



Étude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps : analyse de leur capacité de régénération post-tempête

Amar Zemmour

► To cite this version:

Amar Zemmour. Étude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps : analyse de leur capacité de régénération post-tempête. Sciences de la Terre. Université du Littoral Côte d'Opale, 2019. Français. NNT : 2019DUNK0525 . tel-02270709

HAL Id: tel-02270709

<https://theses.hal.science/tel-02270709>

Submitted on 26 Aug 2019

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.

UMR CNRS 8187 LOG

Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences

Equipe 4 – Dynamique Côtière Actuelle et Récente

**Etude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale
à différentes échelles de temps :
Analyse de leur capacité de régénération post-tempête**

Thèse de doctorat

Ecole doctorale SMRE

(Sciences de la Matière du Rayonnement et de l'Environnement)

Présentée par

Amar Zemmour

Soutenance prévue le 25 juin 2019 à Wimereux devant un jury composé de :

Directeur de thèse :

Marie-Hélène RUZ, Professeure, Université du Littoral Côte d'Opale

Rapporteurs :

Yacine HEMDANE, Professeur, Université Houari Boumediene (Alger)

Hervé REGNAULD, Professeur, Université Rennes 2

Examineurs :

Yvonne BATTIAU-QUENEY, Professeure Emérite, Université de Lille

Alain HENAFF, Maître de Conférences, HDR, Université de Bretagne Occidentale

Arnaud HEQUETTE, Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale

Remerciements

Ces quelques phrases, bien qu'elles soient sobres, je les écris avec une grande émotion au terme de ces longues années de travail tellement enrichissant à tout point de vue.

Je tiens en premier lieu à exprimer ma gratitude à Marie-Hélène Ruz, ma directrice de thèse, de m'avoir accordé sa confiance pour mener ce projet mais aussi et surtout d'avoir été si patiente avec moi dans les moments de doutes et de faible confiance en moi. Je vous dois un grand merci pour avoir cru en moi.

Je remercie à présent les membres du jury qui ont accepté d'examiner ce travail. Merci à M. Yacine Hemdane (Professeur à l'Université Houari Boumediene, Alger) et à M. Hervé Regnauld (Professeur à l'Université Rennes 2) d'avoir accepté le rôle de rapporteurs de cette thèse. Merci à Mme. Yvonne Battiau-Queney (Professeure Emérite à l'Université de Lille) et M. Alain Henaff (Maître de Conférences HDR à l'Université de Bretagne Occidentale) d'avoir accepté d'examiner ce travail. Je remercie aussi M. Arnaud Héquette, Professeur à l'Université du Littoral Côte d'Opale et responsable de l'équipe 4 du LOG, d'avoir accepté d'examiner cette thèse mais aussi pour votre soutien et votre confiance.

Mes remerciements vont également aux deux organismes financeurs de cette thèse, qui sont : l'Université du Littoral Côte d'Opale et la Région Hauts de France.

Je souhaite désormais remercier tous les membres du LOG que j'ai côtoyé de près ou de loin. Merci à Vincent Sipka (malgré nos nombreuses engueulades), Denis Marin (pour ses aides précieuses dans toutes sortes de traitements), Olivier Cohen, Adrien Cartier ainsi que Alexandra Spodar. Merci pour votre gentillesse et votre amitié.

Je remercie aussi M. François Schmitt, directeur du LOG et M. Sébastien Monchy pour leurs encouragements dans les moments difficiles.

Enfin, je dédie ce travail à mes chers parents qui m'ont toujours soutenu et cru en moi, sans oublier Adel, Kenza et Yasmine ainsi que toute ma famille.

Sommaire

Introduction générale	1
Chapitre I- Présentation générale de la Côte d'Opale	13
I-1- Contexte géologique	14
I-1-1- Les plaines maritimes	14
I-2- Contexte géomorphologique	17
I-2-1- Morphologie générale des plages	17
I-2-2- Morphologie dunaire	18
I-2-3- Evolution historique des dunes de la Côte d'Opale	20
I-2-4- Morphologie de l'avant-côte	22
I-3- Facteurs climatiques et hydrodynamiques	24
I-3-1- Les vents	24
I-3-2- Les vagues	25
I-3-3- La marée	29
I-3-4- Les surcotes	29
I-3-5- Les courants	30
Chapitre II- Méthodologie globale : acquisition et analyse des données	33
II-1- Etude de l'évolution du trait de côte	33
II-1-1- Type de ressources	33
II-1-2- Détermination des indicateurs de trait de côte	34
II-1-3- Digitalisation et estimation des rythmes d'évolution	34
II-2- Mesures topographiques	36
II-2-1- Mesures par LiDAR aéroporté	36
II-2-2- Mesures par DGPS	38
II-3- Mesure du transport éolien in-situ	40
II-3-1- Technique de piégeage	41
II-3-2- Traitement des données	42
II-4- Données météo-marines	43
II-4-1- Données anémométriques	43
II-4-2- Données marégraphiques	43
II-4-3- Données de vagues au large	43
Chapitre III- Evolution à long terme des littoraux dunaires de la Côte d'Opale	45
III-1- Bilan de l'évolution du trait de côte sur la Côte d'Opale	46

III-2- Evolution du littoral de la façade ouest	48
III-2-1- Rive nord de la baie d'Authie.....	48
III-2-2- Le littoral entre Berck-sur-Mer et le Touquet-Paris-Plage.....	51
III-2-3- Rive nord de l'estuaire de la Canche	53
III-2-4- Littoral entre Sainte-Cécile-Plage et Equihen-Plage	55
III-3- Evolution du littoral du boulonnais	58
III-3-1- Les dunes de la Slack	58
III-3-1- La baie de Wissant	60
III-4- Evolution du littoral de la façade nord	63
III-4-1- Littoral entre Sangatte et Calais	63
III-4-2- Les dunes à l'est de Calais.....	65
III-4-3- Les dunes du platier d'Oye	68
III-4-4- Les dunes à l'est de Dunkerque	70
III-5- Conclusion intermédiaire.....	73
<i>Chapitre IV- Evolution pluriannuelle du trait de côte sur les deux sites ateliers</i>	<i>75</i>
IV-1- Présentation des sites ateliers	75
IV-1-1- Présentation du site de Dunkerque.....	75
IV-1-2- Présentation du site de Merlimont	81
IV-2- Traitement des données utilisées.....	88
IV-2-1- Analyse de l'évolution du trait de côte.....	88
IV-2-2- Analyse de la variabilité des conditions météo-marines	88
IV-3- Résultats de l'évolution pluriannuelle des sites ateliers	93
IV-3-1- Evolution du site de Dunkerque	93
IV-3-2- Evolution du site de Merlimont.....	105
IV-4- Conclusion intermédiaire.....	115
<i>Chapitre V- Evolution morphodynamique à moyen terme des sites ateliers</i>	<i>117</i>
V-1- Caractéristiques des données utilisées	117
V-1-1- Données topographiques	117
V-1-2- Données de vague au large	122
V-1-3- Données de vent.....	123
V-2- Evolution morphodynamique à moyen terme du site de Dunkerque	124
V-2-1- Bilan sédimentaire global	124
V-2-2- Conditions météo-marine à Dunkerque entre 2011 et 2016	128
V-2-3- Variabilité longitudinale du bilan sédimentaire de la dune	129

V-2-4- Analyse de l'évolution à moyen terme d'un profil topographique	134
V-3- Evolution morphodynamique à moyen terme du site de Merlimont	138
V-3-1- Bilan sédimentaire global	138
V-3-2- Conditions météo-marines à Boulogne-sur-Mer entre 2011 et 2013	140
V-3-3- Variabilité longitudinale du bilan sédimentaire de la dune	142
V-4- Conclusion intermédiaire.....	144
Chapitre VI- Évolution morphodynamique à court terme des sites ateliers	147
VI-1- Résultats de l'évolution morphodynamique à court terme du site de Dunkerque .	149
VI-1-1- Conditions météo-marines générales	149
VI-1-2- Evolution morphologique et bilans sédimentaires par profil.....	151
VI-1-3- Analyse de l'impact de deux événements tempétueux	156
VI-1-4- Analyse de la régénération post-tempête.....	166
VI-2- Résultats de l'évolution morphodynamique à court terme du site de Merlimont .	171
VI-2-1- Conditions météo-marines générales	171
VI-2-2- Evolutions morphologiques et bilans sédimentaires par profil.....	172
VI-2-3- Analyse de l'impact de la tempête Eleanor	177
VI-3- Estimation du transport éolien in-situ sur les sites ateliers	182
VI-3-1- Expérimentation du 30 mai 2017 sur le site de Dunkerque	182
VI-3-2- Expérimentation du 15 juin 2017 sur le site de Dunkerque	185
VI-3-3- Expérimentation du 12 janvier 2015 au site de Merlimont	189
VI-4- Conclusion intermédiaire.....	193
Chapitre VII- Synthèse et conclusion	195
VII-1- Evolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps..	195
VII-1-1- Evolution à long terme	195
VII-1-2- L'analyse de l'évolution pluriannuelle du trait de côte	198
VII-1-3- Evolution à moyen terme	200
VII-1-4- Evolution à court terme.....	201
VII-2- Impact des tempêtes et capacité de régénération post-tempête.....	202
Bibliographie	209
Liste des figures	230
Liste des tableaux	242
Annexes.....	246

Introduction générale

La plupart des plages de sable fin dans le monde sont bordées de dunes (MARTINEZ & PSUTY, 2008 ; DAVIDSON-ARNOTT, 2010 ; HESP & WALKER, 2012). En fonction des conditions climatiques, biologiques, géomorphologiques et/ou océanographiques telles que la direction et la vitesse du vent, les précipitations, la couverture végétale, l'apport en sédiments, la taille des sables et l'amplitude des marées, des dunes de différentes tailles et morphologies sont présentes dans le monde entier (CARTER, 1988 ; HESP, 2011 ; HOUSER & ELLIS, 2013 ; RUZ & HESP, 2014).

Les dunes littorales, en particulier les dunes de première ligne (appelées aussi avant-dunes, PASKOFF, 1996), directement associées à la plage, sont fondamentales dans l'équilibre morphosédimentaire des plages sableuses. Réserves en sable qui permettent un rééquilibrage de la plage lors des phases érosives, elles constituent également un rempart naturel contre la mer, tout particulièrement le long des côtes basses (CLAUDINO-SALES *et al.*, 2008 ; HOUSER *et al.*, 2008). Ces dunes de première ligne constituent de plus de bons indicateurs, sur le terrain, de l'équilibre dynamique de la plage. La présence de dunes embryonnaires ou d'une dune bordière en formation reflètent souvent un bilan sédimentaire positif alors que l'absence de dune bordière ou la présence d'une falaise dunaire indiquent un recul du rivage.

Ces dernières décennies les dunes littorales ont fait l'objet d'une attention particulière du fait même de leur position charnière et de leur rôle clé dans l'évolution des côtes sableuses (HESP, 2002 ; SHEPHERD & HESP, 2003 ; PASKOFF, 2004 ; PSUTY, 2004 ; MARTINEZ & PSUTY, 2008). Écosystèmes spécifiques, mais très fragiles, leur évolution à court terme est une préoccupation constante pour les spécialistes des problèmes d'érosion côtière. Dans un contexte de changements climatiques à l'échelle planétaire entraînant une variation du niveau marin relatif (ZHANG *et al.*, 2004 ; NICHOLLS *et al.*, 2011), les dunes littorales sont considérées comme étant un élément majeur régissant la réponse de la côte aux variations du niveau de la mer. Réservoirs de sable en haut de plage, elles sont un pivot pour la stabilité future des côtes. Les dunes côtières représentent également des atouts précieux pour les loisirs et le tourisme, ainsi que pour la conservation de la nature car ce sont des écosystèmes uniques abritant des espèces protégées et souvent menacées (PINNA *et al.*, 2015 ; VAN DER BIEST *et al.*, 2017). Dans les régions côtières densément peuplées l'instabilité du trait de côte est une préoccupation majeure (LUIJENDIJK *et al.*, 2018) et il importe que les spécialistes en géomorphologie littorale puissent, par le biais de leurs recherches, contribuer à

améliorer les connaissances concernant les processus qui régissent l'évolution dunaire afin d'être en mesure de gérer rationnellement ces environnements souvent fragilisés par la pression anthropique.

Pendant de nombreuses années les dunes littorales ont été étudiées comme une entité isolée, répondant à des processus spécifiques. Depuis quelques décennies cependant, le concept de l'interaction dunes-plages a grandement modifié les vues antérieures sur le sujet (SHORT & HESP, 1982 ; SHERMAN & BAUER, 1993 ; SAYE *et al.*, 2005 ; MIOT DA SILVA *et al.*, 2012). Les dunes littorales apparaissent comme un élément indissociable de la zone côtière et leur dynamique est perçue comme reflétant d'une part les conditions hydrodynamiques sur l'estran et dans la zone de déferlement et d'autre part les conditions aérodynamiques dans la zone supra-littorale. Les dunes de première ligne (« foredune », dunes bordières ou cordon bordier) sont des environnements très dynamiques étroitement liés à la plage adjacente par des interactions complexes sur une large gamme d'échelles temporelles et spatiales. Les dunes bordières et les plages constituent donc un système intégré et ce, aussi bien à l'échelle de chaque marée, de chaque tempête, comme à l'échelle de l'Holocène. En termes de bilan sédimentaire, la plage peut faire office de source pour le développement de la dune et cette dernière constitue un stock de sable pouvant alimenter la plage lors d'événements érosifs.

Les systèmes dunaires côtiers

- Formation et morphologie

Les dunes côtières sont des accumulations sédimentaires formées grâce à deux facteurs essentiels : le vent et les apports sableux qu'il engendre (PYE *et al.*, 2007). En effet, lorsque les conditions sont favorables, le vent souffle sur la partie asséchée de la plage engendrant un transport de sable dirigé vers le haut de plage où, avec la présence de la végétation, ce sable est piégé formant ainsi des accumulations sableuses. Ces dernières peuvent se transformer d'un état de dune embryonnaire, de quelques décimètres de hauteur, en un cordon dunaire, de plusieurs mètres d'envergure (HESP, 1988). La végétation joue donc un rôle important dans la formation du cordon dunaire (established foredune). Lorsque la végétation est absente, les flux sableux migrent plus loin à l'intérieur des terres engendrant d'autres formes d'accumulation dunaires de morphologie diverses telles que les dunes transgressives et les dunes paraboliques (HESP, 2002 ; 2011).

Les dunes côtières les plus communes qui se développent immédiatement au contact de la plage active sont les dunes bordières (foredune), parfois considérées comme les seules dunes côtières au sens strict du terme (BAUER & SHERMAN, 1999). Elles forment généralement des dunes convexes, symétriques à asymétriques, parallèles à la côte, développées dans la zone supratidale (HESP, 2011). La morphologie de ces dunes de première ligne est variée, mais elles ont été classées en trois types principaux par (HESP, 2002 ; 2011) : les dunes embryonnaires (embryo dunes, incipient foredune), les cordons bordiers (established foredune) et les « foredune plain », dont il n'existe pas de traduction satisfaisante en français.

Les cordons bordiers se développent à partir des dunes embryonnaires et se distinguent généralement par la croissance d'espèces végétales intermédiaires (ou secondaires), ainsi que par leur complexité morphologique, leur hauteur, leur largeur, leur âge et leur position géographique (HESP, 2002). La morphologie et la taille de ces dunes de première ligne reflètent donc les processus à court et long terme opérant sur une plage donnée (HESP, 1988). Les plus grandes dunes bordières se trouvent généralement sur des plages dissipatives associées à un apport important de sédiments induit par les vagues et des estrans en faible pente, favorisant un transport de sable éolien élevé (SHORT & HESP, 1982 ; DAVIDSON-ARNOTT, 2010 ; HESP, 2011). Du fait que les plages sableuses macrotidales soient caractérisées par un large estran exposé à marée basse, on pense généralement qu'elles représentent des conditions optimales pour le développement des dunes côtières (KING, 1972 ; CARTER, 1988).

- Facteurs contrôlant leur évolution

L'évolution des dunes côtières n'est pas linéaire dans le temps, elles peuvent en effet passer d'un stade de cordon bordier bien développé sur une côte caractérisée par une accrétion, à un stade de dune érodée instable. Plusieurs facteurs déterminants peuvent contrôler cette évolution.

1. Le régime des vents

Il est primordial que la vitesse du vent dépasse la vitesse critique de cisaillement (BAGNOLD, 1941), le sable est ainsi mis en mouvement et transporté dans la direction vers laquelle le vent souffle. La direction du vent est également importante car elle détermine d'un côté la distance du fetch (DAVIDSON-ARNOTT *et al.*, 2005) et la direction du transport sableux. En effet, sur les littoraux où les vents dominants sont parallèles au trait de côte, la distance du fetch peut être importante mais les dunes sont moins alimentées par le transport éolien, par conséquent ces

dunes peuvent être moins développées comparées à celles localisées sur des littoraux où les vents dominants sont frontaux.

Les vents, lorsqu'ils sont persistants, sont responsables de la formation de vagues au large et à la côte qui peuvent influencer l'évolution du cordon dunaire soit par un processus d'érosion, soit par un processus de remobilisation du sédiment des petits fonds (SCOTT *et al.*, 2016) alimentant ainsi l'estran et à terme la dune.

2. Apports sédimentaires

La formation et le développement des dunes littorales sont essentiellement contrôlés par le stock sédimentaire disponible sur la plage et le rythme auquel la dune est alimentée à partir de ce stock. Sur les plages macrotidales caractérisées par un système de barres et de bâches, la migration on-shore des barres intertidale lors des conditions d'énergie faible à modérée est essentielle pour l'accrétion de la plage (MASSELINK *et al.*, 2006) et ensuite l'alimentation éolienne de la dune via le haut de plage (CHRISTIANSEN & DAVIDSON-ARNOTT, 2004). Ces apports sédimentaires seraient plus importants sur les plages dissipatives (SHORT & HESP, 1982) où les flux éoliens sont moins perturbés grâce à une topographie de faible pente (HOUSER, 2009) favorisant le développement de dunes plus larges. Cependant, certains facteurs inhérents à ce type de plages peuvent limiter le transfert du sable de la plage vers la dune. En effet, la distance de fetch est dépendante de la surface asséchée qui peut être considérablement réduite à cause de l'humidité du substrat, l'ampleur de la marée et la topographie des bâches humides (RUZ & MEUR-FEREC, 2004 ; ANTHONY *et al.*, 2009).

3. Autres facteurs

D'autres facteurs peuvent être déterminants pour l'évolution des dunes côtières. Il s'agit principalement de la magnitude et de la fréquence des tempêtes, de la couverture végétale et du type de la végétation, de l'impact des activités anthropiques et, à plus long terme, des effets du changement climatique se traduisant par l'accélération de l'élévation du niveau de la mer (PYE *et al.*, 2007).

L'élévation contemporaine du niveau marin relatif associée au changement climatique (NICHOLLS & CAZENAVE, 2010 ; NEUMANN *et al.*, 2015) peut directement influencer la morphologie et l'évolution des dunes côtières. En effet, les tempêtes risquent de coïncider avec des niveaux d'eau de plus en plus élevés, accentuant l'érosion des dunes au niveau des côtes basses les plus fragiles. Les sédiments issus de cette érosion peuvent être acheminés vers d'autres secteurs alimentant

ainsi la plage et permettant potentiellement le développement de nouvelles dunes côtières (CARTER, 1988). Les impacts des tempêtes sur les dunes côtières ont fait l'objet de nombreuses études (COOPER *et al.*, 2004 ; RUZ *et al.*, 2009 ; NICHOLLS & CAZENAVE, 2010 ; ESTEVES *et al.*, 2012 ; KARUNARATHNA *et al.*, 2014 ; CASTELLE *et al.*, 2015 ; DISSANAYAKE *et al.*, 2015 ; MASSELINK *et al.*, 2016), qui ont permis de mieux comprendre les différents processus et mécanismes responsables de l'érosion des dunes. Dans l'ensemble, ces études ont montré que la réponse des dunes côtières aux tempêtes est très variable et qu'elle dépend non seulement de l'énergie des vagues, de la durée des tempêtes et de la hauteur des niveaux d'eau atteinte pendant l'événement, mais également de la morphologie initiale (avant la tempête), notamment la hauteur des dunes (HESP, 2002 ; HOUSER *et al.*, 2008 ; HOUSER & HAMILTON, 2009 ; MATHEW *et al.*, 2010), le volume et la largeur du haut de plage (KEIJERS *et al.*, 2014 ; PYE & BLOTT, 2016 ; CRAPOULET *et al.*, 2017), l'orientation du rivage par rapport aux vagues de tempête (COOPER *et al.*, 2004 ; BURVINGT *et al.*, 2017 ; LE MAUFF *et al.*, 2018), la taille et position des barres intertidales ou littorales (Davidson-Arnott et Stewart, 1987; Castelle et al., 2015; Scott et al., 2016), et les types de plage, de larges plages dissipatives en pente douce offrant davantage de protection au front de dune pendant les tempêtes que les plages réfléchissantes abruptes (SHORT & HESP, 1982 ; HESP & WALKER, 2012).

La végétation joue également un rôle important dans la formation des dunes côtières. Elle permet de stopper le sable transporté par le vent, de le stabiliser et de le fixer, permettant ainsi l'apparition d'une dune embryonnaire puis, au fur et à mesure des apports sableux et de la croissance végétale, le développement d'une dune bordière (HESP, 2002).

- Les interactions plage-dune

L'évolution de la plage et de la dune sont étroitement liées, elles constituent un système unique, lieu d'interactions complexes et variées (SHERMAN & BAUER, 1993). Ces interactions sont régies essentiellement par les échanges de sable entre la plage et la dune ainsi que par le régime hydrodynamique (vagues et courants) (Figure 1). Il existe dans la littérature plusieurs modèles conceptuels qui mettent en évidence l'interrelation plage-dune dont celui de (SHORT & HESP, 1982), qui relie la morphodynamique de la plage à la morphologie de la dune. Cependant, ce modèle a été conçu à partir d'observations menées sur les côtes microtidales d'Australie et ne peut être appliqué à toutes les côtes sableuses du monde.

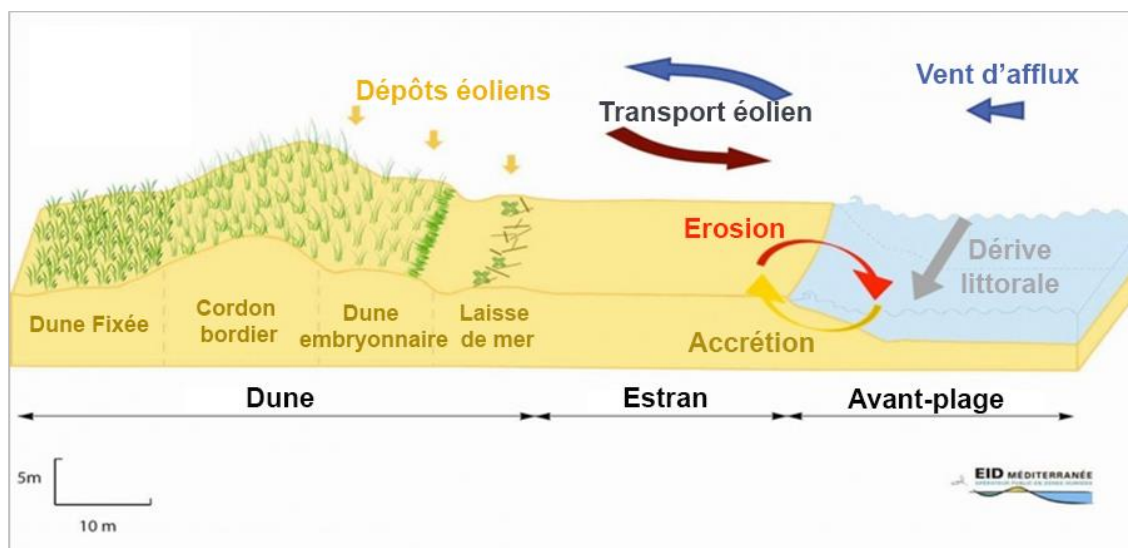


Figure 1 : schéma présentant les différentes interactions entre la plage et la dune (Source : Plateforme MOCOMED « A **MO**ving **CO**ast in the **MED**iterranean »).

PSUTY (1992) a proposé un autre modèle basé sur le bilan sédimentaire appliqué au couple plage-dune. Le développement de la dune est dépendant des variations du stock sédimentaire sur la plage qui, à son tour, est contrôlé par les apports de sable marin issu des petits fonds. Ce modèle se base sur quatre scénarios passant d'un état de budget sédimentaire positif pour la dune et la plage à un état de budget négatif pour les deux entités (Figure 2). Selon l'auteur, les conditions optimales pour le développement des dunes bordières sont réunies lorsque le budget sédimentaire de la plage est légèrement négatif et le budget de la dune est positif. Ce modèle est repris par (SHERMAN & BAUER, 1993) en proposant neuf situations possibles incluant un budget sédimentaire stable dans le système dune-plage. Récemment, Houser (2009) a proposé un modèle basé sur la synchronisation des transports et des apports de sable dans lequel l'évolution de la dune est quasi-périodique en lien avec les changements morphologiques de la plage.

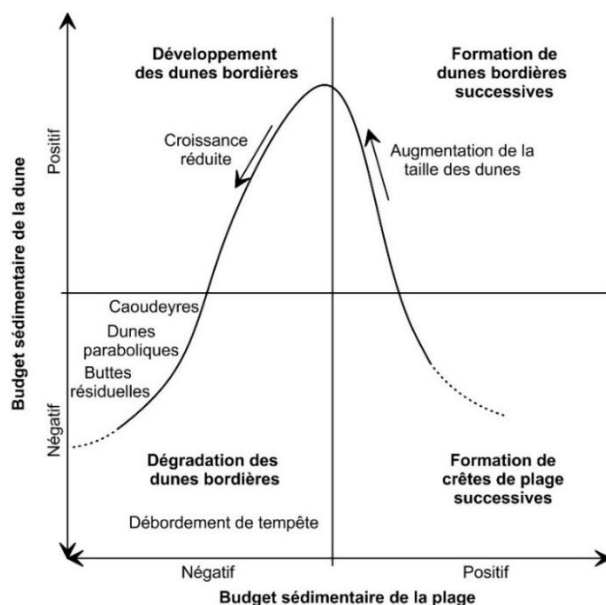


Figure 2 : évolution des dunes en fonction du budget sédimentaire de la dune et de la plage (d'après PSUTY, 1992 ; in Ruz, 2004).

HESP (1988 ; 2002) a identifié 5 stades ou types de cordons bordiers selon une classification morpho-écologique. Au stade 1, la dune est très stable, son versant externe est convexe et sa couverture végétale est dense ; tandis que, au stade 5, elle est peu végétalisée et elle est disséquée par des surfaces de déflation isolant des buttes résiduelles.

- La régénération post-tempête

Le long de côtes basses sableuses, les dunes côtières, en l'absence de toute perturbation d'origine anthropique, du fait même qu'elles soient constituées de matériaux meubles et donc mobiles, ont la capacité intrinsèque de résister à l'attaque des vagues, de s'adapter et de se rétablir après tempête (Figure 3). Elles peuvent soit adopter un nouveau profil d'équilibre, soit reculer vers la terre tout en conservant leur morphologie initiale (HOUSER & HAMILTON, 2009). Les dunes côtières constituent de ce fait des remparts naturels protégeant la zone littorale des attaques de la mer, qu'il s'agisse d'érosion par les vagues de tempête ou de submersion marine de zones basses rétro-littorales. Elles jouent en outre un rôle important de réserve de sable, car leur érosion fournit des sédiments aux plages.

Cependant, à une échelle de moyen à court terme, l'évolution de la dune est essentiellement contrôlée par l'avènement d'épisodes tempétueux. Ceux-ci peuvent engendrer

une érosion rapide du cordon dunaire, au bout de quelques heures, tandis que le processus de régénération est plus lent et peut durer plusieurs années avant que la dune ne retrouve son état initial d'avant-tempête (THOM & HALL, 1991 ; MORTON *et al.*, 1994).

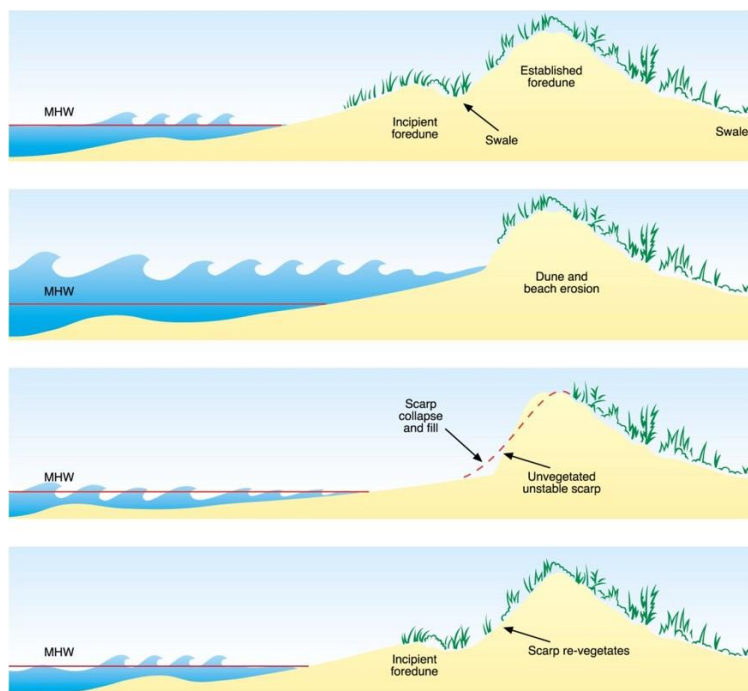


Figure 3 : processus d'érosion et de régénération de la dune bordière (HESP, 2012).

Problématique et objectifs de la thèse

Dans le contexte actuel du changement climatique et de la remontée du niveau marin relatif, il est non seulement important de connaître l'impact potentiel des tempêtes, qui risquent de coïncider avec des niveaux d'eau de plus en plus élevés, sur le système dune-plage, mais aussi d'analyser la capacité de ces dernières à se régénérer et les rythmes auxquels cela pourrait se faire. Par rapport aux études documentant l'érosion des dunes lors des tempêtes, la régénération post-tempête, processus plus lent que l'érosion, a reçu beaucoup moins d'attention. Néanmoins, au cours de ces dernières années l'intérêt des chercheurs en géomorphologie littorale s'est accentué vis-à-vis de l'étude de la régénération des dunes côtières (*post-storm dune recovery*). Ainsi, plusieurs études ont pu être menées le long de plusieurs littoraux dunaires de par le monde, spécialement aux États-Unis (MORTON *et al.*, 1994 ; WANG *et al.*, 2006 ; CLAUDINO-SALES *et al.*, 2008

; HOUSER & HAMILTON, 2009 ; PRIESTAS & FAGHERAZZI, 2010 ; HOUSER *et al.*, 2015 ; BRENNER *et al.*, 2018), en Afrique (CORBELLA & STRETCH, 2012), en Australie (SPLINTER *et al.*, 2011) et en Europe, notamment au Portugal (VOUSDOKAS *et al.*, 2012), en Angleterre (SCOTT *et al.*, 2016 ; BROOKS *et al.*, 2017) et en France (MASPATAUD *et al.*, 2009 ; SUANEZ *et al.*, 2012 ; CASTELLE *et al.*, 2017 ; ANGNUURENG *et al.*, 2017).

Ceci-dit, ces études se sont restreintes dans leur analyse des mécanismes de régénération des dunes à une seule échelle de temps, généralement allant de quelques mois à quelques années. Or, les processus d'évolution des dunes côtières peuvent être différents en considérant des échelles de temps longues, moyennes et courtes. Il faut également souligner que la majorité des observations de régénération de dunes ont été réalisées dans des environnements micro- à mésotidaux et que les processus de rétablissement post-tempête sont encore extrêmement limités le long des côtes macrotidales (MASPATAUD *et al.*, 2009 ; SUANEZ *et al.*, 2012 ; SUANEZ *et al.*, 2015) où d'importantes fluctuations des niveaux d'eau peuvent potentiellement entraîner des variations importantes de la largeur des plages asséchées (RUZ & MEUR-FEREC, 2004 ; ANTHONY *et al.*, 2009), qui contrôlent fortement la quantité de sédiments pouvant être ramenée dans les dunes par les processus éoliens.

Les dunes côtières 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 terres situées sous le niveau moyen des hautes mers (RUFIN-SOLER *et al.*, 2008 ; 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, le comportement morphologique et l'évolution des dunes côtières du nord de la France, notamment en réponse aux tempêtes et à la variabilité climatique, a attiré une attention croissante au cours des dernières années (RUZ *et al.*, 2009 ; IDIER D, 2013 ; CRAPOULET *et al.*, 2017). Malgré ces efforts récents, notre compréhension du comportement morphodynamique des dunes côtières de la région est encore lacunaire, notamment en ce qui concerne leur réponse aux tempêtes et les mécanismes de régénération post-tempête qui ont été peu étudiés le long de cette côte macrotidale (MASPATAUD *et al.*, 2009).

L'objectif principal de cette thèse est d'étudier l'évolution des dunes côtières de la Côte d'Opale et leur capacité à se régénérer à différentes échelles de temps. Il repose principalement sur :

A long terme : pluri-décennal (68 ans)

- L'identification des secteurs dunaires capables d'offrir une bonne capacité de résistance et/ou de régénération face aux événements tempétueux à partir de l'évolution globale et pluriannuelle du trait de côte depuis le milieu du XX^e siècle ;

A moyen terme : pluriannuel (2 à 5 ans)

- La détermination des facteurs entrant en jeu dans la capacité de résistance et de régénération des dunes côtières sur une échelle de temps pluriannuelle, à travers l'analyse de données issues de levés LiDAR aéroporté ;

A court terme : pluri-mensuel sur 2 ans

- L'impact des forçages météo-marins sur l'évolution morphologique des cordons bordiers ;
- La capacité et le rythme de la régénération post-tempête à travers des levés topographiques à haute fréquence et quelques mesures des flux éoliens in-situ.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est divisé en sept chapitres :

- Le chapitre 1 concerne la présentation générale de la Côte d'Opale dans son contexte géographique, géomorphologique, météorologique, hydrodynamique et sédimentologique ;
- Le chapitre 2 détaillera globalement l'ensemble des données utilisées, les protocoles, moyens d'acquisition sur le terrain et les techniques de traitement des données ;
- Le chapitre 3 est consacré à l'étude à long terme de l'évolution globale du trait de côte de la Côte d'Opale entre 1947/1949 et 2015. Il permettra d'actualiser les données issues d'études antérieures puis de choisir deux sites ateliers sur lesquels sera étudiée l'évolution à moyen et court terme ;
- Le chapitre 4 détaillera l'évolution globale du trait de côte à des pas de temps plus ou moins réguliers au niveau de deux sites ateliers, le but est d'identifier les périodes de recul et d'avancée du trait de côte ainsi que les conditions météo-marines les régissant ;

- Le chapitre 5, basé sur le traitement et l'analyse de levés LiDAR aéroporté, vise à déterminer l'évolution des cordons dunaires à moyen terme et leur capacité à se régénérer au niveau des deux sites ateliers;
- Le chapitre 6 étudie l'évolution morphodynamique à court terme des cordons bordiers le long de cinq profils topographiques sur chaque site ateliers. Cette évolution est confrontée aux forçages météo-marins afin de déterminer la capacité des dunes à se régénérer entre deux tempêtes successives, ainsi que l'efficacité du transport éolien au niveau de nos secteurs d'étude ;
- Le chapitre 7 constituera la synthèse de ce travail dans lequel nous allons évaluer la capacité des dunes côtières à se régénérer notamment dans le contexte du changement climatique.

Chapitre I- Présentation générale de la Côte d'Opale

La Côte d'Opale, située à l'extrême nord de la France dans la région Hauts-de-France, s'étend sur près de 140 km de Berck à la frontière belge (Figure I-1) et correspond au littoral des départements du Pas-de-Calais et du Nord. La côte présente une grande diversité de littoraux, des secteurs à falaises alternent avec de longues plages sableuses surmontées de dunes entrecoupées par des estuaires. Ce littoral est baigné par les eaux de la mer du Nord méridionale et de la Manche orientale et il comprend de ce fait à deux façades maritimes : une façade nord, orientée sud-ouest nord-est, entre le cap Gris Nez et la frontière franco-belge et une façade occidentale, de Berck au cap Gris Nez, orientée sud-nord.

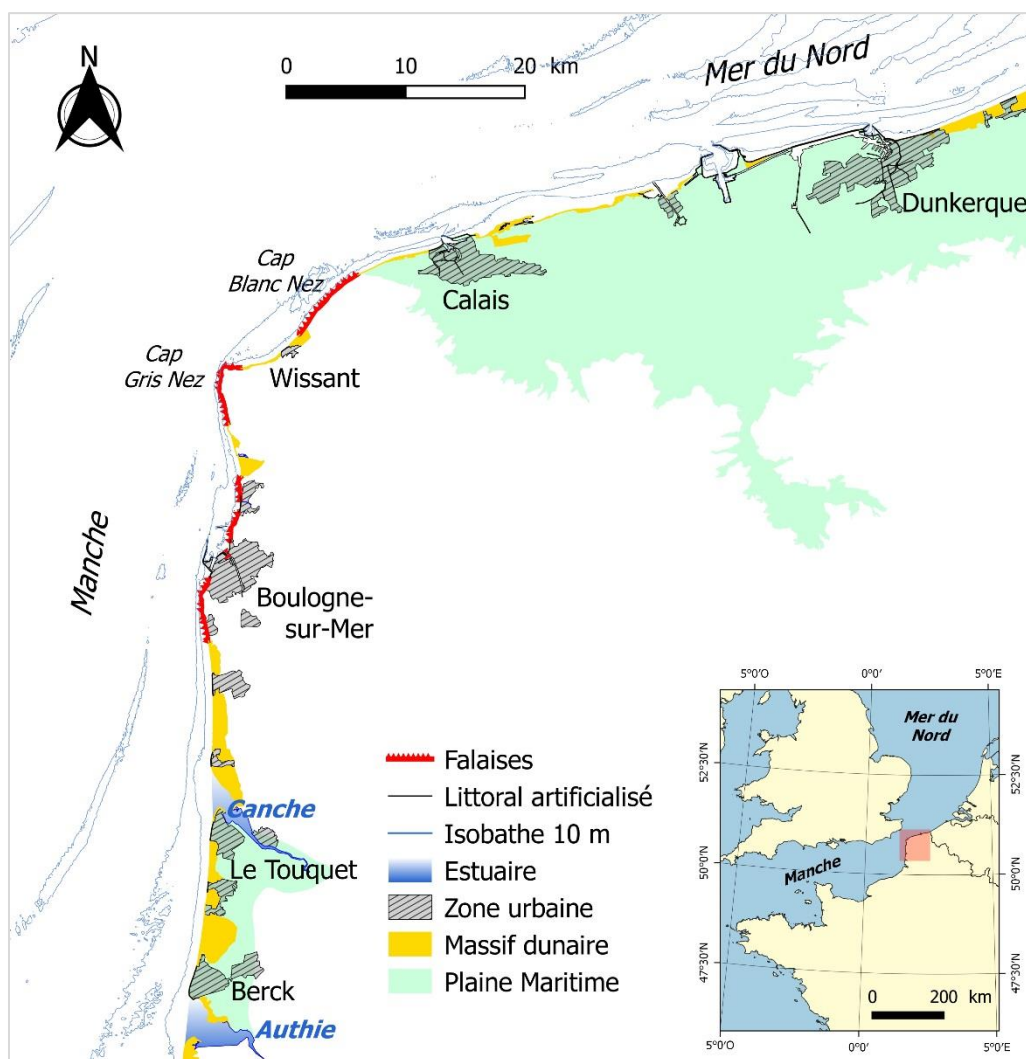


Figure I-1 : localisation et cartographie du littoral de la Côte d'Opale.

I-1- Contexte géologique

D'un point de vue géologique, le nord de la France se rattache à la grande plaine de l'Europe du Nord (BATTIAU-QUENEY *et al.*, 1995). Les terrains, le long de la côte, sont des formations du Secondaire, plus précisément du Jurassique et Crétacé ainsi que des formations plus récentes du Quaternaire. Les terrains du Secondaire forment « le haut pays », plateaux vallonnés de 140 à 150 m d'altitude, parfois « éventrés » par des boutonnières où affleure le socle Paléozoïque, comme dans le Boulonnais. Les formations quaternaires correspondent à des plaines humides, très peu élevées. De ce fait on peut distinguer deux principales unités physiographiques le long du littoral : une côte à falaises et des plaines maritimes : la plaine flamande au nord la plaine picarde au sud.

I-1-1- Les plaines maritimes

Sur la façade ouest, une plaine humide, dénommée la plaine maritime picarde (BRIQUET, 1930) s'étend sur une longueur de plus de 50 km entre l'estuaire de la Somme (au sud de celui de l'Authie) et Equihen (au sud de Boulogne-sur-Mer) (Figure I-1). Le long de la Côte d'Opale la plaine picarde est entrecoupée par les estuaires de l'Authie et de la Canche (Figure I-1). Cette plaine maritime de remblaiement récent est orientée sud-nord ; elle s'adosse aux plateaux crayeux de l'Artois et se termine sur sa bordure occidentale par un talus peu incliné correspondant à une paléofalaise (CLIQUE & LEPETIT, 1986). Large de 5 à 1,5 km, la plaine maritime picarde, dont l'altitude ne dépasse pas 5 m, est ourlée par d'importants massifs dunaires (ANTHONY, 2002), notamment entre Berck et Merlimont (BATTIAU-QUENEY *et al.*, 1995 ; BATTIAU-QUENEY *et al.*, 2003).

Au nord-est du Cap Blanc Nez, la plaine maritime flamande (Figure I-1), qui n'est que la partie sud-occidentale de la vaste plaine côtière de la mer du Nord (SOMME, 1975), s'étend de Calais à la Flandre occidentale en Belgique. D'une largeur moyenne de 12 km, elle atteint une largeur maximale de 20 km au niveau des anciens estuaires de la Hem et de l'Aa. Les dépôts de remplissage holocène de cette plaine peuvent atteindre exceptionnellement 25 m dans l'axe des anciennes vallées. Il s'agit d'une zone à topographie basse, située entre 2 et 5 m au-dessus du niveau marin actuel et protégée par un cordon dunaire rectiligne quasi-continu, d'une hauteur moyenne de 10 m. Ces terres basses sont issues d'une poldérisation progressive exercée par l'homme au détriment de la mer par endiguement de marais maritimes ou estuariens (GOELDNER-GIANELLA, 2007 ; VERGER, 2011).

Les plaines maritimes du nord de la France sont des plaines de comblement issues d'un colmatage de sédiments marins déposés pendant la dernière transgression marine holocène. Ces sédiments sont de trois origines principales : fluviale, les sédiments issus de l'érosion des terrains pléistocènes et les sédiments provenant directement du plateau continental (BEETS & VAN DER SPEK, 2000).

I-1-1-1- La plaine maritime flamande

Les premières études géologiques de la plaine maritime flamande remontent au XIX^e siècle (BELPAIRE, 1855) et les conditions de comblement de cette plaine maritime ont fait l'objet de nombreuses études (DUBOIS, 1924 ; BRIQUET, 1930 ; SOMME, 1975 ; HOUTHUYS et al., 1993). (BAETEMAN, 1991 ; DENYS & BAETEMAN, 1995 ; BAETEMAN et al., 1999 ; BEETS & VAN DER SPEK, 2000 ; MRANI-ALAOUI & ANTHONY, 2011 ; MARGOTTA, 2014).

Les travaux récents de MARGOTTA (2014) permettent de reconstituer des étapes ayant conduit au remplissage sédimentaire de la plaine maritime flamande française au cours de l'Holocène à partir de forages et de données sismiques à très haute résolution (Figure I-2). L'évolution de la plaine maritime flamande a été contrôlée par la vitesse de remontée du niveau marin et les apports sédimentaires en provenance du continent et de la mer. Dans un premier temps la remontée a été rapide – environ + 5 mm/an sur 3 000 ans – (DENYS & BAETEMAN, 1995) et la mer est entrée profondément dans les terres atteignant partout les reliefs crétacés ou jurassiques de la Somme au Boulonnais (MEURISSE, 2007) ou tertiaires plus au nord (MRANI-ALAOUI, 2006 ; MARGOTTA, 2014). Des zones semi-fermées telles que le marais de Saint-Omer sont également envahies par la mer (SOMME *et al.*, 1994 ; GANDOUIN, 2003). À partir de 5 500 ans B.P., un ralentissement de la vitesse de remontée de la mer, combiné à un important stock sableux au large, a permis la mise en place de barrières littorales (Figure I-2). Ces barrières ont protégé les terres basses de la submersion marine, les eaux continentales s'évacuant difficilement vers la mer. Ce surplus d'eau a conduit à un développement important et non synchrone de tourbe dite de surface qui se développe pendant 2000 à 3000 ans (BAETEMAN & DECLERCO, 2002) dans les zones basses des plaines maritimes (MARGOTTA *et al.*, 2016).

Les chenaux de marée demeurent néanmoins fonctionnels pendant toute cette période. Des submersions marines se produisent occasionnellement, en particulier à proximité de la côte. La tourbe de surface, de 1 à 2 m d'épaisseur est recouverte par 1 à 3 m de dépôts intertidaux. D'après les datations disponibles, la plaine maritime flamande devint en effet de nouveau un

milieu intertidal vers 1800-1500 années BP. La sédimentation fine et la formation subséquente de schorres se sont probablement produites pendant plusieurs centaines d'années, la compaction de la tourbe et l'affaissement consécutif du sol ayant créé un espace d'accueil qui a été envahi par la mer dans un contexte de lente remontée du niveau de la mer (MRANI-ALAOUI, 2006 ; MARGOTTA, 2014). Dès le début de la période médiévale, des digues furent édifiées parallèlement à la côte afin de protéger les populations des incursions marines.

Ainsi, la formation de la plaine maritime flamande a été contrôlée par la morphologie de la surface inondée, les rythmes de remontée du niveau marin relatif et les apports en sédiments (BEETS & VAN DER SPEK, 2000). Les cordons dunaires récents bordant la plaine maritime flamande correspondraient aux stades d'édification de la barrière côtière depuis les derniers siècles du Moyen Age (LEPLAT *et al.*, 1989).

