle et al., 2015), ou de la côte bretonne (Blaise et al., 2015 ; Stéphane et al., 2018). Entre décembre 2013 et mars 2014, une douzaine de tempêtes ont ainsi touché la péninsule bretonne, induisant un recul des cordons dunaires et des submersions marines (Blaise et al., 2015). Le long des 250 km du littoral du sud-ouest de la France, l'érosion a été généralisée, avec des reculs des versants dunaires supérieurs à 20 m dans certains secteurs (Castelle et al., 2015). Les littoraux du nord de la France (Crapoulet et al., 2017) ont également été touchés par ces tempêtes successives ainsi que les dunes du sud-ouest (Masselink et al., 2015), de l'est de l'Angleterre (Dissanayake et al., 2015 ; Pye et Blott, 2016) et du sud-ouest de l'Irlande (Kandrot et al., 2016). En Grande Bretagne et en Irlande, cet hiver a été considéré comme l'hiver le plus tempétueux enregistré depuis le début du 20^{ème} siècle. Matthews et al. (2014) et Masselink et al. (2016), ont démontré qu'en termes d'énergies de vagues, l'hiver 2013-2014 a été le plus énergétique depuis 1948 le long de la majeure partie des côtes Atlantiques européennes.

Plusieurs études ont ensuite été consacrées à la régénération post-tempêtes des cordons dunaires érodés pendant l'hiver 2013/2014. Ces études ont été menées notamment le long de la côte atlantique française (Angnuureng et al., 2017 ; Castelle et al., 2017 ; Dodet et al., 2019), dans le sud de la mer du Nord (Brooks et al., 2017 ; Héquette et al., 2019) et en Grande-Bretagne (Scott et al., 2016 ; Burvingt et al., 2018 ; Bullard et al., 2019). Une régénération partielle ou totale à court terme de certains secteurs dunaires touchés a été observée dans certains cas, grâce notamment à d'abondants apports de sable (Scott et al., 2016 ; Brooks et al., 2017 ; Castelle et al., 2017 ; Bullard et al., 2019 ; Nicolae Lerma et al., 2019). Contrairement à l'érosion des dunes, phénomène qui peut se produire en seulement quelques heures, les processus de régénération ou reconstitution post-tempête (*post-storm recovery*) sont beaucoup plus lents et peuvent durer plusieurs années, voire même plusieurs décennies (Morton et al., 1994 ; Houser et al., 2015). On remarque depuis quelques années un intérêt croissant concernant les études portant sur la reconstitution post-tempête des littoraux dunaires en raison notamment du contexte actuel de changement climatique se traduisant entre autre par l'accélération de la remontée du niveau marin relatif (Church et White, 2011 ; Cazenave et Cazonnet, 2014). Il est en effet non seulement important de connaître l'impact potentiel des tempêtes, qui risquent de coïncider avec des niveaux d'eau de plus en plus élevés, mais aussi d'analyser la capacité des dunes littorales à se reconstituer et les rythmes auxquels cela pourrait se faire. Si beaucoup d'études concernant la régénération post-tempête des dunes littorales ont été réalisées dans des environnements micro à mésotidaux, de telles études sont encore limitées le long des côtes macrotidales (Maspataud et al., 2009 ; Montreuil et Bullard, 2012 ; Suanez et al., 2012, 2015 ; Spencer et al., 2015 ; Héquette et al., 2019) où d'importantes fluctuations des niveaux d'eau peuvent potentiellement entraîner des variations importantes de la largeur des plages asséchées (Ruz et Meur-Ferec, 2004 ; Anthony et al., 2009), qui contrôlent fortement la quantité de sédiments pouvant être ramenés dans les dunes par les processus éoliens.

Les dunes littorales du nord de la France représentent un important moyen de défense contre les inondations marines, car de vastes zones du littoral de la région sont constituées de polders

dont l'altitude moyenne est sous le niveau des plus hautes mers (Maspataud et al., 2012). Étant donné que l'érosion des dunes et les inondations marines risquent d'augmenter dans un proche avenir avec l'élévation du niveau de la mer (Nicholls et Cazenave, 2010), le comportement morphologique et l'évolution des dunes littorales du nord de la France, notamment en réponse aux tempêtes, a attiré une attention croissante au cours des dernières années (Maspataud et al., 2009 ; Ruz et al., 2009 ; Idier, 2013 ; Crapoulet et al., 2017 ; Héquette et al., 2019).

L'objectif de cette étude est d'analyser l'impact des tempêtes de l'hiver 2013/2014 sur l'évolution d'un secteur dunaire du nord de la France ainsi que l'évolution pluri-annuelle (de 2014 à 2018) de ce secteur dunaire consécutivement à ces tempêtes. L'étude est basée sur des levés topographiques issus de levés par LiDAR aéroporté et de levés in-situ de profils topographiques combinés aux mesures de vagues au large, de vent et de niveau d'eau à la côte.

2. Présentation du site d'étude

Le littoral français baigné par la mer du Nord est une côte basse sableuse de 55 km de long, s'étendant des falaises de craie du Cap Blanc Nez jusqu'à la frontière belge (fig. 1). L'avant-côte est caractérisée par de nombreux bancs sableux sub-parallèles au rivage (Augris et al., 1990 ; Beck et al., 1991). La côte est essentiellement constituée de larges plages de sable fin avec de multiples barres intertidales (Anthony et al., 2005 ; Reichmüth et Anthony, 2007) associées à des dunes littorales dont l'altitude est généralement d'une dizaine de mètres, mais pouvant par endroits dépasser 25 m (Battiau-Queney et al., 2001 ; Ruz et al., 2005). Les dunes littorales ourlent la partie française de la plaine maritime flamande qui s'étend de 10 à 20 km vers l'intérieur des terres. Cette plaine côtière est un polder dont l'altitude moyenne est de 2 m au-dessus du niveau moyen de la mer.

Le littoral à l'extrême nord de la France a été massivement transformé par le développement urbain et portuaire (Ruz et al., 2005) et seul subsiste un secteur dunaire préservé à l'est de Dunkerque (fig. 1). De Dunkerque à la Belgique, la plage rectiligne est bordée par un massif dunaire de 7 km de long, de 5 à 25 m de hauteur et de 700 à 1 400 m de large (Clabaut et al., 2000). Cette portion de littoral fait partie du grand ensemble de dunes qui se prolongent au-delà de la frontière franco-belge par le massif du Westhoek, et qui constituent sur toute leur étendue un rempart naturel contre la submersion marine de l'arrière-pays dont l'altitude est parfois située sous le niveau moyen de la mer (Maspataud, 2011). Ce massif dunaire est caractéristique des dunes dites « flamandes » (Briquet, 1930), avec un cordon bordier unique, à l'arrière duquel on peut retrouver une arrière-dune de type parabolique. Le cordon dunaire est interrompu par les stations balnéaires de Zuydcoote et de Bray-Dunes (fig. 1). Le long de ce littoral deux secteurs dunaires ont été étudiés (fig. 1). Le premier correspond à la dune Dewulf, situé à proximité immédiate de l'agglomération dunkerquoise, il se prolonge sur 3,4 km vers l'est jusqu'au village de Zuydcoote. Le second secteur, qui s'étend sur 1,5 km entre Zuydcoote et la station balnéaire de Bray-Dunes, est celui de la dune Marchand, un secteur dont la stabilité a été favorisée par de nombreux aménagements anthropiques (Ruz et al., 2005). Le cordon bordier avait été qualifié de stable durant la décennie 1995-2005, période caractérisée par

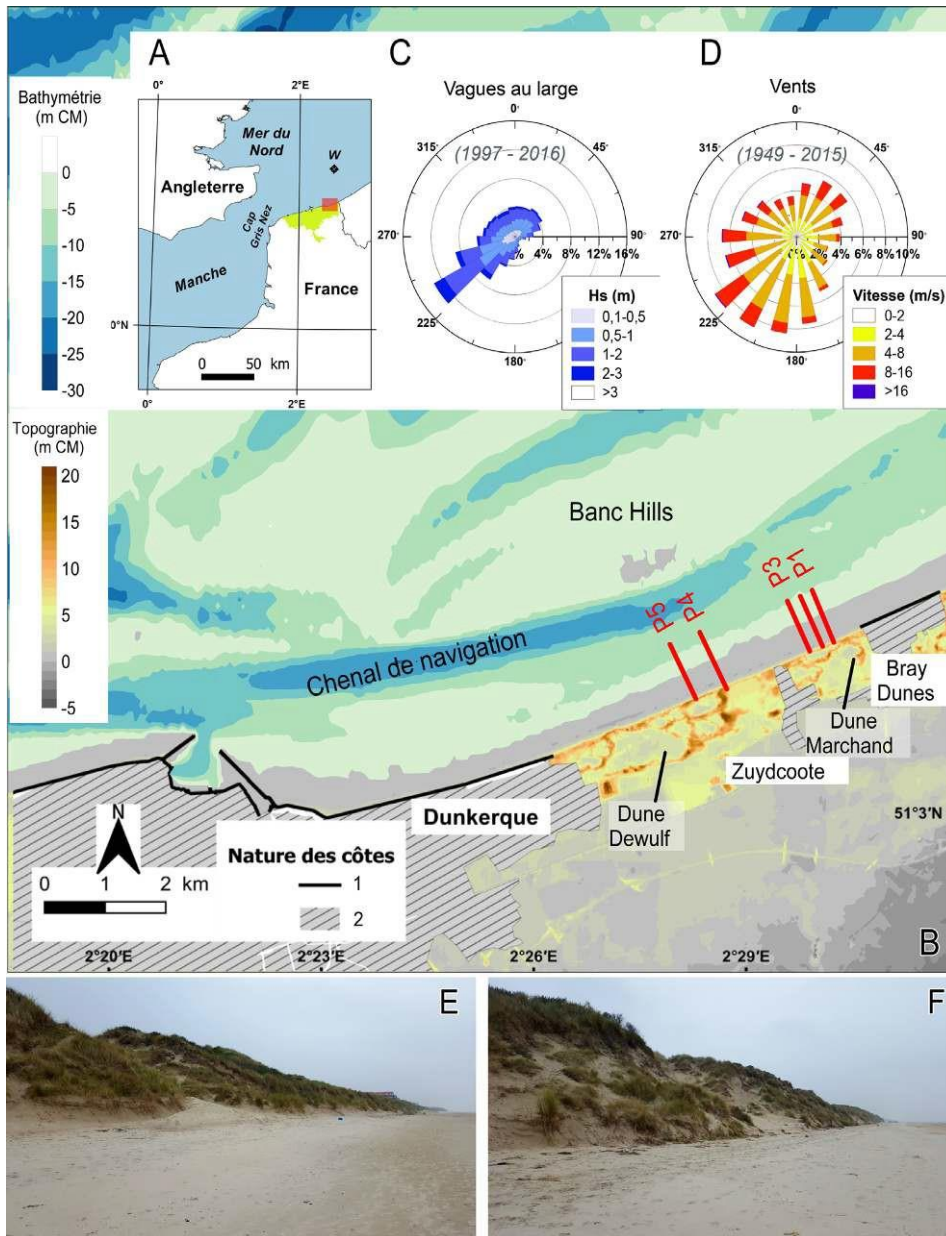


Fig. 1 – Carte de localisation.

A : échelle régionale ; B : échelle locale, avec la localisation des profils topographiques. 1. Côte artificialisée, 2. Zone urbaine ; B : Rose des houles au large, basée sur les données enregistrées à la bouée Westhinder (W) située à 40 km du site d'étude ; C : Rose des vents issue des données Météo-France ; E : photographie de la dune Marchand ; F : photographie de la dune Dewulf.

Fig. 1 – Localisation map.

A: regional scale; B: local scale, with topographic profiles localization. 1. Artificialized shoreline; 2. Urban area; B: wave rose based on data recorded at Westhinder buoy (W) located 40 km offshore; C: Wind rose based on data from Météo-France; E: dune Marchand photography; F: dune Dewulf photography.

l'absence de tempêtes majeures (Ruz et al., 2005). En mars 2007, une tempête, associée à de hauts niveaux d'eau a inversé cette tendance et les versants dunaires ont été entaillés en falaise sableuse, tout particulièrement au niveau de la dune Dewulf, où le trait de côte a reculé de 4 m durant cet épisode érosif (Ruz et al., 2009; Maspataud et al., 2011). Cependant, proche de la frontière, une nette accumulation caractérise la dune du Perroquet, le trait de côte ayant avancé de plus de 40 m depuis les années 1950 (Héquette et al., 2019).