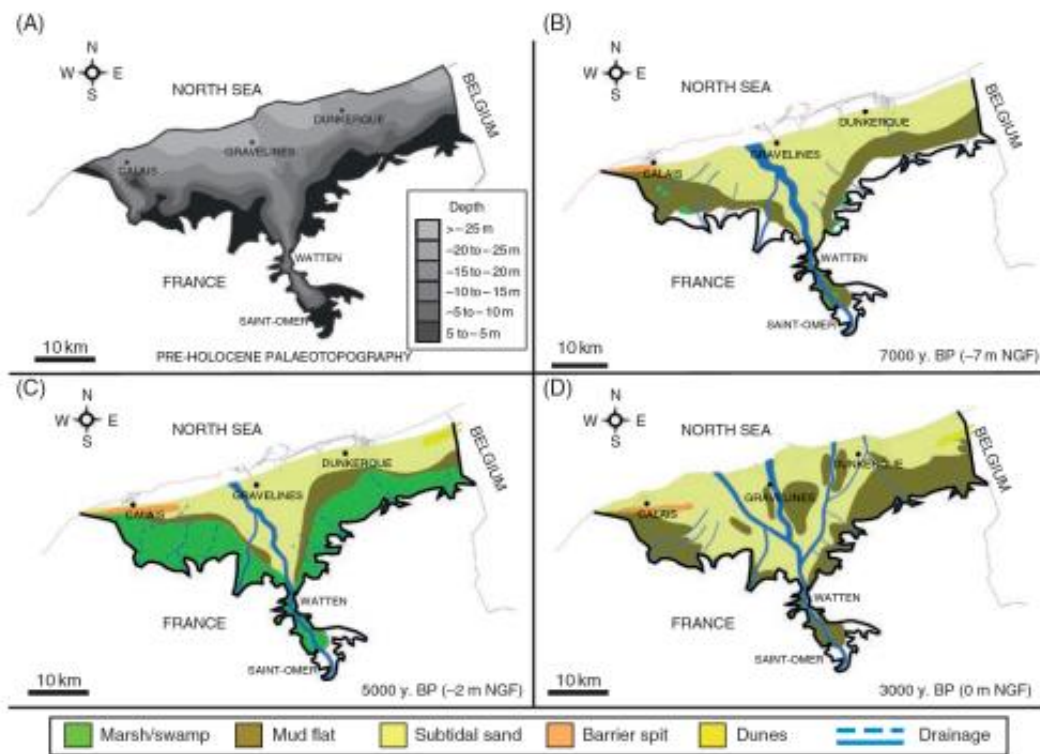


Figure I-2 : Synthèse de l'évolution du système côtier de la plaine maritime flamande française (tiré de MARGOTTA *et al.*, 2016).

I-1-1-2- La plaine maritime picarde

A la différence de la plaine maritime flamande, la genèse de la plaine maritime picarde n'est pas encore parfaitement élucidée (BATTIAU-QUENEY *et al.*, 1995). En effet, le peu d'études qui ont été réalisées (MONTAIGNE, 1972 ; LEFEVRE, 1979 ; LEFEVRE *et al.*, 1980) n'ont pas abouties à établir un schéma précis des corrélations entre les dépôts holocènes et les variations du niveau marin sur l'ensemble de cette unité morphosédimentaire.

BATTIAU-QUENEY *et al.* (1995) ont présenté une synthèse des travaux antérieurs sur la formation de la plaine maritime picarde. MUNAUT et GILOT (1977) ont établi que la transgression marine holocène a été entrecoupée par des phases d'arrêt de la sédimentation marine, d'où la formation de la tourbe. Ainsi, en baie de Canche, la dernière incursion marine se serait produite vers 2500 à 2370 BP et les cordons dunaires se seraient constitués pendant le subatlantique, vers 2300 à 2100 BP.

I-2- Contexte géomorphologique

I-2-1- Morphologie générale des plages

Les plages sableuses du littoral de la Côte d'Opale sont caractérisées par des estrans de faible pente, dissipatifs selon la classification de MASSELINK & SHORT (1993), dont la largeur peut varier de plus de 700 m sur la façade ouest, à près de 450 m sur la façade nord, selon le marnage local. Ces larges estrans, à sable de granulométrie fine à moyenne, sont caractéristiques des environnements macrotidaux sableux en configuration de mer épicontinentale, caractérisés par un système de barres-bâches (REICHMÜTH & ANTHONY, 2002 ; ANTHONY *et al.*, 2004) (Figure I-3). Ces dernières, en nombre variable d'un site à l'autre, sont situées entre le niveau de basse mer de vive-eau et la haute mer de vive-eau, centrées autour du niveau moyen de la mer (MASSELINK & ANTHONY, 2001). Les processus hydrodynamiques complexes régissant ces plages, notamment l'action de la marée et de la houle, sont responsables des flux sédimentaires qui provoquent la migration des barres sableuses (CARTIER, 2011 ; CARTIER & HEQUETTE, 2013). Ces barres sableuses constituent des stocks sédimentaires pouvant alimenter la dune via des processus éoliens (VANHEE *et al.*, 2002 ; ANTHONY *et al.*, 2009), tandis que les bâches peuvent inhiber celui-ci (RUZ & MEUR-FEREC, 2004).



Figure I-3 : photographie du système barre-bâche à l'est de Dunkerque (Cliché : A. Zemmour).

I-2-2- Morphologie dunaire

Les vastes estrans du littoral de la Côte d'Opale sont associés à des massifs dunaires (FAUCHOIS, 1998 ; BATTIAU-QUENEY *et al.*, 2001 ; RUZ *et al.*, 2005 ; MEURISSE *et al.*, 2005 ; BATTIAU-QUENEY, 2014) qui ont été distingués en deux systèmes par BRIQUET (1930) associés à une plaine maritime précédemment décrite.

- Les dunes picardes, associées à la plaine maritime picarde, ourlent le rivage de la Manche orientale. Orientés face aux vents dominants du sud-ouest, ces massifs dunaires sont larges (leur largeur peut dépasser 3 km) et souvent élevés, notamment entre les estuaires de l'Authie et de la Canche où les sables dunaires peuvent s'élever à plus de 40 m de hauteur. Ils s'organisent en une succession de dunes d'âge différent, séparées par une plaine interdunaire. Le cordon interne est caractérisé par de grandes dunes paraboliques fixées par la végétation, derrière lequel se trouve une plaine humide (bas-champs picards) dont l'altitude peut être inférieure au niveau moyen de la mer. Le cordon externe, souvent double, présente de nombreuses formes de déflation (FAUCHOIS, 1998). Plus au nord, les dunes transgressives sont prédominantes. Dunes paraboliques, dunes de recouvrement et dunes perchées jusqu'à 158 m d'altitude au Mont Saint-Frieux, attestent d'une dynamique éolienne très active, caractérisée par des épisodes d'intense remaniement des sables dunaires. Ainsi, au niveau d'Hardelot, les dunes ont progressé de plusieurs kilomètres vers l'intérieur des terres et ont même débordé sur les versants des collines du Boulonnais (BRIQUET, 1930).
- Sur la façade nord, bordant la mer du Nord, les dunes, appelées « dunes flamandes » (BRIQUET, 1930 ; SOMME, 1975), constituent le seul rempart naturel contre les risques

de submersion marine de la plaine maritime flamande dont l'altitude peut être inférieure au niveau moyen de la mer, comme c'est notamment le cas au niveau des Moères à l'est de Dunkerque. Leur morphologie d'ensemble est simple, les formes de remaniement sont rares à l'exception des dunes situées à l'est de Dunkerque, qui présentent des complexes paraboliques traduisant une évolution plus complexe (FAUCHOIS, 1998). Le cordon dunaire ne dépasse pas un maximum de 2 km de largeur et dans certains endroits sa largeur peut être inférieure à 150 m. Ce schéma général est cependant différent à l'est de Calais, un secteur en nette accumulation depuis plusieurs siècles (Ruz *et al.*, 2017a). De vastes champs de dunes embryonnaires se développent au fur et à mesure de l'avancée du trait de côte. Des formes dunaires tout à fait spécifiques ont été étudiées en haut de plage. Il s'agit de grandes nebkhas, formes habituellement observées dans les milieux arides, qui constituent des dunes en îlots lors des marées de fort coefficient (TEKIN, 2004 ; Ruz *et al.*, 2017b).

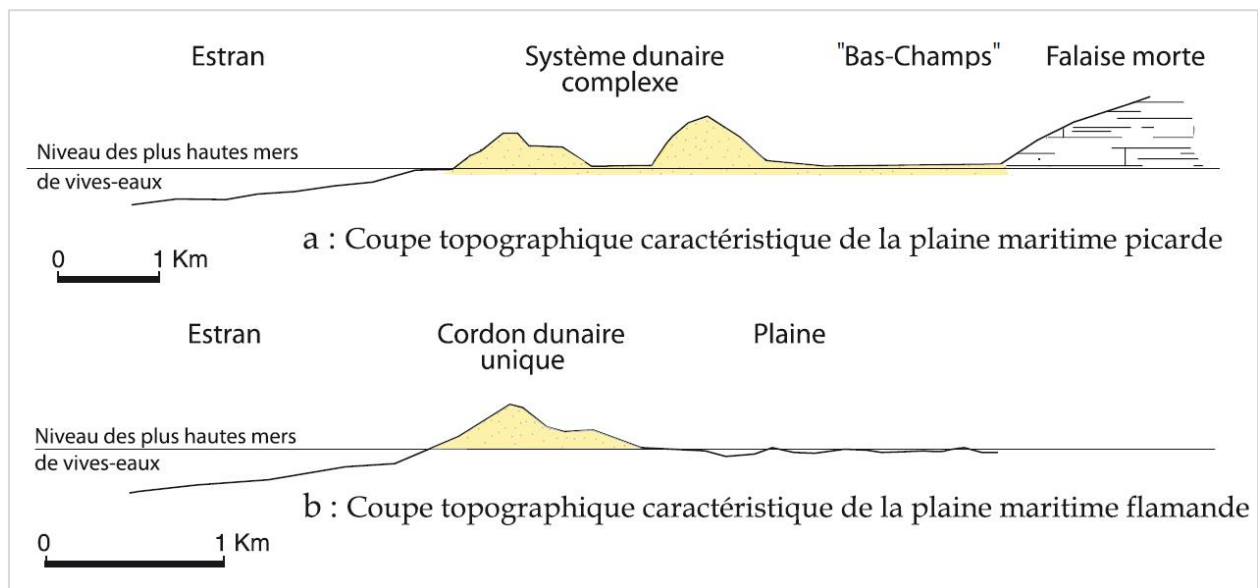


Figure I-4 : coupe topographique de la morphologie générale des dunes picardes (a) et flamande (b) (FAUCHOIS, 1998 ; modifié).

I-2-3- Evolution historique des dunes de la Côte d'Opale

La mise en place des massifs dunaires de la Côte d'Opale est récente. A Merlimont par exemple, des études géophysiques et des datations géochronologiques suggèrent que les dunes ont commencé à se mettre en place sur une topographie irrégulière il y a au plus 910 +/- 40 ans BP (VINCHON, 2000). D'après MEURISSE *et al.* (2005), la base des massifs dunaires correspond aux dunes historiques (subatlantiques). Elles se seraient mises en place lors de la dégradation modérée du climat entre l'époque gallo-romaine et celle des Mérovingiens (antérieure à 395 +/- 135 AD). Ensuite, l'activité éolienne s'est calmée, pour laisser place à une longue phase de stabilisation couvrant le haut Moyen Âge (395 +/- 135 AD jusqu'à vers 890 +/- 1200 AD).

Pendant des siècles et jusqu'au milieu du 20^{ème} siècle, les récits historiques révèlent que les dunes ont été très mobiles. Ces dunes « transgressives » menaçaient les habitations. Ainsi, à Zuydcoote, lors d'une violente tempête dans la nuit de 31 décembre 1776, le vent remobilisa les dunes qui ensevelirent les maisons les plus proches du littoral. L'église fut ruinée et la flèche de l'ancien clocher devint la tour des sables qui servait d'amer et qui fut démolie par les Allemands en 1944. A Wissant, en 1733, en une nuit 43 maisons disparurent sous le sable à l'occasion d'une tempête. A Merlimont, les archives conservent les témoignages de quelques épisodes spectaculaires, comme celui de 1534 où le vent souffla en tempête pendant 15 jours et ensabla le village, obligeant les habitants à se déplacer (BATTIAU-QUENEY, 2007). Pour arrêter les progrès de l'ensablement des côtes d'Ambleteuse survenu à la fin du XVI^e siècle, des lettres patentes du 13 mars 1608 prescrivaient « *de planter des oyats dans les parties mises à découvert* » (BUIRE *et al.*, 1963). A la veille de la Révolution, dans le contexte difficile du Petit Age glaciaire, les dunes progressent sans relâche, ensevelissent les villages et les terres de culture. Au XIX^e siècle, une instabilité permanente des dunes vécue par les villageois est relatée dans les comptes rendus des conseils municipaux (PETIT-BERGHEM, 1999). Cette période de grande mobilité dunaire est en effet très probablement à mettre en relation le Petit Age Glaciaire (BATTIAU-QUENEY, 2007) entraînant une végétation moins vigoureuse qu'actuellement. A cette dégradation climatique s'ajoutent des facteurs biologiques (prolifération du lapin) et anthropiques (arrachage des oyats et des buissons épineux qui fournissaient le combustible nécessaire).

En raison de leur mobilité sans cesse menaçante pour les propriétés riveraines, les dunes du nord de la France ont été soumises à un régime spécial. Les travaux de fixation de dunes ont été soumis à la réglementation du décret du 14 décembre 1810. A maintes reprises, l'Administration des Eaux et Forêts a eu à intervenir devant le danger créé par le déplacement

des dunes et en particulier en 1910 dans la région de Berck-Groffliers au Nord de la baie d'Authie (BUIRE *et al.*, 1963). Le boisement des dunes s'opère entre 1850 et 1900, ce qui est suffisant pour voir les espaces dunaires se couvrir de forêts aux peuplements diversifiés (PETIT-BERGHEM, 1999).

Avant 1939, les propriétaires avaient dans la plupart des cas effectué les travaux de fixation de leur propre initiative et sans l'intervention de l'Administration des Eaux et Forêts (BUIRE *et al.*, 1963). A la suite de l'occupation allemande qui, de 1940 à 1944 a été particulièrement dense entre la baie de Somme et Dunkerque, les peuplements de pins et même de feuillus ont été en partie exploités pour la fabrication de pieux Rommel, en laissant le sol à découvert sur de grandes surfaces. L'exécution des travaux du Mur de l'Atlantique et d'ouvrages de défense a détruit la végétation et bouleversé la topographie des terrains en créant des siffle-vents, dans lesquels les vents dominants du Sud-Ouest se sont engouffrés en provoquant des mouvements de sable considérables (Figure I-5). On estimait en 1946 que l'étendue des dunes à fixer dans le département du Pas-de-Calais était de l'ordre de 1 200 hectares, soit un peu plus du sixième de la surface totale des dunes qu'il fallait reconstituer (BUIRE *et al.*, 1963). Les sables mobiles ont été fixés par plantation d'Oyats et par fascinage (Figure I-6). Des plantations de pins Laricio, de pin Sylvestre et de feuillus ont également été réalisées. C'est au total à environ 1 400 ha que l'on peut évaluer l'importance des travaux de fixation réalisés dans l'ensemble des dunes du Nord depuis la guerre. Dans le département du Nord où en 1946 on estimait à 120 hectares la surface de dunes à fixer, les travaux de reconstitution ont cependant généralement été limités (BUIRE *et al.*, 1963).

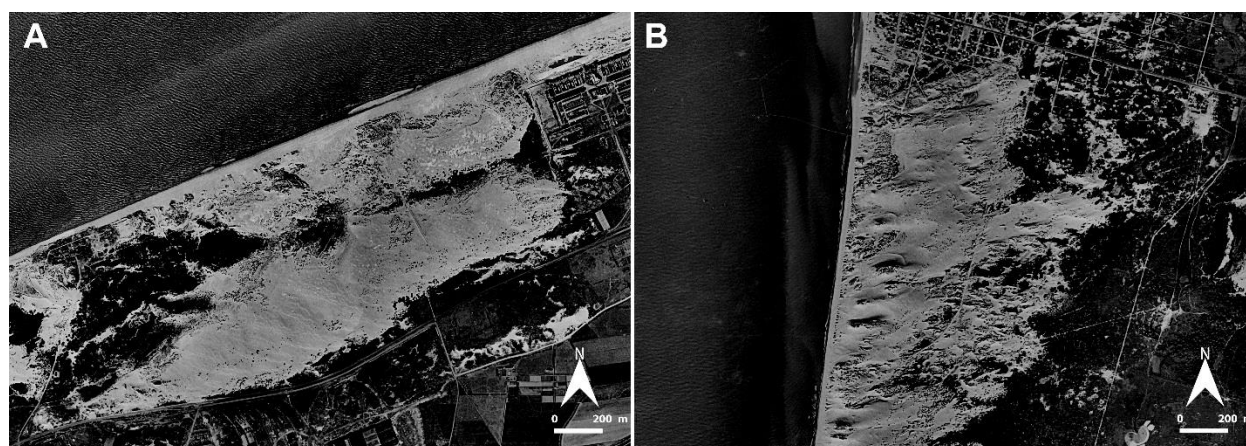


Figure I-5 : photographies aériennes de 1947 illustrant la déstabilisation du cordon dunaire due à l'absence du couvert végétal, à l'est de Dunkerque (A) et au sud de Merlimont (B).

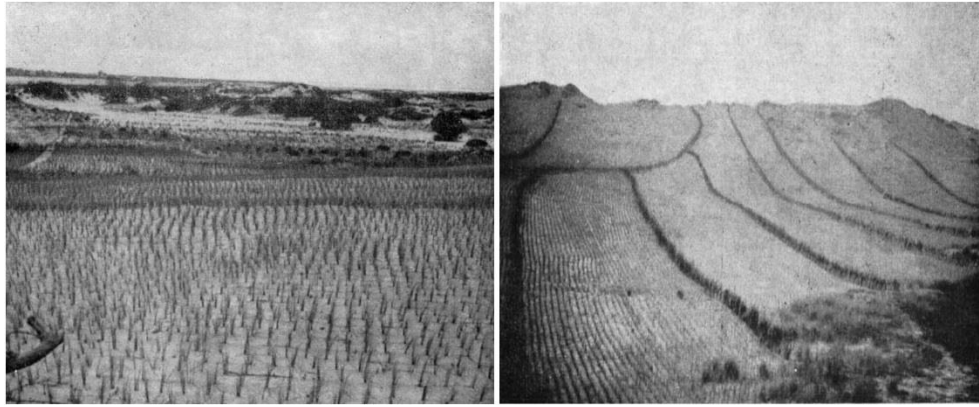


Figure I-6 : fixation des dunes mobiles par plantation d'oyats et fascinage. Source : (BUIRE et al., 1963).

Les dunes bordières actuelles ne se sont donc édifiées que très récemment. A l'est de Dunkerque, la dune bordière ne s'est édifiée et stabilisée que vers les années 1950 (FAUCHOIS, 1998). Entre la Canche et l'Authie, à Merlimont, la dune bordière, de 10 à 25 m de hauteur et de 100 à 150 m de largeur, s'est édifiée durant les années 60 et 70 (BATTIAU-QUENEY *et al.*, 1995 ; BATTIAU-QUENEY *et al.*, 2001 ; BATTIAU-QUENEY *et al.*, 2003). Les nombreuses stations balnéaires le long de la côte d'Opale se sont étendues aux dépens des dunes et hauts de plages. Eté comme hiver la pression anthropique s'exerce sur les espaces naturels les plus proches des agglomérations côtières. Entre ces deux plaines sableuses, un littoral rocheux s'étend sur environ 40 km entre Boulogne-sur-Mer et le Cap-Blanc-Nez (Figure I-1). Les falaises du Blanc-Nez et les falaises du Gris-Nez encadrent la Baie de Wissant, longue plage de sable fin, surmontée d'un cordon dunaire isolant le marais de Tardinghen.

I-2-4- Morphologie de l'avant-côte

Le détroit du Pas-de-Calais est caractérisé par un étranglement, de profondeur maximale proche de 60 m. Le substratum rocheux, d'âge secondaire ou tertiaire, est recouvert par un ensemble de graviers et de blocs remaniés au Quaternaire (CEREMA¹, 2017). Au large des secteurs à falaises la pente des fonds marins est assez forte, particulièrement au large du cap Gris-Nez où les fonds de -10 m et -20 m sont respectivement à 0,2 km et 1 km du rivage (Figure I-7). Au large des rivages sableux, les fonds marins sont très plats, les profondeurs de -10 m sont à 5 km du rivage (CLIQUE & LEPETIT, 1986). Les fonds se caractérisent par la présence de bancs sableux très développés, les "ridens", dont le plus septentrional, la Bassure de Baas débute devant Boulogne

¹ Centre d'Etudes et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement.

puis s'écarte progressivement vers le sud-ouest et est remplacé par d'autres bancs. Au large de la plaine maritime flamande, les bancs de Flandre sont orientés parallèlement à la côte et sont très nombreux (jusqu'à 7 lignes) (Figure I-7). D'une épaisseur pouvant atteindre 25 m, ces bancs sont constitués de sables fins à grossiers. D'une longueur de 2 à 75 km, les bancs sont larges de 1 à 6 km (AUGRIS *et al.*, 1995). L'âge de leur formation n'est pas connu, mais leur morphologie et leur structure interne suggèrent qu'il s'agit de formes relictuelles mises en place au début de l'Holocène (TESSIER, 1997). En s'éloignant du détroit, vers la Manche et la mer du Nord, la couverture sableuse devient plus continue et est composée par d'importantes accumulations sableuses. Ces accumulations sont soit des dunes sous-marines (mégarides et vagues sableuses), pouvant atteindre la dizaine de mètres de hauteur et structurées en champs (LE BOT, 2001 ; LE BOT & TRENTESAUX, 2004), soit sous la forme d'un réseau complexe de bancs sableux dont les longueurs sont comprises entre 3 et 70 km avec des hauteurs variant de 10 à 30 m (CLABAUT, 1988 ; AUGRIS *et al.*, 1990 ; VICAIRE, 1991 ; BRGM, 2002).

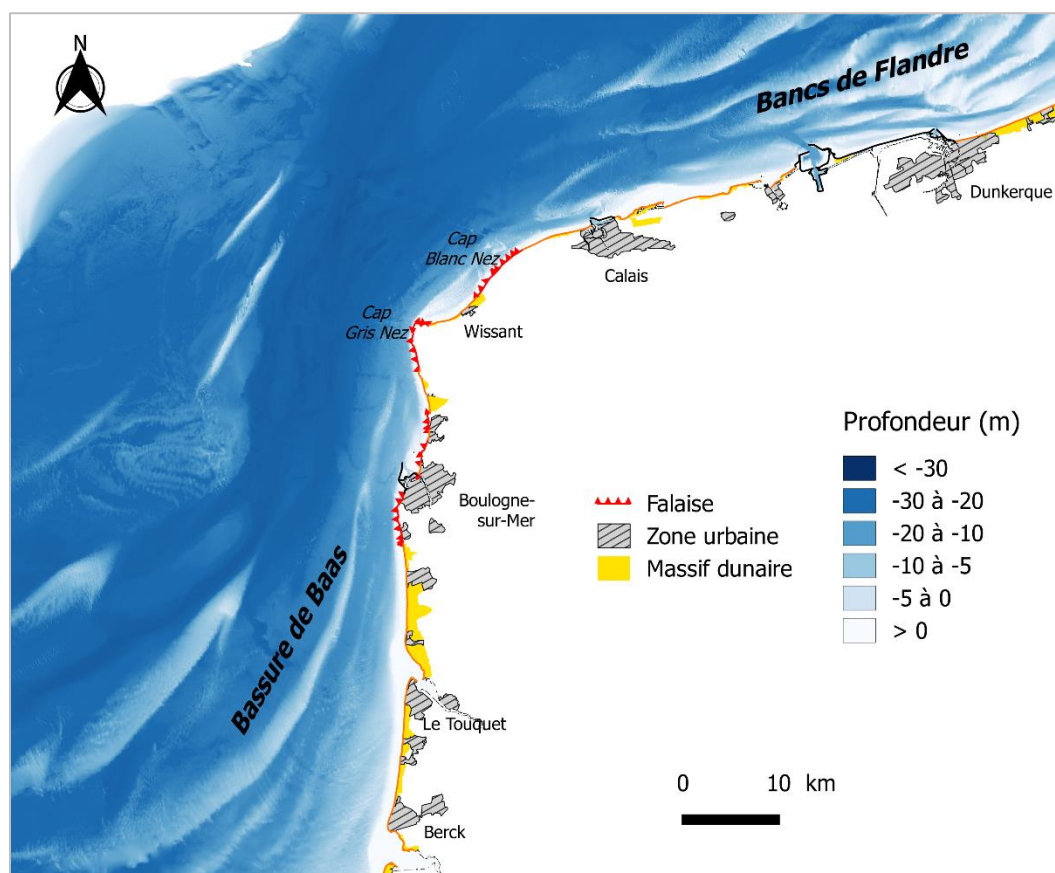


Figure I-7 : carte des fonds marins de la Côte d'Opale et localisation des bancs sableux subtidiaux.

I-3- Facteurs climatiques et hydrodynamiques

Le littoral du nord de la France est soumis à un climat tempéré océanique classique. Les températures moyennes annuelles avoisinent les 10° (10,2° au Touquet, 9,9° à Calais, 10,4° à Dunkerque). L'amplitude thermique est faible, la température moyenne du mois de janvier est de 4° et celle du mois de juillet de 16 à 17° (CLIQUE & LEPETIT, 1986). Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 700 mm (830 mm au Touquet, 695 mm à Calais, 649 mm à Dunkerque), le mois le plus arrosé étant le mois de novembre.

I-3-1- Les vents

Les types de temps affectant les côtes du Nord-Ouest européen engendrent, pour la Côte d'Opale, deux composantes de vents : une direction dominante avec une fenêtre allant de SSO à OSO, en réponse aux dépressions nord atlantiques qui remontent vers la Manche avec une circulation dominante d'ouest, et une fenêtre secondaire de vents provenant du secteur NE. Ces vents de NE sont moins fréquents, mais ils sont généralement intenses en termes de vitesses (Figure I-8).

A Dunkerque, les enregistrements de Météo-France sur la période 1949 – 2015 montrent une proportion très élevée (plus de 81 %) des vents faibles inférieurs à 8 m/s qui proviennent de toutes directions. Les vents modérés de 8 à 16 m/s ainsi que les vents forts de plus de 16 m/s, dont les proportions sont de 18,7 % et 0,3 % respectivement, proviennent essentiellement du secteur O à SSO (Figure I-8).

A Boulogne-sur-Mer, les enregistrements sur la même période sont caractérisés par une fréquence un peu moins importante de vents faibles (72 %), tandis que les vents modérés (27 %) et forts (1 %) proviennent essentiellement du grand secteur ouest (SO à NO) (Figure I-8).

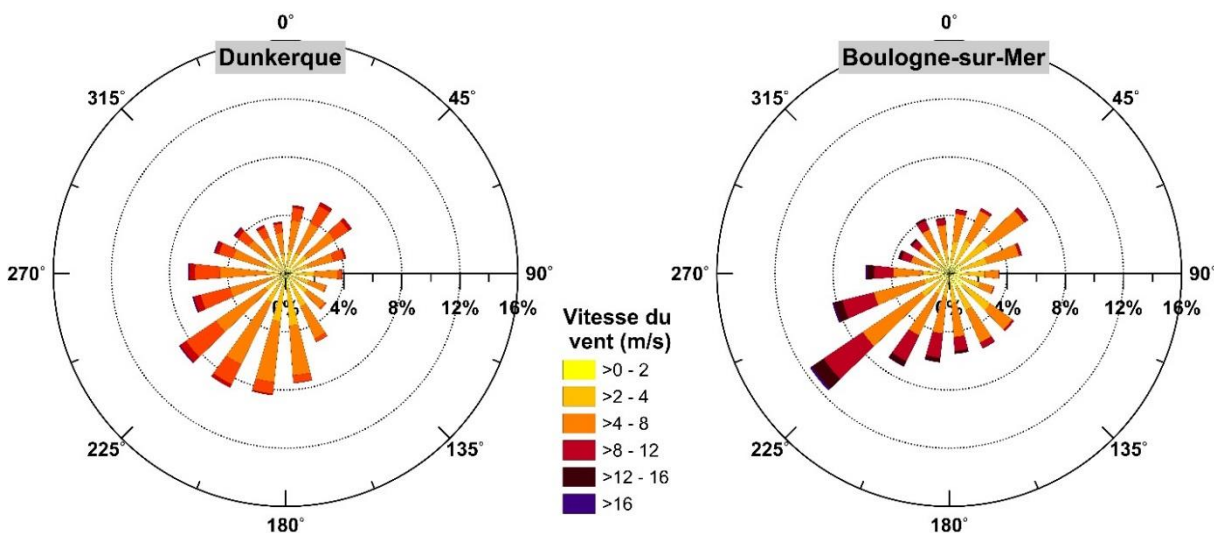


Figure I-8 : rose des vents à Dunkerque et Boulogne-sur-Mer issues des enregistrements de Météo-France entre 1949 et 2015.

I-3-2- Les vagues

Le long de la côte d'Opale il existe très peu de données de vagues, tant pour les vagues au large que pour les vagues à la côte. Quelques données de vagues issues du réseau CANDHIS² ont été enregistrées au niveau de la bouée Vergoyer, située à 13 km au large de Boulogne-sur-Mer (Figure II-6). Les mesures enregistrées entre 2010 et 2013, bien que lacunaires, montrent des hauteurs significatives (H_s) comprises entre 0,5 m et 1,5 m et des hauteurs maximales (H_{max}) comprises entre 1 et 2 m. Les périodes moyennes sont de l'ordre de 5 à 6 s. Les vagues proviennent très majoritairement du sud-ouest (Figure I-9).

² Centre d'Archivage National de Données de Houle In-Situ.

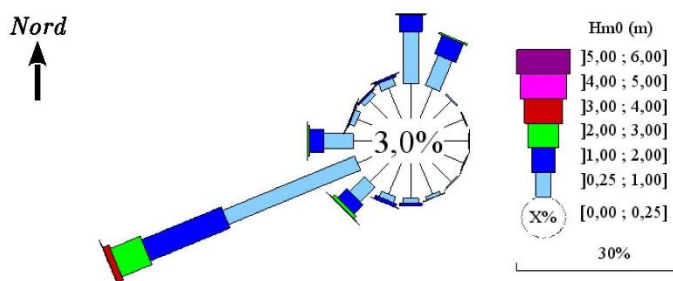


Figure I-9 : rose des houles issue des enregistrements Candhis à la station Vergoyer entre janvier 2010 et mai 2013.

Au large de Calais-Dunkerque, à 21 km de la côte à proximité du banc du Sandettié, des vagues ont été enregistrées entre 1988 et 1996 et pendant quelques mois entre 2009 et 2010, mais de manière non continue. La hauteur significative des vagues au large est de 1 m (40 % des observations), avec une période significative de 5 s. Les hauteurs maximales moyennes (Hmax) sont de 1 à 2 m. La direction dominante correspond à des vagues provenant du nord-est d'après des mesures effectuées de décembre 2009 à février 2010, de ce fait très peu représentatives des conditions modales (Figure I-10).

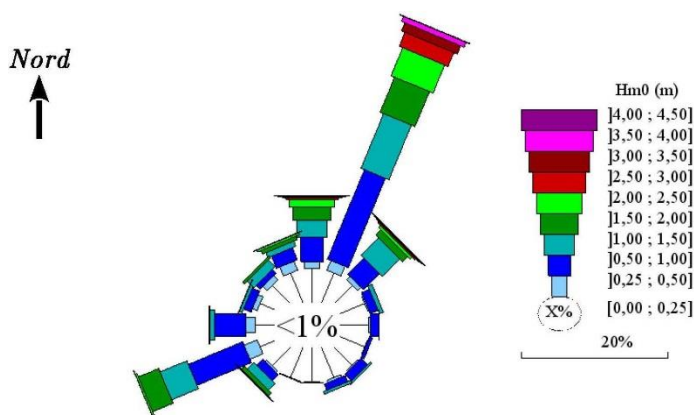


Figure I-10 : rose des houles au large de Calais-Dunkerque issue des enregistrements Candhis entre décembre 2009 et février 2010.

Des mesures provenant de la bouée belge Westhinder au large de Dunkerque (Figure II-6) montrent un régime de houle dominé par une direction principale SO et une secondaire de NO à NE (Figure I-11). Les vagues au large sont caractérisée par des périodes modales inférieures ou égales à 6 secondes typiques d'un environnement à fetch limité et des hauteurs significatives sont

comprises entre 0,5 et 1,5 m. Lors d'événements tempétueux, les vagues au large peuvent dépasser 4,5 m et près de 2 m sur l'estran (MASPATAUD, 2011).

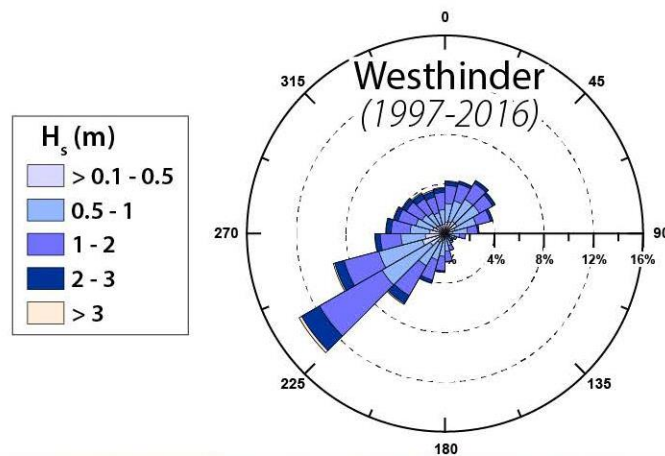


Figure I-11 : rose des houles issue des enregistrements à Westhinder, au large de Dunkerque, entre janvier 1997 et octobre 2016.

Si l'on se réfère à la « Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel » publiée par le CEREMA (2017), les roses des houles issues des bases ANEMOC³, montrent qu'en termes de climatologie moyenne, la province sédimentologique est principalement influencée par les états de mer. En provenance de l'océan Atlantique et remontant la Manche, les vagues proviennent du secteur sud-ouest à ouest-sud-ouest au large de la baie de Somme, pour virer ouest-sud-ouest au large de Dunkerque. En descendant de la mer du Nord, les vagues proviennent de secteur nord à nord-nord-est au large de Dunkerque, pour virer nord-est au large de la baie de Somme (Figure I-12).

la façade ouest de la province (de la baie de Somme au cap Gris-Nez) est plus particulièrement exposée aux tempêtes venant de l'océan Atlantique avec des directions de provenance des vagues normales à la côte ; les hauteurs de vagues correspondant aux tempêtes venant de la mer du Nord étant fortement atténuées avec des directions de provenance parallèles à la côte. La façade nord (du cap Gris-Nez à la frontière belge) est plus particulièrement exposée aux tempêtes venant de la mer du Nord avec des directions de provenance des vagues normales à la côte ; les hauteurs de vagues correspondant aux tempêtes venant de l'océan Atlantique restent importantes mais avec des directions de provenance parallèles à la côte (CEREMA, 2017).

³ Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier

Dynamiques et évolution du littoral

Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel

Roses des houles issues de simulations numériques ANEMOC

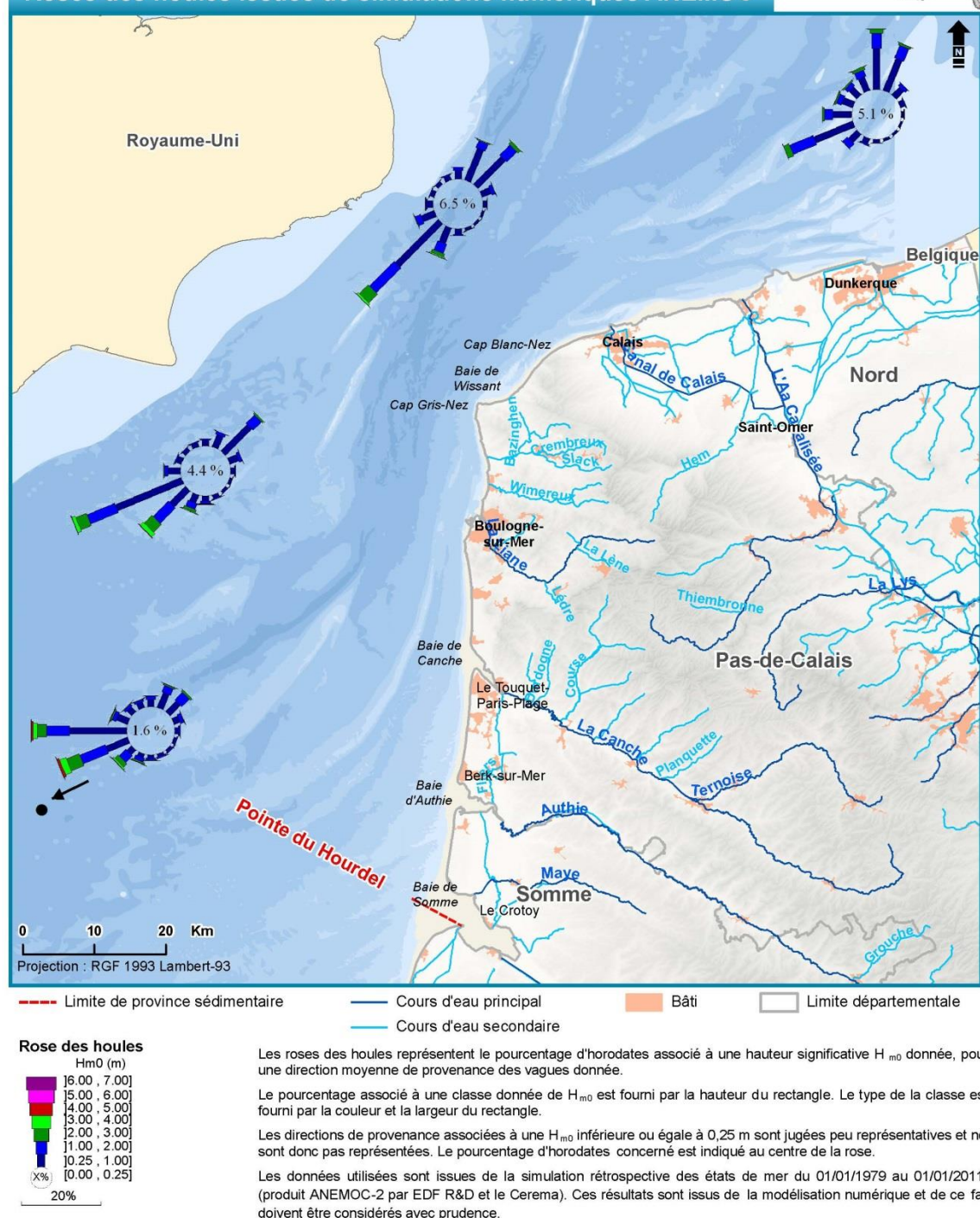


Figure I-12 : roses des houles au large de différents points de la Côte d'Opale issues des simulations ANEMOC (tiré du CEREMA, 2017).

I-3-3- La marée

Le régime hydrodynamique de la Manche orientale et du sud de la Mer du Nord est fortement contrôlé par la marée. La circulation tidale est de type semi-diurne avec une composante lunaire M2 (12,4 heures) impliquant deux pleines mers et deux basses mers par jour, et une périodicité bimensuelle responsable du cycle vive-eau et morte-eau. Le passage de l'onde de marée d'un océan profond (l'Atlantique) à une mer épicontinentale peu profonde provoque une amplification du marnage. Ce dernier peut varier d'un type mégatidal au sud de la façade ouest, au niveau de Berck-sur-Mer (marnage en vives-eaux de 8,5 m), en décroissant vers un marnage de type macrotidal au nord (Tableau I-1).

Tableau I-1 : cotes des niveaux marins en mètres à Berck-sur-Mer, Boulogne-sur-Mer et Dunkerque en cote marine, d'après les références altimétriques du (SHOM⁴, 2013).

Localisation	PHMA	PMVE	PMME	NM	BMME	BMVE	PBMA	Marnage vives-eaux
Berck ^s /mer	10,54	9,7	7,9	5,37	2,85	1,2	0,29	8,5
Boulogne ^s /mer	9,48	8,85	7,2	4,91	2,6	1,1	0,39	7,75
Dunkerque	6,48	6,05	5	3,24	1,5	0,6	-0,01	5,45

I-3-4- Les surcotes

La notion de « surcote » désigne la différence entre le niveau marin observé et le niveau marin qui existerait en présence de la marée astronomique seule. Lorsque cette différence est positive, c'est une surcote ; lorsqu'elle est négative, c'est une décote. Une surcote a principalement une origine météorologique : elle est générée lors du passage d'une dépression ou d'un anticyclone. En Manche-mer du Nord, les vents de nord à nord-ouest provoquent un apport d'eau en mer du Nord et entraînent une élévation du niveau de la mer dans sa partie méridionale. Lorsque ces vents soufflent en tempête et sont accompagnés d'une dépression barométrique importante traversant lentement la partie septentrionale de la mer du Nord, une onde de tempête se propage du nord au sud du bassin, provoquant une surélévation du niveau moyen pouvant atteindre 3 mètres (SHOM, 2010). De nombreuses surcotes ont été recensées sur le littoral de la frontière belge à la pointe du Hourdel (CEREMA, 2017).

⁴ Service Hydrographique et Océanographique de la Marine.

I-3-5- Les courants

L'une des conséquences des variations du niveau de la marée est l'alternance quotidienne entre deux courants s'écoulant parallèlement au rivage (Figure I-13). Le courant de flot, qui accompagne la marée montante, est dirigé vers le nord sur la façade Manche et vers l'est sur la façade mer du Nord. Le jusant, est dirigé vers le sud sur la façade ouest et vers l'ouest le long de la façade nord de la Côte d'Opale. Les vitesses maximales et minimales de ces courants ne correspondent pas forcément avec les niveaux des hautes et basses mers, en raison de la combinaison d'une onde progressive et stationnaire (TESSIER, 1997). Les maxima de courants surviennent à l'approche du Pas-de-Calais ($> 3,4$ noeuds soit $1,7$ m/s). Il existe également une dissymétrie en termes d'intensité et de durée entre ces courants (AUGRIS *et al.*, 1990). En effet, le courant de flot est caractérisé par une vitesse plus élevée et par un temps d'action plus court que le courant de jusant. L'intensité des courants de marée peut atteindre plus de 1 m/s au large lors des marées de vives eaux et peut être considérablement renforcée par le vent à cause de la faible profondeur d'eau. Au large du port de Calais, les courants atteignent parfois plus de $2,8$ noeuds (soit $1,4$ m/s) vers le sud-ouest entre 6 et 4 heures avant la pleine mer, et vers le nord-est entre une heure avant et une heure après la pleine mer. Le maximum de $3,3$ noeuds (soit $1,7$ m/s) vers le nord-est est atteint au moment de la pleine mer (CEREMA, 2017). Au large du port de Dunkerque, les valeurs maximales de courant n'excèdent pas $2,6$ noeuds (soit $1,3$ m/s). Les bancs de sables présents devant Calais et Dunkerque influent sur la direction des courants, ceux-ci suivent alors les « chenaux » entre les bancs. Au niveau du banc Hills, à l'est de Dunkerque, les recherches de HEQUETTE *et al.* (2009) et de MASPATAUD *et al.*, (2013) ont démontré qu'il existe une chenalisation des courants entre ce banc et la côte.

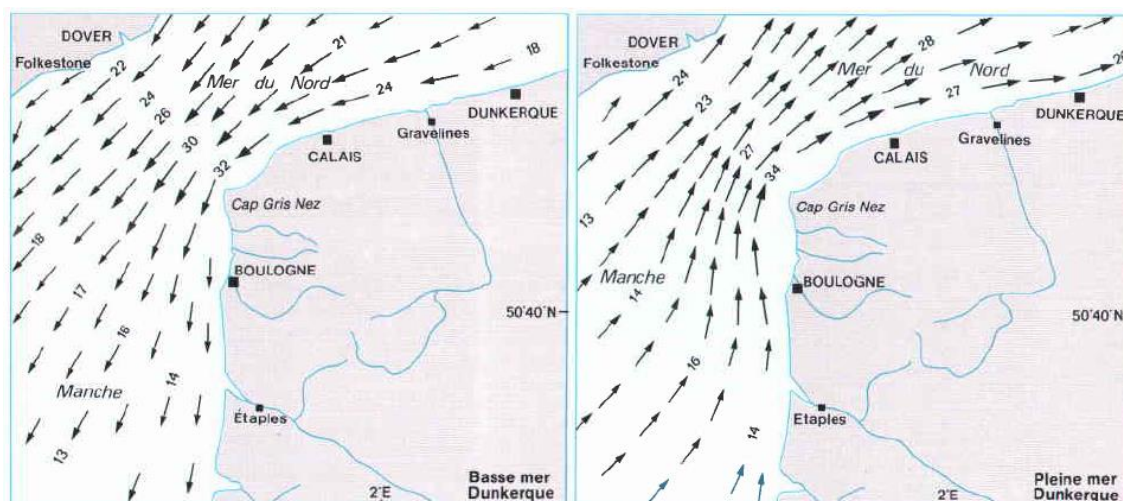


Figure I-13 : carte des courants de flot et de jusant au cours d'un cycle de marée (AUGRIS et al., 1990).

Les fonds marins de la Côte d'Opale sont donc caractérisés par la présence d'un important stock sédimentaire sableux dont l'origine remonte à la transgression marine holocène (HOUTHUYS *et al.*, 1993 ; ANTHONY, 2002). Sous l'action de la houle et surtout des courants de marée, les bancs subtidaux, en mouvement au gré des courants de marée, peuvent même migrer vers la côte (TESSIER *et al.*, 1999 ; HEQUETTE & AERNOUTS, 2010) permettant ainsi une alimentation de la plage et, à terme de la dune côtière. L'action combinée des courants de marée et des vagues induit un transit préférentiel des matériaux meubles du sud vers le nord le long de la façade occidentale de la côte d'Opale et du sud-ouest vers le nord-est le long de la plaine maritime flamande (Figure I-14) (SIPKA, 1998 ; ANTHONY & HEQUETTE, 2007 ; HEQUETTE *et al.*, 2008 ; CARTIER & HEQUETTE, 2011).

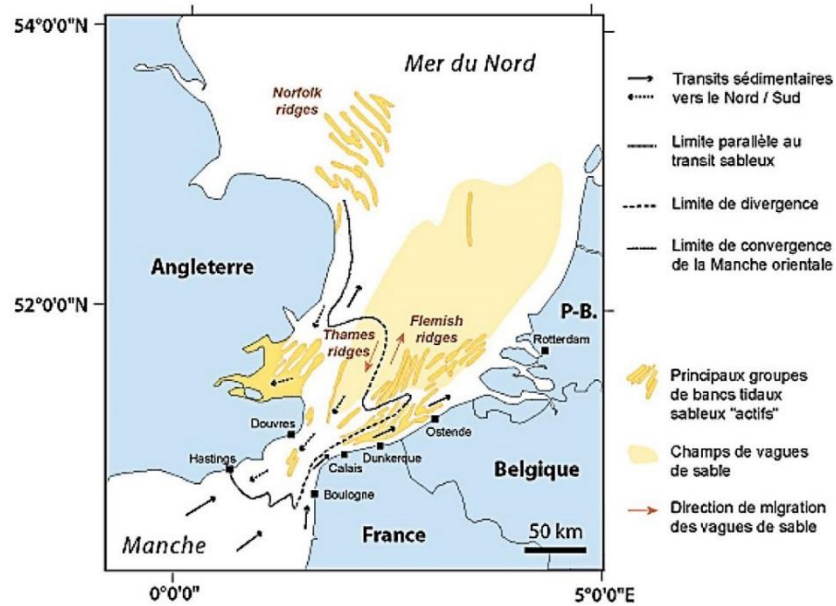


Figure I-14 : orientation des transits sédimentaires au détroit du Pas-de-Calais (HOUBOLT, 1968 ; McCAVE, 1978 ; DEWEZ et al., 1989 ; modifié par MASPATAUD, 2011).

Dans les environnements macrotidaux tel que celui de la Côte d'Opale, le vent joue un rôle essentiel sur la dynamique côtière. Les effets des tempêtes le long de ce littoral, soumis habituellement à des vagues de faible énergie, sont déterminants dans l'évolution du trait de côte. Les vents forts et persistants, soufflant vers la côte ou parallèlement à la côte, associés à de basses pressions atmosphériques, peuvent être à l'origine de surcotes importantes (>1,5 m). Lorsqu'elles sont conjuguées à une marée de vive-eau, ces surcotes induisent des événements érosifs majeurs (CLABAUT *et al.*, 2000 ; VASSEUR & HEQUETTE, 2000 ; RUZ & MEUR-FEREC, 2004 ; RUZ *et al.*, 2005). Les vents de mer conditionnent également le transport éolien susceptible d'alimenter les dunes littorales en sable provenant de la plage.

Chapitre II- Méthodologie globale : acquisition et analyse des données

Pour caractériser l'évolution morpho-sédimentaire des dunes littorales étudiées dans cette thèse, une démarche méthodologique basée sur plusieurs approches à différentes échelles temporelles a été réalisée. Premièrement, grâce à l'apport des ortho-photographies aériennes, une étude diachronique de l'évolution du trait côte, entre le milieu du XX^{ème} siècle et 2015, a été réalisée afin de déterminer sur le long terme l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale. En deuxième lieu, après avoir choisi les sites ateliers, une étude de l'évolution pluri-annuelle du littoral sur différents pas de temps été effectuée afin de dégager des périodes d'érosion et de reconstitution des cordons bordiers. Puis, une approche à moyen terme, basée sur des levés LIDAR, a été réalisée ainsi qu'une approche à court terme basée sur l'acquisition et le traitement de données issues de relevés topographiques réguliers et de mesures de transport éolien. Les données obtenues ont été croisées avec une analyse des conditions météo-marines ayant prévalu durant les différentes périodes étudiées.

II-1- Etude de l'évolution du trait de côte

II-1-1- Type de ressources

L'étude de l'évolution du trait de côte est l'un des moyens les plus adaptés pour l'évaluation de l'évolution des cordons dunaires. Pour ce faire, l'unique source de données dont nous disposons et qui nous permet de travailler sur une période de temps la plus longue possible, consiste en l'utilisation de photographies aériennes verticales. En effet, nous bénéficions de documents d'assez bonne qualité en format digital et numérique issus des missions de survol de l'Institut Géographique National (IGN) et remontant au début du siècle dernier. Cependant, dans un souci de précision, seules les photographies de type ortho-rectifiées ont été utilisées. Ce choix nous a permis de nous exonérer d'un travail complexe de correction des distorsions géométriques de photographies brutes, de leur géo-référencement, et d'avoir des données parfaitement superposables et ainsi réduire au minimum la marge d'erreur dans le calcul des rythmes d'évolution.

Les ortho-photographies que nous avons acquises ont été traitées par l'IGN. Elles nous ont permis de réaliser une première étude de l'évolution globale du trait de côte entre 1949 et 2015 pour la façade nord de la Côte d'Opale, et entre 1947 et 2015 pour la façade ouest. Une seconde étude a ensuite été effectuée sur chacun des sites ateliers avec cette fois-ci des périodes de temps moyennes de 5 ans séparant les ortho-photographies.

II-1-2- Détermination des indicateurs de trait de côte

Il existe dans la littérature une grande diversité d'indicateurs qui peuvent être utilisés pour déterminer la position exacte du trait de côte directement à partir des photographies aériennes, ceux-ci peuvent être d'ordre hydrodynamique, morphologique ou biologique (MOORE, 2000 ; BOAK & TURNER, 2005). Le choix de la ligne de référence à prendre en compte dépend essentiellement du contexte de la zone à étudier. Généralement, l'indicateur le plus utilisé est celui du niveau des hautes mers, matérialisé par la limite entre sable sec et mouillé (DEL RIO *et al.*, 2013 ; MOUSSAID *et al.*, 2015 ; PUIG *et al.*, 2016 ; BURNINGHAM & FRENCH, 2017). Cependant, dans un contexte de plages macrotidales qui caractérisent la Côte d'Opale, l'importance du marnage ainsi que d'autres facteurs hydrodynamiques (surcote, run-up,...) peuvent engendrer d'importantes erreurs dans la détermination de cette limite, qui n'est donc pas prise en compte dans cette étude.

L'indicateur principal utilisé dans notre cas correspondant à la limite de la végétation dunaire. En effet, cette limite est la plus facilement discernable, surtout sur les clichés anciens (de 1947 et 1949) qui sont d'une faible résolution et qui rendent difficile la détection du pied de dune. Toutefois, celle-ci peut aussi présenter des inconvénients (RUGGIERO *et al.*, 2003), notamment dans les secteurs dépourvus de végétation où le trait de côte risque d'être identifié trop en retrait par rapport à la ligne du rivage. Lorsque un tel cas s'est présenté, nous avons eu recours à la stéréoscopie sur les clichés originaux pour pouvoir repérer la bonne position du trait de côte. Cette technique a déjà été utilisée dans notre secteur d'étude (CHAVEROT, 2006) et dans d'autres régions du monde (PONTE LIRA *et al.*, 2016 ; BROOKS *et al.*, 2017).

II-1-3- Digitalisation et estimation des rythmes d'évolution

Une méthode de photo-interprétation assistée par ordinateur a été retenue pour la numérisation des traits de côte. Nous avons utilisé un logiciel de SIG, en l'occurrence QGIS, pour digitaliser et matérialiser par des couches de type vecteur les différents traits de côte. Ensuite, les couches vecteur des différentes années ont été importées dans le logiciel MobiTC (TRMAL *et al.*, 2012). Ce logiciel permet de générer automatiquement, dans un premier temps, une ligne de base

qui suit la forme de l'ensemble des traits de côte étudiés et, dans un second temps, des transects perpendiculaires à cette ligne de base. Les coordonnées X et Y des points d'intersection de chaque transect avec un trait de côte font l'objet d'un traitement statistique permettant de calculer le rythme d'avancée ou de recul du rivage. Il permet aussi de convertir les résultats en format SIG pour une visualisation directe sur une carte de l'évolution du trait de côte (Figure II-1).

Le calcul des rythmes moyens annuels (en m/an) de l'évolution du trait de côte peut se faire selon différentes méthodes statistiques (DOLAN *et al.*, 1991). Néanmoins, la méthode retenue dans notre cas est celle des points extrêmes (*End Point Rate* « *EPR* »), qui consiste à diviser la distance, sur un même transect, séparant deux traits de côte par le nombre d'années écoulées. Cette méthode est très simple et est beaucoup utilisée, mais son inconvénient c'est qu'elle ne prend pas en compte les variations dans l'évolution du trait de côte qui ont pu avoir lieu entre les deux dates choisies.

Enfin, la méthode de photo-interprétation peut introduire certaines erreurs dans la détermination de la position exacte du trait de côte, d'où la nécessité d'estimer la marge d'erreur dont il faut tenir compte dans le calcul des rythmes d'évolution. Ces incertitudes peuvent être liées à deux facteurs principaux. Le premier concerne la qualité géométrique des photographies utilisées. L'avantage de l'utilisation de photographies aériennes ortho-rectifiées est que celles-ci sont parfaitement calées et superposables au pixel près. Cependant, le décalage par rapport à la réalité du terrain, après le processus d'ortho-rectification, a été estimé par l'IGN à $\pm 2\text{m}$, une estimation qu'on a pu vérifier grâce à un relevé de certains amers au GPS différentiel de haute précision. La deuxième incertitude, estimée elle aussi à $\pm 2\text{m}$, concerne l'opération de digitalisation où la perception et le pointage de la position exacte du trait de côte n'est pas toujours aisée, notamment sur les photographies à faible résolution. L'erreur globale a donc été estimée à $\pm 4\text{m}$.

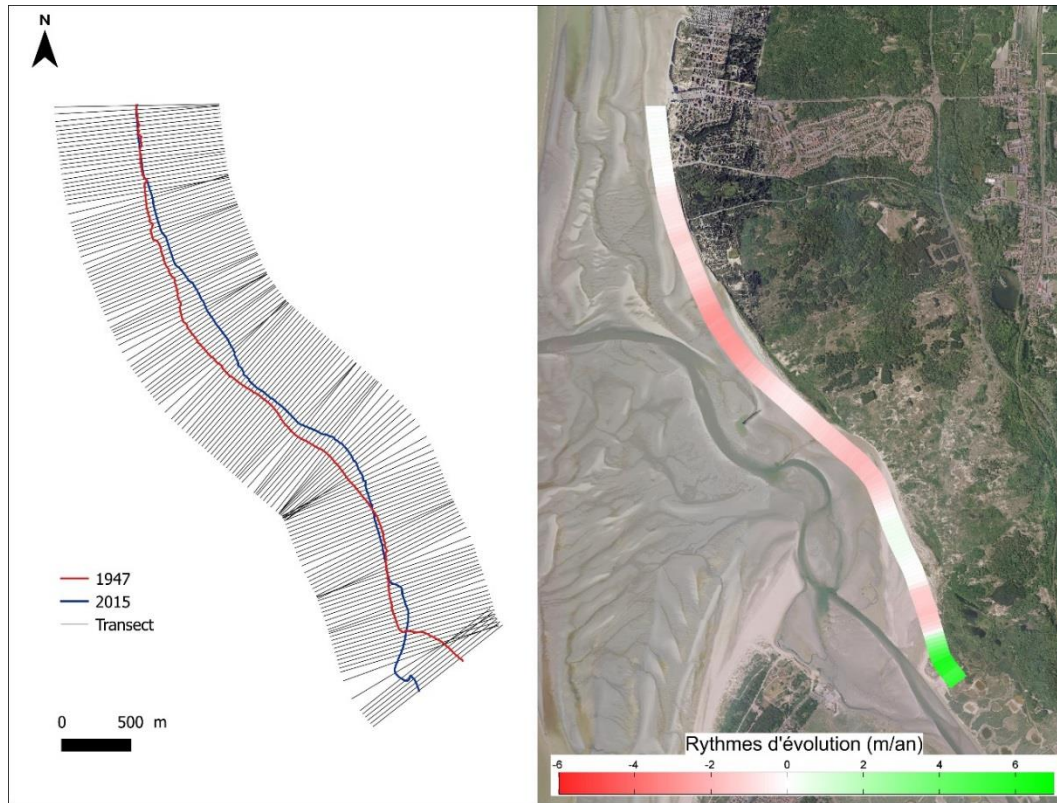


Figure II-1 : illustration d'un exemple d'estimation de l'évolution du trait de côte avec MobiTC.

II-2- Mesures topographiques

Les mesures topographiques sont indispensables pour le suivi de la morphologie littorale, pour la quantification des bilans sédimentaires et pour comprendre les échanges ayant lieu au sein du système dune-plage à différentes échelles spatiales et temporelles. Ce travail repose essentiellement sur un suivi topographique le long de profils de plage, réalisés à haute fréquence temporelle à l'aide d'un DGPS, complété grâce à l'exploitation de levés par LiDAR aéroporté. Cette section s'attachera à décrire les méthodes d'acquisition et de traitement des données.

II-2-1- Mesures par LiDAR aéroporté

Afin d'étudier l'évolution à moyen terme des secteurs dunaires étudiés, des relevés par LiDAR aéroporté ont pu être exploités. Le LiDAR (Light Detection And Ranging) est une technologie qui connaît un essor considérable depuis quelques années dans les études de la morphologie et de l'évolution de la zone côtière (SAYE *et al.*, 2005 ; HOUSER *et al.*, 2015 ; CRAPOULET *et al.*, 2015). Son avantage est qu'elle permet une restitution fine et précise de la topographie

terrestre sur de vastes étendues. Les données issues sont exploitées sous forme de modèles numériques de terrain (MNT) desquels on peut extraire des profils topographiques et calculer des bilans sédimentaires.

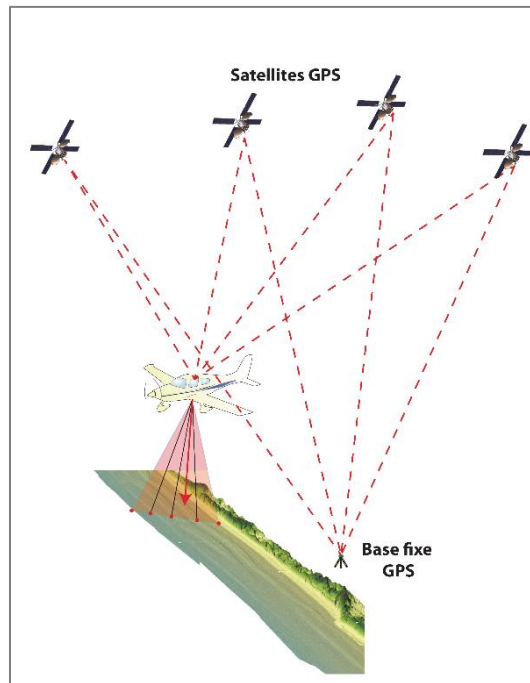


Figure II-2 : principe de fonctionnement d'un LiDAR aéroporté (d'après CRAPOULET, 2015).

Le LiDAR est un appareil à système de laser à balayage latéral et est constitué d'un émetteur laser, d'un récepteur optique et d'un système d'acquisition et d'enregistrement des données. Des impulsions laser (longueur d'onde de 1064 nm, dans le domaine de l'infra-rouge) sont envoyées depuis l'émetteur embarqué dans un avion. Au contact avec le sol, l'onde émise est réfléchiée et captée par le récepteur (Figure II-2). Le temps aller-retour parcouru par l'impulsion laser est calculé, ce qui permet de déterminer la distance entre le point au sol et l'instrument de mesure. En associant un DGPS, avec des antennes fixes positionnées sur des points géoréférencés, on obtient une grille MNT bien calée par rapport à la projection souhaitée avec des points dont les coordonnées X, Y et Z sont d'une précision inférieure à 10 cm.

Dans le cadre de cette thèse, une série de relevés LiDAR, couvrant totalement ou partiellement le littoral de la Côte d'Opale, ont pu être exploités. Pour le site de Merlimont ces données ont été acquises dans le cadre du projet CLAREC impliquant, entre autre, le laboratoire

LOG et le laboratoire de morphodynamique continentale et côtière (M2C - UMR CNRS 6143) des universités de Caen et de Rouen. Le modèle utilisé est de type Leica ALS60 dont les performances permettent d'obtenir une précision planimétrique (en X et Y) comprise entre 10 et 17 cm, et une précision altitudinale (en Z) inférieure à 10 cm. Pour le site de Dunkerque, les données LiDAR 2011, 2012 et 2014 ont également été acquises dans le cadre du projet CLAREC, les données issues de la campagne LiDAR de 2016 ont été acquises dans le cadre du Service National d'Observation (SNO) « Dynamique du littoral et du trait de côte » (DYNALIT) labellisé par le CNRS depuis 2014. Des données, issues d'un levé effectué en 2008 à la demande de la DDTM 59, sont disponibles. Nous avons choisi de ne pas utiliser ces données, du fait de leur moindre précision. En effet, les précisions planimétriques et altimétriques sont plus faibles et de plus il subsiste des artefacts en raison d'un problème de filtrage de la végétation dense.

II-2-2- Mesures par DGPS

Les profils topographiques ont été réalisés à l'aide d'un DGPS (GPS différentiel) *Leica TPS Syst1200*, qui se compose de deux systèmes reliés entre eux par un signal radio : une base fixe et un récepteur mobile manipulé par un opérateur (Figure II-3). La base fixe est positionnée sur un repère de nivellement qui est un point matérialisé et géoréférencé par l'IGN et dont les coordonnées géographiques sont connues avec une précision centimétrique. Le récepteur GPS mobile, qui permet grâce à son antenne et son ordinateur de bord d'enregistrer les mesures acquises sur le terrain, est fixé sur une canne elle-même fixée sur une roue de vélo. Ce système de roue permet une acquisition automatique et en continue de points tous les 1 m et/ou un changement de 0,1 m d'altitude, restituant ainsi avec une grande précision la morphologie de la dune et de la plage.

Les deux GPS, fixe et mobile, calculent indépendamment l'un de l'autre leur position à partir des mêmes satellites. La base fixe compare ensuite sa position calculée avec celle réelle et précise paramétrée au préalable par l'opérateur. Une correction en coordonnées X, Y et Z est alors déduite et est transmise instantanément par radio à la station mobile qui corrige sa position avant d'enregistrer chaque point acquis dans l'ordinateur de bord.

Le DGPS présente l'avantage de ne plus utiliser les têtes de stations physiques, indispensables lors des acquisitions via un tachéomètre ou un théodolite, dont la position exacte peut être altérée à cause par exemple d'un recul de la falaise dunaire lors de tempêtes et aussi lors de fréquentations anthropiques, induisant ainsi des erreurs dans les mesures. Des lignes

fictives, orientées perpendiculairement au trait de côte, sont donc tracées à l'aide du logiciel QGIS et importées dans l'ordinateur de bord de la station mobile. Ceci nous a permis de relever exactement les mêmes profils lors des différentes campagnes d'acquisition, en partant du bas du versant interne du cordon dunaire jusqu'à la limite des basses mers du jour. Les données acquises sont ensuite restituées sous un fichier texte selon la projection choisie (Lambert 93 pour les coordonnées planimétriques et IGN69 pour l'altitude) et traitées sous la macro Excel *Profiler 3.1 XL* (COHEN, 2014) qui permet de tracer les profils de plage, observer les changements morphologiques et quantifier les changements dans les volumes sédimentaires entre chaque date.

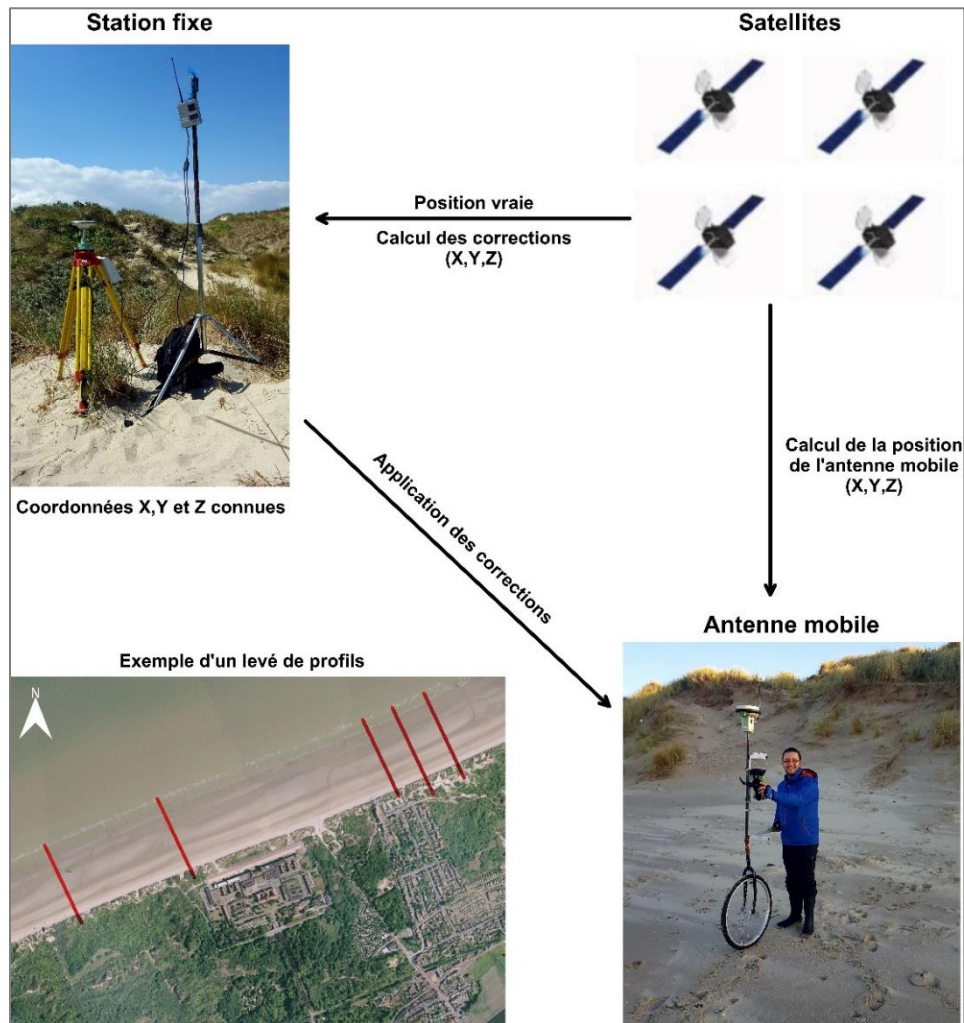


Figure II-3 : principe d'utilisation du DGPS pour les mesures topographiques (modifié d'après MASPATAUD, 2011).

Lors des mesures topographiques, il convient de tenir compte des marges d'erreurs notamment dans le calcul des bilans sédimentaires. Le DGPS utilisé présente une marge constructeur de l'ordre de ± 1 à 2 cm en positions X et Y, et de ± 2 à 3 cm en altitude Z. Il faut ajouter à cela la marge d'erreur, de ± 2 cm en Z, induite par l'opérateur qui tend des fois à faire pencher l'antenne lors des mesures, notamment sur les versants dunaires à fort dénivelé. La marge d'erreur totale lors des calculs des changements volumétriques peut être calculée selon l'équation présentée dans la Figure II-4.

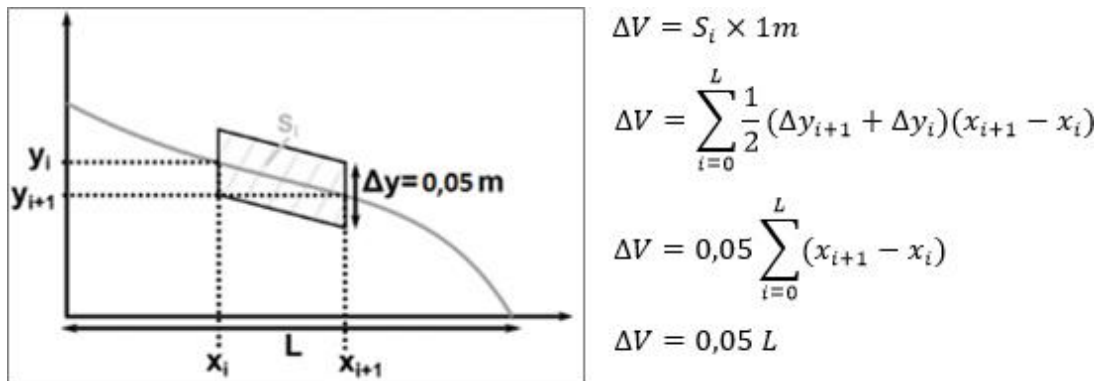


Figure II-4 : méthode de calcul de la marge d'erreur volumique des mesures par DGPS.

II-3- Mesure du transport éolien in-situ

La résilience des dunes littorales peut être expliquée par la capacité des dunes à se régénérer, après les événements érosifs, grâce aux apports sableux, notamment éoliens. En effets, ces apports, qui sont primordiaux pour le développement des dunes embryonnaires et de la dune bordière, peuvent être quantifiés d'une manière réelle grâce au déploiement de pièges à sable. L'efficacité du transport éolien, pour des conditions météorologiques variées a donc été évaluée in-situ sur nos sites ateliers. L'objectif étant de déterminer les conditions de vent (direction et intensité), de météorologie (température, humidité) et de surface (topographie, granulométrie, fetch) les plus optimales pour un transport de sable de la plage vers la dune.

II-3-1- Technique de piégeage

Le choix d'utiliser des pièges à sable peut s'expliquer d'une part, par leur simplicité de déploiement, leur faible coût de construction et, d'autre part, par le fait que ce soit une méthode reconnue et utilisée dans de nombreuses études (MEUR-FEREC & RUZ, 2002 ; VANHEE *et al.*, 2002 ; BAUER *et al.*, 2009), même si les résultats obtenus restent approximatifs compte tenu de la perturbation des flux d'air créée par la présence des pièges (BAGNOLD, 1938).

Les pièges à sable verticaux utilisés sont de type Leatherman (LEATHERMAN, 1978), modifiés (d'après (GOLDSMITH *et al.*, 1988)) (Figure II-5). Ils sont constitués d'un tube en PVC de 10 cm de diamètre et de 1 m de long. La partie inférieure du tube (collecteur) est enfoncée dans le sable ; la partie supérieure est percée de deux ouvertures de 46 cm de long, en vis-à-vis (6 cm de large au vent et 10 cm de large sous le vent). L'ouverture arrière, destinée à laisser ressortir les filets d'air, est « fermée » par un filet en géotextile d'une maille de 63 μm (diamètre minimal des grains de sable) qui permet de piéger les grains. Les extrémités du piège sont obturées par un bouchon. Le sable piégé tombe dans le collecteur enfoncé dans le sol, et est récupéré à la fin de la manipulation.

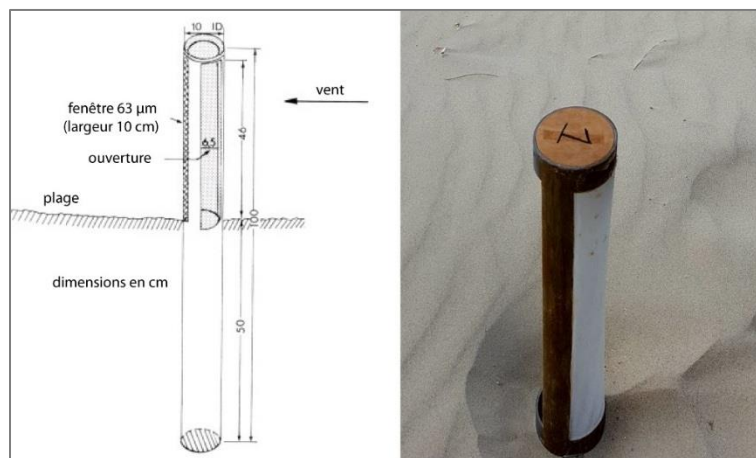


Figure II-5 : piège à sable de type Leatherman (schéma d'après GOLDSMITH *et al.*, 1988) et affouillement créé devant le piège (sur la photographie).

Plusieurs piégeages (manips) peuvent être réalisés lors d'une campagne de mesure du transport éolien. Chaque piégeage dure 15 minutes, pendant lesquelles les pièges à sable sont déployés simultanément du pied de la dune jusqu'à la limite inférieure du haut de plage. En même temps, un ou plusieurs anémomètres, placés à 2 m du sol, enregistrent les données de vent et de météo à l'aide de stations météo Davis Vantage PRO 2. La position des pièges, des stations météo

et du niveau de la marée sont systématiquement relevés au DGPS pour pouvoir les positionner sur un profil topographique, qui lui aussi est relevé avant le début de la campagne de mesures.

II-3-2- Traitement des données

II-3-2-1- Teneur en eau

A la fin de chaque période de piégeage, le sable piégé est récupéré et mis dans des sachets numérotés en correspondance avec le numéro de la manipulation et du piège. Au laboratoire, le sable piégé est pesé à l'état humide, puis séché à l'air libre avant d'être repesé à sec. Ceci nous permet d'obtenir une humidité pondérale par la simple équation suivante (NAMIKAS & SHERMAN, 1995) :

$$W = 100 [(W_t - W_d)/W_d]$$

avec W_t le poids total de l'échantillon humide et W_d le poids sec après séchage.

De plus, une sonde d'humidité a été utilisée pour mesurer la teneur en eau de la couche superficielle de la plage devant chacun des pièges lors de chaque piégeage.

II-3-2-2- Granulométrie

Afin de caractériser la granulométrie de la surface de déflation et du sable transporté et piégé, une analyse granulométrique a été réalisée à l'aide d'un granulomètre *Laser Beckman Coulter LS230*, basé sur la théorie de diffraction de Mie. Cette analyse a permis de définir, selon la méthode de (FOLK & WARD, 1957), les paramètres suivants :

- Le grain moyen :

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

- L'indice de tri (déviations standard par rapport à la moyenne de l'échantillon) :

$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$$

- L'indice d'asymétrie (prépondérance, ou non, des particules fines ou grossières par rapport à la moyenne de l'échantillon) :

$$Sk_i = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

avec $\phi = -\log_2 X$. X étant la taille du grain en millimètre.

II-4- Données météo-marines

II-4-1- Données anémométriques

Les données de vent utilisées dans cette thèse proviennent des enregistrements des stations météorologiques de Météo-France. Les données de deux stations météo ont été analysées et mises en relation avec l'évolution du trait de côte et l'évolution morphologique de nos sites ateliers. Il s'agit de la :

- Station météo de Dunkerque : elle présente la plus longue série temporelle de mesures qui débute en 1947. Les vents moyens tri-horaires (moyenne de vent enregistré sur 10 minutes, toutes les 3 heures) couvrent la période 1947 à 1996, puis de 1996 à nos jours, les vents sont restitués toutes les heures.
- Station météo de Boulogne-sur-Mer : les enregistrements ont débuté en 1956, avec des vents moyens tri-horaires jusqu'en 1998 puis des vents horaires jusqu'à nos jours.

Il existe une station Météo-France à l'aéroport du Touquet, mais les données sont lacunaires et ne débutent qu'à partir de juin 1973. De plus l'anémomètre est situé en bordure de l'estuaire de la Canche à 8 km en arrière du littoral, avec un risque de minimiser la vitesse des vents par rapport aux deux autres stations situées en bordure immédiate de la côte.

II-4-2- Données marégraphiques

Comme pour les données de vent et dans un souci de cohérence dans l'utilisation des données, les niveaux d'eau observés sont issus de chacun des marégraphes du port de Dunkerque et du port de Boulogne-sur-Mer. Les enregistrements sont fournis par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et téléchargés sur le site www.data.shom.fr. Les données issues du marégraphe de Dunkerque couvrent la période 1956 à nos jours, contrairement au marégraphe de Boulogne dont les enregistrements n'ont débutés qu'en 1973. Des données sur les variations du niveau moyen de la mer à Dunkerque et à Boulogne-sur-Mer ont également été obtenues sur le site du Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL).

II-4-3- Données de vagues au large

Certaines données de vagues au large, enregistrées à une fréquence de 30 minutes, au niveau de chacune des deux façades maritimes ont pu être exploitées (Figure II-6). Au large de Dunkerque, elles nous ont été fournies par l'*Agency for Maritime and Coastal services*

(www.vliz.be), elles couvrent la période 1997 à nos jours. Il s'agit des données de houle directionnelle au niveau de la bouée Westhinder (26,5 m de fond) à 36 km au large de la côte belge. Tandis qu'au large de Boulogne-sur-Mer, la bouée Vergoyer (réseau Candhis), située à 13 km de la côte où les fonds marins sont de 30 m, n'a enregistré des données que une période de deux ans entre 2010 et 2013.

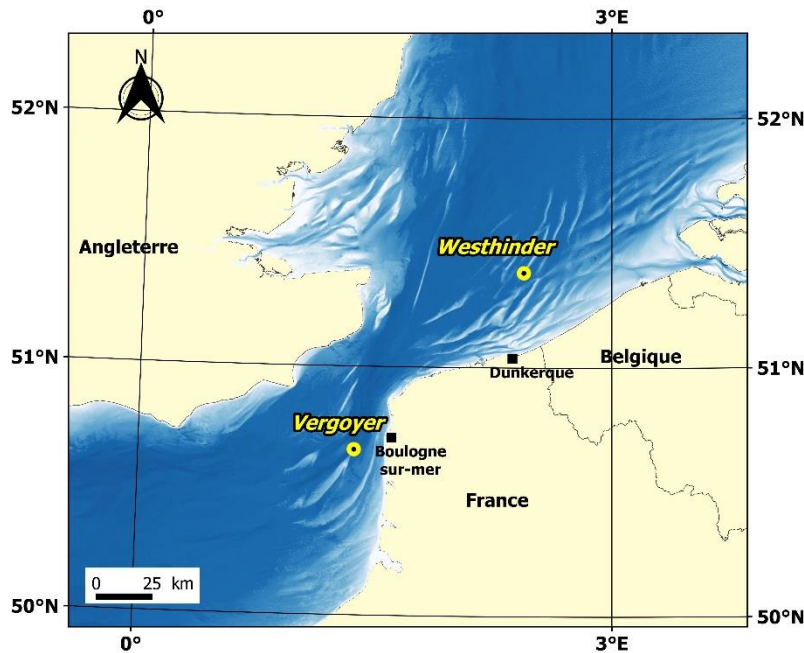


Figure II-6 : localisation des bouées Westhinder et Vergoyer.

Chapitre III- Evolution à long terme des littoraux dunaires de la Côte d'Opale

Dans ce chapitre, une étude de l'évolution du trait de côte de l'ensemble des littoraux dunaires la Côte d'Opale a été réalisée à partir des ortho-photographies aériennes sur la période la plus longue possible. En effet, il s'agit de la période 1947 à 2015 pour le littoral de la plaine maritime picarde et de 1949 à 2015 pour le littoral du Boulonnais et de la plaine maritime flamande. L'objectif de cette étude est double. Il s'agit d'une part d'actualiser les résultats d'évolution du trait de côte à long terme obtenus dans d'autres études sur des périodes différentes mais avec un même procédé que le nôtre. D'autre part, cette analyse nous permettra de choisir nos sites ateliers, c'est-à-dire des secteurs dunaires où seront réalisés les différents suivis in-situ.

La méthode de photo-interprétation appliquée correspond à celle décrite dans le chapitre II. Seuls les secteurs dunaires en contact direct avec la plage, c'est-à-dire ceux qui n'ont pas été urbanisés et qui sont restés naturels ont été pris en considération. Au vu de la qualité des images dont nous disposons et afin de limiter les erreurs de calculs, les rythmes d'évolution du linéaire côtier dunaire ont été calculés sur des transects séparés de 30 m.

Les cartographies réalisées pour ce chapitre ont été comparées avec les données obtenues dans des études antérieures et avec les résultats issus de l'indicateur national de l'érosion côtière (CEREMA, 2015). Cet indicateur national homogène rend compte des évolutions passées du trait de côte sur de longues périodes (supérieures à 50 ans) ; il a été cartographié sur l'ensemble du linéaire côtier français selon une méthodologie unique. Il repose sur la comparaison de la position du trait de côte entre 2 ortho-photographies, la plus récente (2007 ou 2009) et la plus ancienne (1932, 1934, 1935 ou 1947) disponibles sur chaque secteur de côte (CEREMA, 2015).

III-1- Bilan de l'évolution du trait de côte sur la Côte d'Opale

La Côte d'Opale est caractérisée par de fortes proportions de littoral artificialisé par des aménagements portuaires, industriels ou touristiques. Les dunes et les plages, délaissées jusqu'alors par l'homme, ont connu, à partir de la fin du 19^{ème} siècle d'importants changements, liés notamment à l'apparition de nouvelles stations balnéaires. Cette activité anthropique s'est nettement accentuée au cours du 20^{ème} siècle, essentiellement après la seconde guerre mondiale. En effet, l'analyse des photographies aériennes montre qu'en 1949 les cordons dunaires, sur la façade nord, s'étendaient sur une longueur cumulée de près de 57 km. En 2015, seulement 38 km de ce linéaire est encore existant, soit près de 33 % de linéaire dunaire disparu durant cette période en faveur du développement du complexe industrialo-portuaire de Dunkerque, débuté à la fin des années 1950 et de l'extension du port de Calais au début des années 2000. La façade ouest est quant à elle mieux préservée et a connu une anthropisation beaucoup moins importante que la façade nord. Sur les 33 km de cordons dunaires existants en 1947, seulement 6 % ont disparus en raison de l'extension des villes balnéaires d'Hardelot-Plage, du Touquet-Paris-Plage et de la construction de la digue-promenade de Stella-Plage.

Durant la période 1947/1949 à 2015, le trait de côte du littoral de la Côte d'Opale a connu une évolution contrastée et non homogène. Les rythmes moyens annuels montrent des tendances très variées d'un secteur à un autre sur les deux façades maritimes (Figure III-1). Ces différences peuvent être liées à des facteurs locaux d'exposition du rivage aux vents et aux vagues, à la morphologie des plages et des dunes, au bilan sédimentaire et à l'influence des aménagements et des interventions anthropiques. Globalement, ces tendances sont comprises entre des rythmes moyens d'érosion de -2 m/an et d'accrétion de +2 m/an. Toutefois, certains secteurs sont marqués par une évolution plus importante. Les résultats seront détaillés pour chaque secteur dunaire dans la section suivante.

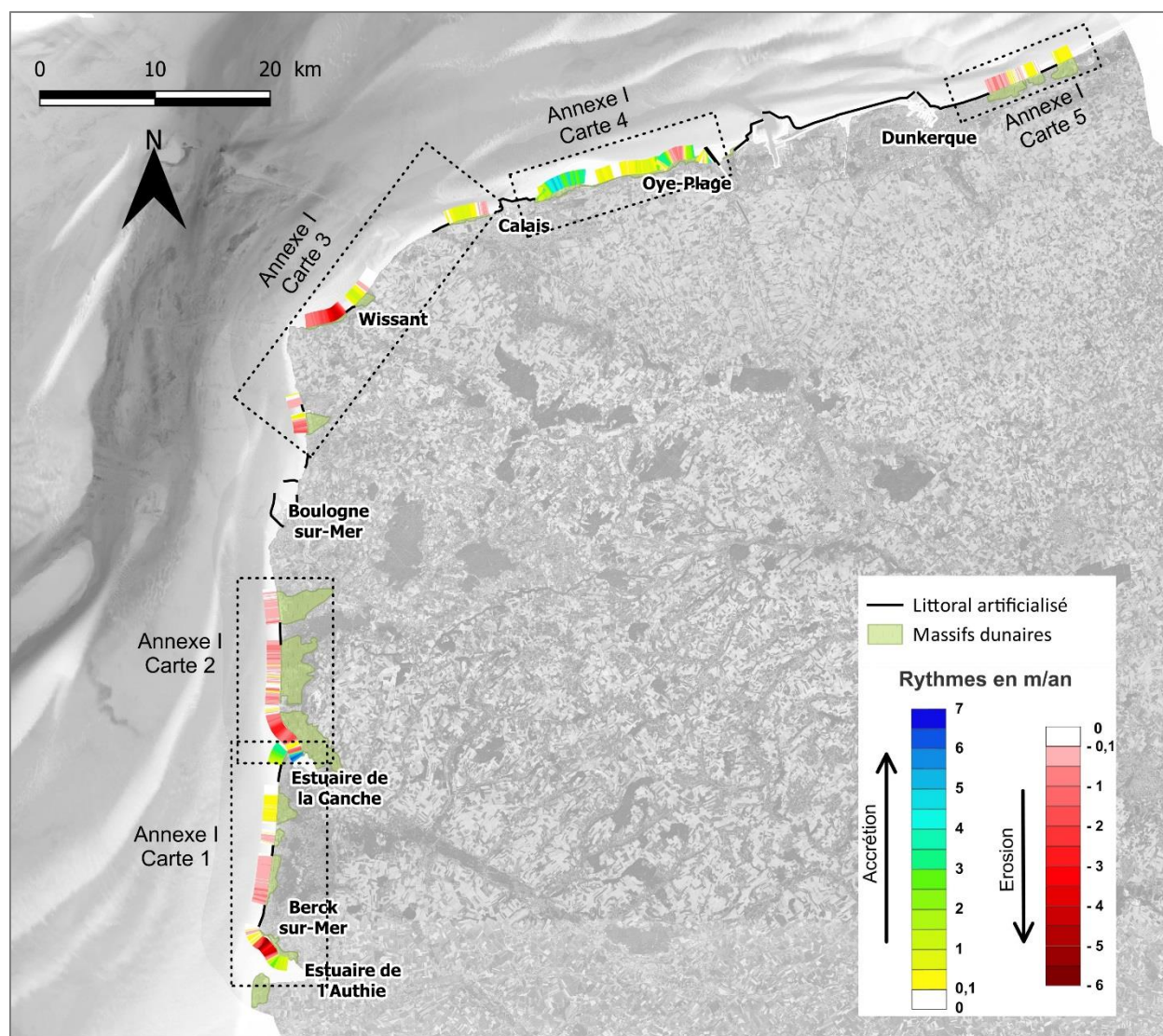


Figure III-1 : Carte générale de l'évolution du littoral de la Côte d'Opale entre 1947/1949 et 2015.

Statistiquement parlant on décompte 46 % de secteurs en érosion, 42 % de secteurs en accrétion et seulement 12 % de secteurs stables sur la totalité du linéaire dunaire de la Côte d'Opale. Par façade, on distingue :

- Façade ouest : cette partie du littoral de la Côte d'Opale présente une proportion plus importante de cordons dunaires en érosion que la façade nord (Annexe I). En effet, 68 % de son linéaire a connu une érosion modérée dont les rythmes sont compris entre -0,1 et -0,5 m/an. Il s'agit du littoral au sud et au nord de Boulogne-sur-Mer et au nord de Berck-sur-Mer. Cependant, on remarque des rythmes d'érosion beaucoup plus importants, notamment sur les rives nord des estuaires de l'Authie et de la Canche.

Les secteurs en accrétion représentent 21 % du linéaire, on les retrouve majoritairement au sud de l'estuaire de la Canche. Enfin, 11 % du littoral dunaire est stable avec des rythmes inférieurs à $\pm 0,1$ m/an qui sont compris dans la marge d'erreur.

- Façade nord : contrairement à la façade ouest, la majeure partie du littoral dunaire subsistant de nos jours est en nette accrétion (61 %). Il s'agit des secteurs dunaires à l'est de Wissant, à l'ouest de Calais, entre Calais et Oye-Plage dont les rythmes d'avancée sont les plus importants (> 3 m/an) et enfin à l'est du massif dunaire du dunkerquois (Annexe I). L'érosion touche 26 % de la totalité du linéaire et concerne le secteur ouest des dunes de Dunkerque, la partie centrale des dunes d'Oye-Plage, ainsi que les dunes à l'ouest de Wissant où les reculs ont dépassés par endroit 4 m/an. Enfin, dans une proportion proche de celle de la façade ouest, les secteurs dunaires considérés comme stables représentent 13 % du linéaire côtier étudié.

III-2- Evolution du littoral de la façade ouest

III-2-1- Rive nord de la baie d'Authie

La baie d'Authie présente des caractéristiques morphologiques des estuaires dits picards (BRIQUET, 1930). L'une des spécificités de ces estuaires est leur tendance à se combler par le fait d'apports sableux importants par les courants de marée dominants, mais aussi par les aménagements anthropiques (poldérisation et endiguements) entrepris depuis plusieurs siècles (ANTHONY & DOBRONIAK, 2000). L'abondance des sources sableuses, qui découvrent à marée basse, auraient permis le développement d'un important massif dunaire sur la rive nord de l'estuaire où le cordon bordier peut dépasser les 20 m d'altitude dans certains endroits. L'embouchure du fleuve Authie joue le rôle d'une barrière hydraulique captant une partie du transit sédimentaire dirigé sud-nord le long de la façade ouest de la Côte d'Opale, favorisant ainsi la formation d'une flèche sableuse (poulier), la pointe de Routhiauville sur la rive sud de l'estuaire. Cette flèche a connu une extension conséquente de près de 4,5 km vers le nord depuis la fin du 16^{ème} siècle (BRIQUET, 1930 ; HESP *et al.*, 2016), ceci a eu pour conséquence la divagation du chenal de l'Authie vers le nord entraînant une érosion importante et la formation d'un musoir. L'érosion de la rive nord de ces estuaires est donc un phénomène récurrent et bien connu. En effet, ce recul a été estimé par BRIQUET (1930) à près de 1 km entre 1824 et 1878 sur la rive nord de la baie d'Authie.

Cette importante érosion engendre une redistribution des sédiments à l'intérieur de l'estuaire, formant des accumulations sableuses appelées contre-pouliers où la formation de plusieurs cordons dunaires témoignent de l'accumulation dans ce secteur plus interne (HESP *et al.*, 2016).

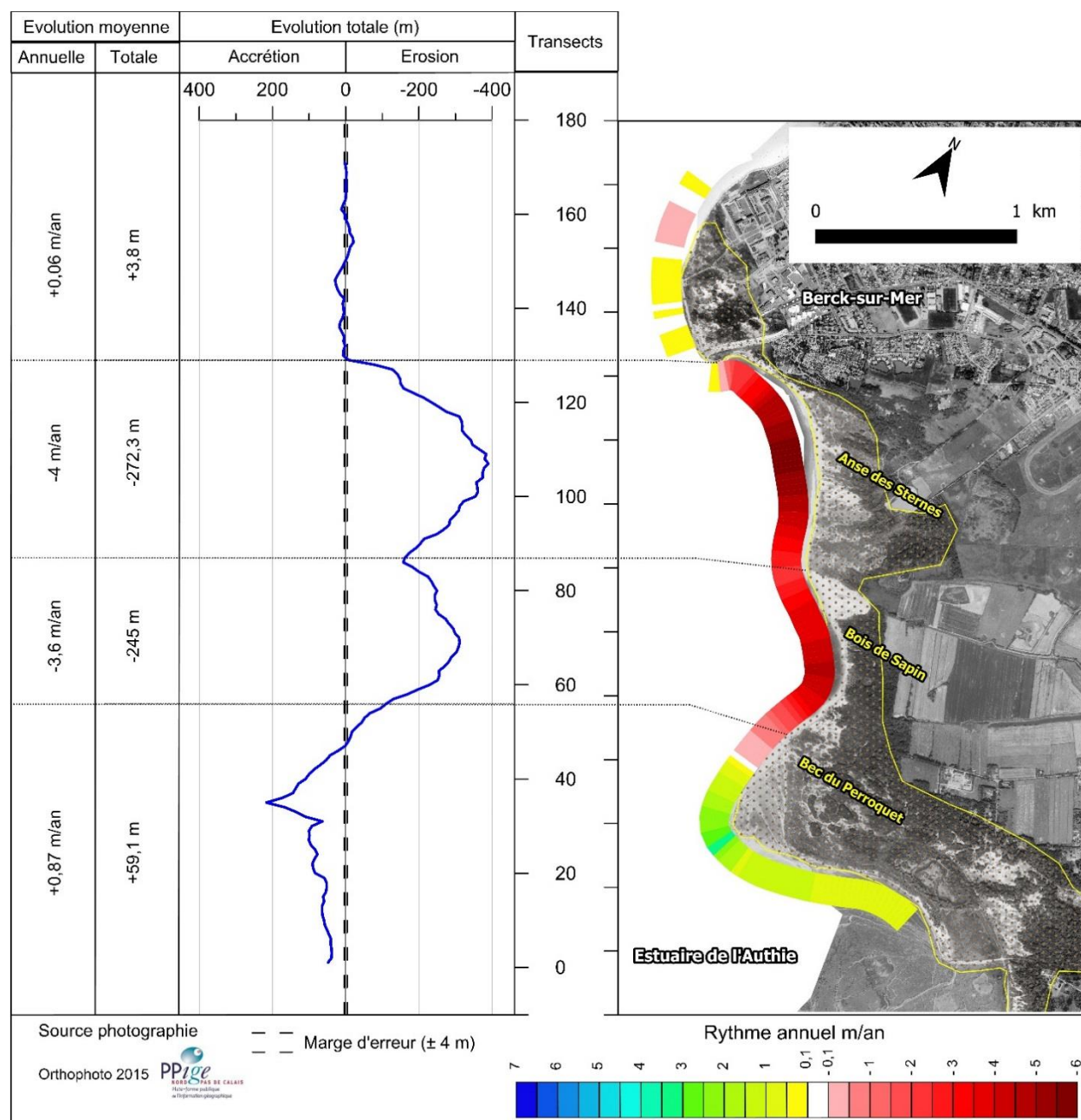


Figure III-2 : évolution globale du trait de côte sur la rive nord de la baie d'Authie entre 1947 et 2015 (Annexe I, carte 1).