Actuellement, le cordon bordier, de 50 m à 150 m de large et de 15 m à 20 m de hauteur est caractérisé, à l'ouest (dune Dewulf), comme plus à l'est (dune Marchand), par un versant externe en forte pente et partiellement végétalisé (fig. 1). Vers l'est, la hauteur de la dune diminue progressivement et, au niveau de la dune Marchand le sommet du cordon bordier est inférieur à 15 m de haut.

À l'exception des tempêtes épisodiques, ce littoral est exposé à des vents et vagues de faible énergie. Les vents dominants proviennent du sud-ouest, avec une direction de vent secondaire du nord au nord-

est (fig. 1). Les vents sont généralement modérés, avec plus de 45 % des vents ayant une vitesse moyenne inférieure à 5 m/s. Associées à ce régime de vent, les vagues proviennent majoritairement de la Manche avec une direction du sud-ouest à l'ouest et de vagues générées en mer du Nord, provenant du nord au nord-est. La hauteur significative des vagues est inférieure à 1 m, avec des périodes de 4 à 8 s. Cependant la hauteur maximale des vagues au large peut dépasser épisodiquement 4 m avec des périodes de 9 à 10 s pendant les tempêtes majeures (Ruz et al., 2009). Les hauteurs des vagues sont nettement plus faibles sur la côte, en raison de la faible pente de l'avant-côte et d'une dissipation d'énergie sur les bancs de sable au large, ce qui entraîne des hauteurs de vagues qui dépassent à peine 1 m dans la zone intertidale même pendant les tempêtes (Héquette et Cartier, 2016). Le régime des marées dans la région est semi-diurne et macrotidal, l'amplitude des marées atteignant 5,6 m à Dunkerque pendant les marées de vive-eau. En raison de cette grande amplitude de marée et du rétrécissement au niveau du Pas

de Calais, les courants de marée sont puissants le long de la côte du nord de la France, avec des vitesses proches de la surface pouvant atteindre 1,5 m/s pendant le flot et 1,35 m/s pendant le jusant dans les étroits chenaux séparant les bancs (Augris et al., 1990). Les courants de marée sont parallèles au rivage, avec des courants de flot dirigés vers l'est-nord-est et des courants de jusant vers l'ouest-sud-ouest. Étant donné que les vagues dominantes viennent du sud-ouest et que l'asymétrie des courants de marée est dominée par le flot, le transport net de sédiments à l'avant-plage et sur l'estran est dirigé vers l'est-nord-est (Héquette et al., 2008 ; Cartier et Héquette, 2011).

A marée basse, la plage mesure 400 à 500 m de large et présente une faible pente ($\tan\beta = 0,01$). La plage est constituée de sables fins et homogènes bien triés et se caractérise par une série de barres et de bâches intertidales parallèles au rivage (Cartier et Héquette, 2011), d'un nombre qui peut varier de 3 à 5 selon les conditions météo-marines (Reichmüth et Anthony, 2008). Le haut de plage (situé entre le pied de dune et la pleine mer moyenne), dont la granulométrie moyenne est de l'ordre de 210 à 240 μm , est assez étroit, ce qui peut être un facteur limitant le transport éolien vers la dune, d'autant plus que les vents dominants sont parallèles au trait de côte. L'avant-côte, dans ce secteur, est caractérisée par la présence d'un banc sableux séparé de la côte par un chenal de navigation (fig. 1). Le Banc Hills, situé à environ 1,4 km de la côte, s'étend sur environ 9 km entre Dunkerque et Bray-Dunes, il fait partie des Bancs de Flandre (Augris et al., 1990). Il est situé à une profondeur inférieure à 5 m et son sommet affleure lors des basses mers de vive-eau.

3. Méthodologie

3.1. Données topographiques

Cette étude est basée sur une analyse de mesures topographiques couplées à des données de vagues au large, de vents et de niveaux d'eau à la côte. L'impact de la série de tempêtes de l'hiver 2013/2014 a été caractérisé grâce à la comparaison de levés de LiDAR aéroporté réalisés en novembre 2012 et janvier 2014. Les levés ont été réalisés à l'aide d'un système LiDAR Leica ALS60 qui a permis d'acquérir des données topographiques avec une précision planimétrique $< \pm 0,17$ m et une précision verticale $< \pm 0,1$ m. Une densité de points de 1,2 à 1,4 point/ m^2 , obtenus lors de chaque levé LiDAR, permettent de construire des modèles numériques de terrain (MNT) par interpolation linéaire, à l'aide d'une triangulation de Delaunay sous le logiciel Golden Software Surfer TM, donnant une grille de résolution de 1 m.

La phase post-tempêtes, de 2014 à 2018 a fait l'objet d'un suivi in-situ

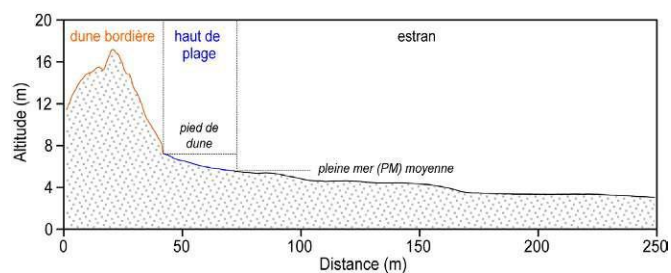


Fig. 2 – Illustration des limites utilisées pour le calcul des variations de volumes sédimentaires de la dune, du haut de plage et de l'estran.

Fig. 2 – Illustration of the limits used to calculate sediment volume changes on the dune, upper-beach and foreshore.

grâce à une série de profils topographiques perpendiculaires au trait de côte mesurés au GPS différentiel, couvrant à la fois le cordon bordier, le haut de plage et l'estran jusqu'à la limite de la basse mer du jour. Cinq profils ont été mis en place au niveau du site étudié, trois profils sont localisés au niveau de la dune Marchand et 2 au niveau de la dune Dewulf (fig. 1). La méthodologie a reposé sur un suivi topographique mensuel de chaque profil, voire même plusieurs mesures par mois, lorsque cela était possible, lors d'événements tempétueux et de forts coups de vents. Ceci-dit, les profils P1, P2, P3 et P5 (fig. 1) n'ont bénéficié d'un suivi mensuel qu'à partir de février 2016, tandis qu'au niveau du profil P4 nous disposons de données plus anciennes (Héquette et al., 2019), grâce à un suivi mis en place depuis plusieurs années par les membres de l'équipe « Géosciences du Littoral » du laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (UMR LOG).

Le calcul des variations des volumes sédimentaires s'est basé sur un compartimentage des profils topographiques en distinguant la dune, le haut de plage et l'estran (fig. 2). Ceci permet notamment de mettre en relation les variations volumétriques d'un compartiment avec un autre. La dune, correspond au cordon bordier (dune bordière), dont la limite externe (côté mer) correspond au pied de dune, marqué par une nette rupture de pente. Sa limite interne a été fixée à 35 m en arrière des plus hautes mers astronomiques (PHMA) qui à Dunkerque est à 6,48 m au-dessus du zéro hydrographique. Ces limites fixes correspondent au versant dunaire externe et à la partie sommitale du cordon dunaire. Elles permettent d'avoir des compartiments similaires pour le compartiment dune le long du secteur étudié. Le haut de plage est situé entre le pied de dune et une limite inférieure correspondant à la limite des pleines mers moyennes (PMM) et l'estran est considéré comme étant en-dessous des PMM et jusqu'à la limite inférieure du levé topographique lors de la basse mer. A noter que toutes les altitudes sont calées par rapport au zéro hydrographique.

3.2. Données météo-marines

Des données de niveaux d'eau, issues des enregistrements horaires à la station marégraphique de Dunkerque, ainsi que des vagues au large, provenant des enregistrements à la bouée de Westhinder (fig. 1), ont été utilisées afin de mettre en évidence les épisodes tempétueux pouvant expliquer l'érosion des cordons dunaires.

Un seuil pour les événements de tempête a été déterminé sur la base de la distribution des fréquences des hauteurs de vagues significatives au large. En effet, suivant la méthode de Masselink et al. (2014) et Castle et al. (2015), un seuil correspondant au 95^e centile de la hauteur significative des vagues au large (H_{sig} excédant 95 % = 2,25 m) a été utilisé pour distinguer les événements potentiellement érosifs. Une tempête a été définie comme une période de $H_{sig} > H_{sig95\%}$ pendant au moins 6 heures consécutives pour tenir compte de l'impact de la marée (1/2 du cycle de la marée sur 12 heures). De plus, nous avons également considéré que la fin d'une tempête se produit lorsque H_{sig} est en dessous de ce seuil pendant 6 heures consécutives.

L'énergie des vagues (E) durant toute la période d'étude a été également calculée selon la formule :

$$E = \frac{1}{16} \rho g H_{sig}^2 \quad [1]$$

et l'énergie des vagues de tempête (E_s) :

$$E_s = \frac{1}{16} \rho g H_{sig}^2 \quad [2]$$

où ρ est la densité de l'eau de mer (1 030 kg/m³), g est la gravité (9,81 m/s²), H_{sig} correspond aux hauteurs significatives des vagues au large et $H_{sig} > 95^\circ$ centile est la hauteur significative des vagues de tempête.

Afin de distinguer les périodes au cours desquelles les vagues pourraient avoir un impact sur les versants dunaires, les données de vagues ont été filtrées pour ne retenir que les vagues de tempête survenant lors de niveaux d'eau supérieurs au PHMA. Elles ont ensuite été utilisées pour calculer l'énergie cumulée entre deux levés topographiques consécutifs :

$$\sum E_s = \sum \frac{1}{16} \rho g H_{sig}^2 \quad [3]$$

Des analyses des conditions pouvant potentiellement induire un transport de sable éolien et un développement des dunes côtières ont été effectuées à l'aide de l'analyse des vitesses moyennes de vent mesurées toutes les heures à la station météorologique de Météo-France à Dunkerque. Les conditions potentiellement favorables au transfert de sable de la plage vers la dune, permettant l'alimentation en sable des dunes, ont été évaluées en calculant le nombre d'observations horaires de vents d'afflux (frontaux [$> 270^\circ$ ou $< 40^\circ$] et parallèles [$> 245^\circ$ et $\leq 270^\circ$] ou [$\geq 40^\circ$ et $< 65^\circ$]) dont la vitesse moyenne est supérieure ou égale à 5 m/s, ce qui correspond à un seuil minimal de vitesse de mise en mouvement du sable fin (Bagnold, 1941 ; Bauer et al., 2009). Lorsque le niveau d'eau était supérieur aux PMM, les vents d'afflux n'ont pas été pris en compte du fait d'une surface de déflation trop limitée en haut de plage, restreignant fortement le transport éolien (Ruz et Meur-Ferec, 2004 ; Bauer et al., 2009).

4. Résultats

4.1. Conditions météo-marines générales pendant la période d'étude

Entre novembre 2012, date du premier levé LiDAR, et février 2018, un total de 161 événements tempétueux ($H_{sig} > H_{sig95\%}$ durant au moins 6 heures consécutives) a été identifié (fig. 3A). La majeure partie de ces événements, dont $H_{sig} > H_{sig95\%}$, a coïncidé avec des vents d'afflux horaires modérés ne dépassant pas généralement 16 m/s (fig. 3B) et des hauts niveaux d'eau inférieurs au niveau du PHMA (fig. 3C). Les événements tempétueux associés à des niveaux d'eau supérieurs au PHMA, donc potentiellement morphogènes et pouvant induire une érosion du pied de dune et du versant dunaire, ont été assez fréquents au cours de cette période (un total de 14 cas). Les premiers événements tempétueux potentiellement morphogènes se sont produits fin 2013, mais ont coïncidé avec des niveaux d'eau dépassant de peu celui du PHMA, à l'exception de la tempête Xaver de décembre 2013.

La période qui a suivi la série de tempête de l'hiver 2013/2014 est caractérisée par plusieurs autres événements potentiellement érosifs ($E_s < 8 \times 10^3$ J/m²). Deux d'entre eux se sont produits mi-

(tempête Eleanor). Lors de ces deux tempêtes, la hauteur des vagues au large n'a pas dépassé 4 m (fig. 3A) et les vents, en provenance du NNO pour Egon et de l'OSO pour Eleanor, ont soufflé à une vitesse modérée atteignant une moyenne de 13 m/s (fig. 3B). Ces deux tempêtes sont caractérisées par des niveaux d'eau qui ont dépassés

le niveau du PHMA, mais qui restent

bien inférieurs à celui atteint lors de la tempête Xaver, avec une surcote ne dépassant pas 1 m à marée haute (fig. 3C). janvier 2017 (tempête Egon) et au début du mois de janvier 2018

On constate également l'existence de quelques événements tempétueux potentiellement érosifs d'énergie modérée à faible ($E < 6 \times 10^3 \text{ J/m}^2$) associés à des niveaux d'eau légèrement supérieurs au PHMA, qui se sont produits en novembre 2015, en octobre 2016, en octobre et décembre 2017 ainsi qu'en février 2018 (fig. 3D). La fréquence moyenne des vents d'afflux pouvant favoriser une potentielle alimentation de la dune en sable (vents $\geq 5 \text{ m/s}$ durant les niveaux d'eau \leq pleine mer moyenne) a été de 19,3 % durant la période d'étude (fig. 3E), avec une proportion des vents frontaux (vents les plus efficaces) ne dépassant pas 9 %.