Les résultats de l'étude de l'évolution du trait de côte de la rive nord de la baie d'Authie (Figure III-2), à partir des ortho-photographies aériennes de 1947 et 2015, montrent des tendances similaires aux changements historiques décrits par Briquet (1930) et aux résultats d'études antérieures effectuées sur cette même zone (Tableau III-1). En effet, à l'exception de la partie à l'extrême nord, comprise entre les transects 130 et 180 (Figure III-2), qui correspond à la station balnéaire de Berck-sur-mer, qui est restée stable durant cette période (+0,06 m/an en moyenne), les deux secteurs principaux de la rive nord, qui sont le musoir et le contre-poulrier, ont connu des changements significatifs. La partie la plus touchée par l'érosion est l'Anse des sternes (transects 88 à 129, Figure III-2), ceci est confirmé par les rythmes d'évolution présentés dans d'autres études indiquées dans le Tableau III-1. Le recul total moyen dans ce secteur est de -272 m (soit -4 m/an), atteignant près de -390 m au centre de l'anse. Le deuxième secteur concerné par l'érosion et qui lui aussi a fortement reculé est le Bois de Sapins (transects 57 à 87). Ce dernier a connu un recul moyen de -3,6 m/an, soit un recul total moyen de -245 m pouvant atteindre par endroit un maximum de -311 m, sachant que ce secteur est le plus fragile, les dunes ne dépassant pas 8 m d'altitude et 200 m de largeur. La forte érosion au niveau de ces deux secteurs a contribué à alimenter en sédiments la partie sud de la rive nord au droit du contre-poulrier appelé Bec du Perroquet (transects 1 à 56, Figure III-2) où l'avancée du trait de côte s'est effectuée à un rythme moyen de +0,87 m/an, soit une avancée totale moyenne de 59 m et un maximum de + 216 m.

Tableau III-1 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte de la baie d'Authie

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)		
		Anse des Sternes	Bois de Sapin	Bec du Perroquet
DOBRONIAK (2000)	1947-1997	-7,3	-3,4	/
CRAPOULET (2015)	1965-2009	-3,1	-2,9	+2,5
HESP <i>et al.</i> (2016)	1947-2009	-5,6	-3,5	+1,9
SOGREAH (2009)	1947-2009	-5,6	-3,5	2,1

III-2-2- Le littoral entre Berck-sur-Mer et le Touquet-Paris-Plage

Cette portion du littoral, qui s'étend sur environ 14 km entre les estuaires de l'Authie au sud et de la Canche au nord, offre un panel remarquable de formes dunaires et une grande diversité d'habitats. Les dunes appartiennent à la catégorie des dunes dites picardes (Briquet, 1930) et en possèdent toutes les caractéristiques. En effet, le littoral étant perpendiculaire aux vents dominants, de vastes massifs dunaires pouvant dépasser 3 km de largeur se sont formés. Ils sont caractérisés par un système dunaire interne ancien, où l'on trouve des formes de dunes paraboliques fixées par la végétation et, séparé par une plaine inter-dunaire, un système de dunes externes plus récent. Ce dernier est composé d'un cordon bordier (avant-dune) et d'une dune interne, les deux sont séparées par une panne humide. Le cordon bordier peut avoir une largeur de plusieurs centaines de mètres et une altitude pouvant dépasser les 20 m (BATTIAU-QUENEY *et al.*, 2001 ; BATTIAU-QUENEY, 2014 ; 2015). Le cordon bordier a été segmenté au fil du temps, notamment après l'apparition des petites stations balnéaires de Merlimont-Plage et de Stella-Plage au début du 20^{ème} siècle.

Concernant l'évolution du trait côte de ce littoral, des études anciennes, basées sur des observations de terrain, rapportent une tendance à un recul généralisé évalué entre -0,3 et -1 m/an (Briquet, 1930 ; Clique et Le Petit, 1986). Notre étude, réalisée à partir des orthophotographies aériennes de 1947 et 2015, montre des tendances évolutives variées d'un secteur dunaire à un autre (Figure III-3). Au nord du Touquet-Paris-Plage, le transit littoral, bloqué par l'estuaire de la Canche, est à l'origine d'une avancée importante du rivage, avec une avancée moyenne de l'ordre de +156 m (soit +2,3 m/an) et un maximum de +238 m atteint au niveau de la Pointe du Touquet qui progresse vers le nord. Les dunes du Touquet, au nord de Stella-Plage et les dunes entre Stella-Plage et Merlimont-Plage ont connus une évolution très modérée. En effet, les rythmes annuels moyens sont à la limite de la marge d'erreur ($\pm 0,1$ m), ces secteurs peuvent donc être considérés comme stables à l'échelle de temps considérée.

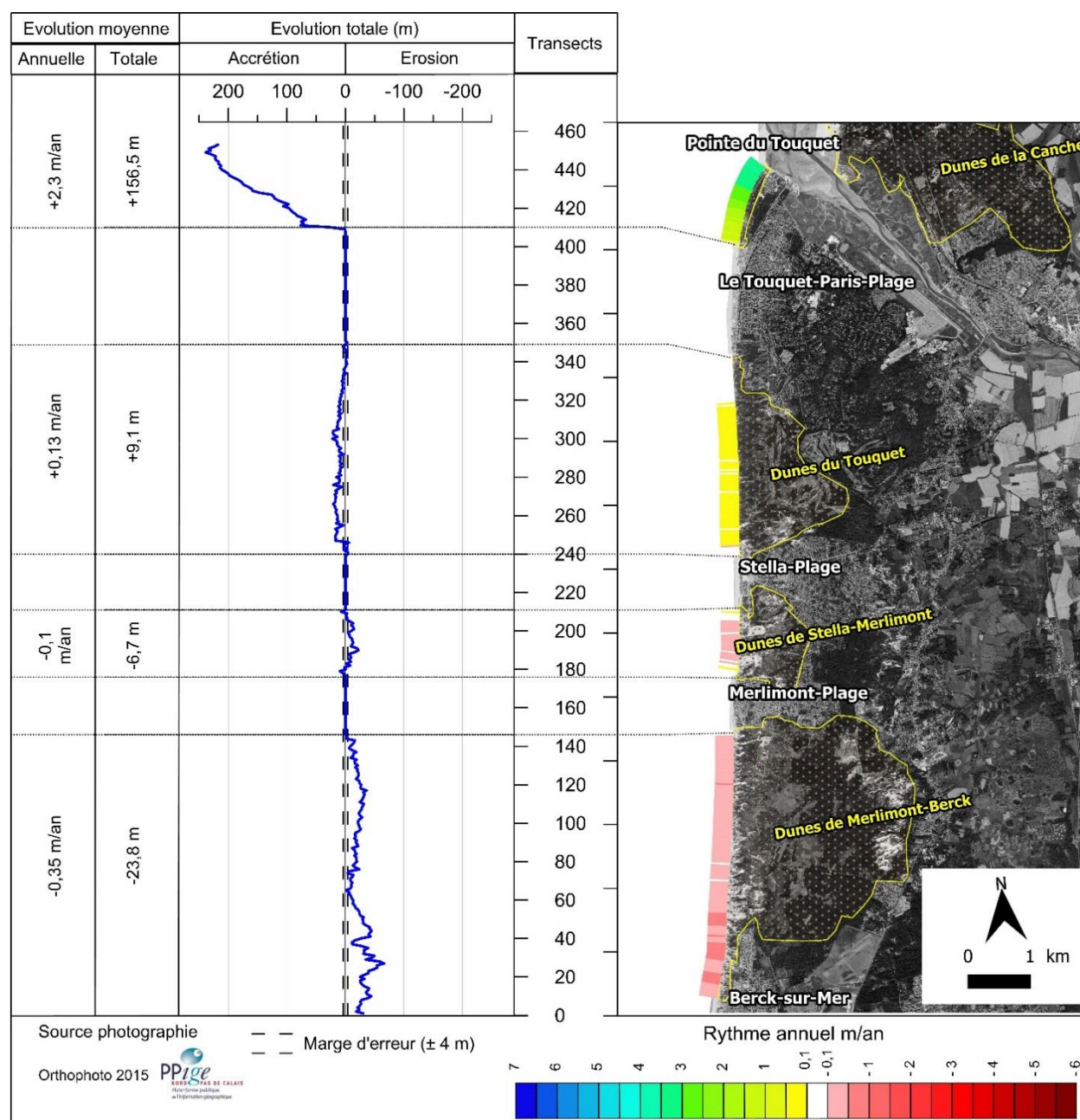


Figure III-3 : évolution du trait côte durant la période 1947 à 2015 sur le littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage (Annexe I, carte 1).

Le dernier secteur, situé entre Merlimont-Plage et Berck-sur-Mer a subi un recul plus important du trait de côte. Le rythme moyen annuel est de l'ordre de -0,35 m/an, mais il est plus important à proximité de Berck-sur-Mer où le recul maximal a pu atteindre -66 m (soit -1 m/an) depuis la moitié du 20^{ème} siècle. Ce recul est visible aujourd'hui grâce à l'observation sur la plage

des bunkers datant de la seconde guerre mondiale et qui étaient construits sur le front de la dune à cette époque. Ces tendances concordent avec les résultats rapportés dans d'autres études concernant l'évolution du trait de côte dans cette partie du littoral de la plaine maritime picarde (Tableau III-2).

Tableau III-2 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte entre Berck-sur-Mer et le Touquet-Paris-Plage

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)		
		Au nord du Touquet	Entre Merlimont et le Touquet	Entre Merlimont et Berck
CHAVEROT (2006)	1955-1998	/	+0,1	/
BATTIAU-QUENEY <i>et al.</i> (2001)	1955-1998	/	+0,1 à -0,1	-0,3 à -1
CRAPOULET (2015)	1963-2009	+1,9	+0,1 à -0,1	-0,3
(CEREMA, 2015)	1934-2009	1,5 à 3	+0,5 à -0,5	-0,5 à -1,5

III-2-3- Rive nord de l'estuaire de la Canche

L'estuaire de la Canche présente une configuration morphologique similaire à celle de la baie d'Authie et caractéristique des estuaires picards. Une flèche sableuse (le banc du Pilori), progresse vers le nord et barre en partie l'estuaire (PICOUE, 1993). Sa progression (Figure III-3) engendre une réorganisation de l'embouchure, la divagation du chenal de la Canche vers le nord entraînant une érosion du musoir et la formation d'un contre-poulier.

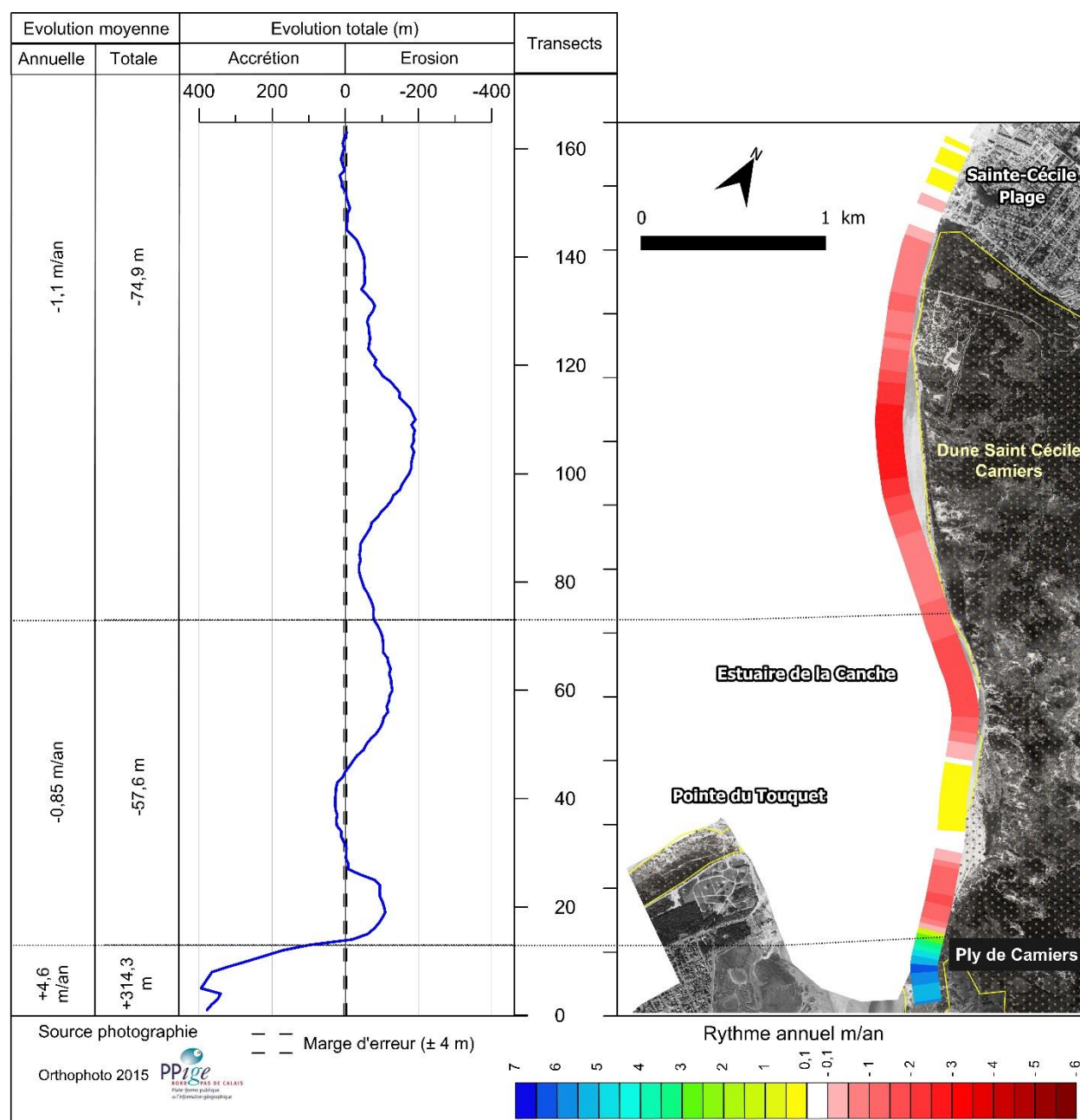


Figure III-4 : évolution du trait de côte sur la rive nord de l'estuaire de la Canche entre 1947 et 2015 (Annexe I, carte 2).

La rive nord de l'estuaire abrite un important massif dunaire, les dunes de Sainte Cécile-Camiers, avec un cordon bordier dépassant les 20 m d'altitude. Les dunes de Sainte-Cécile font partie depuis 2010 de la Réserve naturelle régionale des dunes et coteaux de Dannes-Camiers. Ces dunes ont subi une importante érosion durant la période 1947 à 2015. En effet, la partie au

nord du musoir (transects 74 à 163, Figure III-4), a connu des rythmes moyens de recul de -1,1 m/an (soit un total moyen de -75 m), mais qui peuvent dépasser -2,5 m/an au niveau de la zone située entre les transects 99 et 113 (Figure III-4), au sud de Sainte-Cécile Plage. Contrairement à celui de l'Authie, le musoir de la Canche a été soumis à une érosion moins importante, avec un recul moyen de -0,85 m/an. Un champ de dunes embryonnaires récentes, entre les transects 33 et 44 (Figure III-4), situé juste au sud du musoir avance à un rythme de +0,3 m/an. Le contre-poulier, qui isole le Ply de Camiers (transects 1 à 13, Figure III-4), situé plus au sud, est le seul secteur sur le littoral de la plaine maritime picarde à avoir connu un rythme moyen d'avancée supérieur à +4 m/an, pouvant atteindre +6 m/an par endroits. Nos résultats sont assez comparables aux rythmes d'évolution issus d'autres études, bien que les périodes étudiées soient différentes (Tableau III-3).

Tableau III-3 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte sur la rive nord de l'estuaire de la Canche.

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)		
		Partie nord (T 74 à 163)	Musoir (T 14 à 73)	Contre-poulier (T 1 à 13)
CRAPOULET (2015)	1963-2009	-1,2	-2,1	+3,8
CEREMA (2015)	1934-2009	-0,5 à -1	-1,5 à -2	> +3

III-2-4- Littoral entre Sainte-Cécile-Plage et Equihen-Plage

Entre Sainte-Cécile-Plage et Equihen-Plage s'étend sur environ 10 km un large massif dunaire typique des dunes picardes. Entrecoupé par la station balnéaire d'Hardelot-Plage, on peut distinguer deux massifs dunaires. Au nord d'Hardelot-Plage, le cordon bordier, d'une hauteur de 15 à 20 m, d'altitude frange un vaste champ de dunes paraboliques transgressives couvertes par une forêt de conifères (forêt d'Ecault). Au sud, des dunes transgressives, les dunes du Mont Saint Frieux, se sont plaquées contre une falaise fossile laissant derrière elles une vaste plaine sableuse humide qui se termine par un cordon bordier d'une plus faible altitude que celle au nord, seulement 10 m en moyenne.

Les résultats de l'évolution du trait de côte entre 1947 et 2015 (Figure III-5) montrent que le linéaire dunaire de part et d'autre d'Hardelot-Plage connaît une tendance générale à l'érosion. Au nord d'Hardelot, l'érosion est plus modérée et avoisine un rythme moyen de -0,17 m/an avec un maximum atteignant -0,7 m/an entre les transects 233 et 244 (Figure III-5) au niveau d'un ruisseau qui, en divagant, engendre une érosion rapide de la dune. Cependant, contrairement aux autres études et à la nôtre, les résultats du CEREMA (2015) montrent une évolution contraire (+0,5 à +1 m/an) au niveau de ce secteur (Tableau III-4). On remarque en effet la présence exceptionnelle de certains secteurs où le trait de côte a pu avancer, on les trouve au niveau de la rive sud des embouchures de nombreux ruisseaux (CEREMA, 2015). Au sud d'Hardelot, les rythmes d'érosion sont un peu plus élevés, ils sont en moyenne de l'ordre de -0,3 m/an avec des valeurs maximales allant jusqu'à plus de -1 m/an.

Tableau III-4 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte de la part et d'autre d'Hardelot-Plage

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)	
		Nord d'Hardelot	Sud d'hardelot
BATTIAU-QUENEY <i>et al.</i> (2001)	1955-1998	/	-0,8
CRAPOULET (2015)	1963-2009	-0,3	-0,23
CEREMA (2015)	1934-2009	+0,5 à 1	-0,5

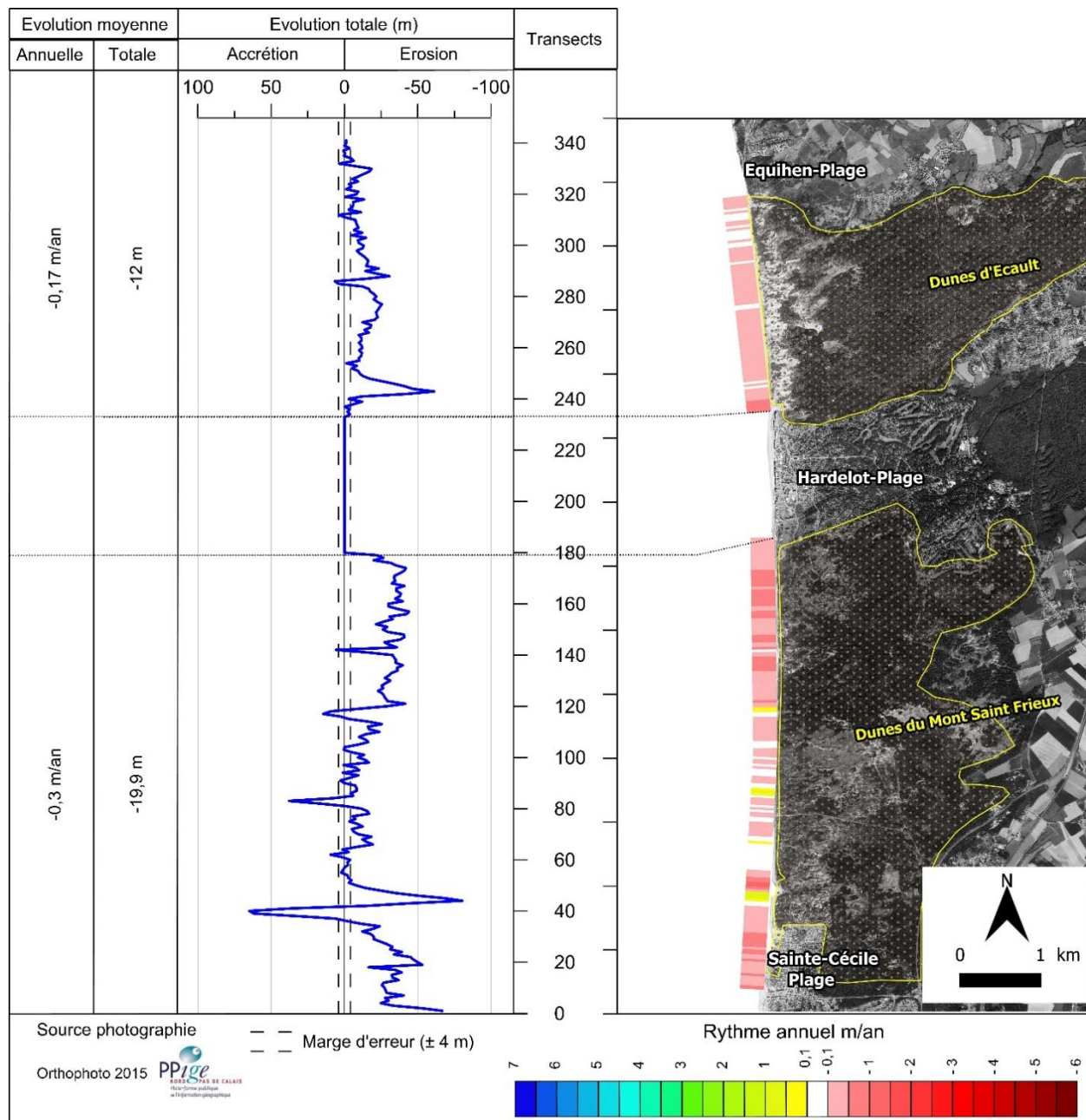


Figure III-5 : résultats de l'évolution du trait de côte de part et d'autre d'Hardelot-Plage (Annexe I, carte 2).

III-3- Evolution du littoral du Boulonnais

III-3-1- Les dunes de la Slack

Entre la pointe aux Oies et Ambleteuse, les dunes de la Slack constituent un important massif dunaire, avec plus de 200 ha de dunes. De forme triangulaire, il est séparé en 2 parties par une route départementale (D 940). D'un côté, la partie ouest est soumise à une forte érosion éolienne qui a été limitée par des plantations régulières d'oyats. De l'autre, la partie est comprend surtout des dunes arbustives, avec quelques plantations de résineux.

D'environ 2,5 km de long, les dunes ont progressivement comblé l'estuaire de la Slack. Cet estuaire, de petite taille comparé à ceux de la Canche et de l'Authie, est de type picard. A la différence des pouliers sableux de la Canche et de l'Authie, celui de la Slack est en partie constitué de galets provenant de l'érosion des falaises situées au sud. La Slack se jette dans la Manche au pied du Fort-Mahon. Le cordon bordier, large d'environ 50 m, avec une altitude pouvant atteindre 30 m par endroits, est discontinu du fait de la présence de nombreux couloirs de déflation traduisant l'importance de l'érosion éolienne dans ce secteur très exposé aux vents dominants.

Sur le cordon bordier on distingue deux secteurs. Un premier secteur (transects 46 à 65, Figure III-6), protégé par un cordon de galets, a connu une avancée moyenne de +0,3 m/an, soit un total moyen de +23 m. Le deuxième secteur plus au sud, entre les transects 1 à 45 (Figure III-6), a subi un recul assez fort qui avoisine -0,9 m/an en moyenne et pouvant atteindre -1,6 m/an par endroits. Ces résultats concordent bien avec ceux d'autres études (Tableau III-5).

Au nord d'Ambleteuse, certains terrains sableux éloignés du rivage ne reçoivent plus d'apports de sable et subissent un lessivage par les eaux de pluies. Ce phénomène provoque un appauvrissement en calcaire de ces sables, ce qui les acidifie ; on parle alors de dunes décalcifiées. Cependant, dans le pré communal d'Ambleteuse (Figure III-6), il existe des zones de sables nus correspondant à des siffle-vent, preuve de l'impact d'une érosion éolienne sur les dunes anciennes.

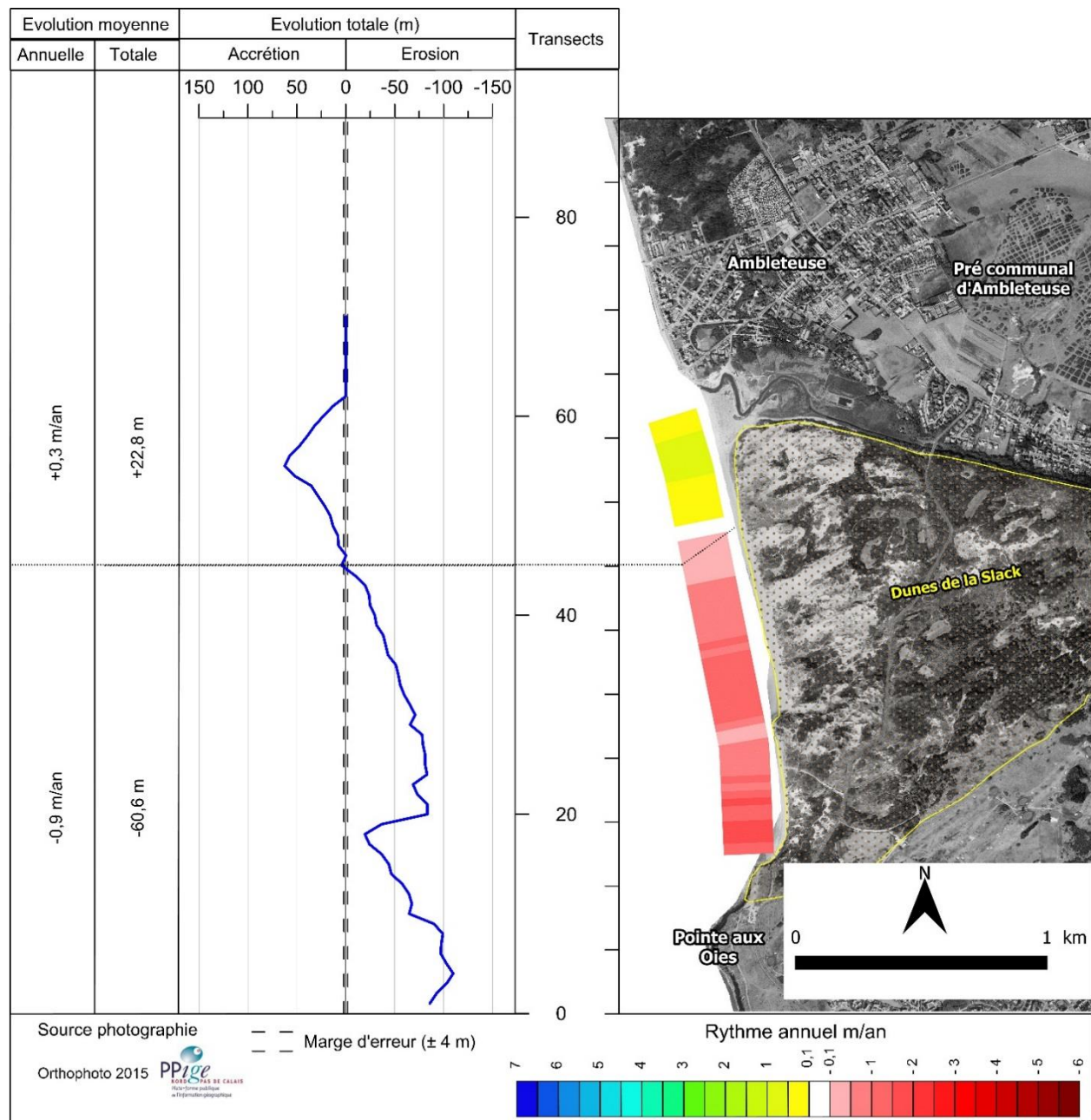


Figure III-6 : évolution du trait de côte des dunes de la Slack entre 1949 et 2015 (Annexe I, carte 3).

Tableau III-5 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte au niveau des dunes de la Slack

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)	
		Secteur sud (T 46 à 65)	Secteur sud (T 1 à 45)
CHAVEROT (2006)	1949 - 2000	+0,3	-0,8
CEREMA (2015)	1934-2009	+0,5	-1

III-3-1- La baie de Wissant

La baie de Wissant s'étend sur environ 8 km entre le cap Gris-Nez à l'ouest et le cap Blanc-Nez à l'est. Elle s'inscrit dans un contexte morphodynamique particulier de par sa position dans le détroit du Pas-de-Calais, où le régime hydrodynamique est le plus intense sur la Côte d'Opale (AUGRIS *et al.*, 1990). L'une des particularités de la baie de Wissant est la présence d'un important banc sableux subtidal, le Banc à la Ligne, long de 3,5 km et large de 500 m, orienté vers le nord-est dans le sens de la dérive littorale. La baie de Wissant s'apparente à une cellule hydro-sédimentaire divisée en deux parties par le village de Wissant et dont le fonctionnement associe un secteur oriental en accrétion et un secteur occidental en érosion. Ce dernier connaît en effet l'un des rythmes de recul les plus importants de la Côte d'Opale. Plusieurs facteurs ont pu être évoqués pour tenter d'expliquer ce recul qui serait lié à une perte importante de sédiments due à un déficit sédimentaire dans les petits fonds (AERNOUTS & HEQUETTE, 2006), à des extractions de sable par l'homme (BATTIAU-QUENEY, 2014) et à un fonctionnement hydrodynamique particulier (SEDRATI, 2006).

Le secteur en érosion, à l'ouest de Wissant est découpé en trois massifs dunaires. A l'extrémité ouest, la dune de la Baraque-Fricot, d'une altitude de 10 à 15 m, s'étend sur environ 700 m depuis le cap Gris-Nez. Ensuite, sur une longueur de 2000 m environ, la dune du Châtelet est le secteur le plus fragile de la baie. En effet, son cordon dunaire unique de 10 m d'altitude en moyenne pour 150 m de largeur, constitue le seul rempart contre la submersion marine pour le marais de Tardinghen. Face à cette dune érodée, affleurent sur de larges surfaces des bancs de

tourbes (RUZ & MEUR-FEREC, 2004) qui se sont développées dans un marais d'eau douce et qui apparaissent en surface en raison du recul du trait de côte et d'un abaissement du niveau de l'estran. Dans le prolongement de la dune du Châtelet jusqu'à Wissant, la dune d'Aval présente une altitude plus élevée pouvant atteindre 15 à 20 m. Cette dune connaît une érosion très importante comme en témoignaient les nombreux blockhaus échoués sur l'estran et fait l'objet d'une attention très particulière en raison de sa proximité avec le village de Wissant.

Dans le secteur en accrétion, à l'est de Wissant, la dune d'Amont marque la liaison avec les falaises crayeuses du cap Blanc-Nez. Le cordon dunaire, d'une altitude de 15 à 20 m, et qui est séparé par une panne humide du versant d'une ancienne falaise crayeuse, présente une morphologie de dune stable voire en accrétion.

Les résultats de l'évolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1949 et 2015 confirment la tendance à l'érosion du secteur ouest et à l'accrétion du secteur est (Figure III-7). A l'ouest, l'érosion est de plus en plus importante en s'approchant de Wissant. En effet, malgré un recul moyen de -0,8 m/an, la dune de la Baraque-Fricot (transects 1 à 21, Figure III-7) est la moins touchée par l'érosion durant cette période. Au niveau de la dune du Châtelet (transects 22 à 52, Figure III-7), l'érosion est plus marquée avec un rythme moyen de -2,2 m/an, soit un recul total moyen de -147 m. Cette érosion s'accroît et atteint son maximum au niveau de la dune d'Aval (transects 53 à 78) où le rythme moyen de recul est de -3,4 m/an mais pouvant dépasser -4 m/an (soit un total de -290 m) au centre du massif dunaire (transects 55 à 66). Si l'on considère le secteur ouest dans sa totalité (transects 1 à 78), le recul moyen est estimé à -2,2 m/an.

Inversement, la dune d'Amont a connu une avancée relativement importante de son linéaire côtier, Il est de l'ordre de +0,6 m/an en moyenne, soit un total de +39,4 m (Figure III-7). Cependant, il est à noter que de récentes observations de terrain montrent un début d'érosion (CRAPOULET *et al.*, 2015) à l'extrémité ouest de la dune d'Amont ce qui suggérerait un déplacement de l'érosion vers l'est à l'intérieur de la baie.

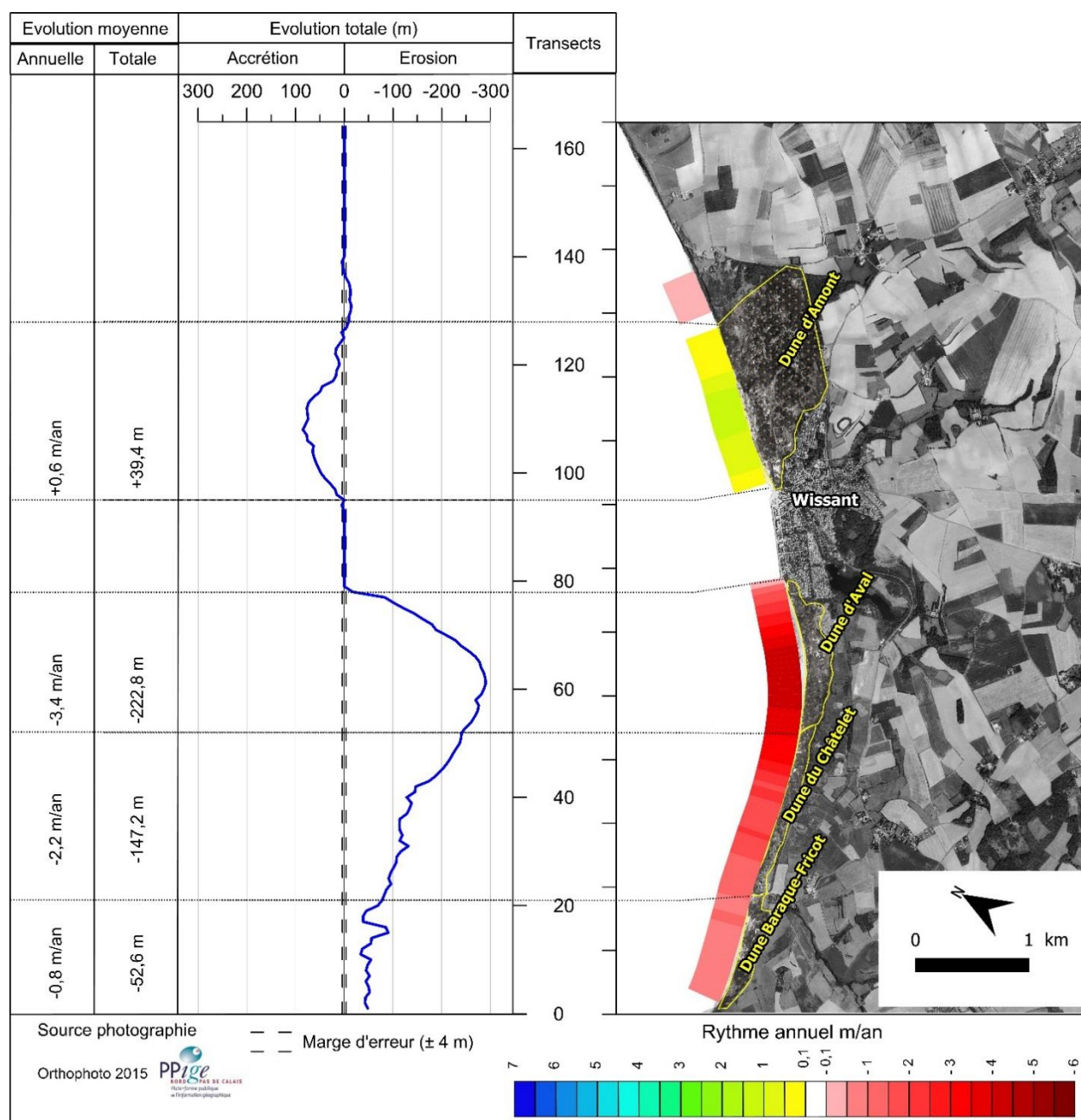


Figure III-7 : évolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1949 et 2015 (Annexe I, carte 3).

Tout dépendant des périodes d'analyse, nos résultats sont en adéquation avec ceux des études antérieures (Tableau III-6). Les études plus anciennes (CHAVÉROT, 2006), basées sur l'analyse de photographies aériennes non orthorectifiées, mais simplement géoréférencées,

semblent cependant exagérer les rythmes d'évolution, qu'il s'agisse de l'érosion ou de l'accumulation.

Tableau III-6 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte de la baie de Wissant.

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)			
		Baraque-Fricot	Châtelet	Aval	Amont
CHAVEROT (2006)	1949 - 2000	-0,9	-2,9	-3,5	+1,5
CRAPOULET (2015)	1963-2009	-0,6	-1,7	-3,1	+0,37
CEREMA (2015)	1932-2009	-0,5	-1	-3	+1,5

III-4- Evolution du littoral de la façade nord

III-4-1- Littoral entre Sangatte et Calais

Entre Sangatte et Calais s'étend sur environ 8 km un massif dunaire constitué d'un cordon unique, large de 50 à 250 m et dont l'altitude varie entre 10 et 15 m. L'étroitesse du cordon bordier et la faible altitude de la plaine en arrière font de ce secteur un point sensible du littoral où de nombreux aménagements ont dû être réalisés afin de le protéger. En effet, ces aménagements et les travaux de restauration et de défense contre l'érosion marine ont grandement contribué à la stabilisation de la dune bordière. Décrits en détail par DEBOUDT (1997), ils sont essentiellement caractérisés par la mise en place d'une batterie d'épis sur près de 5 km le long du linéaire côtier, construits entre 1920 et 1997 au fur et à mesure de la manifestation d'événements tempétueux érosifs.

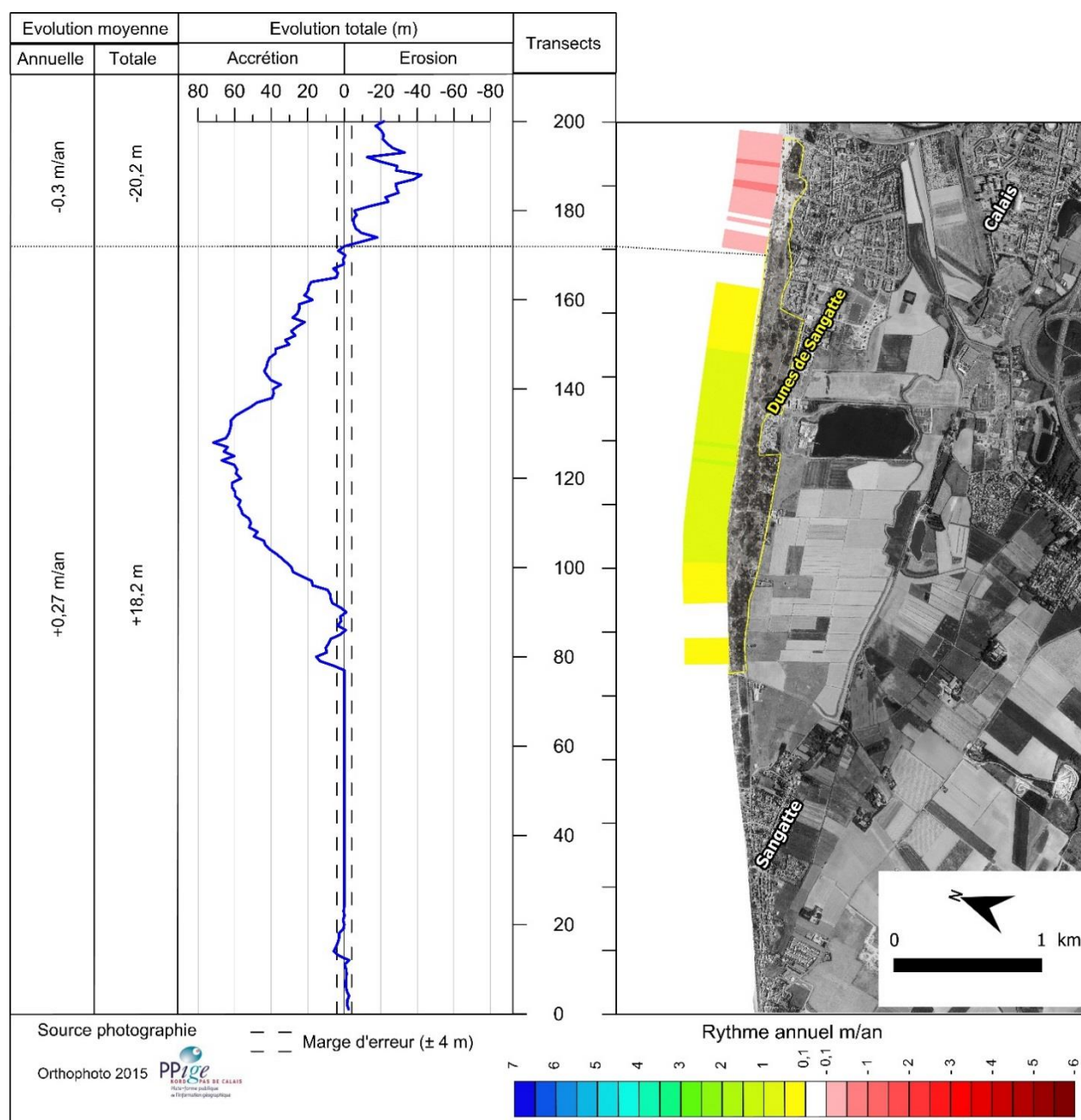


Figure III-8 : évolution du trait de côte entre Sangatte et Calais durant la période 1949-2015 (Annexe I, carte 3).

Nous pouvons distinguer deux secteurs avec des tendances d'évolution différentes entre 1949 et 2015. Un secteur stable, voire en accrétion entre les transects 1 et 172 (Figure III-8) où l'on observe une avancée du trait de côte estimée à +0,27 m/an en moyenne (soit un total moyen de +18 m) pouvant atteindre +1 m/an par endroits, suggérant une bonne efficacité des

aménagements entrepris pour pallier aux problèmes d'érosion. Le deuxième secteur, situé à l'extrémité est, au niveau de Blériot-Plage (transects 173 à 200, Figure III-8) a connu un recul relativement faible, de l'ordre de -0,3 m/an atteignant un maximum de -0,6 m/an. Ceci peut être en partie expliqué par le piétinement du massif dunaire lié à l'urbanisation proche qui a contribué à la dégradation du cordon bordier.

Tableau III-7 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte entre Sangatte et Calais.

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)	
		T1 à 172	T173 à 200
CHAVEROT (2006)	1949-2000	+0,5	-0,4
CRAPOULET (2015)	1963-2009	+0,6	-0,29
CEREMA (2015)	1932-2009	+0,5	-0,5

III-4-2- Les dunes à l'est de Calais

Cette portion du littoral dunaire s'étend entre le port de Calais et le platier d'Oye sur environ 12 km. Elle est caractérisée par une morphologie unique en son genre le long du littoral de la Côte d'Opale. En effet, la présence d'un estran très large, de 600 à 2000 m lors des marées basses de vive-eau, permet une déflation éolienne particulièrement efficace et un apport important de sable vers la dune et le haut de plage. Au niveau du Fort-Vert, un vaste champ de dunes embryonnaires, faisant face aux vents dominants, a commencé à se développer dans les années 60, entraînant une progradation du rivage à un rythme de 5 m/an (Ruz *et al.*, 2017a). Cette avancée du trait de côte aurait débuté depuis au moins le 14^{ème} siècle et elle aurait été estimée à plus de 1 km d'après BRIQUET (1930). En effet, des vestiges d'aménagements anciens érigés sur le trait de côte de l'époque restent visibles de nos jours, il s'agit notamment de la digue royale qui fut construite en 1630 et de la digue TAAF érigée en 1773, qui se trouvent à près de 1 km en arrière du rivage actuel. Cette évolution particulière serait due à la migration vers la côte des bancs sableux subtidaux présents au large (AUGRIS *et al.*, 1990 ; Ruz *et al.*, 2017a), formant un stock

sédimentaire conséquent et une source de sable permettant le développement des dunes (ANTHONY, 2013) et ainsi une avancée du trait de côte.

A l'est des Hemmes de Marck, les dunes présentent une morphologie de type dunes flamandes, avec un cordon dunaire unique large de 100 à 350 m pour une altitude comprise entre 5 et 10 m, constituant le seul rempart contre la mer de la plaine basse située à l'arrière.

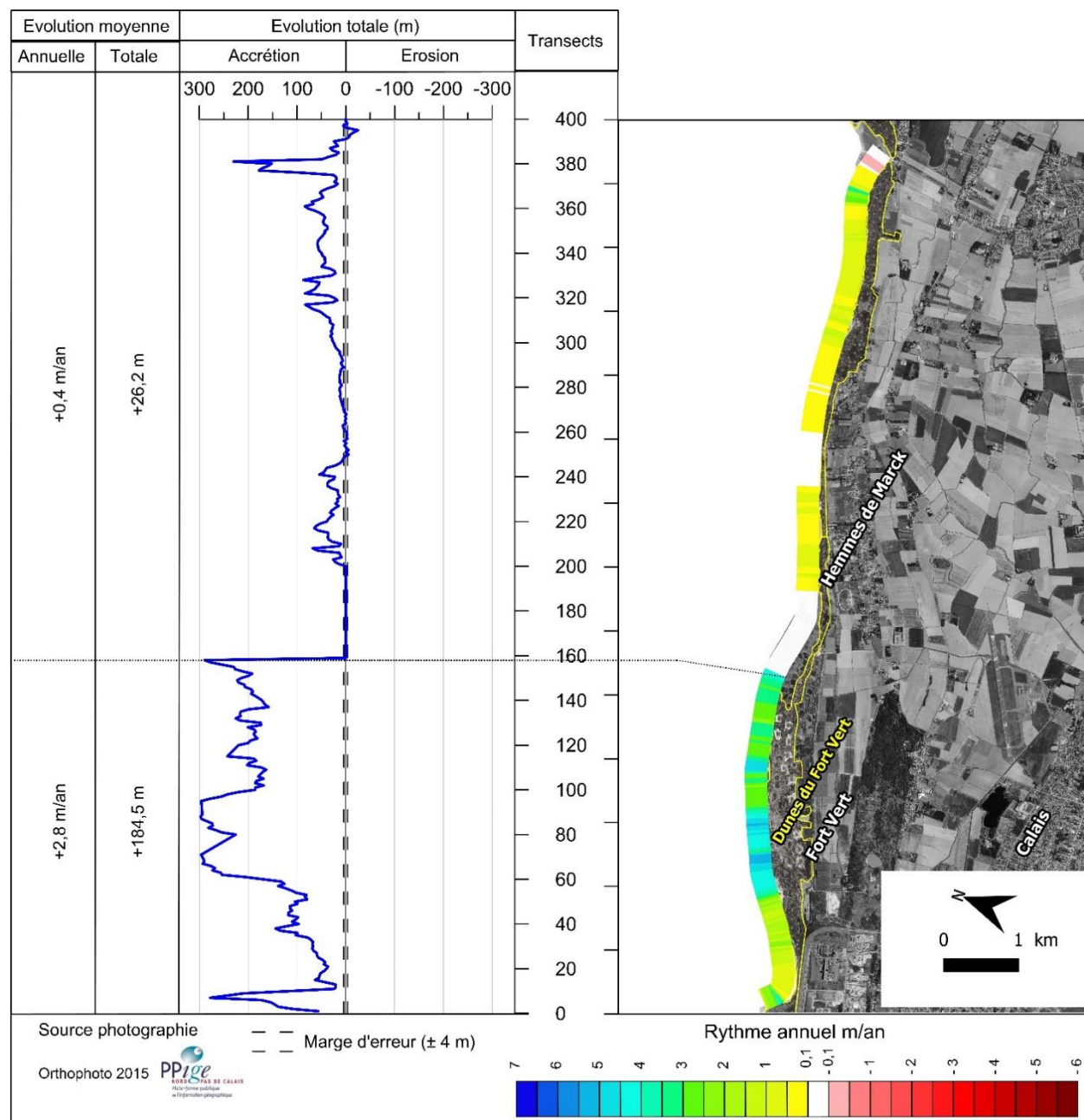


Figure III-9 : évolution du trait de côte à l'est de Calais entre 1949 et 2015 (Annexe I, carte 4).

L'évolution du trait de côte entre 1949 et 2015 (Figure III-9) montre une accrétion quasi généralisée sur ce littoral, à l'exception de quelques secteurs qui sont stables avec des rythmes inférieurs à la marge d'erreur ($\pm 0,1$ m/an). Il s'agit du secteur entre les transects 159 et 200 (Figure III-9), ainsi qu'une portion comprise entre les transects 248 et 272 (Figure III-9). Les rythmes d'avancée les plus importants sont enregistrés au niveau des dunes du Fort-Vert, avec une moyenne de +2,8 m/an mais pouvant excéder par endroits +4 m/an (soit plus de 350 m au total entre les transects 64 et 96) et atteignant même plus de +5 m/an là où le vaste champ de dunes embryonnaire s'est formé (Figure III-9). Plus à l'est, au niveau des Hemmes de Marck et jusqu'à la limite avec le platier d'Oye, le trait de côte a connu une avancée modérée de l'ordre de +0,4 m/an en moyenne (soit une moyenne totale de +26m), pouvant toutefois dépasser +2 m/an entre les transects 377 et 381 (Figure III-9). Dans les travaux antérieurs on constate approximativement les mêmes évolutions sur des périodes différentes (Tableau III-8).

Tableau III-8 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte du littoral à l'est de Calais.

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)	
		Fort-Vert	Hemmes de Marck
Chaverot (2006)	1949-2000	+2,2	+0,4
Crapoulet (2015)	1963-2009	+2,6	+0,5
CEREMA (2015)	1932-2009	+3	+0,5
Ruz et al. (2017a)	1938-2012	+5	/

III-4-3- Les dunes du platier d'Oye

Le platier d'Oye est caractérisé par un rivage qui est en nette avancée par rapport au linéaire côtier adjacent des Hemmes de Marck. Cette avancée du trait de côte a été estimée à près de 500 m depuis le début du 19^{ème} siècle (RUZ ET AL., 2016). Le cordon dunaire s'étend sur une longueur de 3 km et est prolongé à ses extrémités par deux flèches sableuses, larges de près de 500 m, et progressant en sens opposé. A l'ouest, la flèche correspond à la succession de plusieurs bourrelets dunaires de faible altitude qui tendent à refermer le rivage adjacent en forme d'anse appelé « l'abri côtier » ou « Anse du Casino ». A l'est, la flèche a connu une progression rapide vers l'est depuis 1949 favorisée certainement par la présence de la jetée du port de Grand-Fort-Philippe qui bloque le transit sédimentaire dirigé vers l'est. La partie centrale du platier présente une morphologie dunaire différente, avec un cordon dunaire de 15 m d'altitude maximale pour une largeur ne dépassant pas 125 m, en arrière duquel un lotissement de maisons individuelles (les Ecardines) a été créé au début des années 1970. Les signes d'érosion apparents à cet endroit ainsi que la présence des habitations ont obligé les autorités à entreprendre certaines mesures de protection comme l'implantation d'épis, brise-lames et casiers brise-vent en bois, notamment depuis que le platier d'Oye a été classé en réserve naturelle en 1987.

Tableau III-9 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte au platier d'Oye.

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)		
		Flèche ouest	Partie centrale	Flèche est
CHAVEROT (2006)	1949 - 2000	+2,6	-0,9	/
CRAPOULET (2015)	1963-2009	+1,6	-0,5	+0,86
CEREMA (2015)	1934-2009	+1,5	-0,5	+1,5

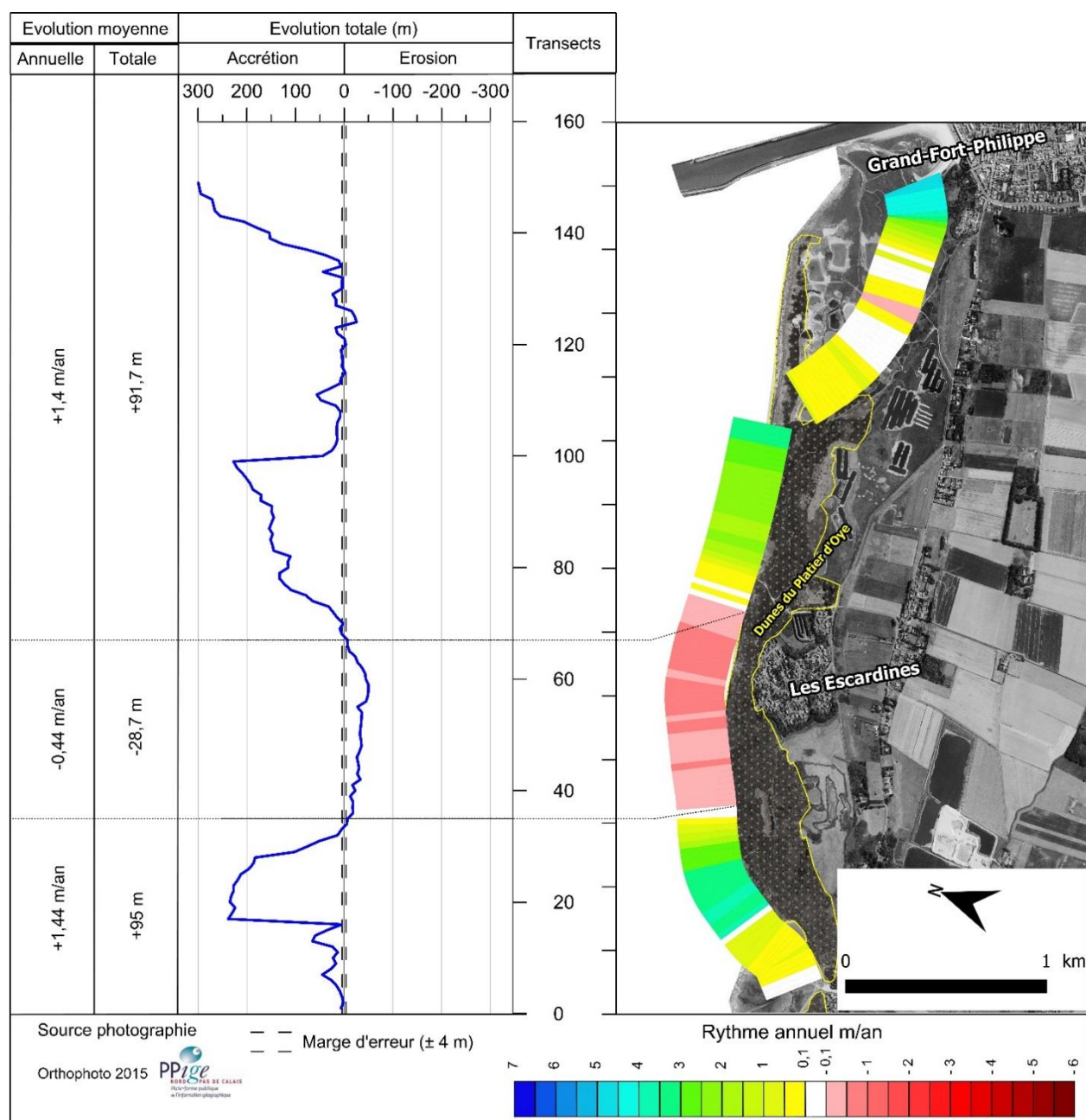


Figure III-10 : évolution du trait de côte du platier d'Oye entre 1949 et 2015 (Annexe I, carte 4).

Durant la période 1949 à 2015, de part et d'autre des Ecardines, le littoral a connu une évolution assez similaire, favorisée par le développement des deux flèches sableuses (Figure III-10). A l'ouest, l'avancée est estimée en moyenne à +1,4 m/an (soit un total moyen de +95 m) mais pouvant dépasser +3 m/an entre les transects 17 à 25. A l'est, au-delà du transect 99 (Figure III-10), la flèche sableuse n'étant pas présente en 1949, il a été décidé de comparer les deux traits

de côte de 1949 et 2015 du littoral se trouvant à l'arrière de la flèche. La migration de cette flèche vers l'est a permis une avancée importante du trait de côte, de l'ordre de +1,4 m/an en moyenne. La flèche a isolé un schorre, dont la partie interne a peu évolué. Un terre-plein a été construit au niveau de Grand Fort, d'où une avancée d'origine anthropique entre les transects 145 et 150. La partie centrale du platier (transects 35 à 67) a quant à elle été caractérisée par un recul moyen estimé à -0,44 m/an. Le secteur le plus touché se situe juste au droit du lotissement des Ecardines où le rythme d'érosion dépasse -0,6 m/an entre les transects 56 et 61 (Figure III-10).

III-4-4- Les dunes à l'est de Dunkerque

Le littoral dunkerquois, qui s'étend entre le port-est de Dunkerque et la frontière belge, est bordé par un massif dunaire qui constitue un rempart naturel contre la mer de la plaine maritime. Le développement des stations balnéaires et des zones industrialo-portuaires de l'agglomération dunkerquoise depuis le milieu du 19^{ème} siècle induisent une forte pression sur le littoral dunaire qui n'occupe plus aujourd'hui qu'un linéaire de 7 km (Ruz *et al.*, 2005). Ce massif dunaire est divisé en trois grands ensembles : la dune Dewulf, située entre Dunkerque et Zuydcoote sur 3,4 km de long, la dune Marchand, de Zuydcoote à Bray-Dunes sur une longueur de 1,8 km, et la dune du Perroquet de Bray-Dune à la frontière sur 2 km de long, mais qui est prolongée vers l'est jusqu'à La Panne par le massif du Westhoek côté belge.

La morphologie dunaire est structurée d'une manière similaire sur le long de ce linéaire côtier. Sa largeur passe progressivement de 700 m à l'ouest à 1500 m à l'est. Le cordon bordier, dont l'altitude varie entre 10 et 20 m d'altitude et la largeur de 50 à 200 m, peut être caractérisé soit par la présence d'une falaise sableuse dans les secteurs en érosion, notamment à l'est de la dune Dewulf, soit précédé de dunes embryonnaires comme c'est le cas au niveau de la dune du Perroquet, témoignant d'une progression du trait de côte.

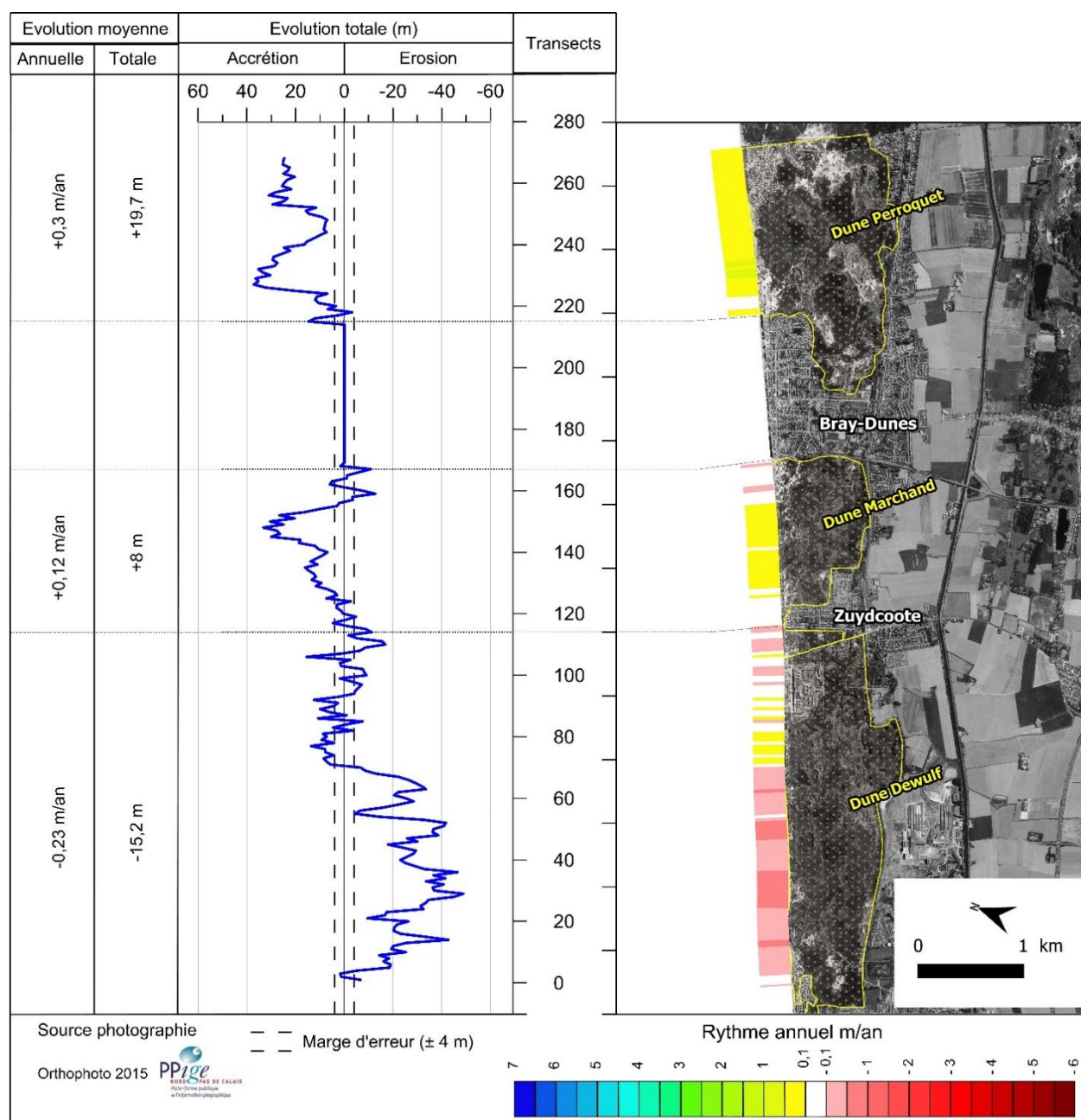


Figure III-11 : évolution du trait de côte du littoral dunaire à l'est de Dunkerque entre 1949 et 2015 (Annexe I, carte 5).

Les résultats de l'évolution du trait de côte, entre 1949 et 2015, présentés dans la Figure III-11 montrent des tendances très contrastées entre les trois ensembles dunaires constituant ce massif. En effet, la dune Dewulf présente une évolution globale négative, avec un recul moyen estimé à -0,23 m/an. Cependant, cette érosion ne s'étend pas sur la totalité du cordon bordier.

Elle est, en effet, cantonnée essentiellement à sa partie ouest située entre les transects 1 et 70 (Figure III-11) où le recul a pu dépasser par endroit -0,6 m/an. La partie est (transects 71 à 114) est restée plus ou moins stable avec une alternance des secteurs en légère accrétion (+0,1 à 0,15 m/an) et des secteurs en légère érosion (-0,1 à -0,15 m/an), des rythmes d'évolution qui sont proches de la marge d'erreur. La dune Marchand semble avoir connu une stabilité, voire une très légère avancée (+0,12 m/an) entre les transects 129 et 154 (Figure III-11). Enfin, la dune du Perroquet présente une évolution plus marquée que les deux autres massifs. La tendance est nettement positive avec une moyenne d'avancée de +0,3 m/an, pouvant dépasser par endroits +0,4 m/an.

Tableau III-10 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte du littoral à l'est de Dunkerque.

Source	Période étudiée	Rythme annuel par secteur (en m/an)		
		Dune Dewulf	Dune Marchand	Dune Perroquet
CHAVEROT (2006)	1949 - 2000	-0,5	+0,6	+0,9
MASPATAUD (2011)	1957-2010	-0,33	-0,05	+0,35
CRAPOULET (2015)	1963-2009	-0,43	-0,32	+0,41
CEREMA (2015)	1934-2009	-0,5	+0,5	+0,5

III-5- Conclusion intermédiaire

Au terme de ce chapitre consacré à l'évolution globale du trait de côte le long des littoraux dunaires de la Côte d'Opale entre 1947/1949 et 2015, on remarque non seulement une variabilité assez importante entre les rythmes d'évolution d'un secteur dunaire à un autre, mais également au sein d'un même secteur. Comme indiqué dans l'introduction du chapitre, les résultats obtenus permettent d'actualiser les tendances globales d'évolution du trait de côte à long terme connues jusque-là. Nous constatons que globalement les tendances sont proches entre nos résultats et ceux obtenus par d'autres études et que les différences dans certains cas peuvent être liées d'un côté aux périodes d'études prises en considération et de l'autre aux spécificités techniques utilisées dans la photo-interprétation des photographies aériennes (détermination et digitalisation du trait de côte, distance séparant les transects, ...etc.). L'autre objectif de ce chapitre était de choisir des sites ateliers représentatifs de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale. Du fait d'une orientation différente de la côte, nous avons choisi un site le long de la façade ouest et un site le long de la façade baignée par la mer du Nord.

Pour la façade ouest, il a été décidé de choisir un site atelier au niveau du secteur dunaire situé de part et d'autre de la station balnéaire de Merlimont-Plage. Au sud de Merlimont, le cordon bordier évolue naturellement, sans interventions anthropiques, ce qui non seulement est devenu très rare de nos jours, mais également permet une étude de son évolution naturelle. Ce secteur est en érosion modérée, à l'image des littoraux dunaires de cette façade. Au nord de Merlimont, les dunes sont, depuis le milieu du 20^e siècle, caractérisées par une stabilité. La compréhension des facteurs favorisant cette stabilité, nous paraît nécessaire.

Pour la façade nord, le site atelier choisi est celui des dunes de l'est dunkerquois, plus précisément les cordons bordiers des massifs dunaires de la Dune Dewulf et de la dune Marchand. Comme pour le site atelier de la façade ouest, un secteur dunaire est en érosion (la dune Dewulf) depuis 1949, alors qu'à peu de distance, l'autre secteur dunaire est stable (la Dune Marchand). Pour ce site, la disponibilité de données météo-marines sur le long terme a également guidé notre choix.

Chapitre IV- Evolution pluriannuelle du trait de côte sur les deux sites ateliers

Dans la continuité du chapitre précédent, consacré à l'évolution à moyen terme (1947/1949-2015) du littoral de la Côte d'Opale, ce chapitre est dédié à l'étude de l'évolution pluriannuelle du trait de côte sur deux sites ateliers représentatifs des conditions prévalant le long de la Côte d'Opale. Il s'agit du site à l'est de Dunkerque en bordure de la mer du Nord et du site de Merlimont baigné par La Manche. Sachant que l'évolution du trait de côte n'est pas linéaire dans le temps, l'objectif ici est de montrer les différentes phases d'évolution, selon un pas de temps plus ou moins régulier, couplées aux variations dans les conditions météorologiques et marégraphiques dans le but de déceler les facteurs majeurs contrôlant l'évolution des littoraux dunaires étudiés.

IV-1- Présentation des sites ateliers

IV-1-1- Présentation du site de Dunkerque

IV-1-1-1- Contexte local

Le premier site atelier est situé sur la façade nord de la Côte d'Opale, à l'est de l'agglomération dunkerquoise. Le littoral du département du Nord a été fortement transformé par le complexe industrialo-portuaire et le développement de la ville de Dunkerque. Sur les 35 km de côte initiale il ne subsiste qu'une petite portion de littoral ayant échappé à l'anthropisation. Un cordon dunaire de 7 km de longueur s'étend de Malo Terminus à la frontière belge (Ruz *et al.*, 2005). Le massif dunaire est divisé en trois entités distinctes, la Dune Dewulf, située immédiatement à l'est de Malo Terminus, la Dune Marchand, entre Zuydcoote et Bray-Dunes et celle de la Dune du Perroquet entre Bray-Dunes et la frontière belge. Il est entrecoupé par la batterie de Zuydcoote, puis par le village de Zuydcoote et enfin par la digue et la station balnéaire de Bray-Dunes (Figure IV-1). Ces massifs dunaires sont considérés comme des massifs jeunes, puisque leur formation est postérieure aux dernières transgressions marines des 7^{ème} et 12^{ème} siècles, et qu'elle se poursuit actuellement grâce à la sédimentation éolienne (FAUCHOIS, 1998).

Cette portion de littoral, fortement anthropisée, fait partie du grand ensemble des dunes flamandes, 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 entre 0 m et -3 m au-dessous du niveau moyen de la mer (MASPATAUD, 2011). Dès 1975, le Conservatoire du littoral et les collectivités locales ont commencé l'acquisition des dunes menacées par l'urbanisation. L'établissement a ainsi acquis environ 800 hectares d'un patrimoine naturel également protégé au titre de la loi de 1930 sur les sites classés et inscrits (site classé « Dunes de Flandre maritime »). La majeure partie de la dune Marchand bénéficie d'une reconnaissance nationale à travers le statut de Réserve naturelle.

Notre zone d'étude se limite, elle, à deux secteurs dunaires (Figure IV-1). Le premier est la dune Dewulf, situé à proximité immédiate de la ville de Dunkerque, il se prolonge sur 3,4 km vers l'est jusqu'à Zuydcoote. Ce secteur abrite de nombreux vestiges historiques tels que la batterie de Zuydcoote, construite durant la deuxième moitié du 19^{ème} siècle, ainsi que des bunkers datant de la seconde guerre mondiale et qui constituent aujourd'hui d'excellents marqueurs géomorphologiques (Lanoy-Ratel, 2004) (cliché 3, Figure IV-1), témoins d'un recul important du trait de côte. Le second secteur, qui s'étend sur 1,5 km entre Zuydcoote et Bray-Dunes, est celui de la dune Marchand, un secteur dont la stabilité a été favorisée par des aménagements. Ces deux secteurs ont fait l'objet de plusieurs études portant notamment sur l'évolution du trait de côte (CLABAUT *et al.*, 2000 ; CHAVEROT, 2006 ; MASPATAUD, 2011 ; CRAPOULET, 2015), la réponse des dunes aux tempêtes (RUZ *et al.*, 2005 ; MASPATAUD *et al.*, 2009 ; RUZ *et al.*, 2009), l'estran (REICHMÜTH & ANTHONY, 2002), l'avant-côte (HEQUETTE *et al.*, 2009), le transport sédimentaire (HEMDANE, 2006 ; HEQUETTE *et al.*, 2008 ; CARTIER & HEQUETTE, 2010) et le transport éolien (VANHEE, 2002 ; ANTHONY *et al.*, 2009).

Ces espaces dunaires sont considérés comme de véritables réservoirs de biodiversité à fort intérêt patrimonial. La dune Dewulf (245 ha) et la dune Marchand (108 ha) sont des sites protégés appartenant au Conservatoire du Littoral (CELRL) et leur gestion a été confiée au Conseil Général du Nord depuis 1992. Ces sites font l'objet d'un inventaire ZNIEFF (Zone Nationale d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique) de type I, d'un classement ENS (Espaces Naturels Sensibles), et appartiennent au réseau Natura 2000 auquel s'ajoute une proposition de SIC (Site d'Intérêt Communautaire) depuis 2003, sous l'appellation « dunes de la plaine maritime flamande ».

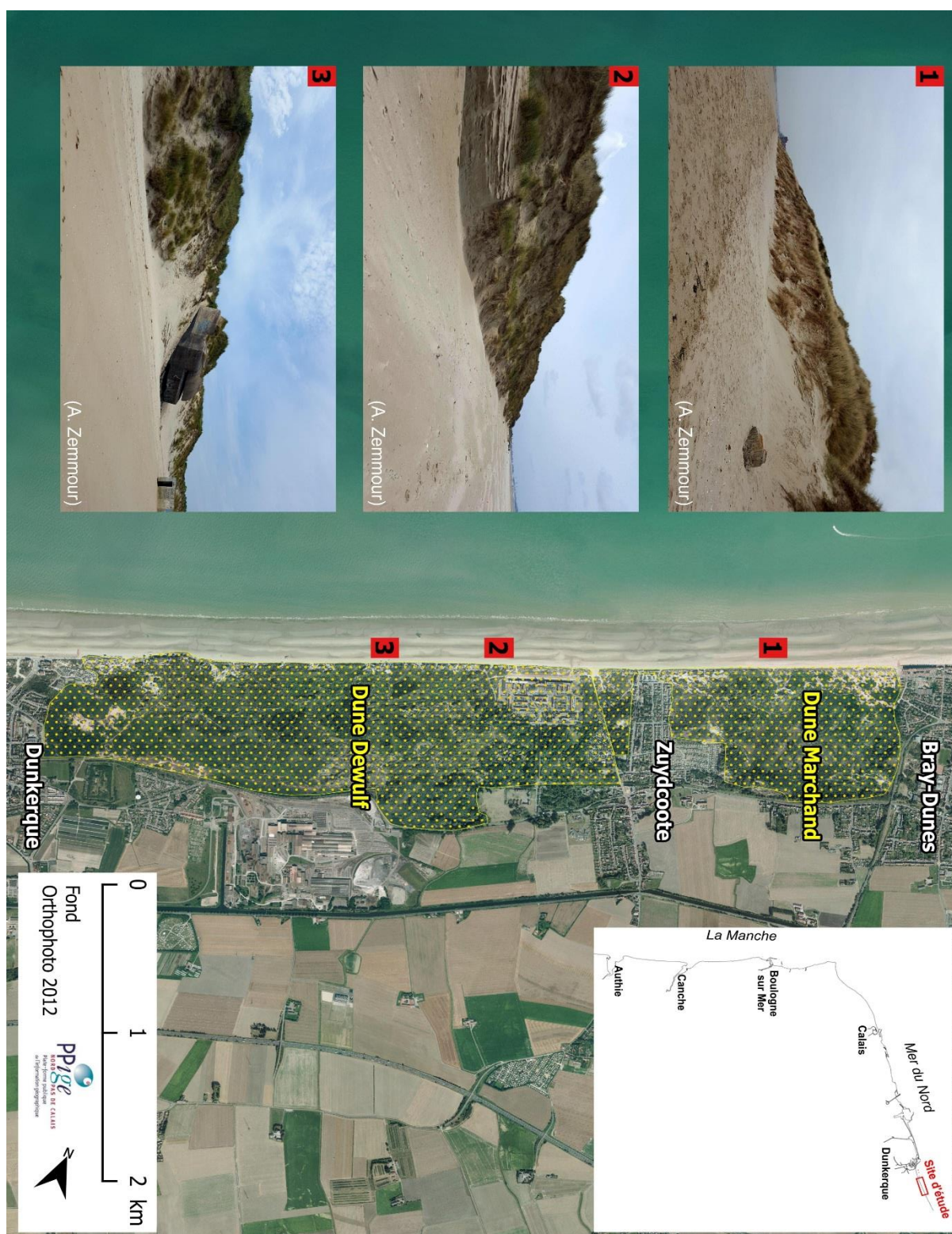


Figure IV-1 : présentation du site atelier de Dunkerque avec ses secteurs dunaires.

IV-1-1-2- Contexte morphologique

IV-1-1-2-1- Morphologie dunaire

Le massif dunaire à l'est de Dunkerque est caractéristique des dunes flamandes, avec un cordon bordier unique, d'une altitude de 10 à 15 m (IGN69) et une largeur de 50 à 150 m, à l'arrière duquel on peut retrouver une arrière-dune de type parabolique (Figure IV-2). Les dunes bordières actuelles ne se sont édifiées que très récemment (FAUCHOIS, 1998). Le cordon bordier actuel présente souvent une falaise d'érosion au niveau de la dune Dewulf et est relativement plus stable au droit de la Dune Marchand. Il est colonisé par l'Oyat pour sa partie externe et par l'argousier pour l'arrière-dune où se trouvent des zones basses dont l'altitude est proche du niveau du haut de plage. Ce cordon présente une morphologie continue tout au long de son linéaire, mais peut être interrompu localement par des marques de déflation éolienne telles que des caoudeyres ou siffle-vents.

A l'arrière du cordon bordier, se sont développées des dépressions humides : les « pannes ». Ces cuvettes correspondent au niveau de base d'ablation éolienne, à la limite de la nappe phréatique. Les pannes sont associées à des dunes paraboliques ouvertes vers le nord-ouest et se déplaçant vers le sud-sst sous l'action des vents dominants. Actuellement de nombreuses dunes paraboliques sont inactives et en voie de complète stabilisation par la végétation.

A partir du milieu des années 1990, des mesures ont été entreprises pour stabiliser le cordon dunaire, en réponse à une érosion marquée dans les années 1980-1990 (CLABAUT *et al.*, 2000). Les interventions des Gardes du Littoral, visant à stabiliser les versants dunaires et à favoriser l'accumulation en haut de plage, se sont soldées par des résultats très positifs (Ruz *et al.*, 2005 ; ANTHONY *et al.*, 2007). Des fascines et des ganivelles ont été installées dans les secteurs les plus sensibles : siffle-vents, caoudeyres, surfaces de déflation, chemins d'accès. Des plantations d'oyats ont été répétées à plusieurs reprises afin de stabiliser les secteurs dépourvus de végétation. Ces mesures, couplées au ramassage manuel des laisses de mer, ont contribué à favoriser la stabilité des versants dunaires (LEMOINE & TRUAND, 1999 ; Ruz *et al.*, 2005).

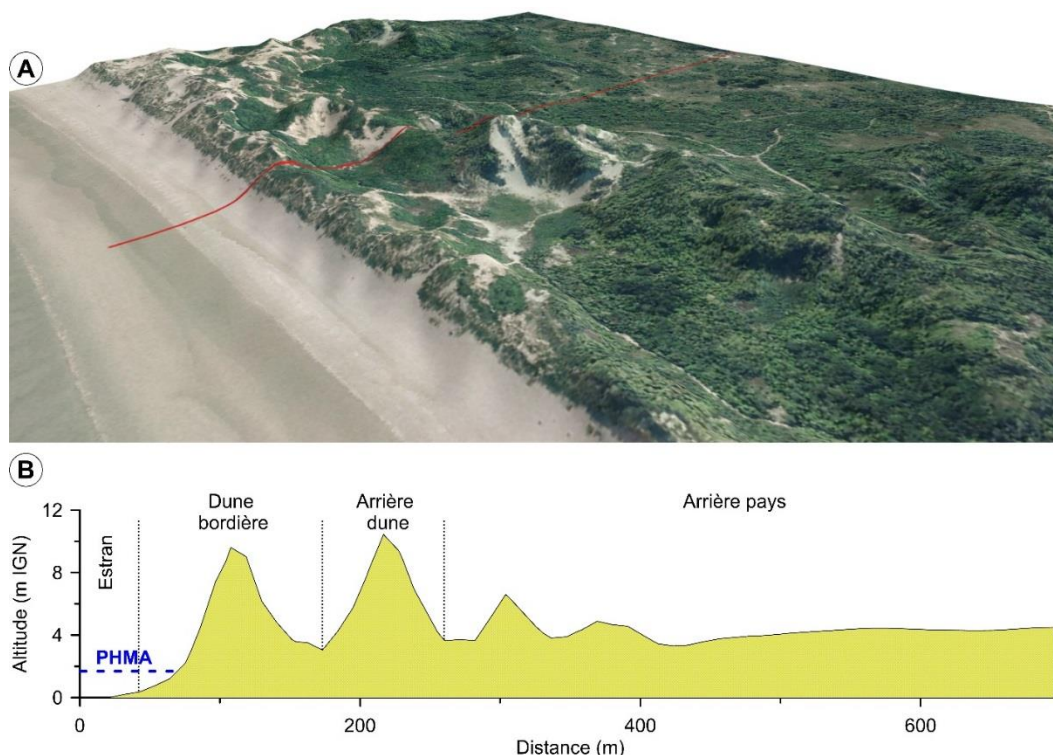


Figure IV-2 : morphologie des dunes au niveau de la dune marchand. A) ortho-photographie aérienne drapée sur un levé LiDAR, B) coupe transversale du massif dunaire.

IV-1-1-2-2- Morphologie de l'estran

A l'instar des plages de la Côte d'Opale, la plage à l'est de Dunkerque présente une morphologie d'estran à barres et bâches d'un nombre qui peut varier de 3 à 5 selon les conditions météo-marines (SIPKA & ANTHONY, 1999 ; REICHMÜTH & ANTHONY, 2002 ; REICHMÜTH & ANTHONY, 2007 ; REICHMÜTH & ANTHONY, 2008). Il présente une pente moyenne faible de 0,018 ($\tan\beta$) et peut découvrir de 400 m lors des plus basses mers (Figure IV-3). Le haut de plage (situé entre le pied de dune et la pleine mer moyenne « PMM »), 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.

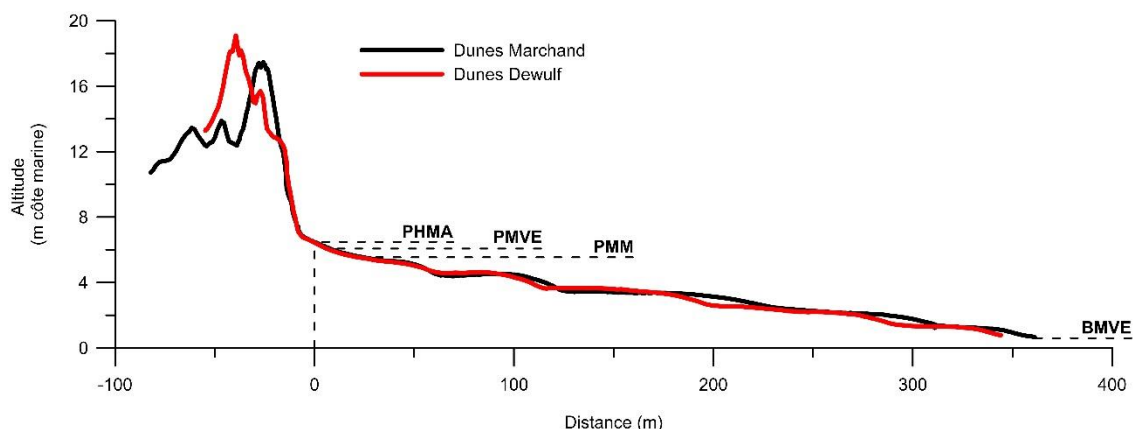


Figure IV-3 : profils topographiques réalisés le 25/02/2016 sur les deux secteurs dunaires du site de Dunkerque.

IV-1-1-2-3- Morphologie de l'avant-côte

L'avant-côte sur le site de Dunkerque est caractérisée par la présence d'un banc sableux séparé de la côte par un chenal de navigation (Figure IV-4). 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. Il est situé à une profondeur inférieure à 5 m et son sommet affleure à marée basse de vive-eau. D'après HEQUETTE *et al.* (2009), 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 (Figure IV-4 B). Ce chenal contribuerait aussi au renforcement des courants longitudinaux et par conséquent à la mobilisation et le transport des sédiments vers l'est.

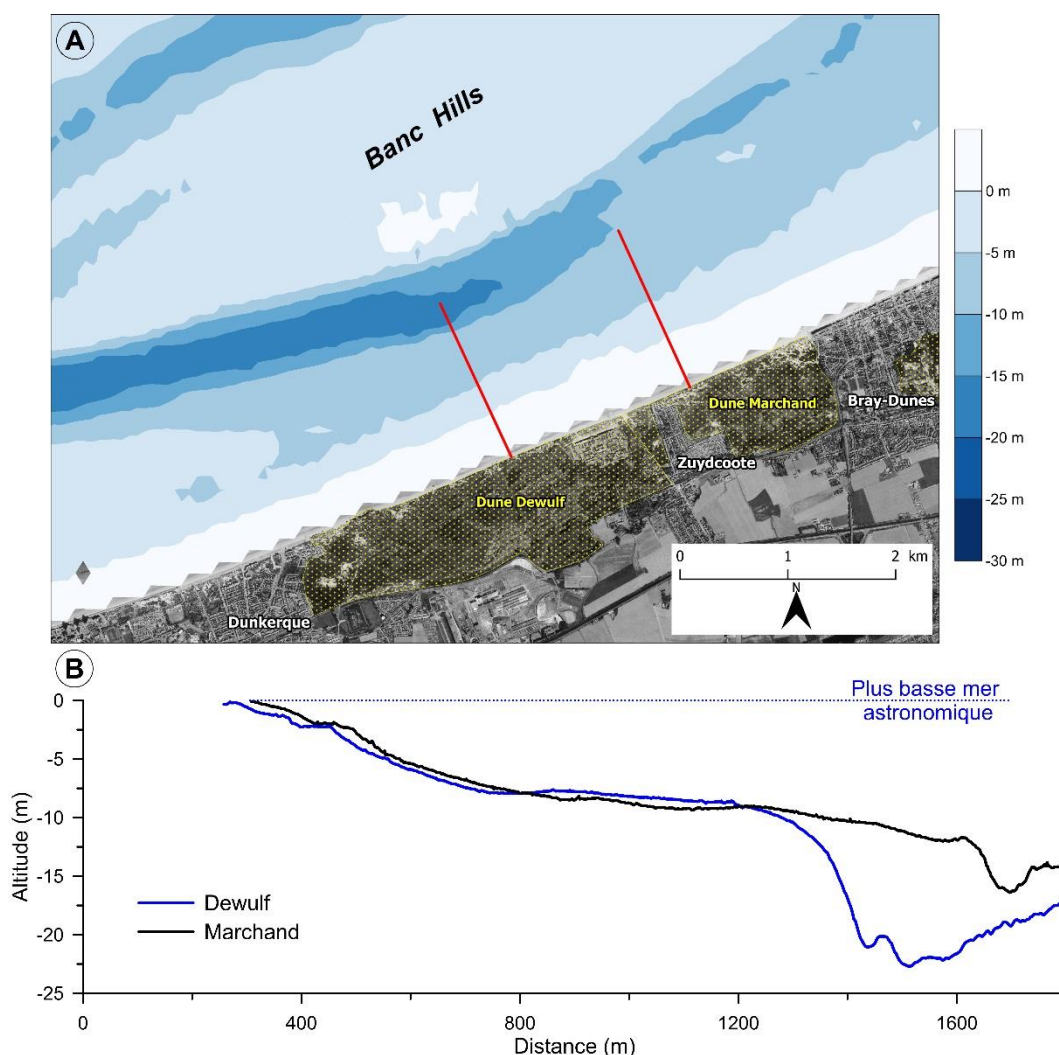


Figure IV-4 : morphologie de l'avant-côte au niveau des secteurs dunaires du site de Dunkerque. A) bathymétrie réalisée par le SHOM, B) profils bathymétriques réalisés le 30/11/2016.

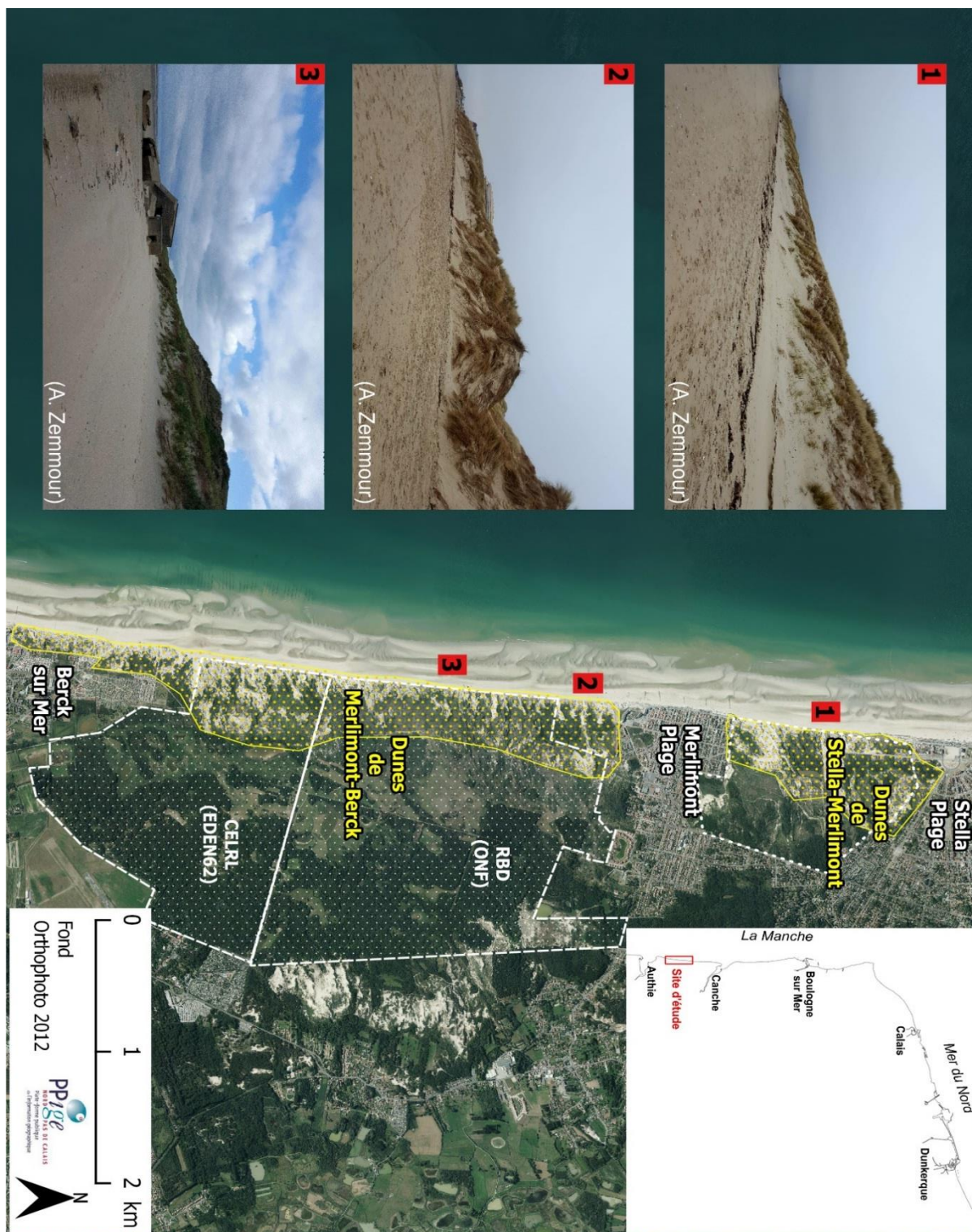
IV-1-2- Présentation du site de Merlimont

IV-1-2-1- Contexte local

Ce deuxième site atelier fait partie du grand ensemble des dunes picardes bordant La Manche et constituant une cellule sédimentaire délimitée par les estuaires de l'Authie, au sud, et de la Canche au nord (SIPKA, 1998). Il s'étend sur une distance de plus de 6 km entre les stations balnéaires de Stella-Plage et Berck-sur-Mer, formant un long massif dunaire entrecoupé en deux par la station de Merlimont-Plage (Figure IV-5) : Au nord, s'étendent les dunes de Stella-Merlimont, sur 1 km de long, dont la stabilité a été mise en évidence par l'analyse de l'évolution

globale du trait de côte entre 1947 et 2015, et au sud les dunes de Merlimont-Berck, de 4,3 km de long. Les bunkers allemands construits durant la seconde guerre mondiale se retrouvant sur la plage (cliché 3, Figure IV-5) témoignent d'un recul du trait de côte dans ce secteur depuis la seconde guerre mondiale.