4.2. Impacts de la tempête Xaver

L'hiver 2013-2014 a été caractérisé par une succession de tempêtes qui ont particulièrement affecté les littoraux de la côte atlantique française. Les littoraux du nord de la France ont été relativement épargnés par ces tempêtes successives. A l'exception de deux épisodes de tempête, survenus le 10 octobre et le 4 novembre 2013 (fig. 3D), l'analyse des hauts niveaux d'eau à Dunkerque a révélé un faible nombre de niveaux d'eau supérieurs au PHMA, susceptibles d'entraîner une érosion des versants dunaires (Héquette et al., 2019).

La tempête Xaver, survenue les 5 et 6 décembre 2013 a été un événement majeur ayant affecté le sud de la mer du Nord. Cette tempête, associée à une dépression très creusée (962 hPa au large de la Norvège), a été comparée à la tempête de 1953, en termes de niveaux d'eau (Spencer et al., 2015). Dans le sud de la mer du Nord, au large des côtes belges et françaises, cette tempête d'énergie modérée ($E < 8 \times 10^3 \text{ J/m}^2$) (fig. 3D) avec des vagues au large de plus de 2 m de hauteur durant 33 heures consécutives (fig. 4A), associées à des vents persistants de NO de 11 m/s en moyenne (fig. 4B), est caractérisée par un niveau d'eau exceptionnellement élevé dépassant

largement le niveau du PHMA. A Dunkerque, cette tempête a engendré le plus haut niveau d'eau enregistré depuis l'installation du marégraphe. Une surcote instantanée de 2,35 m a été enregistrée, fort heureusement à marée basse, puis une surcote à haute mer de 1,25 m, associée à une marée haute de fort coefficient (coefficient 100), s'est soldée par un niveau d'eau de 7,30 m le 6 décembre, niveau d'eau supérieur aux niveaux statistiques de période de retour centennale (Daubord, 2014). Ce haut niveau d'eau, combiné aux fortes vagues, s'est soldé par une submersion par paquets de mer de la digue promenade de Malo-les-Bains qui a été endommagée et par un important recul des versants dunaires à l'est de Dunkerque (fig. 5).

L'analyse comparative entre les levés LiDAR de novembre 2012 et janvier 2014, au niveau de transects séparés de 30 m (fig. 5) et avec un différentiel d'altitudes (fig. 6), montre que cette érosion n'a pas été homogène le long de notre secteur d'étude. Cette variabilité longitudinale s'est traduite par une érosion plus importante (moyenne de $-15,2 \text{ m}^3/\text{m.l}$) au niveau de la dune Dewulf que celle

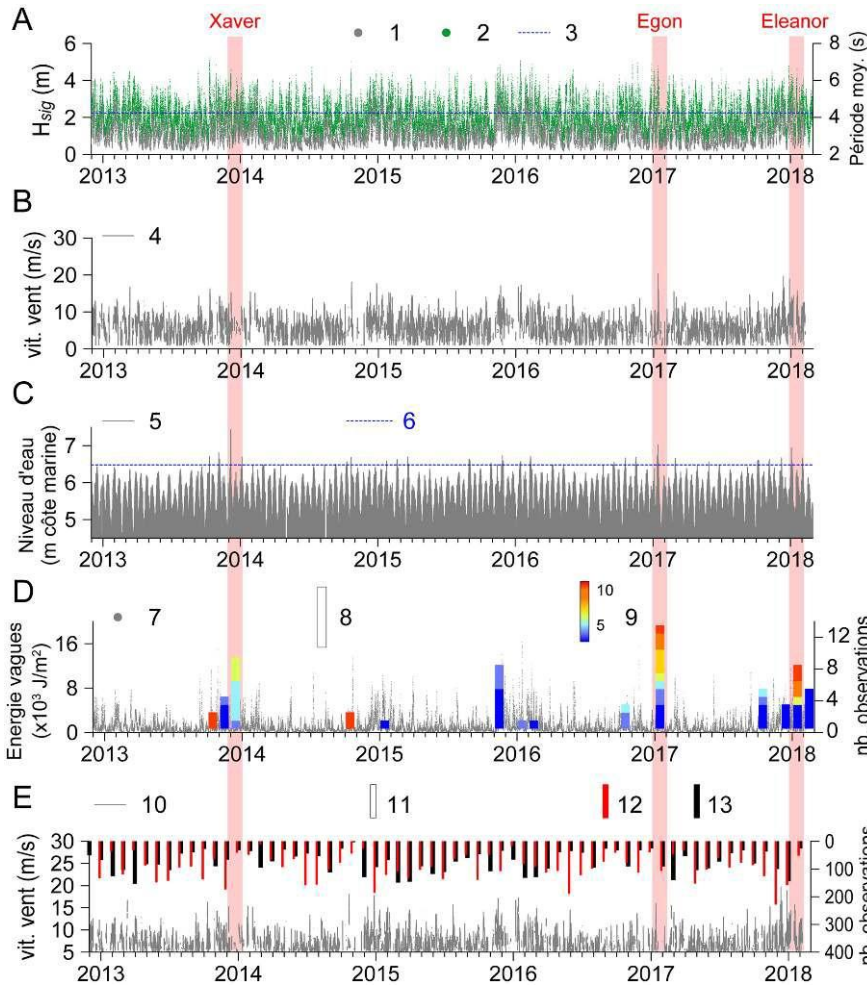


Fig. 3 – Conditions météo-marines générales entre décembre 2012 et février 2018.

A : Vagues au large ; B : Vent d'afflux ; C : Mesures au marégraphe de Dunkerque ; D : Intensité des vagues ; E : vents d'afflux $\geq 5 \text{ m/s}$ lors des niveaux d'eau $\leq \text{PMM}$. 1. Hauteurs significatives (H_{sig}) ; 2. Périodes moyennes de la houle ; 3. Limite du centile $H_{sig95\%}$; 4. Vitesse du vent ; 5. Niveaux d'eau ; 6. Limite du PHMA ; 7. Énergie des vagues ; 8. Nombre d'observations mensuelles des vagues de tempêtes E_i où $H_i > H_{sig95\%}$ lors de niveaux d'eau $> \text{PHMA}$; 9. Énergie des vagues de tempêtes ($E_i \times 10^3 / \text{Jm}^2$) ; 10. Vitesse du vent ; 11. Nombre d'observations mensuelles ; 12. Vents frontaux ; 13. Vents parallèles.

Fig. 3 – Weather and marine conditions between December 2012 and February 2018.

A: Offshore waves ; B: Onshore wind ; C: Dunkirk tide gauge measurements ; D: Wave intensity ; E: Onshore winds $\geq 5 \text{ m.s}^{-1}$ during water levels \leq mean high water level. 1. Significant wave height H_{sig} ; 2. Average wave periods ; 3. $H_{sig95\%}$ percentile limit ; 4. Wind speed ; 5. Water level ; 6. HAT limit ; 7. Wave energy ; 8. Monthly observations of storm waves E_i where $H_i > H_{sig95\%}$ during HAT water level ; 9. Storm waves energy ($E_i \times 10^3 / \text{Jm}^2$) ; 10. Wind speed ; 11. Monthly observations ; 12. Frontal winds ; 13. Parallel winds.

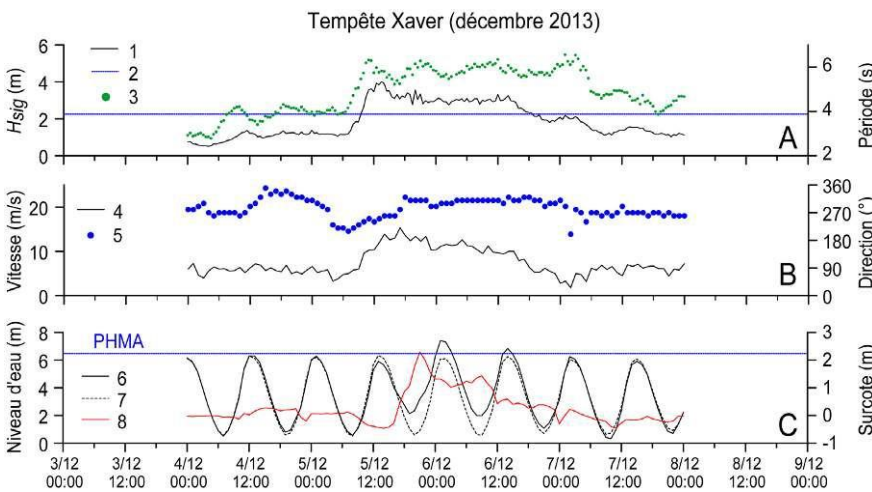


Fig. 4 – Conditions météo-marines lors de la tempête Xavier.

A : Vagues au large ; B : Vent ; C : Marée. 1. Hauteur des vagues ; 2. Limite du centile $H_{sig95\%}$; 3. Périodes moyennes des vagues ; 4. Vitesse du vent ; 5. Direction du vent ; 6. Niveau de marée observée ; 7. Niveau de marée prédite ; 8. Surcote.

Fig. 4 – Weather and marine context during storm Xavier.

A: Offshore waves ; B: Wind ; C: Tide. 1. Significant wave height ; 2. $H_{sig95\%}$ percentile limit ; 3. Average wave period ; 4. Wind speed ; 5. Direction of the wind ; 6. Observed tide level ; 7. Predicted tide level ; 8. Tidal surge.

enregistrée au niveau de la dune Marchand ($-10,4 \text{ m}^3/\text{m.l}$) (fig. 5A). C'est au niveau de la partie centrale de la dune Dewulf que les plus importantes pertes sédimentaires, pouvant atteindre $-40 \text{ m}^3/\text{m.l}$ (transsects 30 à 40) (fig. 5B-C), ont été enregistrées, avec un recul du pied de dune de près 8 m (fig. 5D). Inversement, aux deux extrémités est et ouest de la zone d'étude, les versants dunaires ont été moins touchés par cette érosion. Lors de cette série de tempêtes, le déficit sédimentaire sur le haut de plage a été très limité, comme le montrent les relevés du profil P4 juste avant et après la tempête Xavier (fig. 5D).

4.3. Evolution du cordon dunaire post-tempête Xavier

Afin d'analyser l'évolution post-tempête du cordon dunaire, cinq profils perpendiculaires au rivage ont fait l'objet d'un suivi topographique au DGPS de 2014 à 2018. Les résultats d'évolution par profil montrent une nouvelle fois l'importante érosion des dunes suite à la tempête Xavier (fig. 7). Cette période exceptionnelle de tempêtes rapprochées de l'hiver 2013/2014 est suivie par une longue période, s'étalant de janvier 2014 à janvier 2017, caractérisée par des conditions

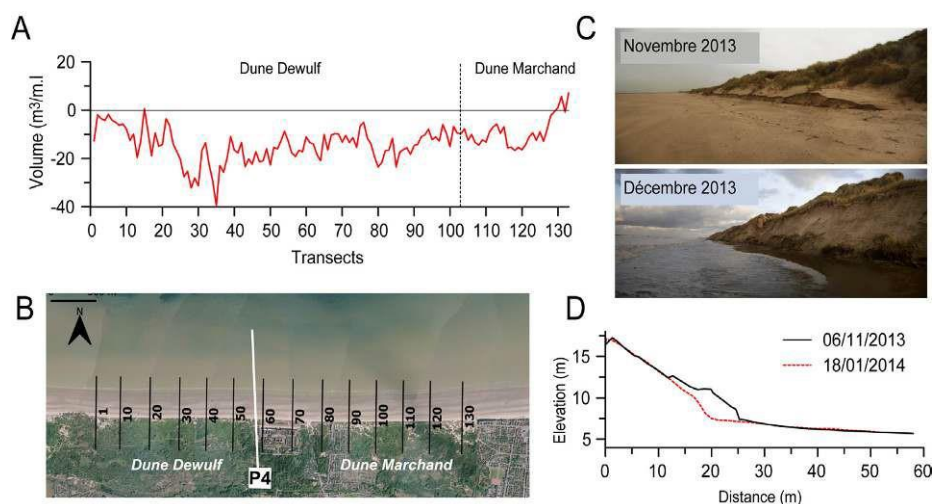


Fig. 5 – Variations volumétriques entre les levés LiDAR de 2012 et 2014. A : Variations volumétriques longitudinales au niveau de la dune ; B : Localisation des transects longitudinaux et du profil P4 ; C : photographies du cordon dunaire avant et après la tempête Xaver ; D : profils topographiques réalisés au niveau du P4 avant et après la tempête Xaver.