S'inscrivant dans un territoire très urbanisé et très fréquenté, cet ensemble dunaire constitue un espace de référence et un laboratoire à ciel ouvert pour l'étude de la gestion conservatoire des milieux, notamment pour l'observation de l'évolution naturelle et des échanges entre le haut de plage et le front dunaire (BATTIAU-QUENEY, 2014). En effet, le massif dunaire entre Merlimont-Plage et Berck-sur-Mer, qui forme un vaste ensemble de 1000 ha d'un seul tenant, bénéficie d'un statut de protection et est ainsi préservé de l'urbanisation (PETIT-BERGHEM, 2012 ; BATTIAU-QUENEY, 2014). Il est aujourd'hui divisé en trois propriétés (Figure IV-5) : la principale (450 ha), propriété de l'Etat et dont la gestion est confiée à l'Office National des Forêts, est classée depuis 1985 en Réserve Biologique Domaniale suite à la fusion de quatre propriétés achetées entre 1972 et 1985 ; elle est fermée au public. Le reste est propriété communale (150 ha) ou du Conservatoire du Littoral (290 ha) au sud du domaine et dont la gestion est confiée au syndicat mixte EDEN62. Entre Berck et Merlimont, le boisement des dunes a été facilité par la mise en application du décret impérial de 1810 (PETIT-BERGHEM, 2004). Entre 1972 et 1985 le site est acquis par l'État avec comme objectif de boiser le domaine, de l'aménager pour ensuite accueillir le public ce qui se traduit par une valorisation sylvicole avec des tentatives d'imiter ce qui s'était fait en Aquitaine : fixation des cordons dunaires, plantations de pins (une quinzaine d'hectares de pin Laricio entre 1975 et 1981), enrichissement par des feuillus (PETIT-BERGHEM, 2004). C'est en 1992 que la Réserve biologique domaniale est choisie comme l'un des chantiers pilote du programme LIFE « Biodiversité et protection dunaire », encadré par la mission littorale de l'ONF. Il est décidé de faire de ce site l'un des référents en Europe pour mettre au point des méthodes de gestion adaptées à l'écologie et à la dynamique des milieux dunaires (PETIT-BERGHEM, 2012). Ainsi sur système dunaire externe, seul un nettoyage manuel sélectif des déchets grossiers est autorisé (BATTIAU-QUENEY *et al.*, 2010).



IV-1-2-2- Contexte morphologique

IV-1-2-2-1- Morphologie dunaire

Les dunes du site de Merlimont présentent une morphologie typique des dunes picardes (BRIQUET, 1930). Le massif dunaire s'étend vers l'intérieur des terres sur une largeur de 2 à 3 km et se compose de deux cordons dunaires, allongés nord-sud parallèlement à la côte (Figure IV-6). Ils sont séparés par une vaste dépression sableuse, plus ou moins humide selon les fluctuations de la nappe superficielle alimentée par les précipitations, elle-même reliée à la nappe plus profonde de la craie. Tous les types de dunes sont représentés : dune blanche, grise, arborée, boisée, pannes humides. La morphologie dunaire, extrêmement variée, fait de ce site un véritable musée de formes éoliennes, sans doute l'un des plus riches en Europe. On distingue :

- Les dunes internes, qui peuvent culminer à plus de 40 m (IGN69), et se sont mises en place il y a près de 1000 ans (BATTIAU-QUENEY, 2014). En forme de dunes paraboliques, elles sont considérées comme étant d'anciennes dunes transgressives très mobiles, se déplaçant vers l'intérieur des terres par vents frontaux d'ouest grâce à un apport important de sable de la plage et à une emprise végétale faible. Elles sont aujourd'hui en grande partie fixées par la végétation avec quelques formes éoliennes encore actives.
- Les dunes externes, de formation très récente, sont constituées d'une avant-dune et d'une arrière-dune. Cette dernière, qui peut dépasser 25 m (IGN69) d'altitude, présente une morphologie complexe, associant des cuvettes de déflation (caoudeyres) ou des dunes paraboliques. Le cordon bordier (avant-dune), en contact direct avec l'estran, s'est formé dans les vingt années postérieures à la seconde guerre mondiale. Son développement a été favorisé par la pose de fascines et de filets. Les interventions humaines des années 1950 et 1960 ont eu pour conséquence un exhaussement notable. Depuis, le cordon bordier évolue naturellement grâce aux apports sableux depuis la plage et l'importante couverture d'Oyat (BATTIAU-QUENEY, 2007). Il culmine entre 15 et 25 m (IGN69) d'altitude et sa base peut parfois être entaillée en micro-falaise ou précédée par des petites dunes embryonnaires selon les conditions météo-marines (Figure IV-7).

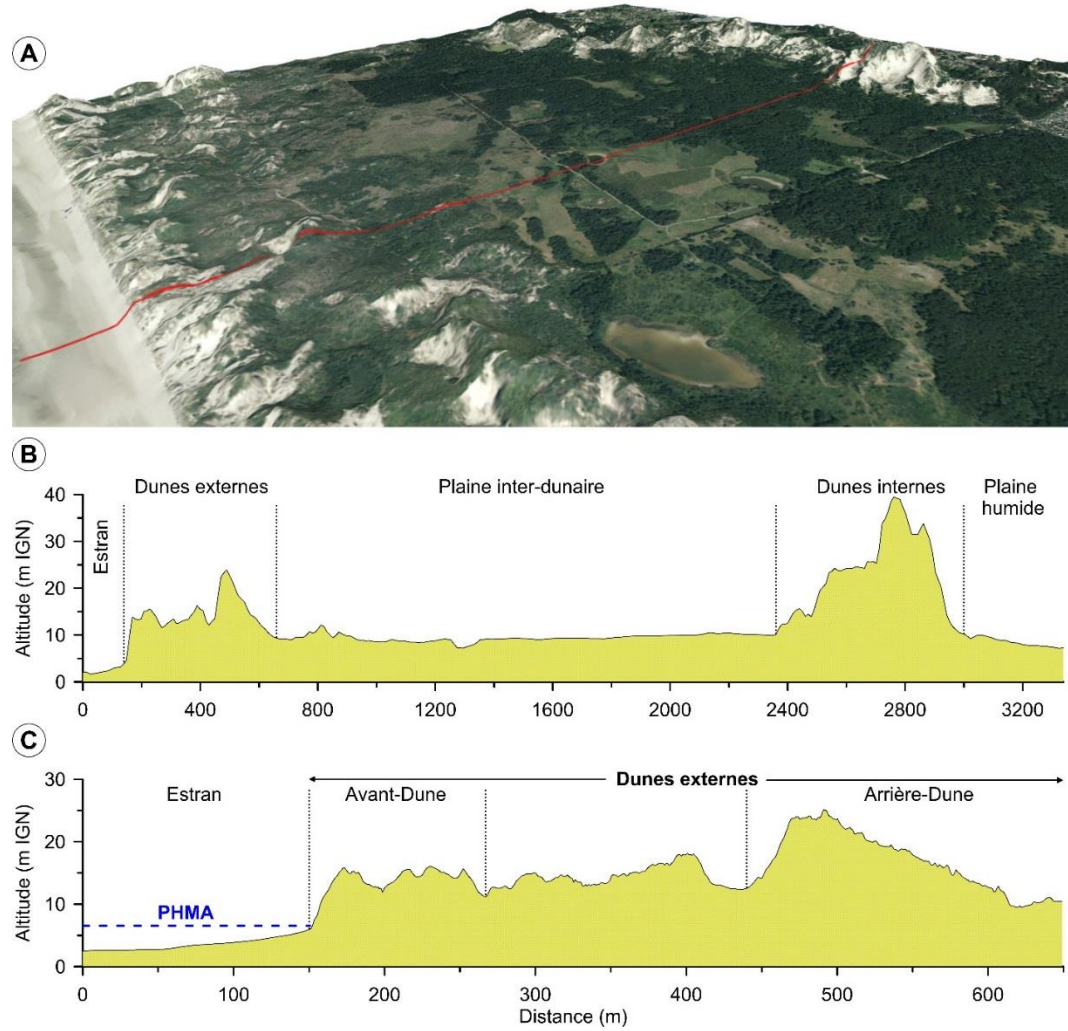


Figure IV-6: morphologie des dunes de Merlimont. A) ortho-photographie aérienne drapée sur un levé LiDAR, B) coupe transversale du massif dunaire au complet et C) système dunaire externe.



Figure IV-7 : mobilité du haut de plage le long du cordon dunaire du site de Merlimont ; (Source images : BATTIAU-QUENEY (2014)).

IV-1-2-2-2- Morphologie de l'estran

L'estran de sable fin (diamètre moyen de 200 à 250 μm) sur les deux secteurs dunaires étudiés présente une morphologie quasiment similaire (Figure IV-8). Il est caractérisé, comme sur toutes les plages de la Côte d'Opale, par un système de barres et bâches très prononcé ici et parfois entrecoupé par des chenaux de drainage (Figure IV-9) (SIPKA, 1998 ; ANTHONY *et al.*, 2004). D'une pente générale moyenne de 0,012 ($\tan\beta$), l'estran peut découvrir de plus de 700 m lors des plus basses mers de vive-eau (BMVE). De ce fait, la présence d'un haut de plage très large, situé entre le pied de dune et le niveau des pleines mer moyennes (PMM), ajouté à un vent dominant frontal, favorisent une dynamique éolienne extrêmement efficace pour l'alimentation des systèmes dunaires.

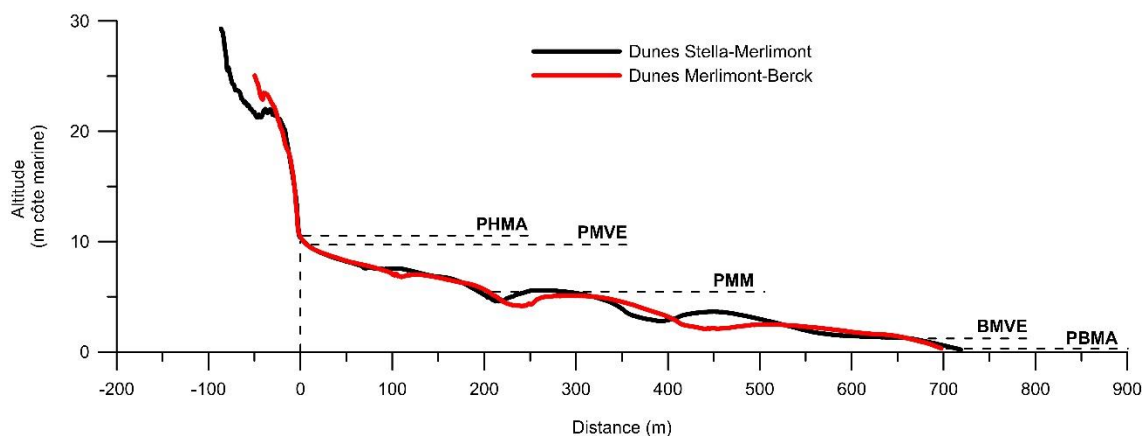


Figure IV-8 : profils topographiques types réalisés le 10/03/2016 sur les secteurs dunaires du site de Merlimont.

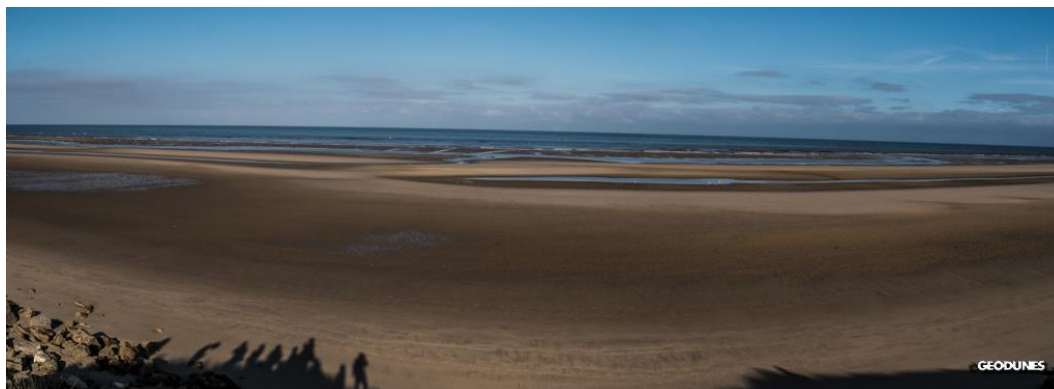


Figure IV-9 : morphologie de l'estran sur le site de Merlimont ; (Source image : Geodunes).

IV-1-2-2-3- Morphologie de l'avant côte

L'estran est prolongé par des petits fonds de faible pente comme le montrent les contours bathymétriques de la Figure IV-10. Un peu plus au large, l'avant-côte est caractérisée par la présence d'un banc sableux peu profond nommé « Bassure de Baas », sub-affleurant à marée basse et dont le sommet se situe à une profondeur voisine du 0 hydrographique. Ce banc, fait partie du grand ensemble des bancs sableux longeant le littoral de la Côte d'Opale (DEWEZ *et al.*, 1989 ; AUGRIS *et al.*, 1990 ; ANTHONY, 2000) qui constituent une importante réserve sédimentaire pouvant alimenter les plages et leur assurer un équilibre sédimentaire. Il est drapé en surface par des vagues de sable qui migrent activement au gré des courants de marée dominants dirigés vers le nord (AUGRIS *et al.*, 1995).

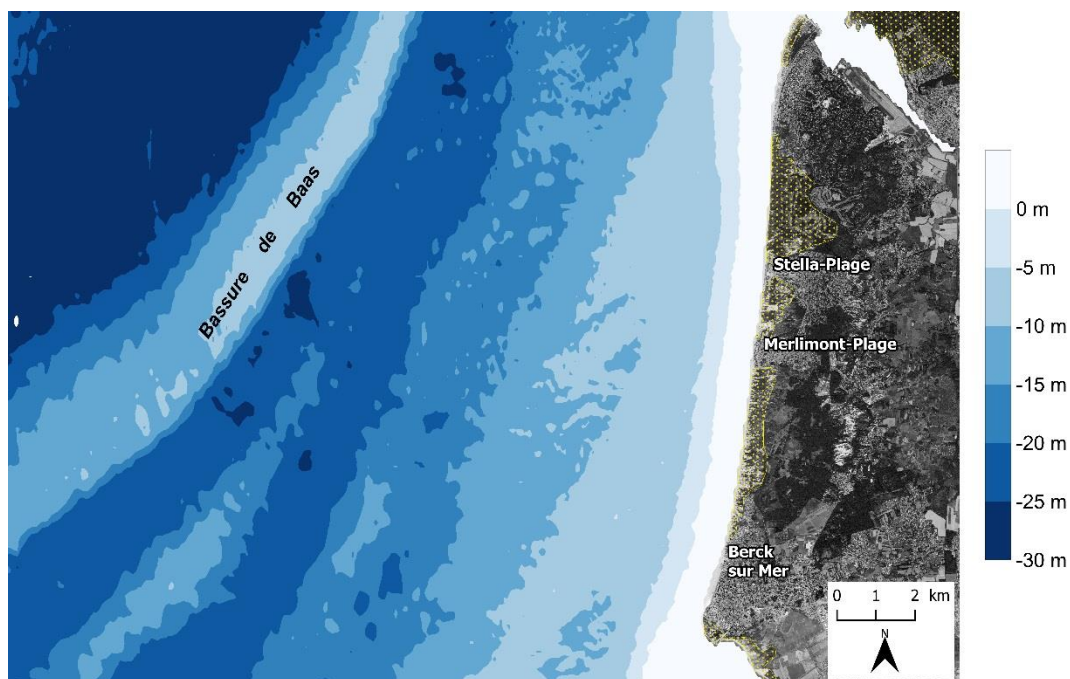


Figure IV-10 : bathymétrie réalisée par le SHOM à l'avant côte entre les estuaires de l'Authie et de la Canche.

IV-2- Traitement des données utilisées

IV-2-1- Analyse de l'évolution du trait de côte

L'originalité de cette étude réside dans l'utilisation de photographies aériennes orthorectifiées dont les prises de vue ont été réalisées avec un pas de temps moyen de 5 ans. Une douzaine d'intervalles d'analyse ont été définis pour l'étude de l'évolution du trait de côte et des conditions météo-marines prévalant sur chacun des deux sites ateliers. Des rythmes annuels moyens d'avancée/recul du trait de côte ont été déterminés pour chaque période selon les critères méthodologiques décrits dans les chapitres précédents.

Afin de comparer les différentes évolutions entre les deux sites, nous avons essayé de choisir les mêmes périodes d'études. Cependant, ces dernières ne concordent pas toujours parfaitement, notamment celles antérieures à 2000, car les campagnes de prises de vues aériennes n'ont pas été effectuées à la même date (Tableau IV-1).

IV-2-2- Analyse de la variabilité des conditions météo-marines

Les rythmes d'évolution du trait de côte sur les sites ateliers ont été confrontés à une analyse de séries de données constituées des enregistrements des niveaux d'eau, de vitesse et de direction des vents pour chaque période d'étude.

IV-2-2-1- Les niveaux d'eau

Les niveaux d'eau issus des enregistrements horaires marégraphiques de Dunkerque et Boulogne-sur-Mer (seul marégraphe de la façade ouest de la Côte d'Opale) ont été utilisés pour l'analyse des hauts niveaux potentiellement érosifs et morphogènes dont l'altitude est supérieure aux plus hautes mers astronomiques (PHMA).

Ces séries de données ne couvrent malheureusement pas toutes les périodes d'étude de l'évolution du trait de côte. En effet, les enregistrements à Boulogne-sur-Mer ne débutent qu'en 1973, tandis qu'à Dunkerque ils commencent en 1956. De plus, le nombre d'années effectives est plus réduit en raison des très nombreuses lacunes. Celles-ci ont excédé 50 % et ont pu atteindre 100 % surtout durant les années 1990 pour le marégraphe de Boulogne-sur-Mer, et entre 1987 et 1997 au marégraphe de Dunkerque (Figure IV-11).

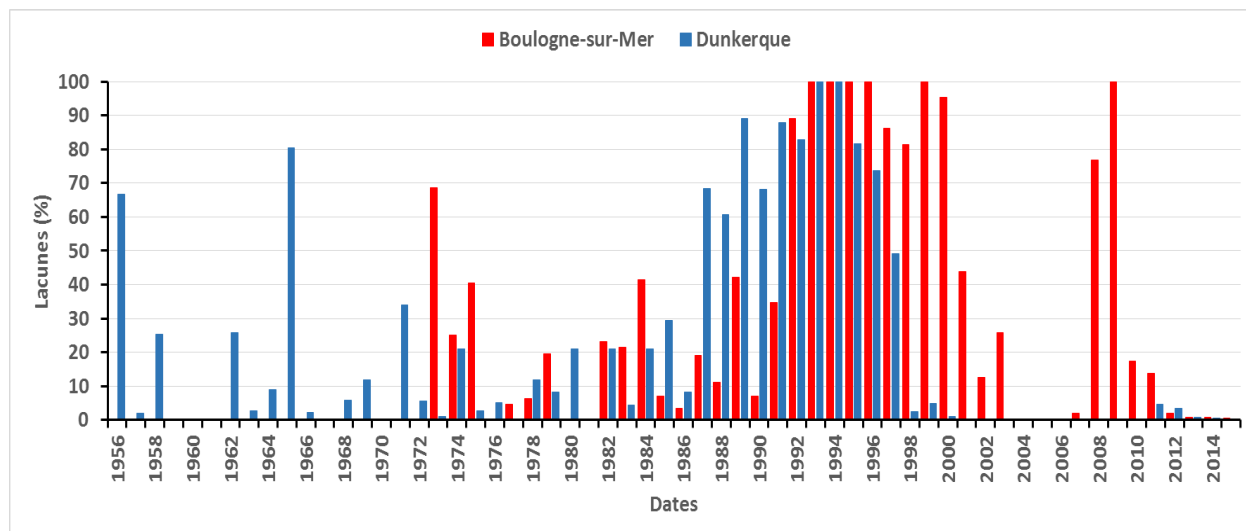


Figure IV-11 : fréquences annuelles des lacunes au marégraphe de Boulogne sur Mer et Dunkerque.

IV-2-2-2- Les vents

Les vents jouent un rôle important dans l'évolution du trait de côte. Lors des événements tempétueux ils génèrent de fortes vagues qui peuvent être à l'origine d'une érosion des versants dunaires ; les vents d'afflux peuvent aussi engendrer un transport éolien du sable de l'estran vers la dune, favorisant alors l'accumulation. Afin d'étudier la variabilité temporelle des conditions anémométriques sur nos sites ateliers, nous disposons de longues séries de données obtenues auprès de Météo-France pour les stations de Boulogne-sur-Mer et de Dunkerque. Contrairement aux données marégraphiques, les données de vent couvrent quasiment toutes les périodes d'étude de l'évolution du trait de côte. Les enregistrements ont été réalisés à une fréquence tri-horaire de 1949 à 1998 puis à une fréquence horaire à la station de Boulogne-sur-Mer et tri-horaires de 1949 à 1996 puis horaires à celle de Dunkerque. Cependant, On constate malheureusement des lacunes très importantes dans les années cinquante, et ce pour les deux stations météorologiques. A Boulogne-sur-Mer les années 1982, 1999 et 2001 comportent de nombreuses données manquantes, tandis qu'à Dunkerque le début des années 1970 ainsi que l'année 2015 sont également lacunaires (Figure IV-12).

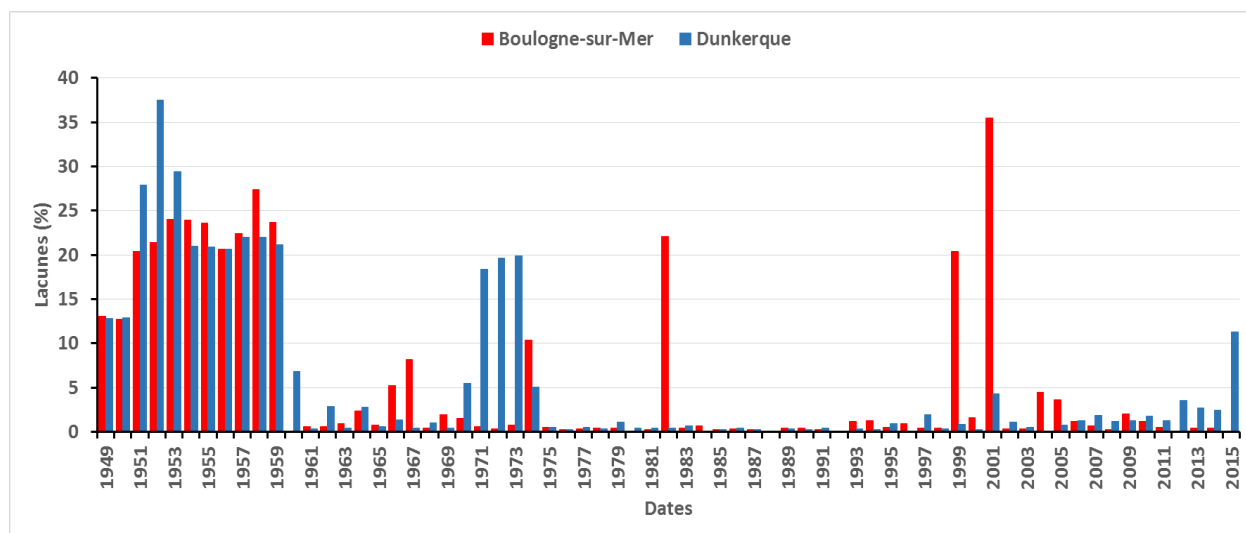


Figure IV-12 : fréquences annuelles des lacunes des vents à Boulogne sur Mer et Dunkerque.

Les séries de données de vent dont nous disposons, sur chacun des sites ateliers, nous ont permis de réaliser différents types d'analyses pour chaque période d'évolution du trait de côte. Pour une meilleure précision dans l'étude de l'impact des différents événements tempétueux sur l'évolution du trait de côte, seuls les vents d'afflux, c'est-à-dire les vents soufflant de la mer vers la côte, ont été pris en considération. Il s'agit des vents frontaux et des vents parallèles au linéaire côtier de chacun des sites ateliers. A Merlimont, les vents frontaux proviennent d'une large fenêtre SSO à NNO [$>215^\circ$ et $<345^\circ$], tandis que les vents parallèles sont de SSO [$>190^\circ$ et $\leq 215^\circ$] et de N [$\geq 345^\circ$ et $<10^\circ$]. A Dunkerque, les vents frontaux proviennent d'un grand secteur nord, de l'O au N [$>270^\circ$ ou $<40^\circ$] et les vents parallèles sont de OSO [$>245^\circ$ et $\leq 270^\circ$] et de NE [$\geq 40^\circ$ et $<65^\circ$].

Dans un premier temps, une recherche des événements tempétueux potentiellement érosifs a été effectuée en se basant sur la vitesse, direction et durée pendant laquelle le vent a soufflé. La limite traditionnellement utilisée en météo-marine pour la définition d'une tempête et fixée par Météo-France à des vents de force 10 sur l'échelle de Beaufort (25 à 28 m/s) n'est pas nécessairement adaptée à nos sites d'études car les vents atteignent rarement ces vitesses. Ainsi, les seuils des vents supérieurs ou égaux à 8 m/s et 16 m/s soufflant pendant au moins 24 heures ont été utilisés pour déterminer les événements potentiellement érosifs. En effet, ces seuils ont déjà été utilisés lors de précédentes études dans la même région (CLABAUT *et al.*, 2000 ; CHAVEROT, 2006 ; MASPATAUD, 2011). Il a été également démontré que ces vents modérés persistants et

combinés à des hauts niveaux d'eau peuvent causer une érosion du linéaire côtier (Ruz *et al.*, 2009).

Deuxièmement, en association avec les données marégraphiques, lorsqu'elles sont disponibles, nous avons analysés pour chaque période les événements susceptibles de permettre une alimentation des dunes littorales par du sable provenant de l'estran. Sachant que sur les plages macrotidales le niveau d'eau est un facteur important favorisant ou non le transport éolien, il a été décidé de ne prendre en compte que les épisodes venteux durant lesquels le niveau de la mer est inférieur à la pleine mer moyenne. La vitesse critique de cisaillement permettant le transport éolien a été estimée à 5 m/s par la formule de BAGNOLD (1941) et confirmée par des observations de terrain.

$$V_c = K_1 \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho_a} \right) (gd) \right]^{0.5}$$

Avec : « K_1 » constante = 0,1 ; « ρ_s » densité de sable (2,7 g/cm³) ; « ρ_a » densité de l'air (0,0023 g/cm³) ; « g » est l'accélération de gravité (9,81 m/s²) et « d » diamètre du grain moyen 250 µm.

A noter également que, vu les nombreuses lacunes ainsi que le changement dans la fréquence d'enregistrement passant des vents tri-horaires à horaires, les résultats sont présentés en terme de fréquence, c'est-à-dire que le nombre d'observations des événements pour chaque période a été pondéré par le nombre d'enregistrements réels.

Tableau IV-1 : dates des prises de vues aériennes et caractéristiques des photographies utilisées sur les deux sites ateliers.

Date de prise de vue		Résolution	type
Merlimont	Dunkerque		
03/10/1947	12/07/1949	50 cm	Ortho-photo (NB)
22/04/1955	15/06/1957	50 cm	Ortho-photo (NB)
01/03/1963	01/06/1963	50 cm	Ortho-photo (NB)
01/01/1969	01/01/1968	50 cm	Ortho-photo (NB)
16/05/1974	14/04/1974	50 cm	Ortho-photo (NB)
27/05/1977	11/10/1978	50 cm	Ortho-photo (NB)
18/08/1983	14/07/1983	50 cm	Ortho-photo (NB)
24/08/1989	08/09/1988	50 cm	Ortho-photo (NB)
29/06/1995	28/06/1994	50 cm	Ortho-photo (NB)
18/02/2000	17/06/2000	50 cm	Ortho-photo (couleur)
15/09/2005	01/10/2005	50 cm	Ortho-photo (couleur)
31/08/2009	24/06/2009	20 cm	Ortho-photo (couleur)
11/06/2015	07/06/2015	20 cm	Ortho-photo (couleur)

IV-3- Résultats de l'évolution pluriannuelle des sites ateliers

IV-3-1- Evolution du site de Dunkerque

IV-3-1-1- Evolution pluriannuelle du trait de côte

L'analyse de l'évolution sur le long terme, entre 1949 et 2015, du trait de côte à l'est de Dunkerque avait révélé que le secteur de la dune Marchand était resté stable depuis plus de 65 ans. A l'ouest, le secteur de la dune Dewulf était soit en érosion, soit stable. L'analyse de l'évolution pluriannuelle du trait de côte met en évidence une alternance de périodes d'érosion et d'accumulation ou de stabilité (Figure IV-13).

La première période 1949-1957 est caractérisée par une évolution contrastée entre un secteur et un autre, avec une nette avancée (moyenne de +1,2 m/an) du trait de côte de la dune Marchand (Figure IV-13), une avancée similaire à l'est de la dune Dewulf et un recul inférieur à -1 m/an à l'ouest (Figure IV-15). L'accumulation est prédominante entre 1957 et 1963 à un rythme moyen de +1,2 m/an pour les deux secteurs dunaires (Figure IV-13), pouvant même dépasser +2,5 m/an au niveau de la partie centrale de la dune Dewulf (Figure IV-15). De 1963 à 1974, la dune Marchand reste stable tandis que la dune Dewulf connaît une légère érosion de l'ordre de -0,85 m/an en moyenne entre 1963 et 1967, puis, entre 1968 et 1974 une relative stabilité dans la partie centrale et une érosion moyenne de -0,2 m/an dans la partie ouest, ce qui fait qu'au niveau de cette dune, le linéaire côtier retrouve approximativement sa position initiale de 1949 (Figure IV-14). La période suivante, entre 1974 et 1978 est marquée par les plus forts rythmes de recul du trait de côte sur nos deux secteurs d'études (Figure IV-13). En effet, l'érosion est généralisée avec un recul moyen de -1,4 m/an pour la dune Marchand et une moyenne de -2,1 m/an, pouvant dépasser -5 m/an par endroits, au niveau de la dune Dewulf. Cette importante phase d'érosion est ensuite suivie, entre 1978 et 1983, par une accumulation de l'ordre de +0,65 m/an pour l'ensemble du linéaire dunaire. Les périodes entre 1983 et 1994 sont à nouveau caractérisées par une érosion généralisée, avec à chaque fois des rythmes de recul plus importants au niveau de la dune Dewulf (Figure IV-14), avec une érosion de près de -2 m/an entre 1988 et 1994. La dune Dewulf semble en effet très dégradée en 1986, avec des brèches et des microfalaïses d'érosion entaillant le cordon bordier (Figure IV-16).

Entre 1994 et 2000, la stabilité prévaut sur nos deux secteurs dunaires, à l'exception d'une zone à l'ouest de la dune Dewulf, où on constate une avancée importante du trait de côte (+6

m/an), liée à des mesures de protection (mise en place de fascines, ganivelles et plantation d'oyats), permettant une reconstitution rapide du cordon bordier. Ces interventions humaines, entreprises à la fin des années 1990 (Figure IV-17), se sont avérées très efficaces (Ruz *et al.*, 2005) et ont eu un impact positif sur l'évolution des dunes au niveau de notre site atelier. En effet, une nette avancée du trait de côte s'est produite entre 2000 et 2005, elle est de près +1 m/an en moyenne au niveau des dunes Marchand et Dewulf. Les deux périodes les plus récentes, de 2005 à 2015, sont caractérisées par une relative stabilité de la dune Marchand (Figure IV-13) malgré une légère érosion de sa partie ouest entre 2005 et 2009 (Figure IV-15) et une érosion modérée, inférieure à -0,5 m/an en moyenne au niveau de la dune Dewulf.

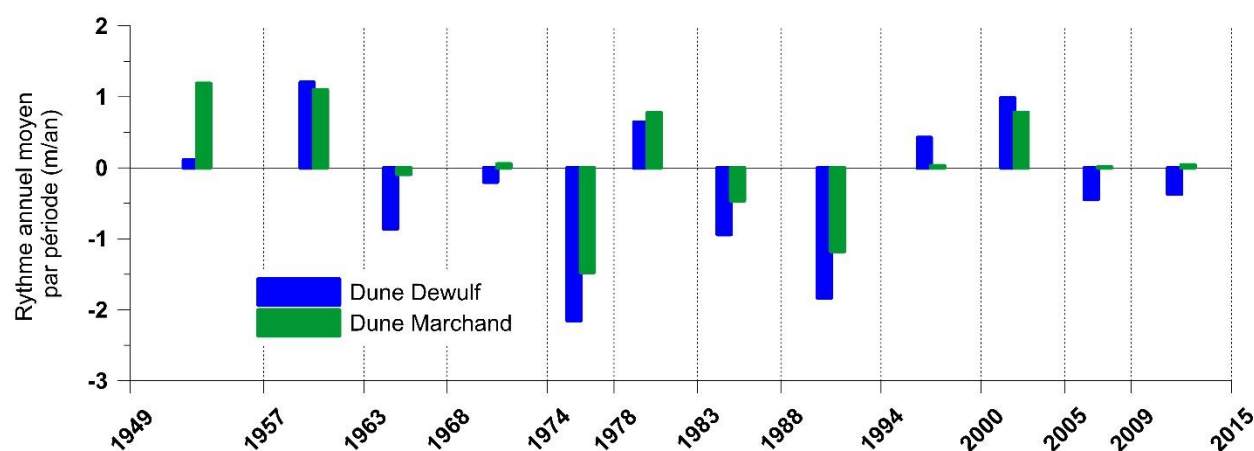


Figure IV-13 : rythmes annuels moyens par période de l'évolution du trait de côte sur les deux secteurs dunaires du site de Dunkerque.

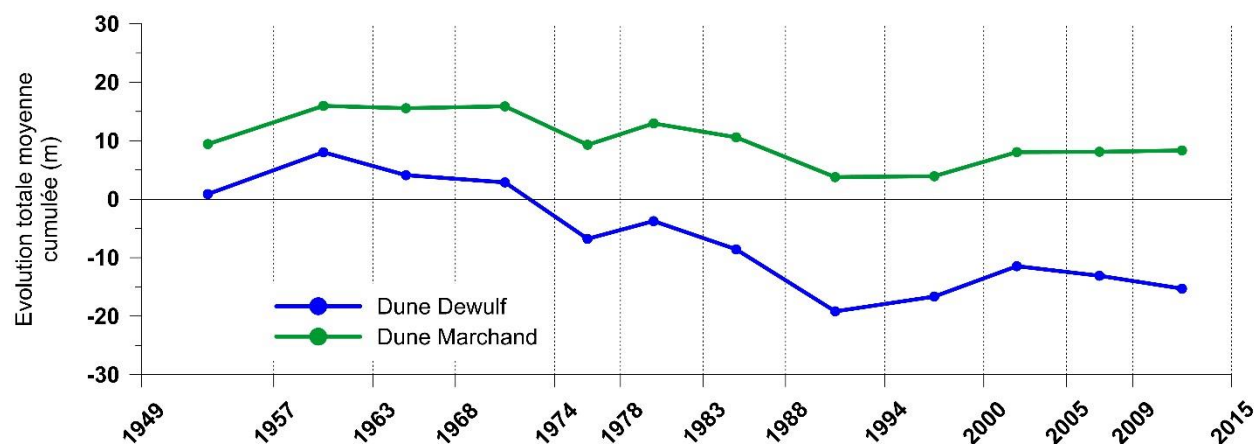


Figure IV-14 : évolution totale moyenne cumulée du trait de côte par secteur sur le site de Dunkerque.

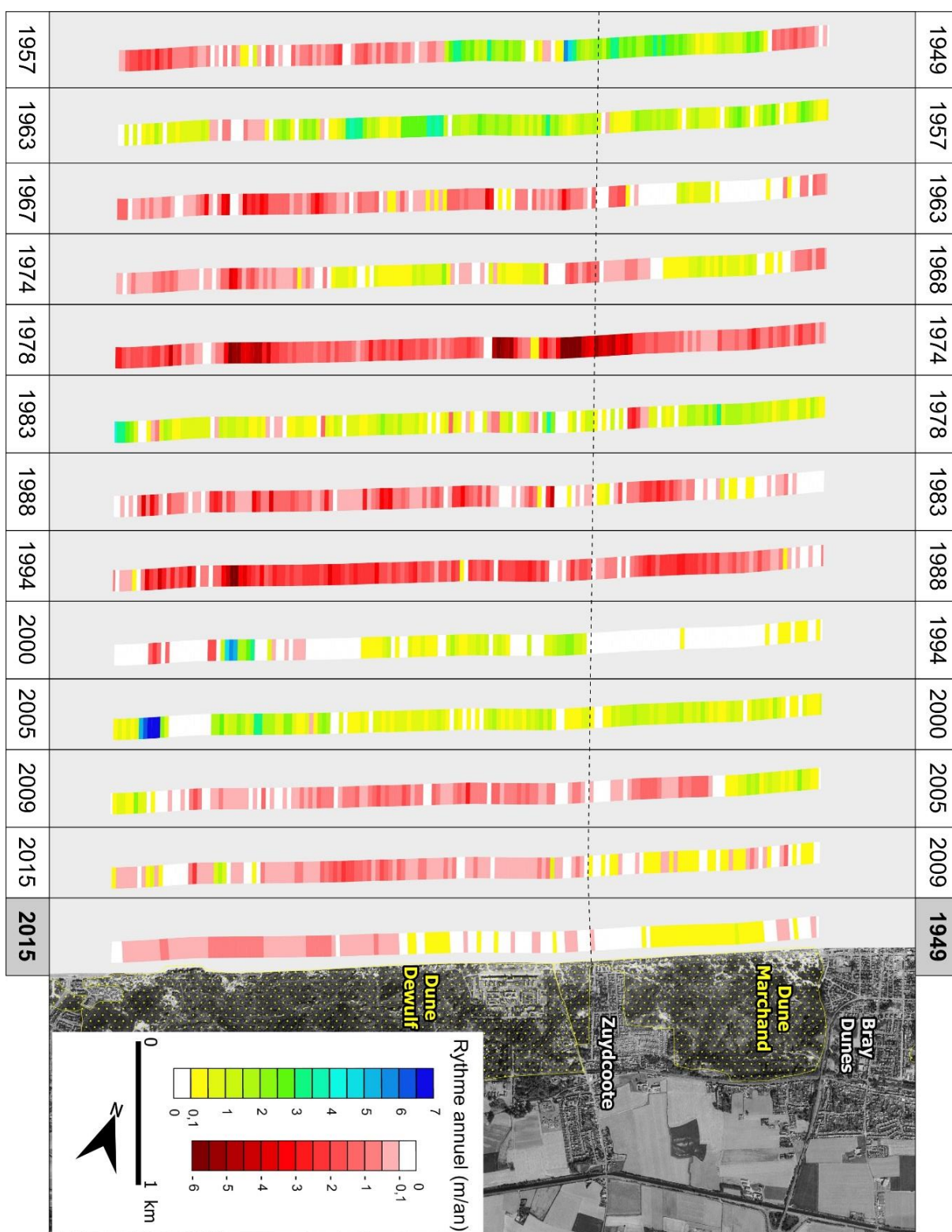


Figure IV-15 : évolution diachronique pluriannuelle du trait de côte sur le site de Dunkerque.

Les deux secteurs dunaires du site de Dunkerque ont connus globalement une évolution assez synchrone au cours de la période 1949-2015. La Figure IV-13 illustre bien le fait que l'évolution de la dune Marchand est moins marquée lors des épisodes d'érosion, ce qui lui confère une certaine stabilité et une certaine capacité de régénération lors des périodes où l'accumulation prédomine. On peut en effet constater que les phases d'accumulation entre 1949 et 1963 et dans une moindre mesure entre 1978 et 1983 ont compensé les phases d'érosion de 1974-1978 et 1988-1994 au niveau de la dune Marchand, ce qui n'a pas été le cas pour la dune Dewulf (Figure IV-14).

Dune Dewulf en Novembre 1986



Figure IV-16 : état du cordon bordier de la dune Dewulf en novembre 1986 (CLABAUT, 1988).



Figure IV-17 : mise en place de rangées de ganivelles au niveau de la dune Marchand (en 2005) et Dewulf (en 2002).

IV-3-1-2- Influence des conditions météo-marégraphiques dans l'évolution du trait de côte

IV-3-1-2-1- Variabilité des hauts niveaux d'eau à Dunkerque

L'analyse des plus hauts niveaux d'eau annuels issus des enregistrements au marégraphe de Dunkerque (Figure IV-18) peut en partie expliquer la variabilité temporelle dans l'évolution du trait de côte. En effet, les périodes de stabilité et d'avancée du trait de côte entre 1957 et 1974, semblent correspondre avec une faible fréquence des hauts niveaux d'eau supérieurs au PHMA (inférieure à 1 % du temps en moyenne Figure IV-19). Ils n'atteignent qu'une seule fois, en 1965, le niveau de 7 m ce qui pourrait expliquer la légère érosion au niveau de la dune Dewulf (- 0,85 m/an) entre 1963 et 1968 (Figure IV-13).

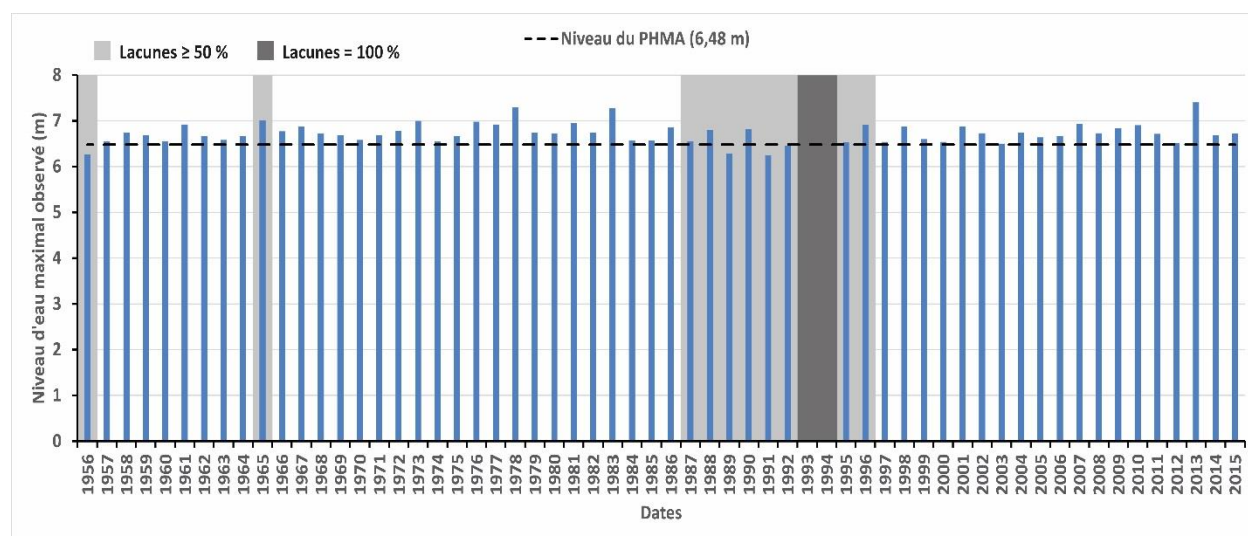


Figure IV-18 : plus hauts niveaux d'eau annuels au marégraphe de Dunkerque.

La période d'érosion de la dune entre 1974 et 1978 correspond à une recrudescence dans la fréquence des hauts niveaux d'eau potentiellement érosifs, atteignant 2 % du temps (Figure IV-19), avec de surcroît un niveau exceptionnel, record pour l'époque, de 7,3 m atteint lors de la tempête de janvier 1978 (MASPATAUD, 2011). Malgré une fréquence de hauts niveaux d'eau dépassant 1 % du temps, le trait de côte a peu évolué au cours de la période suivante (1978-1983), car les plus hauts niveaux d'eau n'ont jamais dépassé 6,95 m. Le recul important qui a prévalu entre 1983 et 1994 ne peut être directement expliqué par nos analyses des hauts niveaux

d'eau pour cause de lacunes importantes dépassant 50 % du temps lors de cette période (Figure IV-11), à l'exception de la période 1983-1988 au cours de laquelle un important niveau d'eau (7,28 m) est survenu en 1983. Cependant, concernant la période 1988-1994, une série de tempêtes a frappé la mer du Nord entre janvier et février 1990 (VANDIEPENBEECK, 1990 ; MOOR, 1991) (Annexe II), durant l'une desquelles HAERENS *et al.* (2012) ont pu quantifier une érosion de plus de 10 m³/ml au niveau de la dune du Westhoek, située à quelques kilomètres à l'est de notre site atelier, en Belgique.

Les vingt dernières années sont caractérisées par une alternance de niveaux d'eau maximums peu élevés, suivis par une nette avancée du trait de côte entre 1994 et 2005. On note cependant une augmentation dans leur fréquence (3,8 % du temps) en 2007 et un niveau record (7,4 m) atteint lors de la tempête Xaver en décembre 2013 (Figure IV-18 et Annexe II). Ces fréquences plus élevées des hauts niveaux d'eau sont probablement responsables de l'érosion de la dune Dewulf, entre 2005 et 2015, qui semble avoir été plus touchée par l'érosion que la dune Marchand (Figure IV-13).

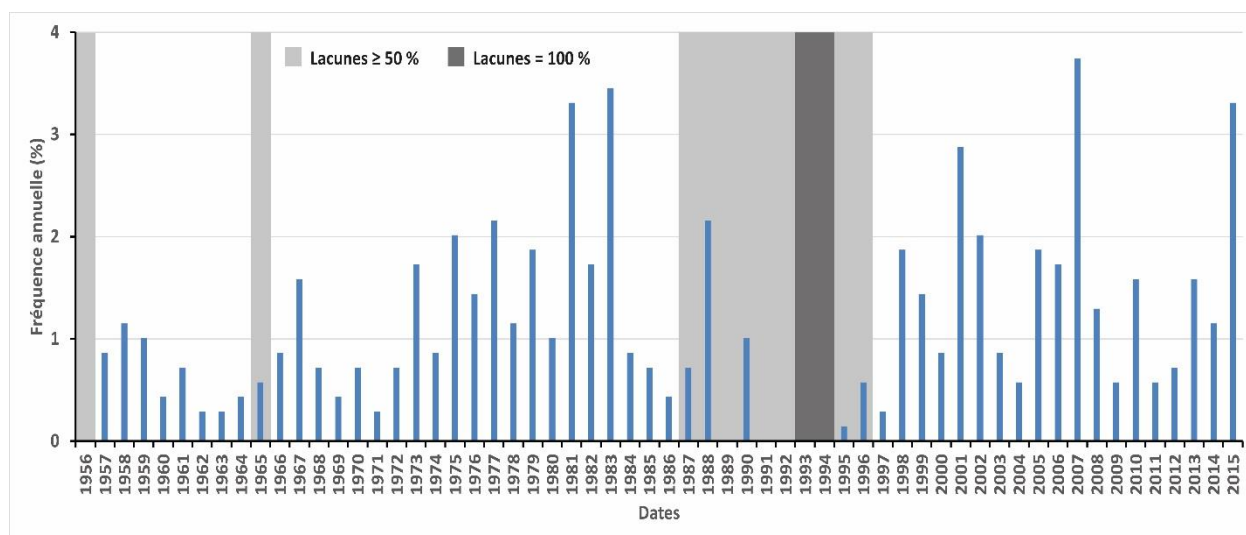


Figure IV-19 : fréquences annuelles d'occurrence des niveaux d'eau supérieurs au PHMA au marégraphe de Dunkerque.

IV-3-1-2-2- Variabilité des conditions anémométriques à Dunkerque

a- - Analyse des vents dominants :

En premier lieu, une analyse des vents dominants au niveau de notre secteur d'étude a été réalisée en analysant les vents faibles à modérés (≥ 5 m/s) pouvant permettre potentiellement un transport éolien favorable pour l'alimentation de la dune et des vents modérés à forts (≥ 8 m/s) susceptibles au contraire d'engendrer une érosion du trait de côte lorsqu'ils sont associés à des hauts niveaux d'eau.

A Dunkerque, les vents faibles à modérés (≥ 5 m/s) soufflent plus de 50 % du temps toutes directions confondues (Figure IV-20). On constate une nette augmentation dans la fréquence de ces vents à partir de la période 1949-1957, pour atteindre un maximum (75 % du temps) lors de la période 1974-1978, puis une baisse constante à partir de 1994-2000. Les vents d'afflux, qui représentent en général près de la moitié du total des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s soufflent en moyenne moins de 35 % du temps, avec un minimum (27 %) atteint entre 1983 et 1988, mais dépassant 40 % entre 1968 et 1978.

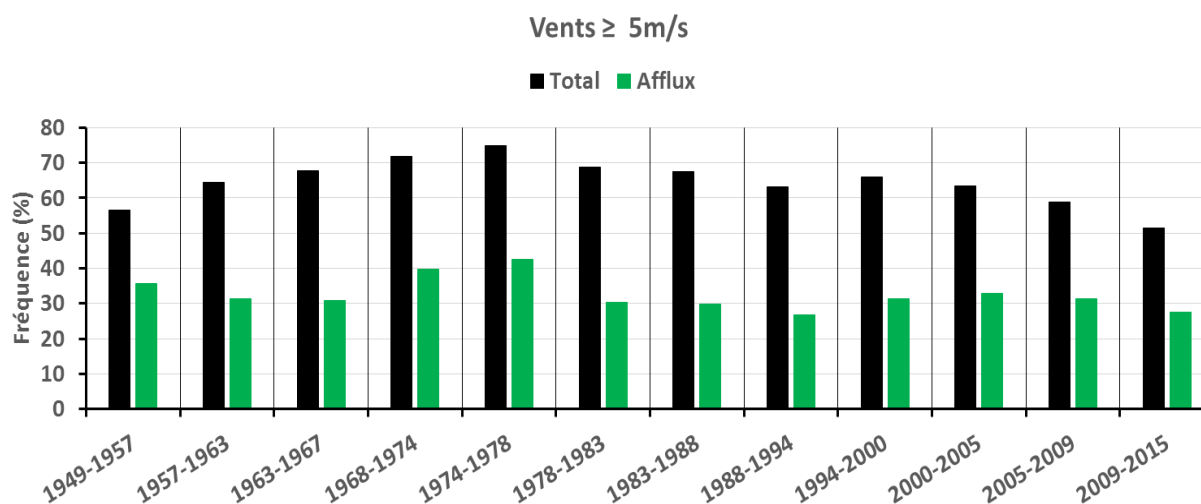


Figure IV-20 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s à Dunkerque.

Les vents modérés à forts, supérieurs ou égaux à 8 m/s représentent une fréquence inférieure à 40 % (Figure IV-21), les vents d'afflux soufflant en moyenne 20 % du temps, à l'exception de la période 1974-1978, caractérisée par un recul du trait de côte, durant laquelle les vents d'afflux prédominent pendant plus de 30 % du temps. Dans une moindre mesure les

périodes 1949-1957 et 1968-1974 sont également caractérisées par des fréquences plus élevées de vents d'afflux modérés à forts, alors que les périodes récentes, en particulier la période 2009-2015 (11 %), sont des périodes pendant lesquelles ces vents d'afflux ont été beaucoup moins fréquents.

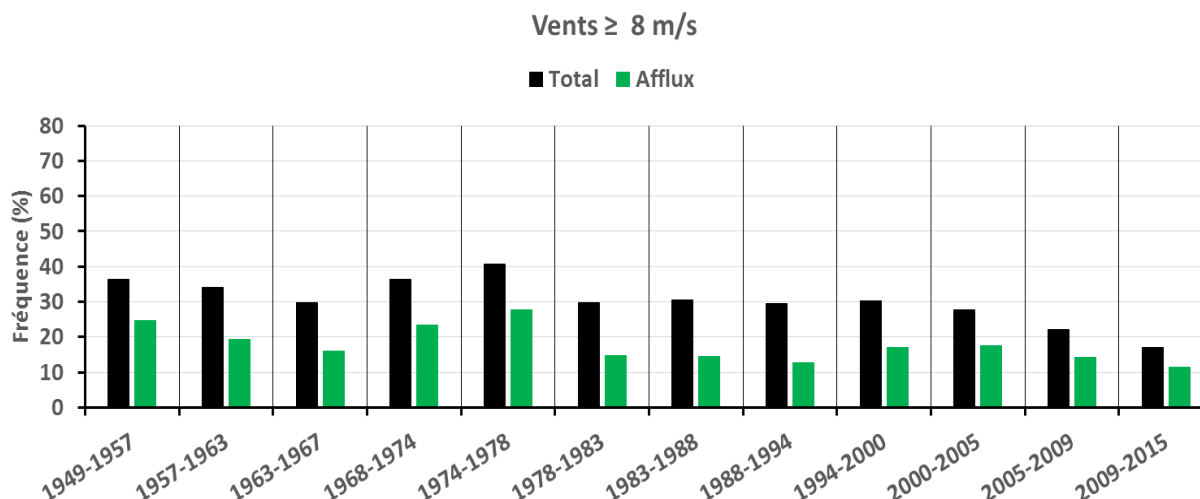


Figure IV-21 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s à Dunkerque.

b- - Analyse des vents persistants modérés à forts :

Comme indiqué dans la description du traitement des données utilisées dans ce chapitre, une analyse des événements tempétueux, susceptibles d'engendrer une érosion et un recul du trait de côte, a été réalisée en ne prenant en compte que les vents d'afflux parallèles et frontaux soufflant pendant au moins 24 heures consécutives.

L'analyse des événements potentiellement érosifs le long de notre secteur dunaire montre une nette tendance à la diminution des vents modérés (Figure IV-22) à forts (Figure IV-23) persistants, notamment à partir des années 2000. Dans tous les cas, ces vents ne dépassent jamais 1 % du temps au cours de la période 1949-2015, avec des vents frontaux mieux représentés que les vents parallèles. Deux périodes se distinguent, avec une plus forte fréquence de ces vents persistants (Figure IV-22) : la période 1974-1978, caractérisée par une prédominance de vents frontaux, qui ici sont des vents de secteur nord. Au cours de cette période, des vents persistants ≥ 16 m/s ont également été recensés (Figure IV-23). Ces vents, associés aux hauts niveaux d'eau pendant cette période (Figure IV-18), ont très probablement engendré une importante érosion du trait de côte (Figure IV-13). L'autre période remarquable est celle de 1968-1974, mais en raison

d'une absence de niveaux d'eau exceptionnellement élevés (supérieurs à 7 m), le trait de côte est resté stable. Il est intéressant de constater que, malgré une fréquence plus élevée des vents modérés (≥ 8 m/s) et des vents forts persistants (≥ 16 m/s), le trait de côte a connu une évolution positive durant la période 1949-1963, tandis qu'entre 1983 et 1994 l'érosion était prédominante. Cette différence pourrait être liée à l'absence de niveaux d'eau exceptionnellement élevés entre 1949 et 1963 et laisse supposer, malgré les nombreuses lacunes dans les enregistrements, des niveaux d'eau très élevés qui seraient survenus entre 1983 et 1994. La période 1994-2000 a connu une nette baisse de la fréquence de ces événements potentiellement érosifs, d'où la stabilité relative du trait de côte.

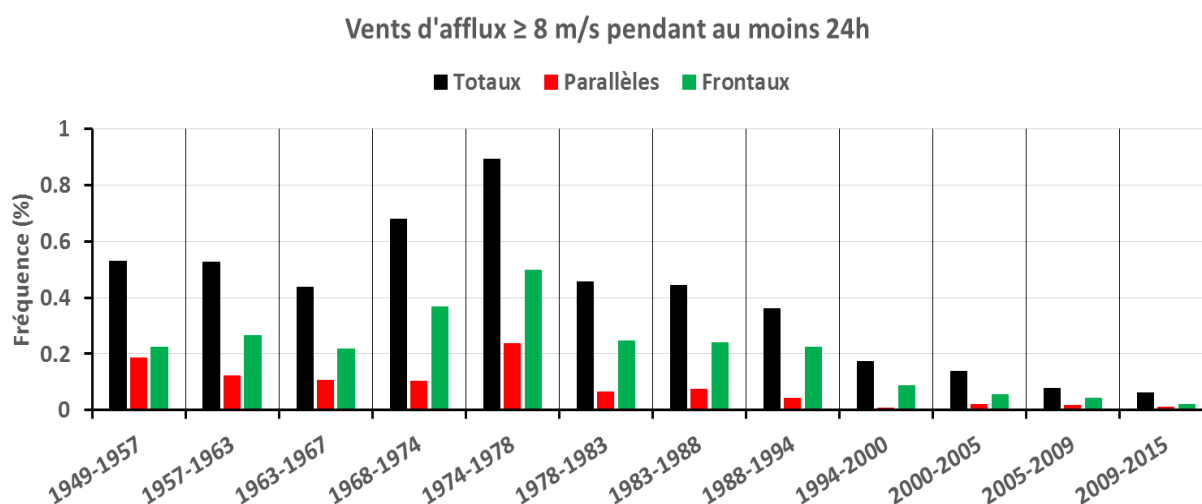


Figure IV-22 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 8 m/s pendant au moins 24 heures à Dunkerque.

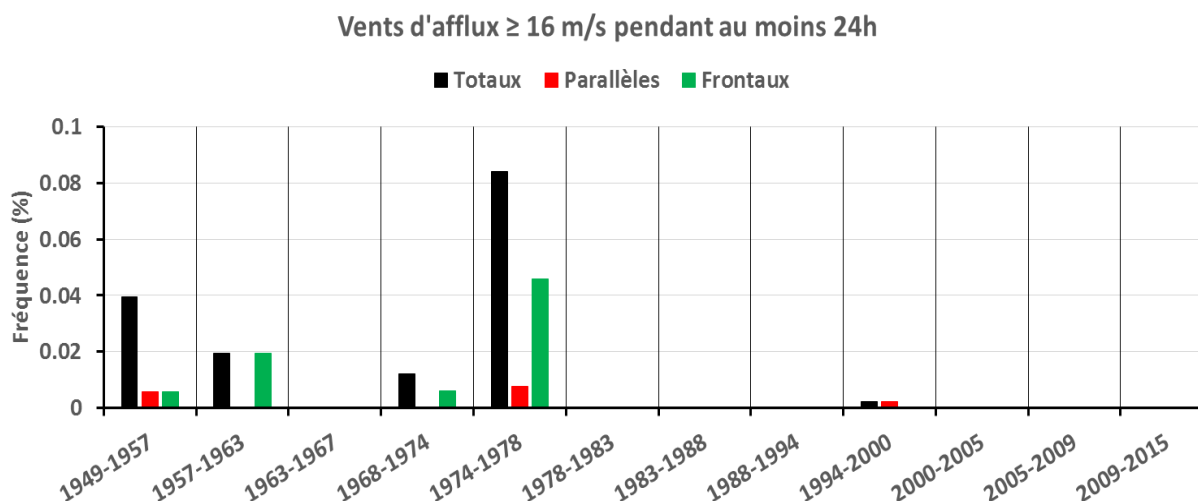


Figure IV-23 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 16 m/s pendant au moins 24 heures à Dunkerque.

IV-3-1-2-3- Analyse combinée des vents et des niveaux d'eau

Les résultats de l'analyse des vents d'afflux persistants associés à des niveaux d'eau supérieurs au PHMA (Figure IV-24) montrent clairement, à l'exception de la période 1983-1988 et en raison d'importantes lacunes entre 1988 et 1994, que lors de l'absence des vents forts persistants ≥ 16 m/s le trait de côte connaît soit une stabilité, soit une avancée. C'est en effet le cas pour les périodes 1957-1963, 1968-1974, 1994 à 2015 et ce malgré l'occurrence d'événements ≥ 8 m/s associés à des hauts niveaux d'eau, mais qui n'auraient eu que peu d'impacts sur le cordon dunaire. La période de forte érosion entre 1974 et 1978 est, par rapport à la période 1963 - 1967, caractérisée par un nombre plus important de vents ≥ 8 m/s et de vents ≥ 16 m/s.

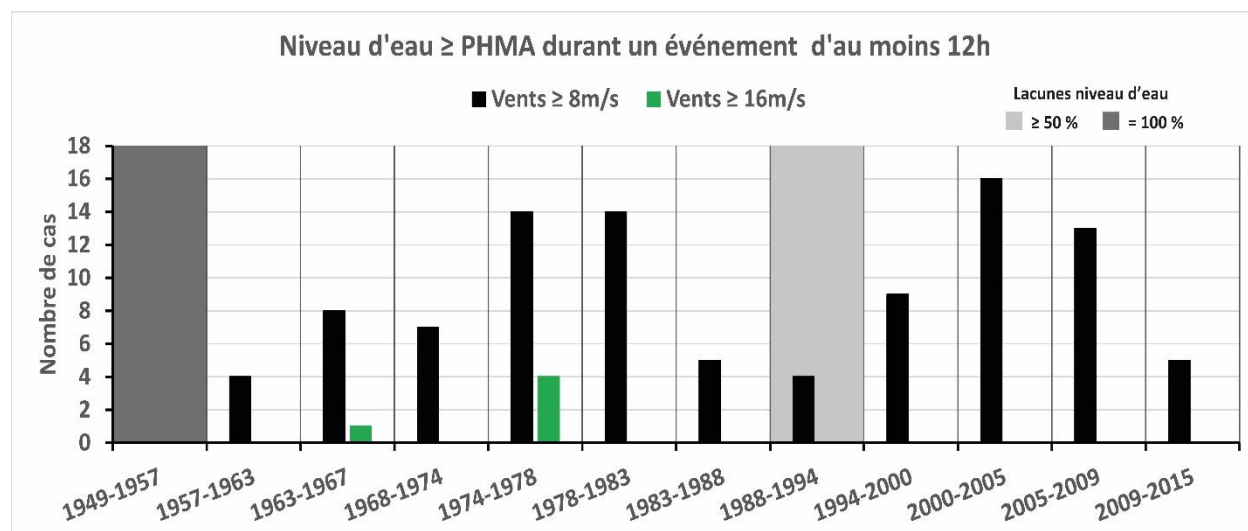


Figure IV-24 : nombre d'occurrence des niveaux d'eau supérieurs ou égaux au PHMA durant un événement d'au moins 12 heures à Dunkerque.

Les conditions potentiellement favorables au développement du cordon dunaire, c'est-à-dire les vents d'afflux ≥ 5 m/s soufflant durant des niveaux d'eau inférieurs à la pleine mer moyenne (PMM), représentent une proportion faible qui ne dépasse généralement pas 30 % du temps (Figure IV-25). A nouveaux les périodes 1968-1974 et 1947-1983 font exception, avec une fréquence plus importante de ces conditions. On constate également que pour de telles conditions, les vents frontaux, qui sont les plus efficaces pour l'alimentation de la dune en sable, sont plus fréquents que les vents parallèles. Ceci-dit, la variabilité dans ces conditions potentiellement favorables à la reconstitution des versants dunaires ne semble pas expliquer l'évolution du trait de côte, qui serait plutôt directement liée à des hauts niveaux d'eau associés à des vents modérés à forts persistants.

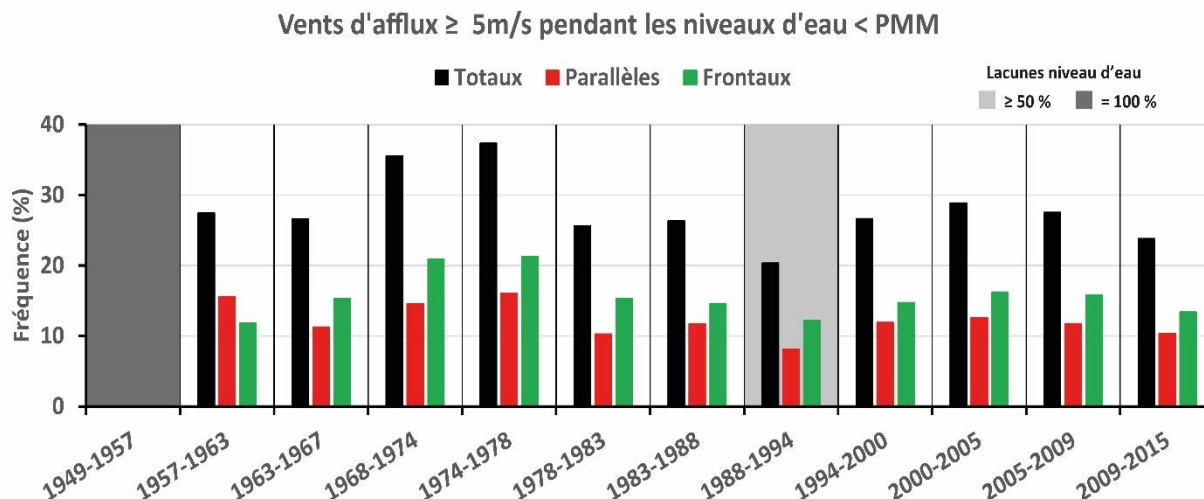


Figure IV-25 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 5m/s durant les niveaux d'eau inférieurs au PMM à Dunkerque.

A l'est de Dunkerque, les deux secteurs dunaires étudiés, exposés aux mêmes conditions météo-marines, évoluent soit de façon synchrone, comme lors des périodes d'érosion généralisée entre 1974-1978 et 1988-1994, ou comme lors de périodes où prédomine l'accumulation, comme entre 1957-1963 et 2000-2005 ; soit connaissent des évolutions beaucoup plus contrastées. Ainsi la dune Marchand peut rester stable alors que la dune Dewulf est en érosion, comme entre 1963-1967 et entre 2005 et 2015 (Figure IV-13).

Entre 1949 et 2015 deux périodes d'érosion généralisée sont mises en évidence. Si lors de la période 1974-1978, la fréquence plus élevée des vents forts de secteur nord (Figure IV-23) peut expliquer le recul du trait de côte, ainsi que l'occurrence d'un très haut niveau d'eau lors de la tempête de janvier 1978 (MASPATAUD, 2011), il est plus difficile d'expliquer la période érosive de 1988-1994 du fait du nombre important de lacunes au niveau du marégraphe de Dunkerque. Les tempêtes successives de l'hiver 1990 sont restées dans les annales, le record de vent à Dunkerque ayant été enregistré le 25 janvier 1990, avec 155 km/h (Annexe II). De plus, au cours de l'hiver 1990 les vents ont été supérieurs à 120 km/h à trois reprises. L'érosion du littoral dunkerquois a été très sévère (MASPATAUD, 2011).

Les périodes caractérisées par l'accumulation, soit les années 1949-1957 pour la dune Marchand, 1957-1963, 1978-1983 et 2000-2005 pour l'ensemble du secteur étudié se distinguent peu des autres périodes concernant la fréquence des vents d'afflux pendant des bas niveaux

d'eau (Figure IV-25), mais se différencient par un nombre moins élevé de hauts niveaux d'eau supérieurs ou égaux au PHMA. Les phases de stabilité relative du trait de côte depuis le milieu des années 90 sont à relier également aux mesures de stabilisation entreprises sur le haut de plage et le cordon dunaire.

IV-3-2- Evolution du site de Merlimont

IV-3-2-1- Evolution pluri-annuelle du trait de côte

L'analyse de l'évolution à long terme (Chapitre III) a révélé que le secteur dunaire au nord de Merlimont (dunes de Stella-Merlimont) avait été particulièrement stable comparé aux dunes situées au sud de la station balnéaire. L'analyse pluriannuelle de ces deux secteurs dunaires met en évidence une alternance de périodes caractérisées par l'érosion puis par une stabilité, voire une avancée du trait de côte sur des pas de temps de 5 à 7 ans (Figure IV-26).

La période entre 1947 et 1963 est caractérisée par une relative stabilité du trait de côte au nord de Merlimont, tandis qu'au sud l'évolution est légèrement négative, notamment entre 1955 et 1963 (Figure IV-26), avec cependant une alternance de secteurs en érosion et de secteurs dunaires plus stables. La période 1963-1968 est marquée par le plus important recul enregistré durant ces 68 années. En effet, l'érosion est prédominante au niveau des deux secteurs dunaires, mais elle est plus intense au niveau du secteur Merlimont-Berck (Figure IV-26) spécialement dans la partie centrale où l'érosion dépasse -2 m/an (Figure IV-27). Une période de régénération du cordon dunaire, de 1969 à 1974, permet à la dune Stella-Merlimont de retrouver sa position initiale de 1947, contrairement à la dune de Merlimont-Berck (Figure IV-28). Entre 1974 et 1977 une relative stabilité prévaut. Les trois périodes suivantes sont caractérisées par un recul du trait de côte, aussi bien au nord qu'au sud de Merlimont, à un rythme constant (-0,8 m/an en moyenne) entre 1977 et 1989 et s'accélère (-1,2 m/an en moyenne) lors de la période 1989-1995 (Figure IV-26). La stabilité prédomine de nouveau entre 1995 et 2000 avec encore une fois une alternance de secteurs en accrétion et en érosion au sud (Figure IV-27) et une légère tendance à l'accumulation au nord. Lors des trois périodes les plus récentes, de 2000 à 2015, on constate une nette tendance à l'accumulation à un rythme à peu près équivalent (+0,4 m/an, Figure IV-26) entre les deux secteurs dunaires, sauf entre 2005 et 2009 où l'avancée du trait de côte de la dune Stella-Merlimont est plus importante (Figure IV-26).

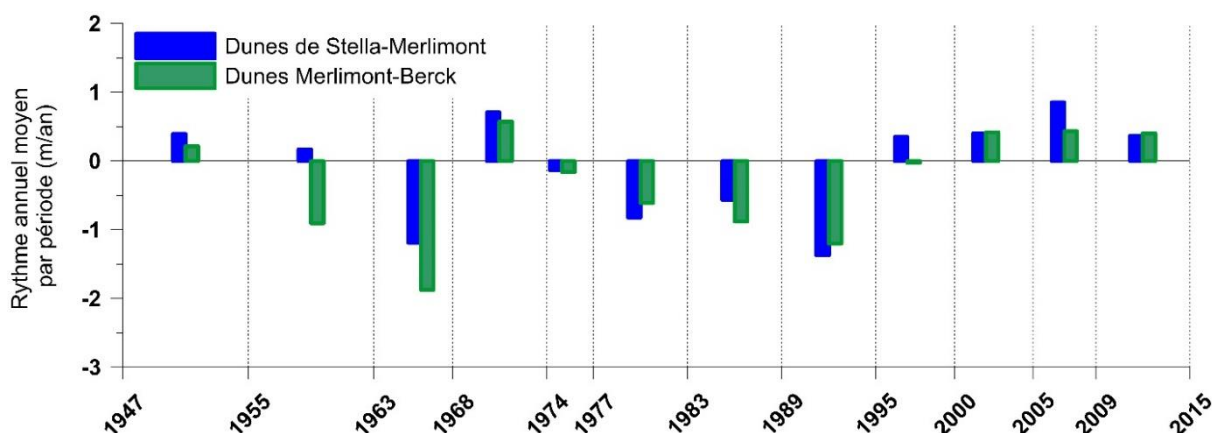


Figure IV-26 : rythmes annuels moyens par période de l'évolution du trait de côte sur les deux secteurs du site de Merlimont.

Globalement, on remarque que les plus forts rythmes d'avancée ou de recul du trait de côte entre une période et une autre ne concernent pas souvent les mêmes zones au niveau de chaque secteur dunaire, mais que ces zones peuvent connaître à chaque fois une évolution différente selon probablement la morphologie du moment. Si l'on compare les rythmes d'évolution annuels moyens par périodes (Figure IV-26), on constate une évolution assez synchrone entre le secteur nord (dunes de Stella-Merlimont) et le secteur sud (dunes de Merlimont-Berck). Cependant, lors des périodes caractérisées par de l'érosion, en particulier entre 1963 et 1968, les rythmes moyens sont plus forts au sud qu'au nord. De même, lors de périodes caractérisées par de l'accumulation, les rythmes d'évolution sont généralement supérieurs au niveau des dunes de Stella-Merlimont. De plus, pour les périodes récentes, si la stabilité prédomine, au niveau des dunes de Stella-Merlimont on constate une tendance plus nette à l'accumulation pour les périodes 1995-2000 et 2005-2009.

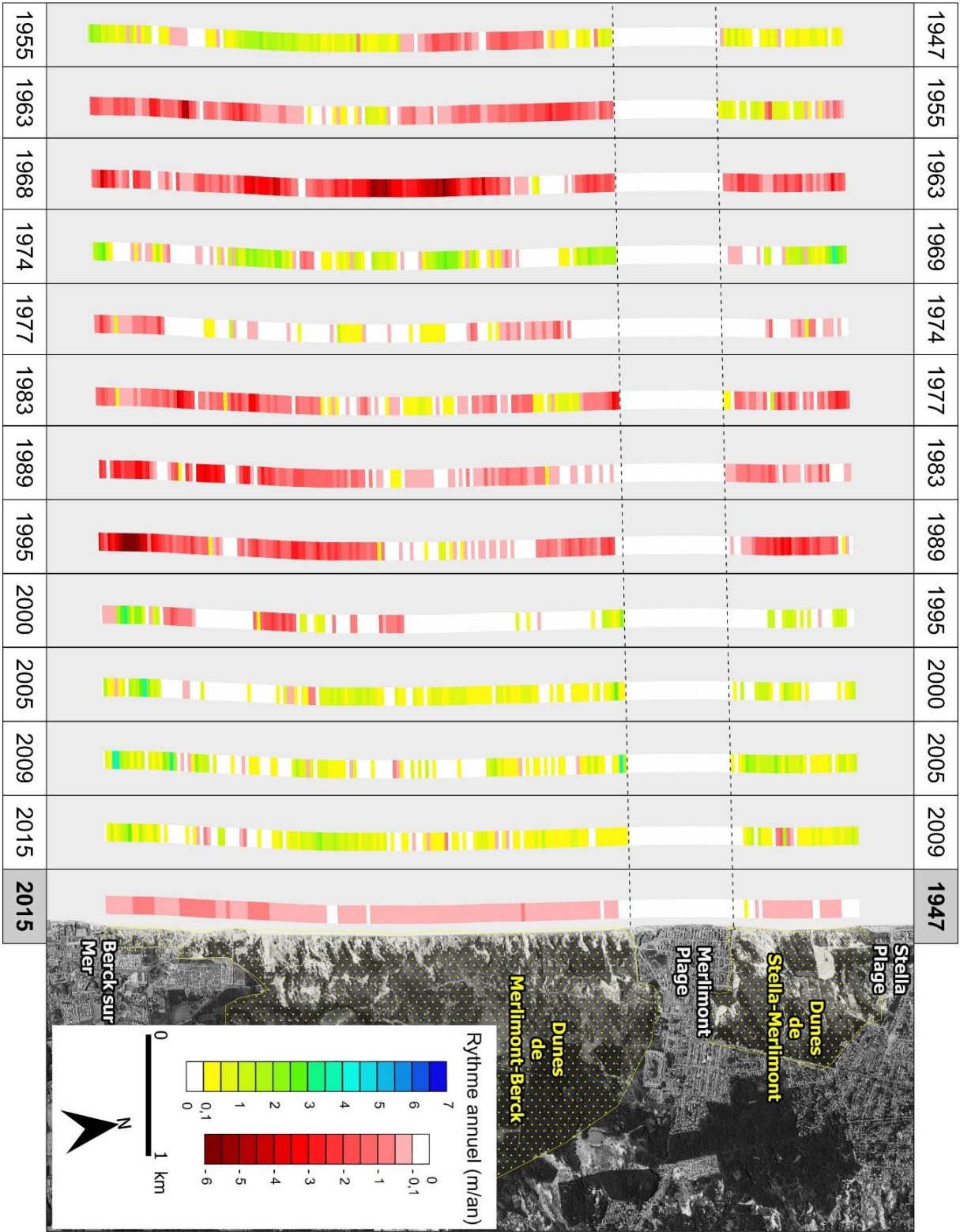


Figure IV-27 : évolution diachronique pluriannuelle du trait de côte sur le site de Merlimont.

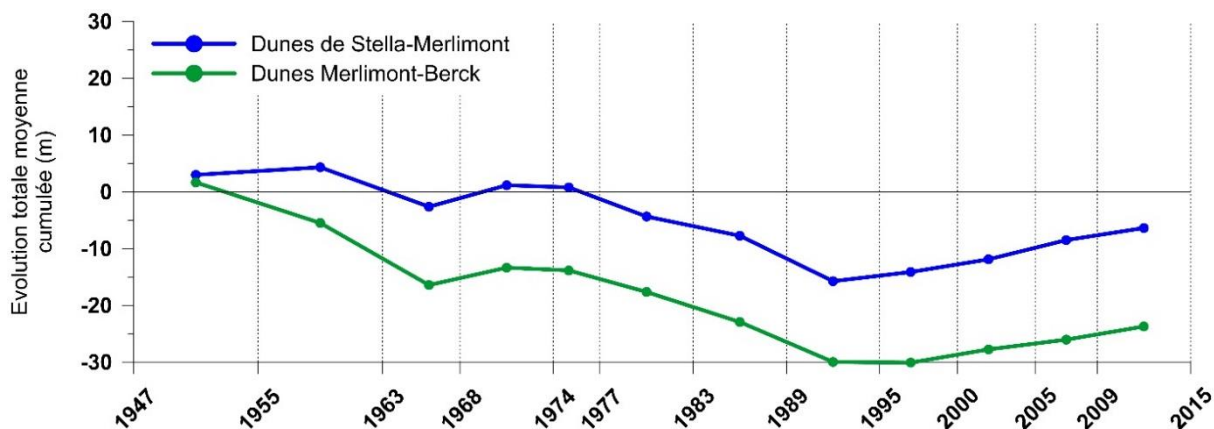


Figure IV-28 : évolution totale moyenne cumulée du trait de côte par secteur sur le site de Merlimont.

IV-3-2-2- Influence des conditions météo-marégraphiques dans l'évolution du trait de côte

IV-3-2-2-1- Variabilité des hauts niveaux d'eau à Boulogne-sur-Mer

La distribution des plus hauts niveaux d'eau annuels enregistrés au marégraphe de Boulogne-sur-Mer (Figure IV-29) montre une assez bonne corrélation avec les évolutions du trait de côte entre 1973 et 2015. En effet, les années 1977, 1981, 1983, 1985 et 1990, durant lesquelles le niveau d'eau maximum a dépassé nettement celui du PHMA (9,48 m) correspondent aux périodes de recul généralisé du trait de côte pour les périodes allant de 1977 à 1995 (Figure IV-26). La période entre 2000 et 2015, où l'on enregistre une légère avancée du trait de côte (Figure IV-26), coïncide avec des niveaux d'eau peu élevés ne dépassant qu'à une seule reprise le PHMA en 2013 (avec un niveau exceptionnel de 9,93 m), sans toutefois impacter d'une manière négative l'évolution du trait de côte.

En termes de fréquence de ces hauts niveaux d'eau, celle-ci ne dépasse pas 1,5 % dans le meilleur des cas (Figure IV-30). Les plus fortes fréquences dépassant 0,5 % du temps correspondent généralement à la période de recul du trait de côte entre 1977 et 1988. Malheureusement l'absence de mesures durant la période de forte érosion entre 1988 et 1995 ne permet pas d'établir avec précision l'impact de ces hauts niveaux sur l'évolution du trait de côte.

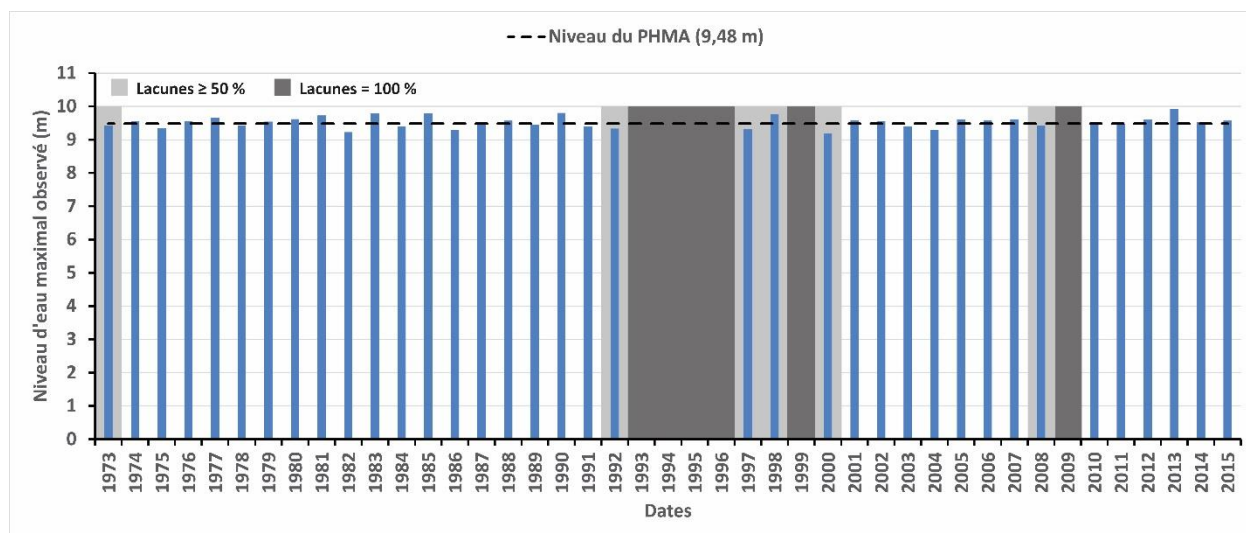


Figure IV-29 : plus hauts niveaux d'eau annuels au marégraphe de Boulogne-sur-Mer.

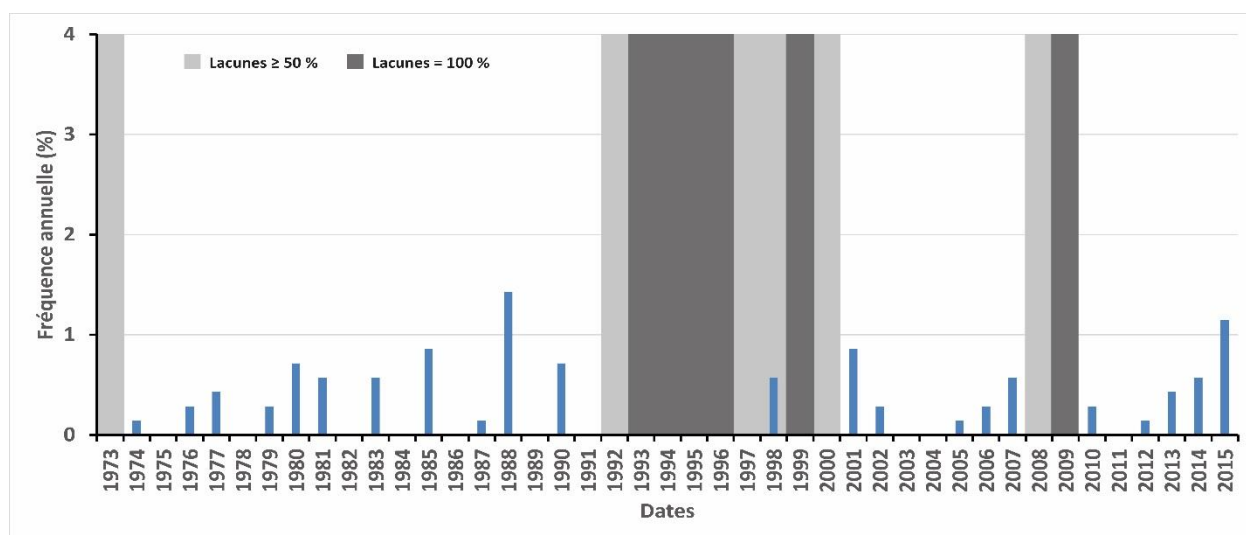


Figure IV-30 : fréquences annuelles des niveaux d'eau supérieurs au PHMA au marégraphe de Boulogne sur Mer.

IV-3-2-2-2- Variabilité des conditions anémométriques à Boulogne-sur-Mer

a- Analyse des vents dominants :

A Boulogne-sur-Mer, les vents faibles à modérés ≥ 5 m/s soufflent en moyenne 55 % du temps toutes directions confondues, avec cependant une nette augmentation (au-delà de 60 %) lors des périodes allant de 1963 à 1977 et une légère baisse (< 50 %) lors des périodes récentes de 2005 à 2015 (Figure IV-31). Les vents d'afflux ≥ 5 m/s ont soufflé pendant près de 35 % du

temps durant toute la période d'étude, à l'exception de la période 1963-1968 pendant laquelle ces vents ont prévalu plus de 45 % du temps.

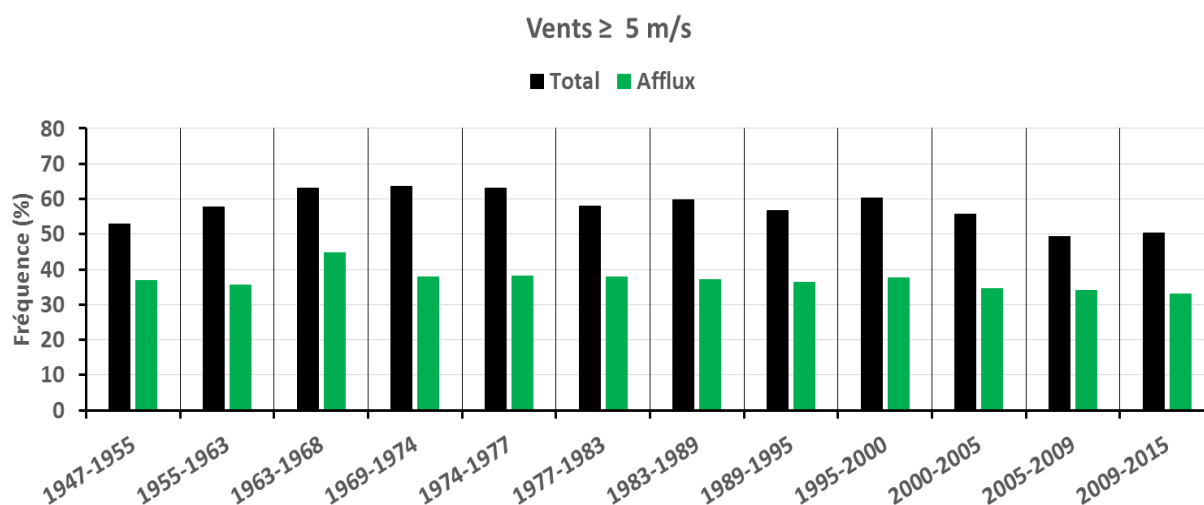


Figure IV-31 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s à Boulogne-sur-Mer.

Les vents modérés à forts ≥ 8 m/s sont quant à eux moins fréquents que les vents ≥ 5 m/s et soufflent en moyenne près de 25 % du temps (Figure IV-32). La période 1963-1968 se distingue à nouveau avec une fréquence plus importante (25 %) des vents d'afflux. A partir des années 2000, on constate une baisse de ces vents modérés à forts dont de la fréquence ne dépasse pas 20 %.

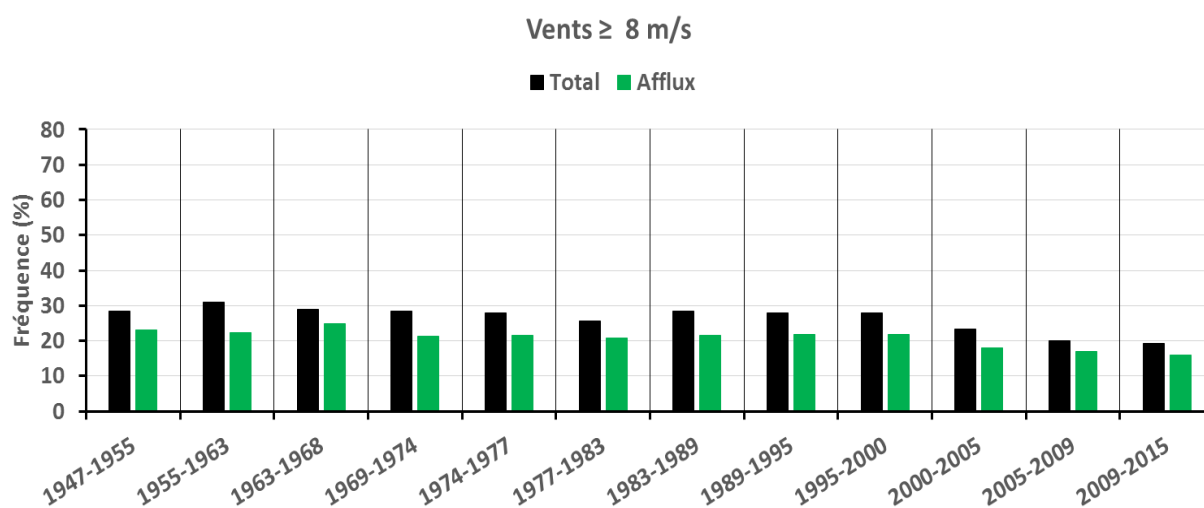


Figure IV-32 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 8 m/s à Boulogne-sur-Mer.

b- Analyse des vents modérés à forts persistants :

Nos résultats concernant les vents modérés à forts (≥ 8 m/s) montrent une variabilité assez marquée entre une période et une autre, mais avec des fréquences ne dépassant jamais 1 % (Figure IV-33). On constate clairement que le long de ce secteur orienté sud-nord, les vents frontaux du secteur ouest-sud-ouest sont prédominants avec une très faible proportion, voire même une absence, pour certaines périodes, des vents parallèles persistants potentiellement érosifs. Les tendances d'évolution des conditions tempétueuses semblent assez bien correspondre avec les résultats de l'évolution du trait de côte par périodes. En effet, la plus haute fréquence (près de 0,8 % du temps) de vents frontaux correspond à la période de forte érosion de 1963 à 1968. Elle est suivie par une baisse dans la fréquence de ces vents frontaux durant la période de relative stabilité du trait de côte entre 1969 et 1977, puis une augmentation, correspondant de nouveau à une érosion généralisée (supérieure à -1 m/an en moyenne, Figure IV-26) avec une fréquence des vents frontaux supérieure à 0,6 %. Les périodes au-delà de 1995, correspondant à une légère avancée du trait de côte, sont caractérisées par une nette baisse des vents persistants ≥ 8 m/s.

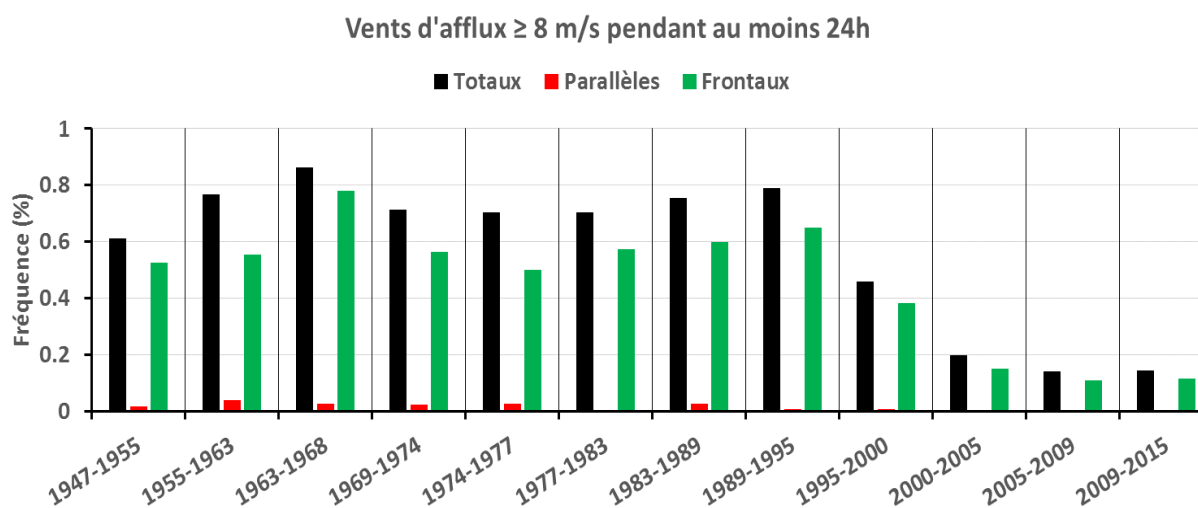


Figure IV-33 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 8 m/s pendant au moins 24 heures à Boulogne-sur-Mer.

Les conditions les plus morphogènes, avec des vents d'afflux ≥ 16 m/s, soufflant suffisamment longtemps pour engendrer de fortes vagues sont rares et sont exclusivement des conditions de vents frontaux (Figure IV-34). La période 1947-1955 s'individualise très nettement.

Cette période correspond à une stabilité relative du trait de côte. On note l'absence de telles conditions depuis 1995 et curieusement l'absence de telles conditions pendant la période 1963-1968.

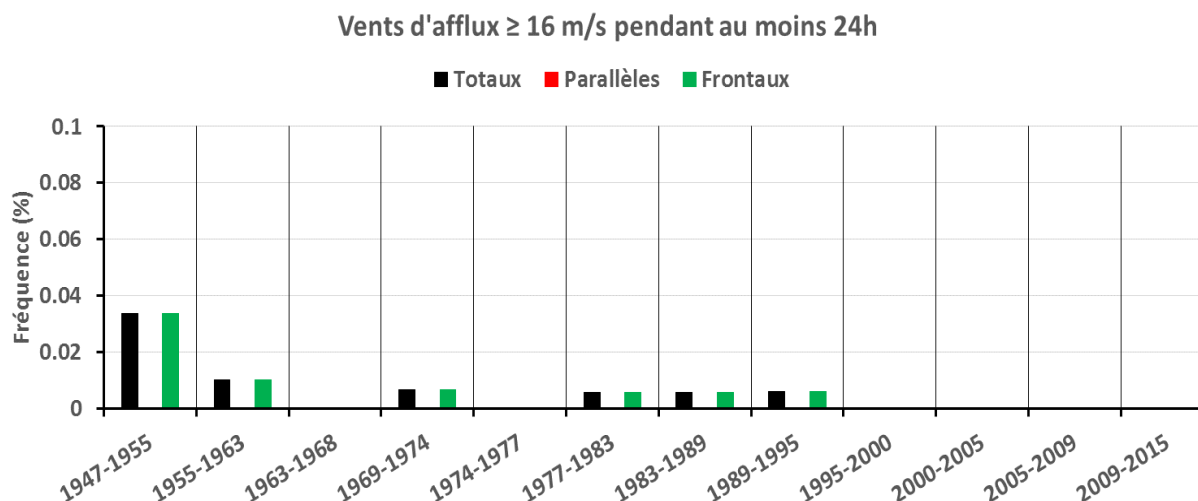


Figure IV-34 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 16 m/s pendant au moins 24 heures à Boulogne-sur-Mer.