Fig. 5 – Longitudinal volumetric variations between 2012 and 2014 from LiDAR surveys.

A: Longitudinal volumetric variations at dunes; B: Location of longitudinal transects and profile P4; C: Photographs of the foredune before and after storm Xaver; D: topographic profiles at P4 before and after storm Xaver.

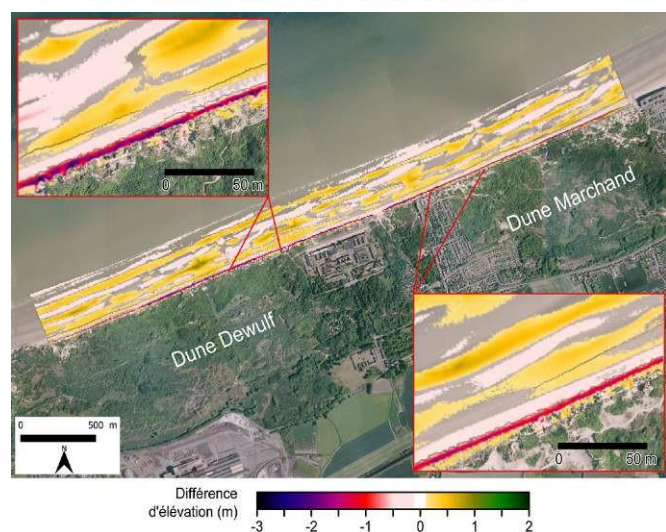


Fig. 6 – Différentiel d'altitudes entre les levés LiDAR de 2012 et 2014.

Fig. 6 – Surface elevation change between 2012 and 2014 based on LiDAR surveys.

météo-marines relativement calmes où l'on n'observe quasiment pas d'événements tempétueux majeurs (fig. 3D). En dépit de ces conditions calmes et d'une importante fréquence des vents d'afflux favorables à l'accumulation de sable au niveau des cordons dunaires (fig. 3E), aucune régénération des versants dunaires n'est constatée sur les cinq profils (volumes moyens de $-15 \text{ m}^3/\text{m.l}$) (fig. 7). En effet, les variations volumétriques montrent une quasi-stabilité de la dune après la tempête Xaver et ce, malgré un début de régénération, comme on peut le voir au niveau de la dune Dewulf (profil P4) (fig. 7), annihilée rapidement par des épisodes érosifs de faible ampleur. Cependant, on remarque une évolution positive du haut de plage au niveau de la dune Dewulf, qui regagne en sédiment entre janvier et octobre 2014, puis en réponse à un événement de vagues de forte énergie, perd à nouveau du sédiment. Du 25 au 30 novembre 2015 et du 13 au 15 janvier 2016, une série d'épisodes tempétueux, avec des vagues d'énergie modérée mais combinées à des niveaux d'eau supérieurs au niveau du PHMA, se solde par une érosion significative du haut de plage au niveau de tous les profils ($-15 \text{ m}^3/\text{m.l}$) au niveau de la dune Marchand et $-5 \text{ m}^3/\text{m.l}$ au niveau de la dune Dewulf), sans que les versants dunaires aient été touchés, à l'exception de la partie centrale de la Dune Dewulf (profil P4) (fig. 7).

4.3.1. Impact de la tempête Egon

Dans la nuit du 12 au 13 janvier 2017, la tempête Egon, associée à une pression minimale de 982 hPa, a balayé le nord de la France, engendrant de nombreux dégâts et causant une importante érosion des dunes littorales. Elle est caractérisée par des hauteurs de vagues dépassant le seuil de $H_{sig} 95\%$ (2,25 m) pendant 58 heures consécutives, avec des hauteurs supérieures à 3,5 m, durant 24 heures consécutives (fig. 8A). Ces conditions de vagues au large font probablement suite au brusque changement dans la vitesse et la direction du vent au cours de la nuit du 12 janvier. En effet, la vitesse du vent a connu un pic de 20 m/s avec une direction de NNO (340 °) et le vent a continué à souffler en provenance du même secteur avec des vitesses modérées de l'ordre de 12 à 15 m/s durant 24 heures consécutives (fig. 8B). Cette tempête a coïncidé avec une période de marée de vive-eau, de coefficient 99 le 13 janvier et de 102 le 14 janvier. Les données de niveaux d'eau issues du marégraphe de Dunkerque, confrontées à la marée prédite du SHOM, montrent une surcote maximale de 1,92 m atteinte à basse mer le 13 janvier. Les niveaux d'eau ont dépassé à 4 reprises consécutives le niveau du PHMA durant les deux pleines mers du 13 et 14 janvier (fig. 8C), avec un niveau maximal de 7 m atteint le 14 janvier, coïncidant avec les hauteurs de vagues au large les plus fortes.

Cette tempête est responsable d'une érosion notable de l'ensemble des versants dunaires des dunes Marchand et Dewulf (fig. 9) et ce, malgré une altitude de pied de dune plus élevée que le niveau d'eau maximal de 7 m atteint le 14 janvier. Cependant, ces mesures marégraphiques ne tiennent pas compte du *run-up* qui induit un niveau plus élevé sur la plage dépassant ainsi l'altitude du pied de dune (fig. 9B). L'analyse des profils topographiques et des photographies réalisées quelques jours avant (le 03 janvier) et après (le 18 janvier) la tempête témoigne de l'importance de l'érosion, avec un front dunaire entaillé en falaise sableuse de près de 4 m de hauteur. Des pertes importantes sont enregistrées au niveau du versant dunaire de la dune Marchand, tout particulièrement au niveau des profils P2 ($-12,5 \text{ m}^3/\text{m.l}$) et P3 ($-10,5 \text{ m}^3/\text{m.l}$), avec un recul de près de 4 m du front dunaire. On note cependant une érosion inférieure à $-6 \text{ m}^3/\text{m.l}$ au niveau du profil P1 qui est lui caractérisé par un net déficit sur le haut de plage (fig. 9A). Au niveau de la dune Dewulf (P4 et P5), le haut de plage a connu un abaissement de 0,5 m et pour le versant dunaire

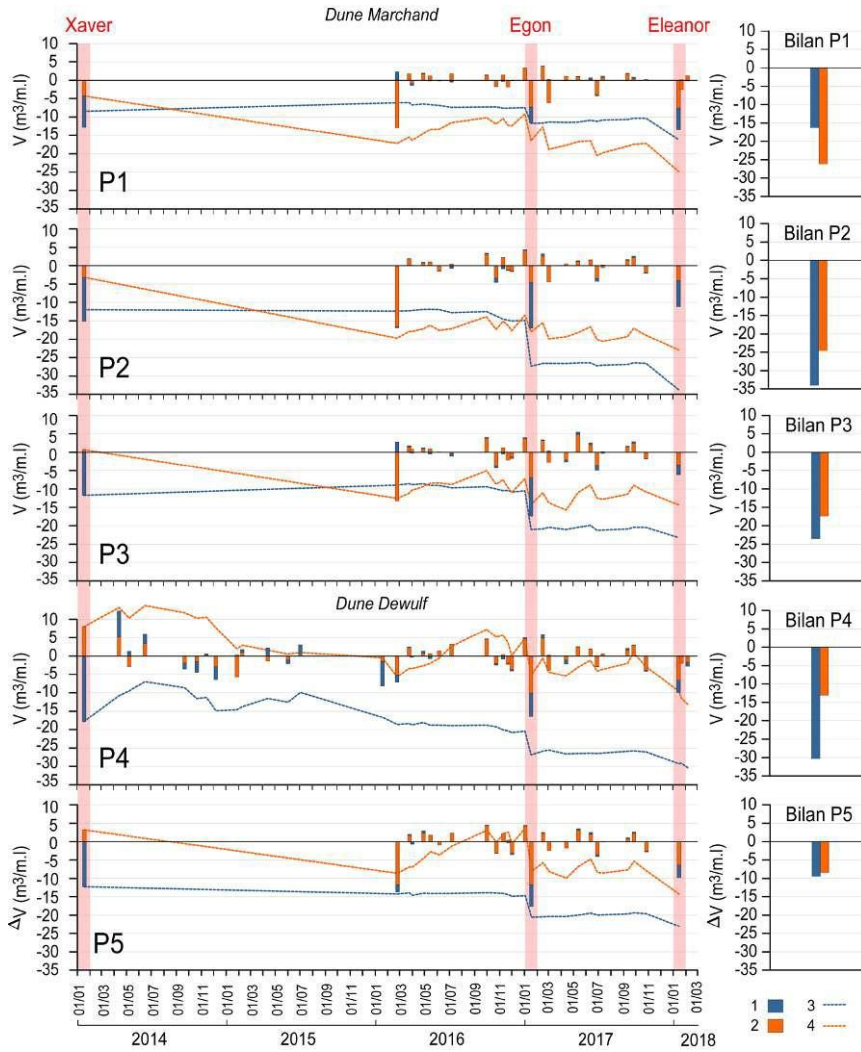


Fig. 7 – Variations volumétriques entre novembre 2012 et février 2018 au niveau des profils réalisés sur les dunes Marchand et Dewulf.

1. Au niveau de la dune ; 2. Au niveau du haut de plage ; 3. Variations cumulées pour la dune ; 4. Variations cumulées pour le haut de plage.

Fig. 7 – Volume changes from November 2012 to February 2018 along topographic profiles on the dune of Marchand and Dewulf.

1. Dune ; 2. Upper beach ; 3. Cumulative variations at the dune ; 4. Cumulative variations on the upper beach.

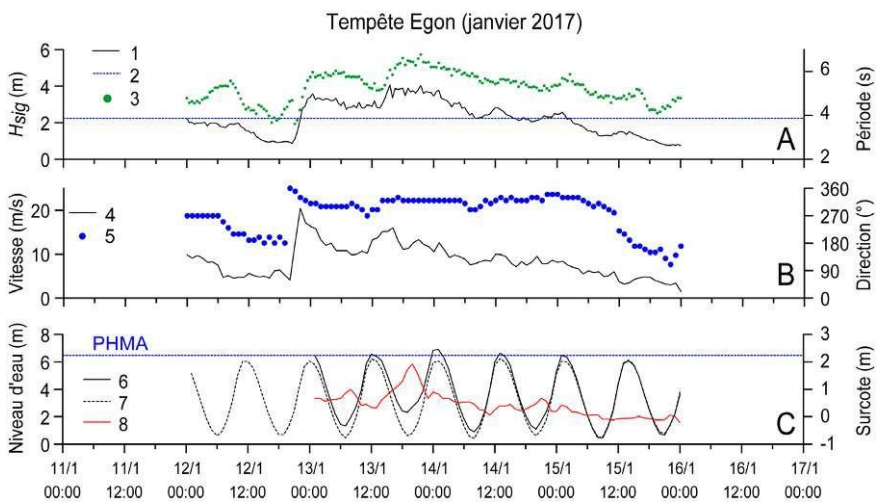


Fig. 8 – Conditions météo-marines lors de la tempête Egon.

A : Vagues au large ; B : Vent ; C : Marée. 1. Hauteur des vagues ; 2. Limite du centile $H_{sig95\%}$; 3. Périodes moyennes des vagues ; 4. Vitesse du vent ; 5. Direction du vent ; 6. Niveau de marée observée ; 7. Niveau de marée prédite ; 8. Surcote.

Fig. 8 – Weather and marine data during storm Egon.

A : Offshore waves ; B : Wind ; C : Tide. 1. Significant wave height ; 2. $H_{sig95\%}$ percentile limit ; 3. Average wave period ; 4. Wind speed ; 5. Wind direction ; 6. Observed tide level ; 7. Predicted tide level ; 8. Tidal surge.

les pertes volumétriques dépassent $10 \text{ m}^3/\text{m.l.}$

Contrairement à ce que l'on pourrait s'attendre, l'estran ne montre pas de changements morphologiques particuliers tels que le lissage des barres. Seuls les bourrelets sableux se trouvant devant le pied de dune le 3 janvier ont disparu suite à l'érosion du haut de plage.

De février 2017 à décembre 2017, le haut de plage regagne du sédiment, notamment au niveau des profils P4 (dune Dewulf) et P3 (dune Marchand) (fig. 10B). Le versant dunaire quant à lui n'enregistre que des variations minimales, mais toutes positives, de l'ordre de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (fig. 10A). La période post-Egon est marquée

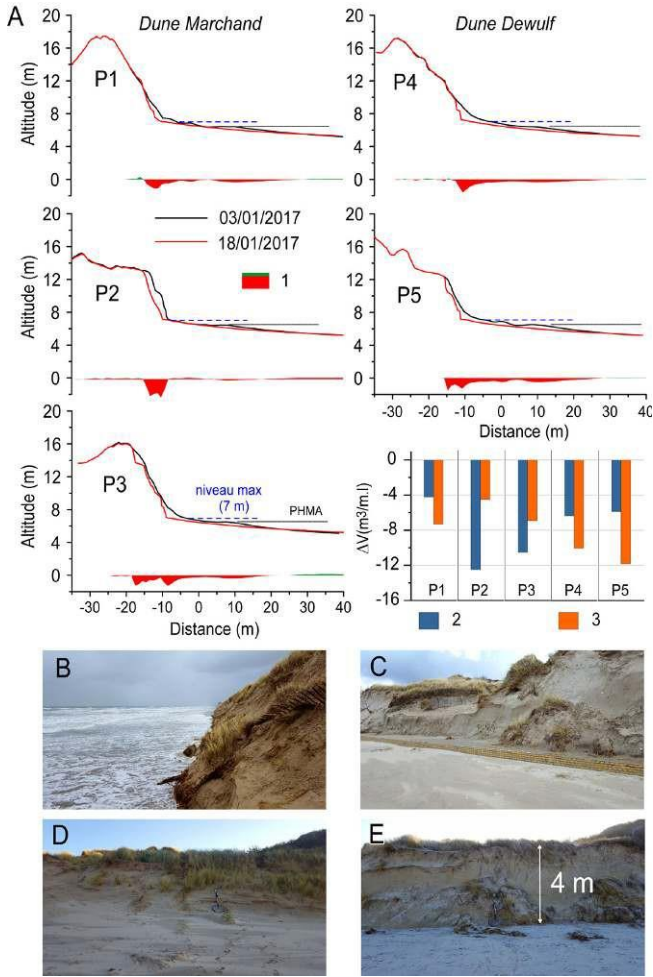


Fig. 9 – Illustration de l’impact de la tempête Egon de janvier 2017. A : profils topographiques réalisés avant et après la tempête au niveau de la dune Marchand et de la dune Dewulf ; B : Photographie illustrant le niveau d’eau atteint pendant la tempête au niveau de la dune Marchand ; C : Apparition d’un ancien perré à proximité du profil P3 ; D : Front dunaire au niveau du profil P5 (dune Dewulf) avant la tempête ; E : Après la tempête. 1. Différence d’altitude entre les profils ; 2. Au niveau de la dune ; 3. Au niveau du haut de plage.

Fig. 9 - Illustration of storm Egon impact on January 2017. A: Topographic profiles of the dune Marchand and dune Dewulf before and after the storm; B: Photograph showing water level reached during the storm; C: Photograph showing an old sea wall close to profile 3 dune Marchand; D: Profile P5(dune Dewulf) before the storm event and E: After the storm. 1. Altitude difference between profiles ; 2. Dune ; 3. Upper beach).

par une stabilisation du versant dunaire, aussi bien pour la dune Marchand que pour la dune Dewulf. Entaillé en versant très abrupt lors de la tempête Egon (fig. 10C), le versant dunaire a été partiellement végétalisé et s’est progressivement régularisé, par éboulement de paquets de sable et accumulation éolienne à sa base (fig. 10D). Bien qu’en retrait par rapport à sa position pré-tempête, il est resté stable pendant plusieurs mois consécutifs.

4.3.2. Impact de la tempête Eleanor

Un an après la tempête Egon, la tempête Eleanor, associée à une dépression creusée à 969 hPa, frappe la partie nord du pays entre le 2 et le 4 janvier 2018 (<http://www.meteofrance.fr>). Elle est de plus faible durée (32 heures) que la précédente et se déroule en deux temps. Dans un premier temps, des vagues dépassant le seuil

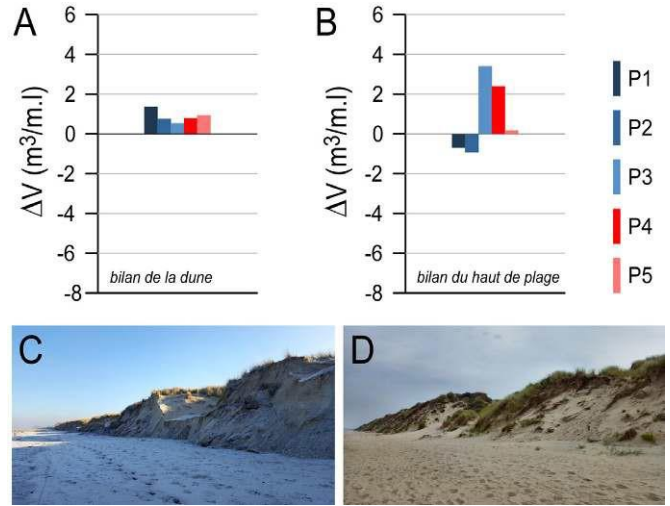


Fig. 10 – Variations volumétriques et morphologiques post-tempête Egon.

A : Au niveau de la dune ; B : Au niveau du haut de plage ; C : Photographie du versant dunaire au niveau de la dune Dewulf (profil P4) le 18 janvier 2017 (post Egon) ; D : Photographie du 27 octobre 2017 illustrant la stabilisation du versant dunaire.

Fig. 10 - Volumetric and morphological variations after storm Egon.

A: On the dune; B: On the upper beach; C: Photograph of the dune of Dewulf (profile P4) on January 18th 2017, after storm Egon; D: Photograph showing foredune stabilization along dune Dewulf on October 27, 2017.

de H_{sig} 95 % durant 25 heures consécutives du 03 janvier 00h00 au 04 janvier 01h00 (fig. 11A), sont associées à des vents modérés inférieurs à 13 m/s soufflant du secteur ouest (260°) parallèlement au trait de côte (fig. 11B). Cette première phase tempétueuse est interrompue après une période de 13 heures consécutives durant laquelle les vagues sont passées en-dessous du seuil de tempête suite à une baisse dans la vitesse du vent et un changement de direction (OSO). Dans un second temps, le renforcement du vent (vitesse > 11 m/s) et le retour à la direction initiale d’ouest (fig. 11B), engendrent une augmentation dans la hauteur significative des vagues pendant 7 heures consécutives (fig. 11A). Ces conditions de vent et vagues au large ont été conjuguées à un coefficient de marée élevé passant de 104 le 03 janvier à 106 le 04 janvier. Le niveau du PHMA a été dépassé durant trois pleines mers consécutives, avec un niveau maximal de 6,93 m atteint le 03 janvier à 13h (fig. 11C), coïncidant avec des vagues au large de près de 3,8 m et une surcote maximale de 1,12 m atteinte à marée montante.

Cette tempête a provoqué un net recul du pied de dune, tant au niveau de la dune Marchand qu’au niveau de la dune Dewulf (fig. 12A), engendrant par endroit une falaise d’érosion de plus de 3 m de hauteur (fig. 12C). Les pertes sédimentaires causées par Eleanor sont cependant inférieures à celles observées suite à la tempête Egon. Les deux profils les plus touchés, le P1 et le P2, sur la dune Marchand, ont subi des pertes de -5,8 m³/m.l et -7,1 m³/m.l avec un recul de 3 à 4 m du front dunaire (fig. 12A). Les profils P3, P4 et P5 ont subi des pertes moins importantes, inférieures à -3,5 m³/m.l avec un recul du pied de dune inférieur à 2 m. Le haut de plage s’est abaissé de près de 0,4 m au niveau de tous les profils avec cependant des pertes sédimentaires moins importantes au niveau des profils P2 et P3 (érosion inférieure à -4 m³/m.l) (fig. 12A).

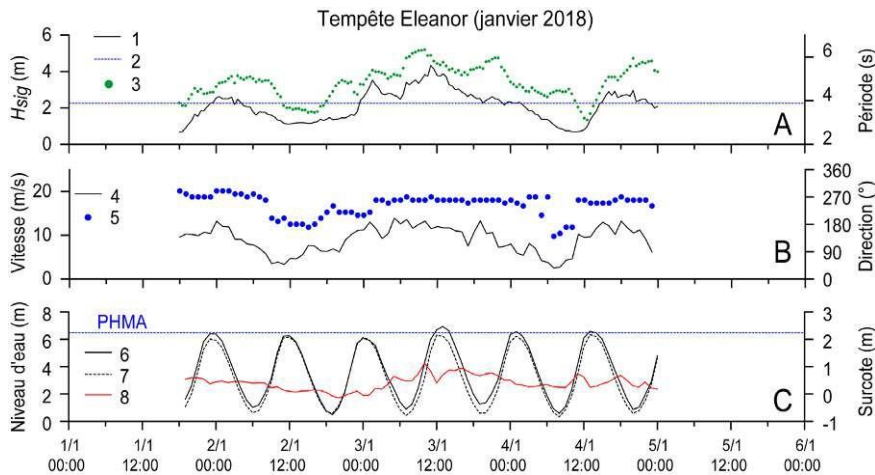


Fig. 11 – Conditions météo-marines lors de la tempête Eleanor.

A : Vagues au large ; B : Vent ; C : Marée. 1. Hauteur des vagues ; 2. Limite du centile $H_{sig95\%}$; 3. Périodes moyennes des vagues ; 4. Vitesse du vent ; 5. Direction du vent ; 6. Niveau de marée observée ; 7. Niveau de marée prédite ; 8. Surcote.

Fig. 11 – Weather and marine data during storm Eleanor.

A : Offshore waves ; B : Wind ; C : Tide. 1. Significant wave height ; 2. $H_{sig95\%}$ percentile limit ; 3. Average wave period ; 4. Wind speed ; 5. Wind direction ; 6. Observed tide level ; 7. Predicted tide level ; 8. Tidal surge.

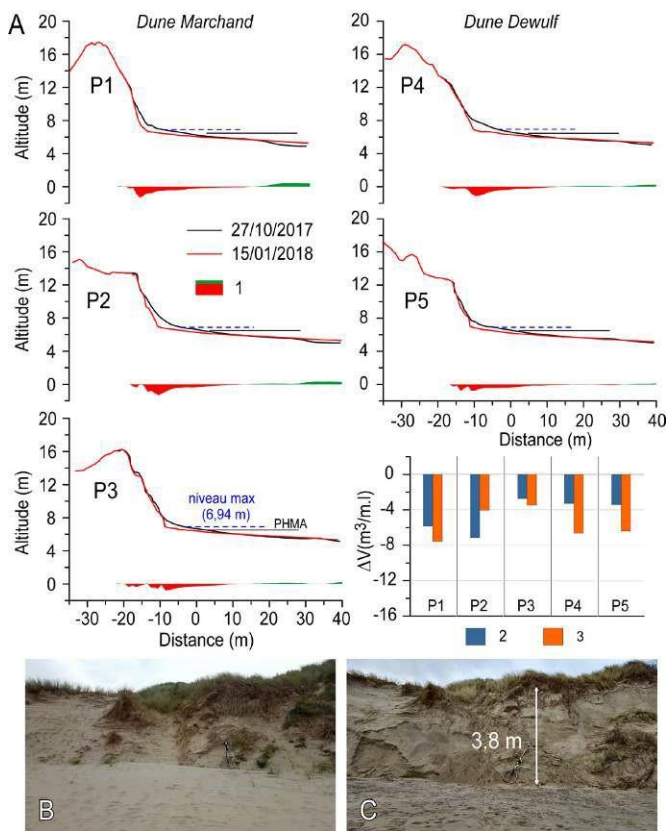


Fig. 12– Illustration de l'impact de la tempête Eleanor de janvier 2018.

A : Profils topographiques réalisés avant et après la tempête au niveau de la dune Marchand et de la dune Dewulf ; B : Photographie du front dunaire au niveau du profil P2 (dune Marchand) avant la tempête ; C : Front dunaire après la tempête. 1. Différence d'altitude entre les profils de plage ; 2. Au niveau de la dune ; 3. Au niveau du haut.

Fig. 12 – Impact of the storm Eleanor in January 2018.

A: Topographic profiles before and after the storm at dune Marchand and Dewulf; B: Photograph showing dune front at profile P2 (dune Marchand) before the storm; C: Front dunaire après la tempête. 1. Difference of altitude between profiles; 2. At the dune; 3. On the upper beach.

4.4. Bilan

Globalement, l'effet cumulatif de la tempête Xaver et des tempêtes Egon et Eleanor a engendré un déficit sédimentaire important sur le versant externe du cordon dunaire (fig. 7). Au niveau de la dune Marchand, les profils P2 et P3, situés immédiatement à l'est

de Zuydcoote (fig. 1), sont les profils ayant subi les pertes les plus importantes, avec un déficit sédimentaire de $-34 \text{ m}^3/\text{m}$ et $-23,5 \text{ m}^3/\text{m.l}$ respectivement. Le profil P1, situé plus à l'est, enregistre une perte plus modérée ($-16 \text{ m}^3/\text{m.l}$) pour la dune mais une érosion plus importante en haut de plage. Concernant le secteur de la dune Dewulf, l'érosion est moins importante en haut de plage qu'au niveau de la dune Marchand (fig. 7). Le cordon dunaire, au niveau du profil P5 a été moins érodé (pertes $< -10 \text{ m}^3/\text{m.l}$) qu'au niveau du profil P4 où le bilan sédimentaire est très négatif, avec des pertes de volume de l'ordre de $-31 \text{ m}^3/\text{m.l}$.

Les tempêtes Egon et Eleanor sont responsables d'une érosion significative des versants dunaires, mais on observe une différence nette dans les pertes volumétriques entre un profil et un autre et ce, malgré leur proximité géographique. L'érosion du cordon dunaire se produit principalement lors de la tempête Egon. C'est lors de cette tempête que le cordon bordier perd un volume important au niveau de la dune Marchand (profils P2 et P3). Au niveau de la dune Dewulf, ainsi qu'au niveau du profil P1, situé à l'est de la dune Marchand, c'est le haut de plage qui est le plus déficitaire en termes de variations de volumes, la dune étant moins touchée (fig. 7). Dans une moindre mesure, cette évolution est similaire lors du passage de la tempête Eleanor. On constate que lorsque le bilan est nettement négatif au niveau du cordon bordier (P2 et P3), le haut de plage enregistre au contraire un déficit sédimentaire assez faible.

Afin de tenter d'expliquer ces différences, des corrélations ont été réalisées entre les variations de volumes au niveau de la dune et les largeurs de haut de plage d'une part et les variations de volumes et l'altitude du pied de dune mesurée avant la tempête d'autre part. Lors de la tempête Egon (fig. 13A), les corrélations semblent assez bonnes entre les variations de volumes dans la dune et la largeur du haut de plage ($R^2 = 0,55$). Cependant, on peut constater qu'au niveau du profil P2 l'érosion est plus importante qu'au niveau du profil P3 (fig. 9), et ce malgré un haut de plage plus large (34 m au P3 et 30 m au P2, Fig. 13). Ceci peut être expliqué lorsque l'on analyse les variations de volumes et l'altitude du pied de dune ($R^2 = 0,52$), l'altitude du pied de dune au niveau du P3 (7,45 m) étant supérieure à celle du P2 (7,1 m). Cette différence de 0,35 m dans l'altitude du pied de dune aurait permis au cordon dunaire de mieux résister aux attaques des vagues. Ces corrélations semblent moins pertinentes lorsque l'on considère les résultats suite à la tempête Eleanor (fig. 13B). Ceci peut être expliqué par le fait que la morphologie du profil

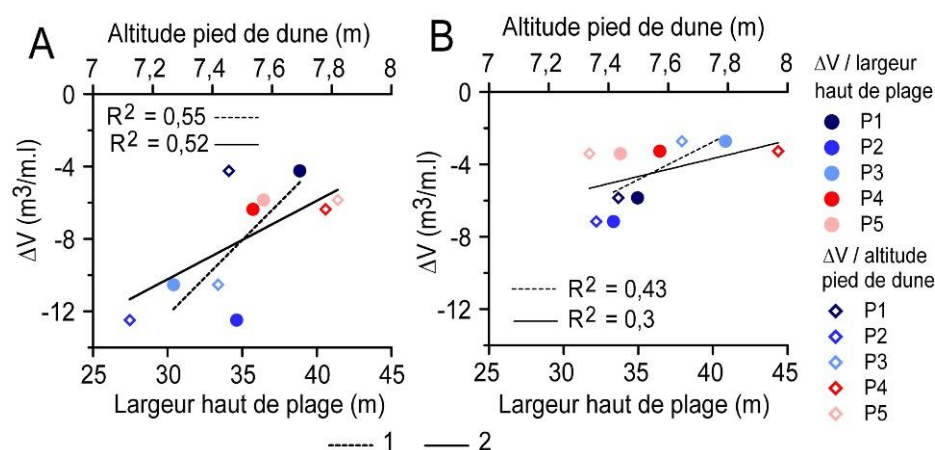


Fig. 13 – Correlations entre les variations volumétriques de la dune et les paramètres morphologiques lors de la tempête Egon (A) et la tempête Eleanor (B)

1. Corrélation avec la largeur du haut de plage ; 2. Corrélation avec l'altitude du pied de dune.

Fig. 13 – Correlations between dune volume changes and morphological parameters during storms Egon (A) and Eleanor (B).

1. Correlation with upper beach width ; 2. Correlation with dune toe elevation).

levé le 27 octobre 2017 (2 mois avant la tempête) ne correspondrait pas à la topographie préexistante quelques jours avant la tempête, d'autant plus que des variations morphologiques se sont certainement produites lors de cette période, suite notamment à la tempête d'énergie modérée de décembre 2017 (fig. 3D).

5. Discussion

L'analyse de l'évolution à moyen terme (2012-2018) des secteurs dunaires étudiés montre que le cordon dunaire a été sévèrement érodé lors de la tempête Xaver fin 2013, puis dans une moindre mesure suite aux tempêtes Egon et Eleanor en 2017 et 2018. Le long des côtes macrotidales, l'impact des tempêtes sur l'érosion des dunes est particulièrement dépendant de la conjonction de surcote et de marées de fort coefficient et des vagues de forte énergie (Ruz et Meur-Ferec, 2004 ; Pye et Blott, 2008 ; Ruz et al., 2009 ; Esteves et al., 2012 ; Masselink et al., 2016). D'après nos analyses, il apparaît que l'énergie des vagues à marée haute n'est pas nécessairement le principal paramètre contrôlant l'érosion des versants dunaires, la hauteur du niveau d'eau atteint pendant la tempête qui permet, ou non, aux vagues d'atteindre le pied de dune, est également un élément important à considérer. Nos résultats montrent en effet, que l'érosion de la dune induite par la tempête Xaver en décembre 2013 est plus importante que celle provoquée par les deux autres tempêtes de janvier 2017 et 2018 (fig. 7) et ce, malgré une énergie de vagues moins importante (fig. 3D). Xaver a donc été plus morphogène du fait d'un haut niveau d'eau exceptionnel.

Nos résultats montrent également que les cordons dunaires situés le long d'un secteur côtier relativement peu étendu, peuvent avoir des réponses très différentes lors d'un même événement de tempête. L'analyse de l'impact des différentes tempêtes montre que le cordon dunaire, au niveau de la dune Dewulf (profils P4 et P5) résiste mieux aux tempêtes par rapport à la partie ouest de la dune Marchand (profils P2 et P3). Ceci est sans doute lié à une morphologie pré-tempête différente d'un profil à un autre. En effet, des études consacrées à l'érosion et à la régénération post-tempête des dunes ont montré que la réaction des systèmes dunes/plage aux tempêtes n'est généralement pas uniforme sur le plan spatial et est souvent caractérisé par une grande variabilité (Kahn et Roberts, 1982 ; Houser et al., 2008 ; Suanez et al., 2012 ; De Winter et al., 2015 ; Brooks et al., 2017 ; Splinter et al., 2018). Plusieurs études ont suggéré que cette variabilité pourrait être due à l'élévation du pied

de dune par rapport aux hauts niveaux d'eau (Splinter et al., 2018), aux variations longitudinales de la pente de la plage (Larson et al., 2004) et de la largeur du haut de plage (Pye et Blott, 2016 ; Crapoulet et al., 2017). Les autres causes possibles des variations spatiales dans la réponse des dunes aux tempêtes sont la présence (ou l'absence) de barres intertidale et leurs caractéristiques morphologiques (Harley et al., 2009 ; Castelle et al., 2015), ainsi que la bathymétrie, par réfraction des vagues sur les bancs de sable à l'avant côte (Houser et al., 2008 ; Houser et Hamilton, 2009), pouvant induire des gradients dans le transport des sédiments (Houser et Mathew, 2011), qui peuvent à leur tour être responsables de la variabilité dans la morphologie des dunes et de leur réponse en cas de tempête (Houser, 2013). La morphologie de l'avant côte au-devant de notre zone d'étude est caractérisée par la présence d'un banc subtidal et d'un chenal de navigation (fig. 1) qui peuvent avoir une influence sur l'évolution du cordon dunaire. En effet, d'après Héquette et al. (2009, 2019), ce banc ne constituerait pas forcément une barrière naturelle diminuant l'attaque des vagues lors des conditions de mer agitée, mais qu'au contraire, celles-ci se reformeraient entre le banc et la côte, notamment en face de la dune Dewulf où le chenal de navigation est plus proche et plus profond. Ce chenal contribuerait aussi au renforcement des courants longitudinaux et par conséquent à la mobilisation et le transport des sédiments vers l'est.

Notre étude a mis en évidence l'importance de l'altitude du pied de dune et de la largeur du haut de plage dans la réponse des secteurs dunaires étudiés lors d'événements tempétueux (fig. 13). Bien que les différences d'altitude du pied de dune étaient relativement minimes entre ces deux secteurs, elles ont cependant joué un rôle dans la réponse de la côte aux tempêtes, tout comme la largeur et du haut de plage. En effet, les profils levés avant la tempête Egon de janvier 2017, montrent des écarts maximum d'altitudes de pieds de dunes et de largeurs de haut de plage assez peu significatifs (ne dépassant pas 0,8 m pour les altitudes des pieds de dunes et 8 m pour les largeurs de haut de plage, figures 13), mais suffisamment importants dans la réponse de chaque profil à l'impact de la tempête. Comme le montrent de nombreuses études (Saye et al., 2005 ; Houser, 2009 ; Richter et al., 2013 ; Keijsers et al., 2014 ; Hesp et Smyth, 2016 ; Pye et Blott, 2016 ; Crapoulet et al., 2017 ; Van Puijenbroek et al., 2017), la largeur du haut de plage a en effet une grande influence sur la sensibilité des dunes côtières à l'érosion ou à l'accrétion. Les dunes côtières bordant une plage supérieure étroite étant plus vulnérables à l'érosion, tandis que les dunes associées à un haut de plage plus

large seraient plus stables ou pourraient favoriser le développement de dunes embryonnaires.

Nos résultats montrent enfin, qu'après tempête, les profils de plages et de dunes étudiés sont caractérisés par une absence de régénération post-tempête, l'érosion étant prédominante depuis la tempête Xaver. Contrairement à d'autres littoraux impactés par la série de tempêtes de l'hiver 2013/2014 où l'on a pu constater une régénération partielle ou totale de la dune durant les premières années suivant cette série de tempête (Scott et al., 2016 ; Brooks et al., 2017 ; Castelle et al., 2017 ; Bullard et al., 2019 ; Nicolae Lerma et al., 2019), le cordon duniaire, sur notre secteur d'étude est resté quant à lui déficitaire et n'a connu aucune régénération. Bien que pendant trois ans, entre la tempête Xaver et la tempête Egon, les conditions météo-marines aient été relativement calmes (fig. 3), de telles conditions n'ont pas permis une régénération du cordon duniaire, malgré un pourcentage non négligeable de conditions de vent favorables au transport éolien.

Un seuil critique, en termes de haut niveau d'eau, donc été atteint lors de la tempête Xaver. Cette notion de seuil critique a été utilisée dans plusieurs études en prenant en considération la hauteur des vagues (Thom et Hall, 1991), l'énergie ou la puissance des vagues (Esteves et al., 2012), la hauteur des niveaux d'eau (Pye et Blott, 2008 ; Karunarathna et al., 2018) ou encore la durée pendant laquelle des hauts niveaux d'eau critiques sont dépassés (Ruz et al., 2009 ; Esteves et al., 2012). Dans le cadre de cette étude il semble que le niveau d'eau exceptionnel atteint pendant la tempête Xaver en 2013 soit à l'origine d'une phase érosive persistante, le cordon duniaire, à l'est de Dunkerque, après plusieurs décennies de stabilité relative (Ruz et al., 2005) ayant reculé vers la terre de plusieurs mètres. De plus, la tempête Egon puis la tempête Eleanor séparées seulement d'un an, ont accentué l'érosion et le recul des fronts duniaires. Le rapprochement de ces tempêtes et le manque de temps nécessaire pour la réalimentation en sable des versants duniaires n'ont pas permis un rétablissement proche de leur état initial. Comme souligné par Houser et al. (2015), le rythme de régénération des dunes est initialement faible au cours des premières années suivant une tempête, tant que la végétation ne colonise pas le front de dune et piège le sable soufflé par le vent. Les seules variations morphologiques observées sur le terrain au niveau de notre zone d'étude sont dues essentiellement à des réajustements de la masse sableuse de la falaise qui, instable, tend à glisser vers le bas et à s'effondrer par paquets, régularisant ainsi la falaise sableuse.

6. Conclusion

L'étude de l'évolution à moyen terme du cordon duniaire à l'est de Dunkerque a montré la sensibilité de cette portion du littoral aux événements tempétueux. En effet, sur un intervalle de quatre ans, la série de tempêtes de l'hiver 2013/2014 suivie par les tempêtes Egon et Eleanor, a engendrées un recul de près de 10 m du versant duniaire au niveau de la dune Dewulf et de la dune Marchand. Les levés topographiques au niveau de deux secteurs duniaires adjacents ont permis de montrer l'importance de certains paramètres morphologiques (altitude du pied de dune et largeur du haut de plage) dans la capacité des dunes côtières à mieux résister aux attaques des vagues de tempête. En effet, l'analyse de l'évolution morphologique du haut de plage et du cordon duniaire lors des

tempêtes étudiées a montré que les secteurs les moins touchés par l'érosion présentent des largeurs et, par conséquent, des volumes de haut de plage plus importants. Ceci est d'autant plus remarquable notamment au niveau des profils P1 (dune Marchand), P4 et P5 (dune Dewulf) lors des tempêtes Egon et Eleanor où l'érosion en haut de plage est plus important que celui de la dune. Le haut de plage bien rechargé en sable aurait servi de zone tampon, les vagues devant déblayer ce stock sableux avant d'atteindre le pied de dune. A cette échelle de temps, nous avons vu également que les processus de régénération des dunes côtières peuvent être très longs sur notre site d'étude, notamment lorsque les événements tempétueux se produisent à des intervalles de temps rapprochés. Cette érosion est essentiellement liée à de hauts niveaux d'eau combinés à des vagues d'énergie modérée. Dans le contexte actuel d'élévation du niveau marin relatif, de tels niveaux d'eau risquent d'être de plus en plus fréquents (Zhang et al., 2004), accentuant l'érosion et diminuant ainsi les capacités de reconstitution du cordon duniaire.

Remerciements

Cette étude a bénéficié du soutien financier de la Région Hauts de France et de l'Université du Littoral par le biais d'une allocation de recherche attribuée à A. Zemmour. Les auteurs remercient les correcteurs pour leurs commentaires constructifs et leurs suggestions. Nous remercions également à Denis Marin pour son aide dans la réalisation des figures, ainsi qu'à Vincent Sipka pour son aide dans l'acquisition des données *in situ* sur le terrain.

Références

- Angnuureng D.B., Almar R., Senechal N., Castelle B., Addo K.A., Marieu V. Ranasinghe R. (2017) – Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology*, 290, 265–276.
[DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.04.007](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.007)
- Anthony E.J., Ruz M.H., Vanhée S. (2009) – Aeolian sand transport over complex intertidal bar-trough beach topography. *Geomorphology*, 105 (1–2), 95–105.
[DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.12.013](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.12.013)
- Anthony E.J., Levoy F., Montfort O., Degryse-Kulkarni C. (2005) – Patterns of short-term intertidal bar mobility on a ridge and runnel beach Merlimont Northern of France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (1), 81–93.
[DOI: 10.1002/esp.1129](https://doi.org/10.1002/esp.1129)
- Augris C., Clabaut P., Vicaire O. (1990) – Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. *Nature morphologie et mobilité des fonds*. Edition IFREMER – Région Nord-Pas-de-Calais, 96 p.
- Bagnold R.A. (1941) – *The physics of wind blown sands and desert dunes*. Matheun Dover Publications Inc. London, 320 p.
- Battiau-Queney Y., Fauchois J., Deboudt P., Lanoy-Ratel P. (2001) – Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast (English Channel and southern North Sea). *Journal of Coastal Research, Special Issue 34*, 580–592.
- Bauer B.O., Davidson-Arnott R.G.D., Hesp P.A., Namikas S.L., Ollerhead J., Walker I.J. (2009) – Aeolian sediment transport on a beach: Surface moisture wind fetch and mean transport.

- Geomorphology, 105 (1–2), 106–116.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2008.02.016](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.02.016)
- Beck C., Clabaut P., Dewez S., Vicair O., Chamley H., Augris C., Hoslin R., Caillot A. (1991) – Sand bodies and sand transport paths at the English Channel–North Sea border: morphology dynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, 11, 111–121.
- Blaise E., Suanez S., Stéphan P., Fichaut B., David L., Cuq V., Autret R., Houron J., Rouan M., Floc’h F., Arduin F., Cancouët R., Davidson R., Costa S., Delacourt C. (2015) – Bilan des tempêtes de l’hiver 2013–2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 21 (3), 267–292.
[DOI : 10.4000/geomorphologie.11104](https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11104)
- Briquet A. (1930) – Le littoral du nord de la France et son évolution morphologique : suivi d’un appendice : L’évolution du rivage du nord de la France et l’activité de l’homme. Thèse de doctorat, Faculté des lettres de l’Université de Paris, 431 p.
- Brooks S.M., Spencer T., Christie E.K. (2017) – Storm impacts and shoreline recovery: Mechanisms and controls in the southern North Sea. *Geomorphology*, 283, 48–60.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2017.01.007](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.007)
- Bullard J. E., Ackerley D., Millett J., Chandler J. H., Montreuil A.–L., (2019) – Post–storm geomorphic recovery and resilience of a prograding coastal dune system. *Environmental Research Communications*, 1 (1), 1–12.
[DOI : 10.1088/2515-7620/ab0258](https://doi.org/10.1088/2515-7620/ab0258)
- Burvingt O., Masselink G., Scott T., Davidson M., Russell P. (2018) – Climate forcing of regionally coherent extreme storm impact and recovery on embayed beaches. *Marine Geology*, 401, 112–128.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2018.04.004](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.04.004)
- Cartier A., Héquette A. (2011) – Variation in longshore sediment transport under low to moderate conditions on barred macrotidal beaches. *Journal of Coastal Research, Special Issue 64*, 45–49.
- Cartier A., Héquette A. (2013) – The influence of intertidal bar–trough morphology on sediment transport on macrotidal beaches northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57 (3), 325–347.
- Castelle B., Bujan S., Ferreira S., Dodet G. (2017) – Foredune morphological changes and beach recovery from the extreme 2013/2014 winter at a high–energy sandy coast. *Marine Geology*, 385, 41–55.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2016.12.006](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.006)
- Castelle B., Marieu V., Bujan S., Splinter K.D., Robinet A., Sénéchal N., Ferreira S. (2015) – Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double–barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135–148.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2015.03.006](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006)
- Cazenave A., Cozannet G.L. (2014) – Sea level rise and its coastal impacts. *Earth’s Future*, 2 (2), 15–34.
[DOI : 10.1002/2013EF000188](https://doi.org/10.1002/2013EF000188)
- Church J.A., White N.J. (2011) – Sea level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, 32 (4–5), 585–602.
[DOI : 10.1007/s10712-011-9119-1](https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1)
- Clabaut P., Chamley H., Marteel H. (2000) – Évolution récente des dunes littorales à l’est de Dunkerque (Nord de la France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 6 (2), 125–136.
[DOI : 10.3406/morfo.2000.1052](https://doi.org/10.3406/morfo.2000.1052)
- Claudino–Sales V., Wang P., Horwitz M.H. (2008) – Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island Florida. *Geomorphology*, 95 (3–4), 295–315.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2007.06.004](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.06.004)
- Coco G., Senechal N., Rejas A., Bryan K., Capó S., Parisot J.P., Brown J.A., MacMahan J.H.M. (2014) – Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204, 493–501.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2013.08.028](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.028)
- Crapoulet A., Héquette A., Marin D., Levoy F., Bretel P. (2017) – Variations in the response of the dune coast of northern France to major storms as a function of available beach sediment volume. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42 (11), 1603–1622.
[DOI : 10.1002/esp.4098](https://doi.org/10.1002/esp.4098)
- Daubord C. (2014) – Caractérisation de 7 événements de tempête de l’automne–hiver 2013–2014 à partir des données disponibles au SHOM. SHOM Rapport p. 001/2014, 37 p.
- De Winter R.C., Gongriep F., Ruessink B.G. (2015) – Observations and modeling of alongshore variability in dune erosion at Egmond aan Zee the Netherlands. *Coastal Engineering*, 99, 167–175.
[DOI : 10.1016/j.coastaleng.2015.02.005](https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.02.005)
- Dissanayake P., Brown J., Wisse P., Karunarathna H. (2015) – Effects of storm clustering on beach/dune evolution. *Marine Geology*, 370, 63–75.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2015.10.010](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.010)
- Dodet G., Castelle B., Masselink G., Scott T., Davidson M., Floc’h F., Jackson D., Suanez S. (2019) – Beach recovery from extreme storm activity during the 2013–14 winter along the Atlantic coast of Europe *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (1), 393–401.
[DOI : 10.1002/esp.4500](https://doi.org/10.1002/esp.4500)
- Esteves L.S., Brown J.M., Williams J.J., Lymbery G. (2012) – Quantifying thresholds for significant dune erosion along the Sefton Coast Northwest England. *Geomorphology*, 143–144, 52–61.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2011.02.029](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.02.029)
- Garrote J., Díaz–Álvarez A., Nganhane H., Garzón Heydt G. (2018) – The Severe 2013–14 winter storms in the historical evolution of Cantabrian (Northern Spain) beach–dune systems. *Geosciences*, 8 (12), 459.
[DOI : 10.3390/geosciences8120459](https://doi.org/10.3390/geosciences8120459)
- Harley M.D., Turner I.L., Short A.D., Ranasinghe R. (2009) – An empirical model of beach response to storms – SE Australia. In *Coasts and Ports 2009, Dynamic Environment*, Wellington New Zealand, 120 (8), 600–606.
- Héquette A., Cartier A. (2016) – Theoretical and observed breaking wave height on a barred macrotidal beach: implications for the estimation of breaker index on beaches with large tidal range. *Journal of Coastal Research, Special Issue 75*, 861–866.
[DOI : 10.2112/SI75-173.1](https://doi.org/10.2112/SI75-173.1)
- Héquette A., Hemdane Y., Anthony E.J., (2008) – Determination of sediment transport paths in macrotidal shoreface environments: a comparison of grain–size trend analysis with near–bed current measurements. *Journal of Coastal Research*, 24 (3), 695–707.

- [DOI : 10.2112/06-0714.1](https://doi.org/10.2112/06-0714.1)
Héquette A., Ruz M.H., Maspataud A., Sipka V. (2009) – Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: implications for beach and shoreline evolution. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 56, 59–63.
- Héquette A., Ruz M.-H., Marin D., Zemmour A., Cartier A., Sipka V. (2019) – Alongshore variability in coastal dune erosion and post-storm recovery northern coast of France. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 88, 25–45.
[DOI : 10.2112/SI88-004.1](https://doi.org/10.2112/SI88-004.1)
- Hesp P.A. (2011) – Dune coasts. In Wolanski E., McLusky D.S. (Eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science*, vol. 3, Academic Press, Waltham, MA, 193–221.
- Hesp P.A., Smyth T.A.G. (2016) – Surfzone–each–dune interactions: flow and sediment transport across the intertidal beach and backshore. *Journal of Coastal Research*, 75 (sp1), 8–12.
[DOI : 10.2112/SI75-002.1](https://doi.org/10.2112/SI75-002.1)
- Houser C., (2009) – Synchronization of transport and supply in beach–dune interaction. *Progress in Physical Geography*, 33 (6), 733–746.
[DOI : 10.1177/0309133309350120](https://doi.org/10.1177/0309133309350120)
- Houser C. (2013) – Alongshore variation in the morphology of coastal dunes: Implications for storm response. *Geomorphology*, 199, 48–61.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2012.10.035](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.035)
- Houser C., Hamilton S. (2009) – Sensitivity of post–hurricane beach and dune recovery to event frequency. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 (5), 613–628.
[DOI : 10.1002/esp.1730](https://doi.org/10.1002/esp.1730)
- Houser C., Mathew S. (2011) – Alongshore variation in foredune height in response to transport potential and sediment supply: South Padre Island Texas. *Geomorphology*, 125 (1), 62–72.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2010.07.028](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.028)
- Houser C., Ellis J. (2013) – Beach and Dune Interaction. In Shroder J.F. (Eds.), *Treatise on Geomorphology*, vol. 10, Academic Press, San Diego, 267–288.
- Houser C., Hapke C., Hamilton S. (2008) – Controls on coastal dune morphology shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100 (3–4), 223–240.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2007.12.007](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.12.007)
- Houser C., Wernette P., Rentschlar E., Jones H., Hammond B., Trimble S. (2015) – Post–storm beach and dune recovery: Implications for barrier island resilience. *Geomorphology*, 234, 54–63.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2014.12.044](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.12.044)
- Idier D., Castelle B., Poumadère M., Balouin Y., Bertoldo R., Bouchette F., Boulahya F., Brivois O., Calvete D., Capo S., Certain R., Charles E., Chateauminois E., Delvallée E., Falqués A., Fattal P., Garcin M., Garnier R., Héquette A., Larroudé P., Lecacheux S., Le Cozannet G., Maanan M., Mallet C., Maspataud A., Oliveros C., Paillart M., Parisot J., Pedreros R., Robin N., Robin M., Romieu E., Ruz M., Thiébot J., Vinchon C. (2013) – Vulnerability of sandy coasts to climate variability. *Climate Research*, 57 (1), 19–44.
[DOI : 10.3354/cr01153](https://doi.org/10.3354/cr01153)
- Kahn J.H., Roberts H.H. (1982) – Variations in storm response along a microtidal transgressive barrier–island arc. *Sedimentary Geology*, 33 (2), 129–146.
- Kandrot S., Farrell E., Devoy R. (2016) – The morphological response of foredunes at a breached barrier system to winter 2013/14 storms on the south–west coast of Ireland. *Earth Surf Process Landf*, 41 (14), 2123–2136.
[DOI : 10.1002/esp.4003](https://doi.org/10.1002/esp.4003)
- Karunaratna H., Pender D., Ranasinghe R., Short A.D., Reeve D.E. (2014) – The effects of storm clustering on beach profile variability. *Marine Geology*, 348, 103–112.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2013.12.007](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.007)
- Karunaratna H., Brown J., Chatzirodou A., Dissanayake P. (2018) – Multi-timescale morphological modelling of a dune-fronted sandy beach. *Coastal Engineering*, 136, 161–171.
[DOI : 10.1016/j.coastaleng.2018.03.005](https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.03.005)
- 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 (3): e91115.
[DOI : 10.1371/journal.pone.0091115](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0091115)
- Larson M., Erikson L., Hanson H. (2004) – An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering*, 51 (8–9), 675–696.
[DOI : 10.1016/j.coastaleng.2004.07.003](https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.003)
- Maspataud A. (2011) – Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d’Opale, 470 p.
- Maspataud A., Ruz M.H. (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., Vanhée S. (2012) – Potential impacts of extreme storm surges on a low–lying densely populated coastline: the case of Dunkirk area Northern France. *Natural Hazards*, 66 (3), 1327–1343.
[DOI : 10.1007/s11069-012-0210-9](https://doi.org/10.1007/s11069-012-0210-9)
- Masselink G., Van Heteren S. (2014) – Response of wave-dominated and mixed–energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352, 321–347.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2013.11.004](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.004)
- Masselink G., Scott T., Poate T., Russell P., Davidson M., Conley D. (2015) – The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England: extreme 2013/14 winter storms: forcing and response. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41 (3), 378–391.
[DOI : 10.1002/esp.3836](https://doi.org/10.1002/esp.3836)
- Masselink G., Castelle B., Scott T., Dodet G., Suanes S., Jackson D., Floc’h F. (2016) – Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, 43 (5), 2135–2143.
[DOI : 10.1002/2015GL067492](https://doi.org/10.1002/2015GL067492)
- Mathews T., Murphy C., Wilby R.L., Harrigan S. (2014) – Stormiest winter on record for Ireland and the UK. *Nature Climate Change*, 4(9), 738–740.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2004.05.011](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.011)
- Montreuil A.L., Bullard J. E. (2012) – A 150–year record of coastline dynamics within a sediment cell: Eastern England. *Geomorphology*, 179, 168–185.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2012.08.008](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.008)

- Morton R.A., Pain J.G., Gibeaut J.C. (1994) – Stages and Durations of Post–Storm Beach Recovery Southeastern Texas Coast U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 884–908.
- Nicholls, R.J. and Cazenave, A. (2010) – Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328 (5985), 1517–1520.
[DOI : 10.1126/science.1185782](https://doi.org/10.1126/science.1185782)
- Nicolae–Lerma A., Ayache B., Ulvoas B., Paris F., Bernon N., Bultreau T., Mallet C. (2019) – Pluriannual beach–dune evolutions at regional scale: Erosion and recovery sequences analysis along the Aquitaine coast based on airborne LiDAR data. *Continental Shelf Research*, 189, 24–40.
[DOI : 10.1016/j.csr.2019.103974](https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103974)
- Psuty N.P. (1988) – Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research* 3, 1–4.
- Pye K. (1991) – Beach deflation and backshore dune formation following erosion under storm surge conditions: an example from Northwest England. In Barndorff–Nielsen O.E., Willetts B.B. (Eds.) *Aeolian Grain Transport 2. The Erosional Environment Acta Mechanica Supplementum*, Springer Berlin, 2,171–181.
- Pye K., Blott S.J. (2008) – Decadal–scale variation in dune erosion and accretion rates: An investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast UK. *Geomorphology*, 102 (3–4), 652–666.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2008.06.011](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.011)
- Pye K., Blott S.J. (2016) – Assessment of beach and dune erosion and accretion using LiDAR: Impact of the stormy 2013–14 winter and longer term trends on the Sefton Coast UK. *Geomorphology*, 266, 146–167.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2016.05.011](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.05.011)
- Reichmüth B., Anthony E.J. (2007) – Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, 90 (1–2), 101–114.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2007.01.015](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.01.015)
- Reichmüth B., Anthony E.J. (2008) – Seasonal–scale morphological and dynamic characteristics of multiple intertidal bars. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues*, 52 (3), 79–90.
[DOI : 10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0079](https://doi.org/10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0079)
- Richter A., Faust D., 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.
[DOI : 10.1016/j.catena.2011.02.007](https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.02.007)
- Ruz M.H., Meur–Ferec 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 (1–2), 73–87.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2003.07.011](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.011)
- Ruz M.H., Anthony E.J., Faucon L. (2005) – Coastal dune evolution on a shoreline subject to strong human pressure: the Dunkirk area, northern France. In Herrier J.–L., Mees J., Salman A., Seys J., Nieuwenhuyse H., Dobbelaere I. (Eds.) *Proceedings ‘Dunes & Estuaries 2005’ – International Conference on Nature restoration Practices in European Coastal Habitats*, Koksijde, Belgium, 19–23 September 2005, 441–449.
- 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*, Special Issue 56, 356–360.
- Saye S.E., Van Der Wal D., Pye K., 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 (1–4), 128–155.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2005.05.007](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.05.007)
- Scott T., Masselink G., O’Hare T., Saulter A., Poate T., Russell P., Davidson M., Conley D. (2016) – The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. *Marine Geology*, 382, 224–241.
[DOI : 10.1016/j.margeo.2016.10.011](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.011)
- Senéchal N., Coco G., Castelle B., Mariéu V. (2015) – Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso– to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse France). *Geomorphology*, 228, 448–461.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2014.09.025](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.025)
- Sherman D.J., Bauer B.O. (1993) – Dynamics of beach–dune systems. *Progress in Physical Geography*, 17 (4), 413–447.
[DOI : 10.1177/030913339301700402](https://doi.org/10.1177/030913339301700402)
- Short A.D., Hesp P.A. (1982) – Wave, beach and dune interactions in South Eastern Australia. *Marine Geology*, 48 (3–4), 259–284.
[DOI : 10.1016/0025-3227\(82\)90100-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90100-1)
- Spencer T., Brooks S.M., Evans B.R., Tempest J.A., Möller I. (2015) – Southern North Sea storm surge event of 5 December 2013: Water levels waves and coastal impacts. *Earth–Science Reviews*, 146, 120–145.
[DOI : 10.1016/j.earscirev.2015.04.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.04.002)
- Splinter K.D., Kearney E.T., Turner I.L. (2018) – Drivers of alongshore variable dune erosion during a storm event: Observations and modelling. *Coastal Engineering*, 131, 31–41.
[DOI : 10.1016/j.coastaleng.2017.10.011](https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.10.011)
- Stéphan P., Dodet G., Tardieu I., Suanez S., David L. (2018) – Dynamique pluri–décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météo–océaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 24 (1), 79–102.
[DOI : 10.4000/geomorphologie.11908](https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11908)
- Suanez S., Cariolet J.–M. (2010) – L’action des tempêtes sur l’érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norois*, 215, 77–99.
[DOI : 10.400/norois.3212](https://doi.org/10.400/norois.3212)
- Suanez S., Cariolet J.–M., Cancouët R., Ardhuin F., Delacourt C. (2012) – Dune recovery after storm erosion on a high–energy beach: Vougot Beach Brittany (France). *Geomorphology*, 139–140, 16–33.
[DOI : 10.1016/j.geomorph.2011.10.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.014)
- Suanez S., Cancouët R., Floc’h F., Blaise E., Ardhuin F., Filipot J.F., Cariolet J.–M., Delacourt C. (2015) – Observations and predictions of wave runup extreme water levels and medium–term dune erosion during storm conditions. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3 (3), 674–698.
[DOI : 10.3390/jmse3030674](https://doi.org/10.3390/jmse3030674)
- Thom B.G., Hall W. (1991) – Behavior of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 113–127.
- Van Puijenbroek M.E.B., Limpens J., de Groot A.V., Riksen M.J.P.M., Gleichman M., Slim P.A., Van Dobben H.F., Berendse F. (2017) – Embryo dune development drivers: beach morphology growing season precipitation and storms: Embryo dune development and climate. *Earth Surface Processes and*

Landforms, 42 (11), 1733–1744.

[DOI : 10.1002/esp.4144](https://doi.org/10.1002/esp.4144)

Walker I.J., Davidson–Arnott R.G.D., Bauer B.O., Hesp P.A., Delgado–Fernandez I., Ollerhead J., Smyth T.A.G., (2017) – Scale–dependent perspectives on the geomorphology and evolution of beach–dune systems. *Earth–Science Reviews*, 171, 220–253.

[DOI : 10.1016/j.earscirev.2017.04.011](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.011)

Zhang G.K., Douglas B.C., Leatherman S.P., (2004) – Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41–58.

[DOI : 10.1023/B:CLIM.0000024690.32682.48](https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000024690.32682.48)

storms of winter 2013/2014 where partial or total dune recovery was observed during the first years following this series of storms, the foredune east of Dunkirk remained in erosion and did not experience any regeneration. A critical threshold, in terms of high water levels, was therefore reached during storm Xaver. This suggests that as the relative sea level rises, the coastal dunes are likely to experience more frequent episodes of high water levels, thus altering their ability to recover.

Abridged English Version

The coastal dunes of northern France, which constitute a natural barrier against marine flooding, were severely impacted during the series of storms in the winter of 2013/2014. Thanks to multiple sources of data, mainly from airborne LiDAR surveys, in-situ topographic profiles measurements, combined with the analysis of offshore waves, wind and water levels at the coast, we were able to characterize not only the impact of these storms, but also the post-storm evolution of these coastal dunes. In the current context of climate change, it is indeed important to know the potential impact of storms, which may coincide with increasingly high water levels, and also to analyze the capacity of coastal dunes to recover and the rates at which this could occur, particularly in macrotidal environments.

Marine and weather conditions analysis from 2012 to 2018, shows the occurrence of several stormy events inducing high water levels, which are responsible to coastal dune erosion and significant shoreline retreat. The first and most important one was the storm Xaver, on 5 and 6 December 2013. This major event, associated with a water level of 7.3 m exceeding the 100-year return period, resulted in a significant retreat of the foredune east of Dunkirk. Indeed, a comparison of the of 2012 and 2014 LiDAR surveys shows erosion up to $-40 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$, with a retreat of nearly 8 m of the dune foot. Following the Xaver storm, five topographic profiles were monitored. From the beginning of 2014 to the end of 2015, no dune recovery was observed. Foredune remained stable despite calm conditions, which may favor sand accumulation on dunes. From 2016 to 2018 two storms (Egon in January 2017 and Eleanor in January 2018) occurred and were responsible for a shoreline retreat of nearly 4 and sediment losses of -5 to $-15 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$. Again, dune recovery between Egon and Eleanor storms was negligible (no more than $+1 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$).

Overall, the cumulative effect of storms Xaver, Egon and Eleanor resulted in a significant sediment lost all along this coastal area, but volume changes varied from $-16 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ to $-34 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ on dune Marchand and at dune Dewulf, erosion was about $-31 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ to less than $-10 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ although these two dune areas are located close apart. Our results show that this difference in response to storm impact from one profile to another would be related to the beach morphology prior to the storm. Indeed, although these differences initially appear to be small (no more than 0.8 m for dune toe elevations and 8 m for upper beach widths), they are significant in the response of each dune profile to storm impact.

Finally, contrasting to other coastlines impacted by the series of