IV-3-2-2-3- Analyse combinée des vents avec les niveaux d'eau

Les vents d'afflux persistants ≥ 8 m/s et ceux ≥ 16 m/s ont été analysés par la suite avec les niveaux d'eau (lorsqu'ils sont disponibles) enregistrés au marégraphe de Boulogne-sur-Mer. Cette combinaison n'est malheureusement pas complète à cause des nombreuses lacunes dans les enregistrements des niveaux d'eau, notamment entre 1947 et 1974 et entre 1989 et 2000 où les lacunes ont atteint 100 % du temps (Figure IV-11).

Les analyses qui ont pu être réalisées montrent que les vents forts ≥ 16 m/s associés à des hauts niveaux d'eau supérieurs au PHMA sont absents (Figure IV-35), ce qui voudrait dire que les vents d'afflux modérés ≥ 8 m/s persistants peuvent suffire pour engendrer une érosion du trait de côte dans ce secteur du littoral. C'est ce que l'on constate en effet durant les périodes 1977 à 1989 où pas moins de 9 cas ont été recensés. La période 1974-1977 de relative stabilité du trait de côte correspond à une absence totale de ces événements de vents persistants associés à des hauts niveaux d'eau. Les périodes allant de 2000 à 2015 ont connu une avancée du trait de côte malgré quelques événements potentiellement érosifs, ce qui peut être expliqué par des hauts niveaux d'eau ne dépassant que légèrement le niveau du PHMA et/ou la durée totale de l'événement tempétueux. La morphologie du haut de plage peut également expliquer cette

tendance, un haut de plage suffisamment large et élevé peut protéger le cordon dunaire, qui dans ce cas n'est pas atteint par les vagues.

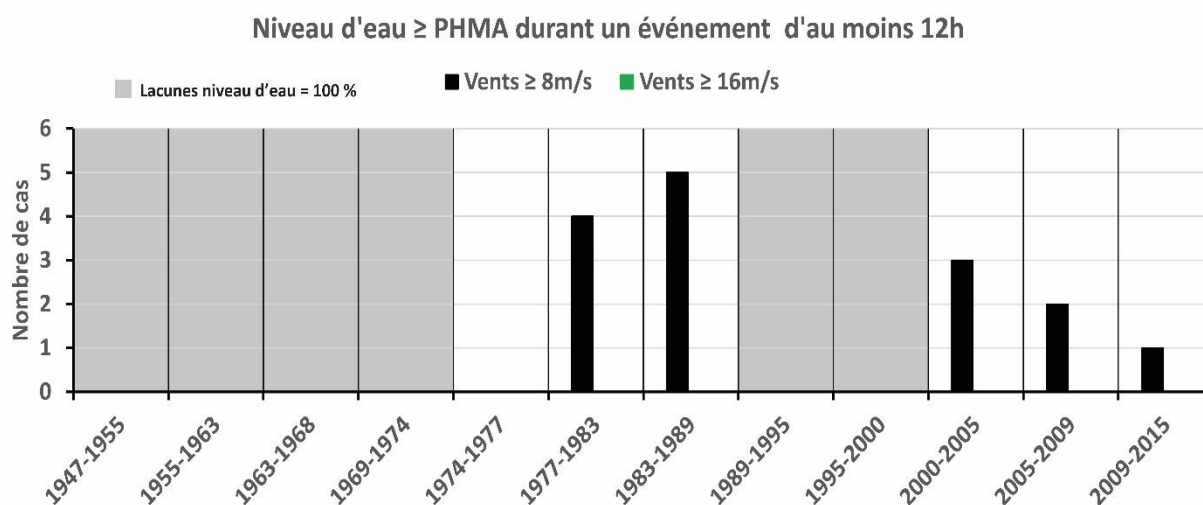


Figure IV-35 : nombre d'occurrence des niveaux d'eau supérieurs ou égaux au PHMA durant un événement d'au moins 12 heures à Boulogne-sur-Mer.

Inversement, nous avons analysé les conditions favorables à une potentielle alimentation de la dune par du sable provenant du haut de plage, permettant une avancée du trait de côte. Elles correspondent aux vents d'afflux ≥ 5 m/s soufflant durant des niveaux d'eau inférieurs à la pleine mer moyenne (PMM). La Figure IV-36 montre une évolution quasi-similaire d'une période à une autre, que ce soit pour les vents frontaux ou les vents parallèles. On constate toutefois une légère augmentation entre 1974 et 1989, ce qui s'explique par une plus importante fréquence des vents ≥ 5 m/s durant cette période (Figure IV-31).

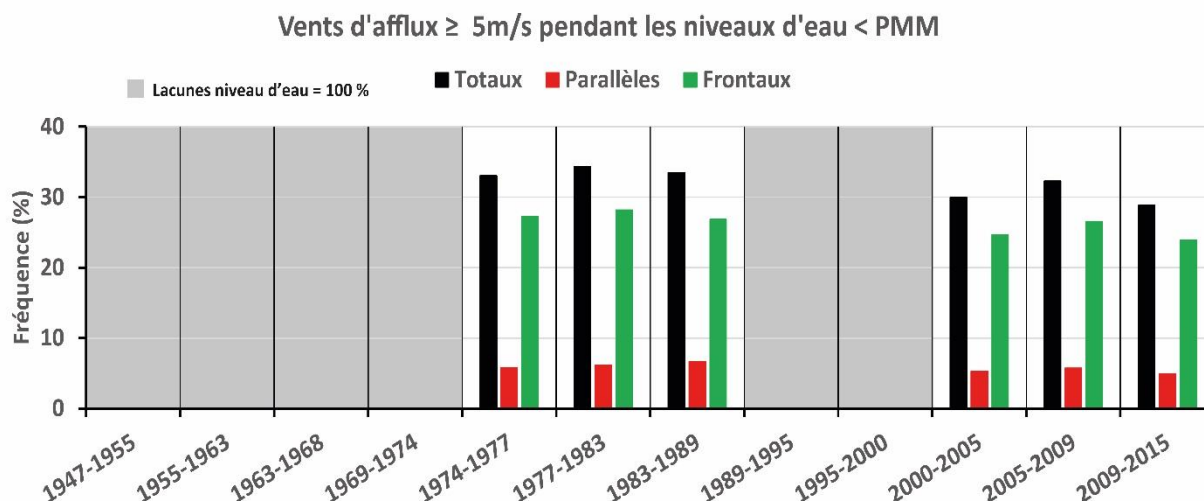


Figure IV-36 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 5m/s durant les niveaux d'eau inférieurs au PMM à Boulogne-sur-Mer.

L'évolution pluriannuelle du trait de côte ne peut donc pas être expliquée, le long de ce secteur côtier, par un seul paramètre. Les périodes érosives, comme la période 1963-1968 et les périodes de 1977 à 1995, peuvent être reliées soit à une fréquence plus importante de vents modérés, soit à des hauts niveaux d'eau combinés à des vents modérés. Si l'on se réfère à l'histoire de la ville de Merlimont (<https://fr.geneawiki.com>), il est fait mention d'un calvaire des marins, construit en 1861 et détruit par une tempête en novembre 1967. Le record de vent maximal (166 km/h) a été enregistré à Boulogne-sur-Mer le 16 octobre 1987 (Annexe II) et c'est pendant la période 1983-1989 que l'on enregistre le plus grands nombre d'événements combinant un haut niveau d'eau et des vents forts (Figure IV-35). Les tempêtes successives de l'année 1990 sont également certainement à l'origine d'un recul du trait de côte. Une plus grande fréquence des vents d'afflux $\geq 8 \text{ m/s}$ (Figure IV-33) peut donc expliquer ces tendances. Concernant l'influence des hauts niveaux d'eau, l'absence d'enregistrements avant 1973 et les lacunes importantes dans les années 1990 posent problème, même si l'année 1988 semble avoir été potentiellement morphogène (Figure IV-26).

Ces périodes érosives sont entrecoupées par des périodes de stabilisation du trait de côte et même d'accumulation, attestant d'une certaine régénération des versants dunaires. La période 1969-1974 pendant laquelle l'accumulation moyenne annuelle peut atteindre 1 m/an (Figure IV-26) est exempte de forts vents d'afflux $\geq 16 \text{ m/s}$ (Figure IV-34). Il est cependant difficile, en

l'absence de données sur les niveaux d'eau, d'expliquer cette évolution. Les trois périodes récentes (depuis 2000) sont caractérisées par la stabilité du trait de côte. Pendant cette période, la fréquence des vents d'afflux modérés à forts a diminué de façon notable (Figure IV-33). Les vents d'afflux ≥ 5 m/s combinés à un estran dégagé ont prévalu pendant 30% du temps en moyenne. Cependant des hauts niveaux d'eau ont été observés durant cette période, sans pour autant remettre en cause la tendance générale à la stabilisation du trait de côte. Il semble donc que les vents d'afflux modérés (de 5 à 8 m/s), en l'absence de vents forts, puissent expliquer cette évolution.

IV-4- Conclusion intermédiaire

Cette analyse de l'évolution pluriannuelle du trait de côte sur deux sites atelier met en évidence que les périodes d'érosion généralisée ne sont pas synchrones sur la façade mer du Nord et la façade Manche. A Dunkerque, l'érosion la plus importante s'est produite lors de la période 1974-1978, alors qu'à Merlimont, les plus forts rythmes de recul du littoral ont été enregistrés entre 1963 et 1968. Entre 1955 et 1963, le littoral au sud de Merlimont était en érosion tandis qu'à l'est de Dunkerque le trait de côte était en accumulation. Ces différences peuvent s'expliquer par l'exposition de ces deux secteurs dunaires. MASPATAUD et al. (2014) ont démontré que selon l'orientation des vents, l'heure de la pleine mer, le cheminement de la dépression, l'un ou l'autre de ses secteurs peut être frappé par des épisodes de tempête, voire exceptionnellement les deux.

Le littoral de la Manche orientale est caractérisé par son ouverture aux flux d'ouest perturbés, qui se traduit par une grande fréquence des vents forts à très forts d'une dominante d'ouest. A Dunkerque, en réponse aux dépressions nord atlantiques qui remontent vers la Manche en relation avec la circulation dominante d'ouest, les vents d'afflux de secteur sud-ouest à nord-ouest sont les plus fréquents et les plus forts. Cependant, une fenêtre secondaire est représentée par le secteur nord à nord-est. Ces vents, issus du passage des masses d'air provenant de la mer du Nord sont moins fréquents, mais sont non négligeables dans la classe des vents forts. Certains événements de dominance nord n'affectent donc pas la façade Manche et inversement les coups de vent et tempêtes de l'ouest n'ont pas toujours une influence marquée au nord. Ces deux sites sont donc sensibles à des forçages différents (secteurs de vent, passages dépressionnaires), le site de Merlimont étant généralement plus affecté par les flux d'ouest

perturbés, alors que le site de Dunkerque est plus sensible aux perturbations en provenance du secteur nord.

L'érosion pendant la période 1988-1995/1994 affecte les deux secteurs. Les 10 tempêtes successives ayant affecté l'Europe de l'ouest de décembre 1989 à début mars 1990 (COSTA, 1997 ; CASPAR et al., 2007) peuvent expliquer les périodes d'érosion communes aux deux sites. Les épisodes entre le 26 février et le 1er mars 1990 furent particulièrement violents et constituent des aléas de référence à la fois sur le littoral normand-picard et sur le dunkerquois (MASPATAUD et al., 2014). En effet, le 26/02/1990, la tempête Vivian a frappé l'Europe de l'Ouest, avec quatre jours consécutifs de vents soutenus, coïncidant avec de fortes marées (coefficients de 102 et de 105 le 26 ; de 107 le 27 ; et de 107 et de 106 le 28). Les dégâts ont été considérables sur l'ensemble du littoral. A Dunkerque, sous l'action de vents forts et persistants, et d'une violente houle frontale, d'importants dégâts sont recensés sur le perré du front de mer, accompagnés d'une érosion de 20 m des fronts dunaires de la dune Marchand et Dewulf (MASPATAUD, 2011).

Depuis le milieu des années 1990 une relative stabilité prévaut sur les deux sites, l'accumulation est cependant plus notable à Merlimont depuis 2005. Ces tendances sont à relier avec la baisse des vents forts, enregistrée aussi bien à Boulogne-sur-Mer qu'à Dunkerque.

Il est à noter que pour les deux sites étudiés, la forte tempête de 1953 (McROBIE et al., 2005) ne semble pas avoir eu de conséquences notables sur l'évolution du trait de côte pendant la période 1949-1957 pour l'est dunkerquois et 1947-1955 pour Merlimont. Ces deux périodes de 7 ans sont au contraire caractérisées par l'accumulation, avec une fréquence importante de forts vents d'afflux soufflant suffisamment longtemps pour probablement favoriser la régénération des versants dunaires après 1953. La fréquence des événements potentiellement érosifs n'est donc pas uniquement à prendre en compte afin de comprendre l'évolution du trait de côte, l'occurrence d'événements exceptionnels pouvant induire une importante érosion en une seule tempête est également à considérer. De même un événement érosif survenant en début de période, peut être « masqué » par une phase d'accumulation post-tempête pendant le reste de cette même période. Au contraire, si lors d'une période caractérisée par une relative stabilité une tempête est à l'origine d'un important recul du trait de côte en fin de période, le bilan pour la période peut être négatif. Ceci illustre bien le fait qu'il est nécessaire d'analyser l'évolution du trait de côte à un pas de temps plus réduit afin de déterminer d'une part l'impact des tempêtes sur l'évolution des versants dunaires et d'autre part les conditions permettant leur régénération post-tempête.

Chapitre V- Evolution morphodynamique à moyen terme des sites ateliers

L'étude de l'évolution pluriannuelle du trait de côte depuis le milieu du 20^e siècle sur nos deux sites ateliers a révélé une variabilité longitudinale dans la réponse du linéaire dunaire, mettant ainsi en évidence un secteur en érosion et un autre en relative stabilité sur les deux sites étudiés. Afin d'essayer de comprendre cette différence dans l'évolution entre deux secteurs localisés à proximité l'un de l'autre, une étude à moyen terme (de 3 à 5 ans) a été réalisée en se basant essentiellement sur des relevés LiDAR. La morphodynamique dunaire a été confrontée dans un premier temps aux conditions météo-marine issues des enregistrements de vagues au large, de vents et de niveaux d'eau, puis dans un second temps à la variabilité de différents paramètres morphologiques.

V-1- Caractéristiques des données utilisées

V-1-1- Données topographiques

L'étude de l'évolution à moyen terme des secteurs dunaires des sites ateliers s'est basée essentiellement sur l'analyse de données topographiques à haute résolution de la zone côtière obtenues à partir de survols LiDAR réalisés de 2011 à 2016 (mars 2011, novembre 2012, janvier 2014 et mai 2016) pour le site de Dunkerque, et de 2011 à 2013 (mars 2011 et décembre 2013) pour le site de Merlimont. 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, vérifiée par plusieurs points de contrôle au sol à l'aide d'un GPS différentiel à très haute résolution (Leica TPS Syst1200). Une densité de points de 1,2 à 1,4 point/m², 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. Une fois les MNT obtenus, l'étape suivante consistait à déterminer les compartiments morphologiques dune, plage et estran (Figure V-1) selon les limites suivantes :

- La dune, correspond au cordon bordier, dont la limite externe (côté mer) correspond à la limite du pied de dune. Sa limite interne a été fixée à 35 m en arrière du PHMA de 2011 pour le site de Dunkerque et 45 m pour le site de Merlimont où la dune bordière est plus large. Ces limites fixes correspondent au versant dunaire externe et à la partie sommitale du cordon bordier. Nous avons délibérément décidé de ne pas prendre en compte la partie inférieure du revers interne afin de minimiser les erreurs liées à la végétation dense (argousiers) qui colonise souvent les revers des cordons dunaires, le LiDAR ne pouvant pénétrer ce type de végétation. De plus ces limites fixes permettent d'avoir des compartiments similaires pour le compartiment dune au niveau de chaque site atelier ;
- Le pied de dune a été identifié à partir des cartes de gradients de pente générées sous Surfer™ selon la formule :

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

Où $\|\vec{g}\|$ est le gradient de pente, z l'altitude, x et y les coordonnées de chaque point de calcul de la grille. En effet, le pied de dune correspond à une forte augmentation de la valeur de la pente entre le haut de la plage et le versant dunaire. Cette méthode d'extraction semi-automatique a été confrontée à un levé terrain du pied de dune à l'aide du DGPS. Les résultats montrent une faible différence entre les deux méthodes, en particulier le long des plages en érosion où l'écart type moyen est d'environ 1,5 m (CRAPOULET, 2015) ;

- Le haut de plage, situé entre le pied de dune et une limite inférieure correspondant à la limite des pleines mers moyennes (PMM) ;
- L'estran, en-dessous de PMM et jusqu'à la limite inférieure de l'emprise du levé LiDAR.

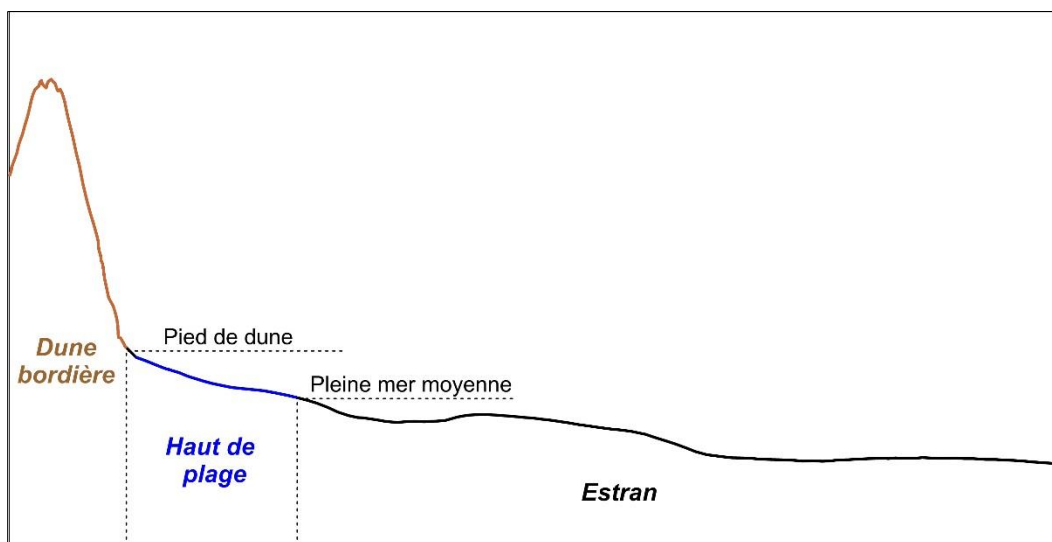


Figure V-1 : limites des compartiments morphologiques de la dune bordière, du haut de plage et de l'estran.

Enfin, les MNT ont ensuite été utilisés pour le calcul des bilans sédimentaires (différence de volume entre deux levés) selon deux méthodes : la première consiste à calculer le bilan total de chaque secteur dunaire, et la seconde à calculer des variations localisées au niveau de transects perpendiculaires au rivage et séparés de 30 m (Figure V-2 et Figure V-3).

En plus des levés LiDAR, le profil P4 au niveau de la dune Dewulf sur le site atelier de Dunkerque (Figure V-2) a bénéficié d'un suivi topographique in-situ au DGPS durant quasiment la même période entre mars 2011 et juin 2016, au total 19 profils topographiques ont été mesurés et analysés (Tableau V-1).

Tableau V-1 : synthèse des dates des mesures topographiques pour l'analyse à moyen terme, entre mars 2011 et juin 2016, du profil P4 sur le site de Dunkerque.

Date	Type de levé	Date	Type de levé
22/03/2011	LiDAR	22/10/2014	DGPS
29/09/2011	DGPS	14/11/2014	DGPS
27/01/2012	DGPS	08/12/2014	DGPS
24/07/2012	DGPS	28/01/2015	DGPS
18/11/2012	LiDAR	10/02/2015	DGPS
13/02/2013	DGPS	14/04/2015	DGPS
18/01/2014	LiDAR	02/06/2015	DGPS
14/04/2014	DGPS	03/07/2015	DGPS
09/05/2014	DGPS	20/01/2016	DGPS
17/06/2017	DGPS	01/04/2016	DGPS
22/09/2014	DGPS	07/06/2016	DGPS

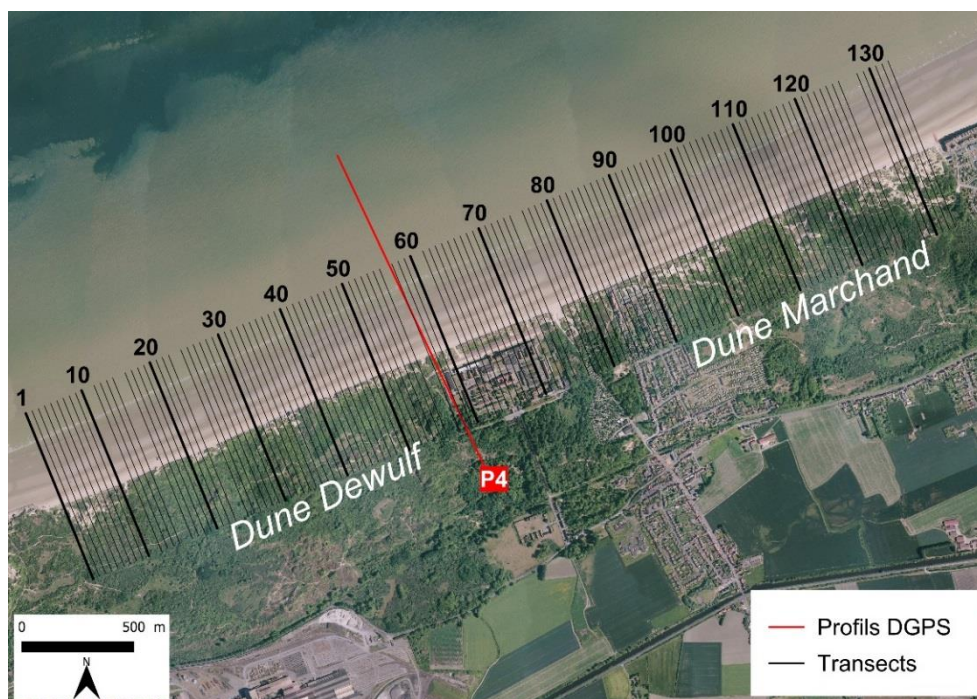


Figure V-2 : localisation du profil levé au DGPS et des transects utilisés pour le calcul des bilans volumétriques LiDAR pour le site de Dunkerque.



Figure V-3 : localisation des transects utilisés pour le calcul des bilans volumétriques LiDAR pour le site de Merlimont.

V-1-2- Données de vague au large

Des données de niveaux d'eau, issues des enregistrements horaires aux stations marégraphiques de Dunkerque et de Boulogne-sur-Mer, ainsi que des vagues au large, provenant des enregistrements à la station de Westhinder, au large de Dunkerque et celle de Vergoyer, au large de Boulogne-sur-Mer (Figure II-6), 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, à la suite de MASSELINK *et al.* (2014) et CASTELLE *et al.* (2015), un seuil correspondant au 95^e centile de la hauteur significative des vagues au large ($H_s^{95\%} = 2,25$ m au large de Dunkerque et 2,26 m au large de Boulogne-sur-Mer) a été utilisé pour distinguer les événements potentiellement érosifs. Une tempête a été définie comme une période de $H_s > H_s^{95\%}$ pendant au moins 6 heures consécutives pour tenir compte de l'impact de la marée (1/2 du cycle de la marée sur 12 h). De plus, nous avons également considéré que la fin d'une tempête se produit lorsque H_s est en dessous de ce seuil pendant 6 heures consécutives.

Nous avons aussi calculé l'énergie des vagues (E) pour chaque mesure durant toute la période d'étude selon la formule :

$$E = \frac{1}{16} \rho g H_s^2$$

ainsi que l'énergie des vagues de tempête (E_s) :

$$E_s = \frac{1}{16} \rho g H_{s>H95\%}^2$$

où ρ est la densité de l'eau de mer (1030 kg/m³) ; g est la gravité (9,81 m/s²), H_s correspond aux hauteurs significatives des vagues au large et $H_{s>H95\%}$ 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 des niveaux d'eau supérieurs au PHMA. Elles ont ensuite été utilisées pour calculer l'énergie cumulée entre deux levés topographiques consécutifs :

$$\sum E_s = \sum \frac{1}{16} \rho g H_s^2$$

V-1-3- Données de vent

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 du vent mesurées toutes les heures aux stations météorologiques de Météo-France à Dunkerque et à Boulogne-sur-Mer. Les conditions potentiellement favorables au transfert de sable de la plage vers la dune, permettant la régénération post-tempête des dunes ont été évaluées en calculant le nombre d'observations horaires de vents d'afflux à Dunkerque (frontaux [$>270^\circ$ ou $<40^\circ$] et parallèles [$>245^\circ$ et $\leq 270^\circ$] ou [$\geq 40^\circ$ et $<65^\circ$]) et à Boulogne-sur-Mer (frontaux [$>215^\circ$ et $<345^\circ$] et parallèles [$>190^\circ$ et $\leq 215^\circ$] ou [$\geq 345^\circ$ et $<10^\circ$]), 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). Comme plusieurs études précédentes avaient montré que le flux éolien était généralement proportionnel au cube de vitesse du vent (LETTAU & LETTAU, 1978 ; DONG *et al.*, 2003 ; DAVIDSON-ARNOTT *et al.*, 2005), nous avons estimé le transport éolien potentiel entre les levés topographiques successifs en utilisant un indice de transport éolien cumulé :

$$\sum V = \sum V_{\text{niveau eau} \leq \text{PMM}}^3$$

où $V_{\text{niveau eau} \leq \text{PMM}}$ correspond aux vents d'afflux supérieurs à 5 m/s soufflant lorsque le niveau d'eau est inférieur ou égal au niveau des pleines mers moyennes (PMM). 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 et même annihilant le transport éolien (RUZ ET MEUR-FEREC, 2004 ; BAUER *et al.*, 2009).

V-2- Evolution morphodynamique à moyen terme du site de Dunkerque

V-2-1- Bilan sédimentaire global

La Figure V-4, qui correspond à la carte des différences d'élévations totales survenues entre les deux levés LiDAR de mars 2011 et mai 2016, montre des variations globales comprises entre -2 m et +1 m. Ces variations sont plus remarquables au niveau de l'estran où la migration du système barre-bâche influence fortement le bilan sédimentaire. Concernant le versant dunaire, nous remarquons un recul net et une érosion allant jusqu'à -3 m tout le long de la dune Dewulf, à l'exception du secteur à l'extrême ouest, tandis que la dune Marchand semble avoir gagné plus de 1 m d'altitude. Cette accumulation est cependant limitée à la dune, alors qu'on note une érosion du haut de plage (Figure V-4).

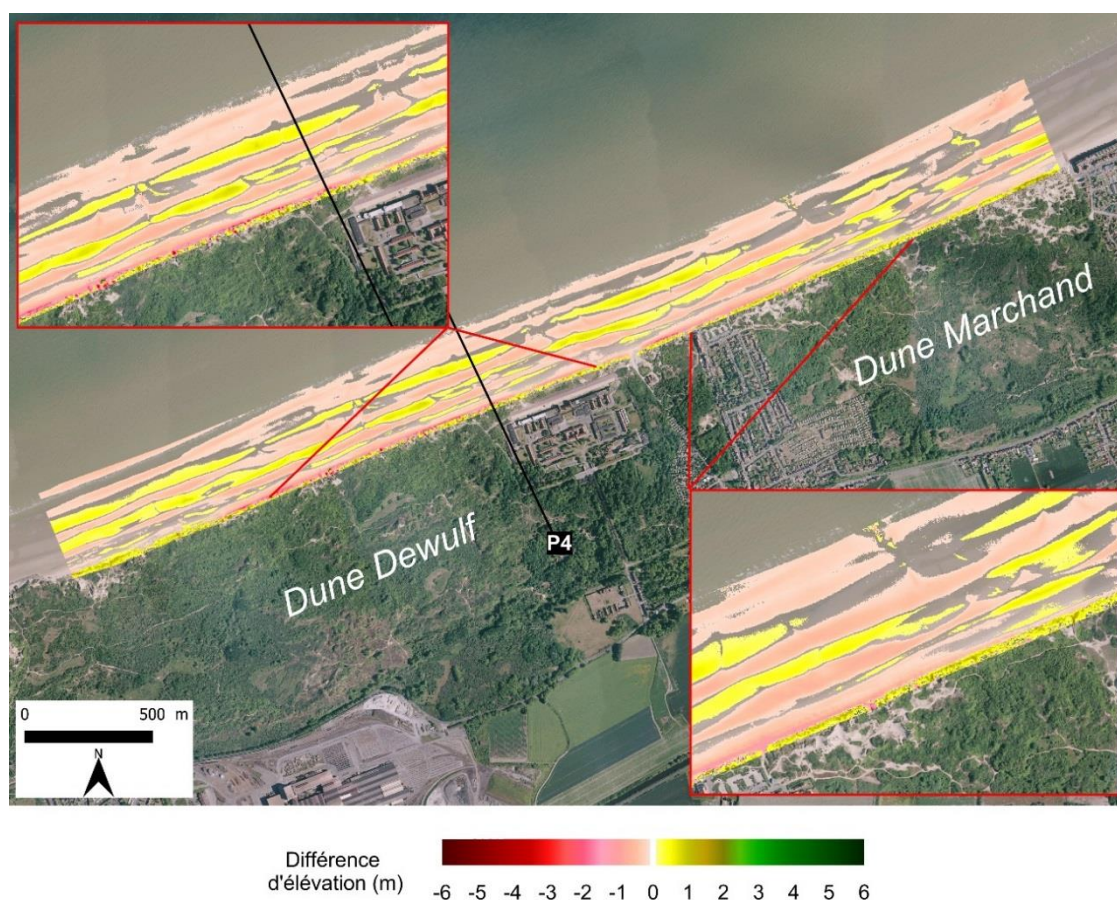


Figure V-4 : modèle numérique de terrain différentiel des levés LiDAR de mars 2011 et mai 2016 du site de Dunkerque.

En termes de volumes, deux méthodes d'analyse ont été utilisées pour le calcul des différences de volume entre deux levés au sein de chaque compartiment dune, haut de plage et estran. La première méthode, classique, se base sur un compartimentage fixe utilisant les limites morphologiques extraites du MNT du premier levé topographique. Cependant, cette méthode ne reflète pas tout à fait la réalité du terrain et présente un inconvénient majeur qui réside dans le fait que certaines évolutions sont mal attribuées. En effet, lorsque, par exemple, entre le levé 1 et le levé 2 le pied de dune aura avancé d'une certaine distance au détriment du haut de plage, le volume gagné ne sera pas comptabilisé en faveur de la dune mais il sera imputé au haut de plage, ce qui induit automatiquement, par la suite, des erreurs sur les différences de volumes avec les levés suivants. Il a donc été décidé d'utiliser une autre méthode, mise au point au sein de l'équipe 4 du LOG, plus précise dans le calcul des différences de volumes par compartiments en utilisant des emprises variables, prenant en compte les variations des limites morphologiques entre deux levés successifs.

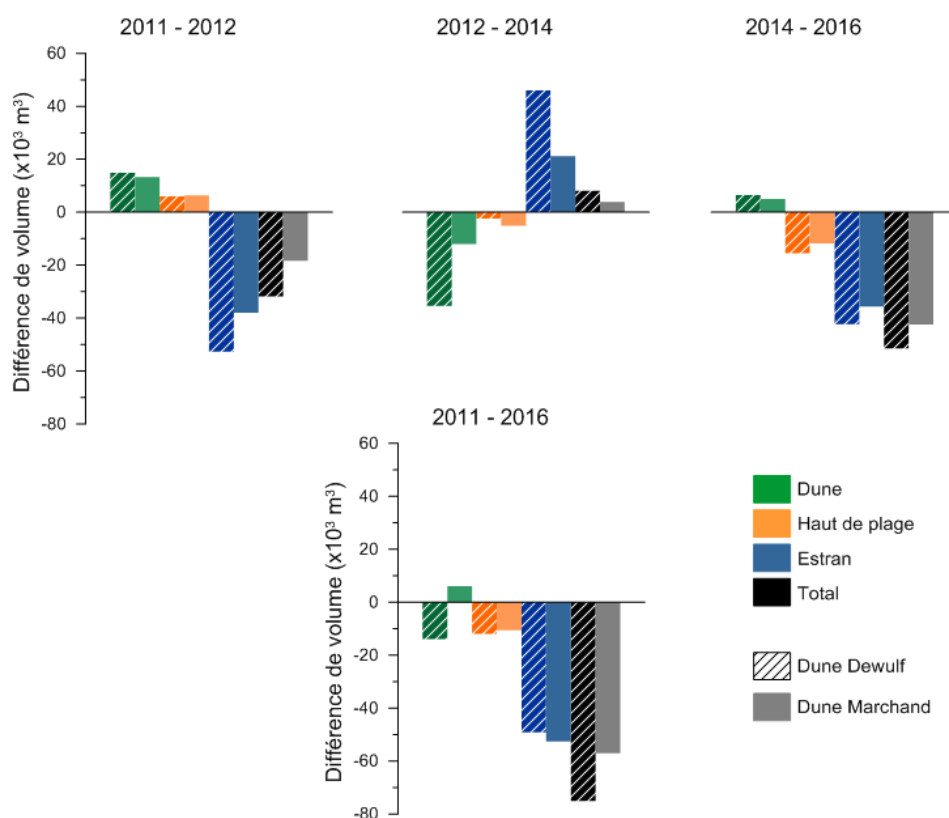


Figure -V-5 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises fixes.

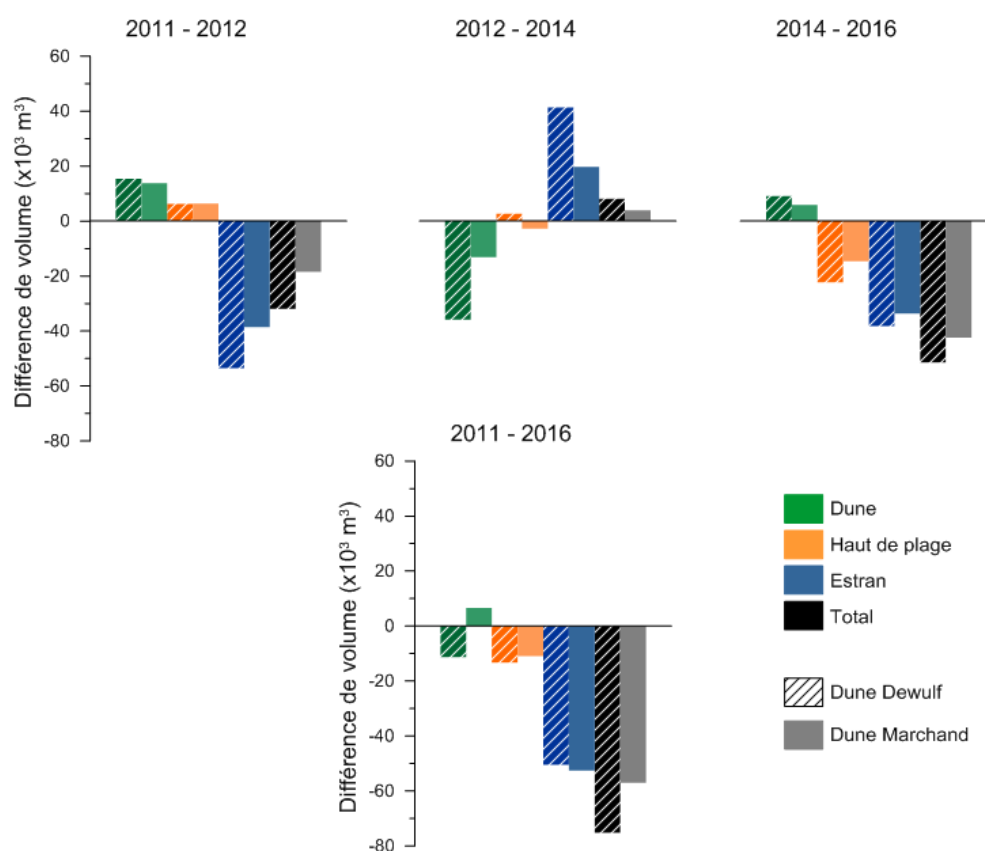


Figure-V-6 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises variables.

Les résultats obtenus avec les deux méthodes, avec emprises fixes (Figure -V-5) et variables (Figure-V-6), montrent des tendances similaires, mais dans le détail, les différences de volumes par compartiment peuvent varier de quelques milliers de mètres cubes (les différences les plus notables dépassant 1000 m³ sont mises en gras dans le Tableau V-2 et Tableau- V-3). Nous avons donc choisi de ne retenir que les résultats issus de la méthode des emprises variables. Globalement, entre 2011 et 2016, nous remarquons une différence notable dans l'évolution du cordon dunaire dans nos deux secteurs (Tableau- V-3).

Tableau V-2 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises fixes.

Différences Volumes (m ³)	2011-2012		2012-2014		2014-2016		2011-2016	
	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand
Dune	14 900	13 276	-35 379	-12 070	6 491	4 926	-13 988	6 132
Haut plage	5 965	6 358	-2 461	-5 170	-15 538	-11 792	-12 034	-10 603
Estran	-52 708	-38 045	45 935	21 142	-42 371	-35 625	-49 143	-52 528
Total	-31 843	-18 411	8 094	3 902	-51 417	-42 490	-75 166	-56 999

Tableau- V-3 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises variables.

Différences Volumes (m ³)	2011-2012		2012-2014		2014-2016		2011-2016	
	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand
Dune	15 445	13 791	-35 921	-13 126	9 099	5 848	-11 376	6 513
Haut plage	6 250	6 398	2 682	-2 693	-22 270	-14 679	-13 337	-10 974
Estran	-53 538	-38 600	41 333	19 721	-38 246	-33 656	-50 451	-52 537
Total	-31 843	-18 411	8 094	3 902	-51 417	-42 490	-75 166	-56 999

Les deux sites étant d'emprise spatiale différente, les variations de volume ont été calculées par mètre linéaire (Tableau V-4), ce qui permet de relativiser les variations observées dans le Tableau- V-3. On constate que, si le cordon dunaire, au niveau de la dune Marchand, a bien gagné du sédiment alors que le bilan est négatif pour la dune Dewulf, le haut de plage, comme l'estran, sont caractérisés par un bilan global (2011-2016) négatif pour les deux sites. Entre 2011 et 2016, le cordon dunaire de la dune Marchand enregistre des variations de volume positives plus importantes que celles de la dune Dewulf, surtout entre 2011 et 2012. Les variations de volume négatives (période 2012-2014) sont également moins importantes pour la dune Marchand. Pour le haut de plage et surtout pour l'estran, le secteur de la dune Marchand perd davantage de sédiments entre 2014 et 2016 que la dune Dewulf, ce qui se traduit par un bilan global négatif.

Tableau V-4 : bilan LiDAR par mètre linéaire des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises variables.

Différences Volumes (m ³ /ml)	2011-2012		2012-2014		2014-2016		2011-2016	
	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand	Dewulf	Marchand
Dune	5,9	9	-13,7	-8,6	3,5	3,8	-4,3	4,3
Haut plage	2,4	4,2	1	-1,8	-8,5	-9,6	-5,1	-7,2
Estran	-20,4	-25,2	15,8	12,9	-14,6	-22	-19,3	-34,4
Total	-12,2	-12	3,1	2,6	-19,6	-27,8	-28,7	-37,3

V-2-2- Conditions météo-marine à Dunkerque entre 2011 et 2016

L'analyse des conditions météo-marines à Dunkerque (Figure V-7) nous a permis de recenser un total de 155 événements de $H_s > H_s^{95\%}$ d'une durée minimale de 6 heures durant la période allant de mars 2011 à juin 2016. Ces événements apparaissent le plus souvent entre octobre et mars (Figure V-7 A) et la majorité d'entre eux sont caractérisés par des vagues dont la hauteur dépasse le 99^e centile (sachant que $H_s^{95\%} = 3,02$ m). Cependant, ces événements tempétueux ne sont pas forcément tous morphogènes, car seuls ceux conjugués à des hauts niveaux d'eau lors des marées de fort coefficient (Figure V-7 C) peuvent induire une érosion du haut de plage et/ou du versant dunaire. De ce fait, seuls 12 événements tempétueux associés à des niveaux d'eau plus hauts que le PHMA ont été recensés durant la période d'étude et l'énergie (E_s) des vagues a été calculée pour chacun de ses événements (Figure V-7 D). Les événements les plus énergiques ($E_s > 8 \times 10^3$ J/m²) se sont produits durant la tempête Christian en octobre 2013 et la tempête d'octobre 2014, avec des conditions de vents modérés inférieurs à 16 m/s (Figure V-7 B) et des niveaux d'eau qui dépassent à peine celui du PHMA (niveau maximum = 6,7 m) et, de surcroît, durant seulement une seule pleine mer. La tempête Xavier (bande transparente rouge de la Figure V-7) de début décembre 2013 (Annexe II) est caractérisée par des vagues d'énergie modérée ($E_s < 8 \times 10^3$ J/m²) mais dont la persistance durant deux pleines mers successives coïncide avec des niveaux d'eau exceptionnellement élevés dépassant largement le niveau du PHMA et même le niveau de période de retour centennale en raison d'une surcote record de 1,26 m, combinée à une pleine mer de vive eau (DAUBORD, 2014). D'autres événements tempétueux de moindre ampleur (niveau d'eau inférieur à 6,7 m durant une seule pleine mer et $E_s < 5 \times 10^3$ J/m²) se sont produits en décembre 2012, puis lors de la tempête Godehard de novembre 2014, ainsi que pendant l'hiver 2015/2016.

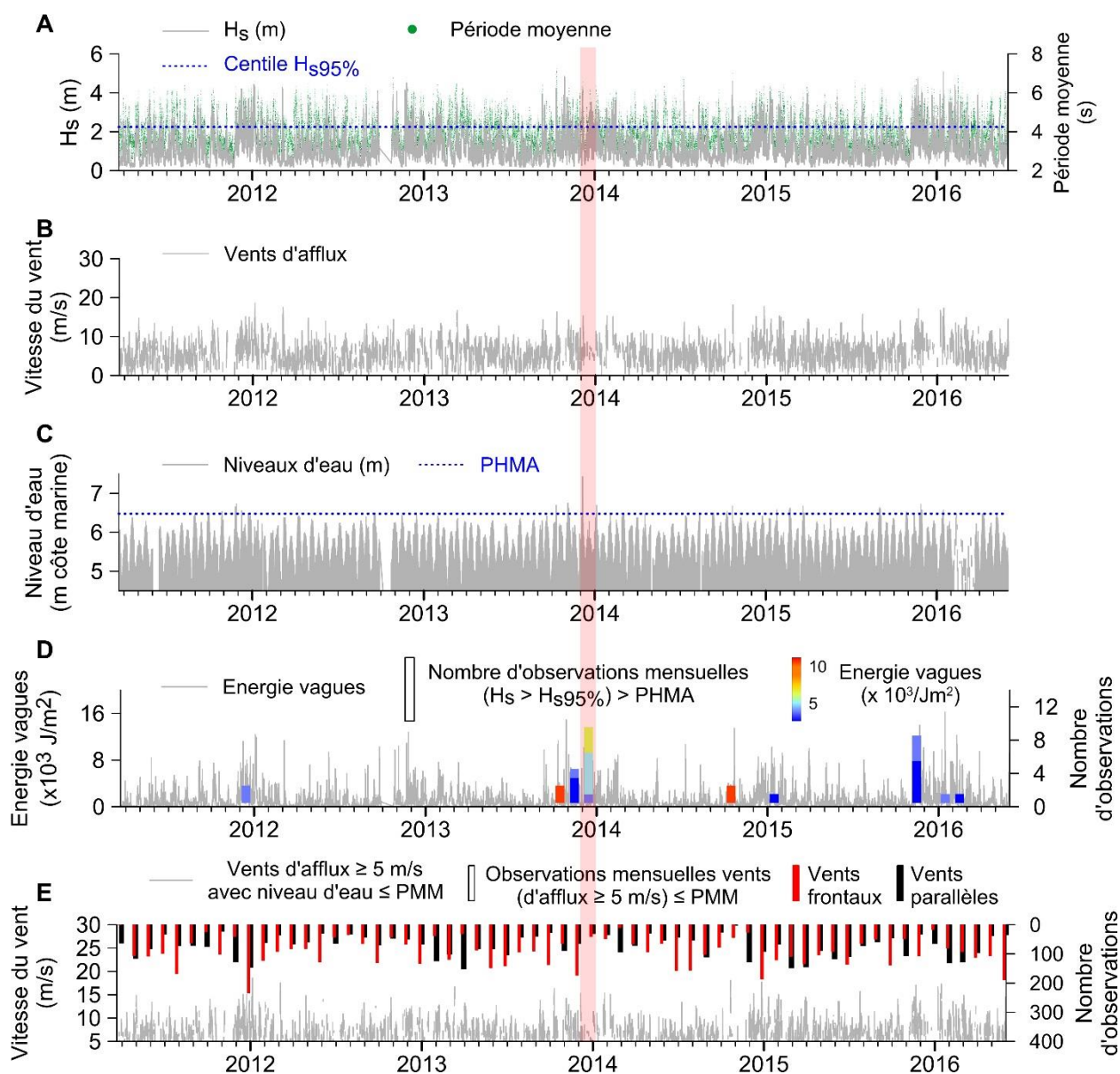


Figure V-7 : évolution des conditions météo-marines durant la période 2011-2016 à Dunkerque.

V-2-3- Variabilité longitudinale du bilan sédimentaire de la dune

L'analyse du bilan sédimentaire global de chaque compartiment morphologique (Figure V-4 et Figure-V-6) laisse apparaître une variabilité longitudinale dans l'évolution de la dune pour les deux secteurs dunaires, ainsi qu'au sein d'un même secteur. Une deuxième analyse a donc été effectuée ponctuellement au niveau de transects séparés de 30 m le long de la zone d'étude

(Figure V-8). Cette technique nous permet de corréliser les résultats obtenus avec différents paramètres morphologiques afin d'essayer d'expliquer cette variabilité longitudinale.

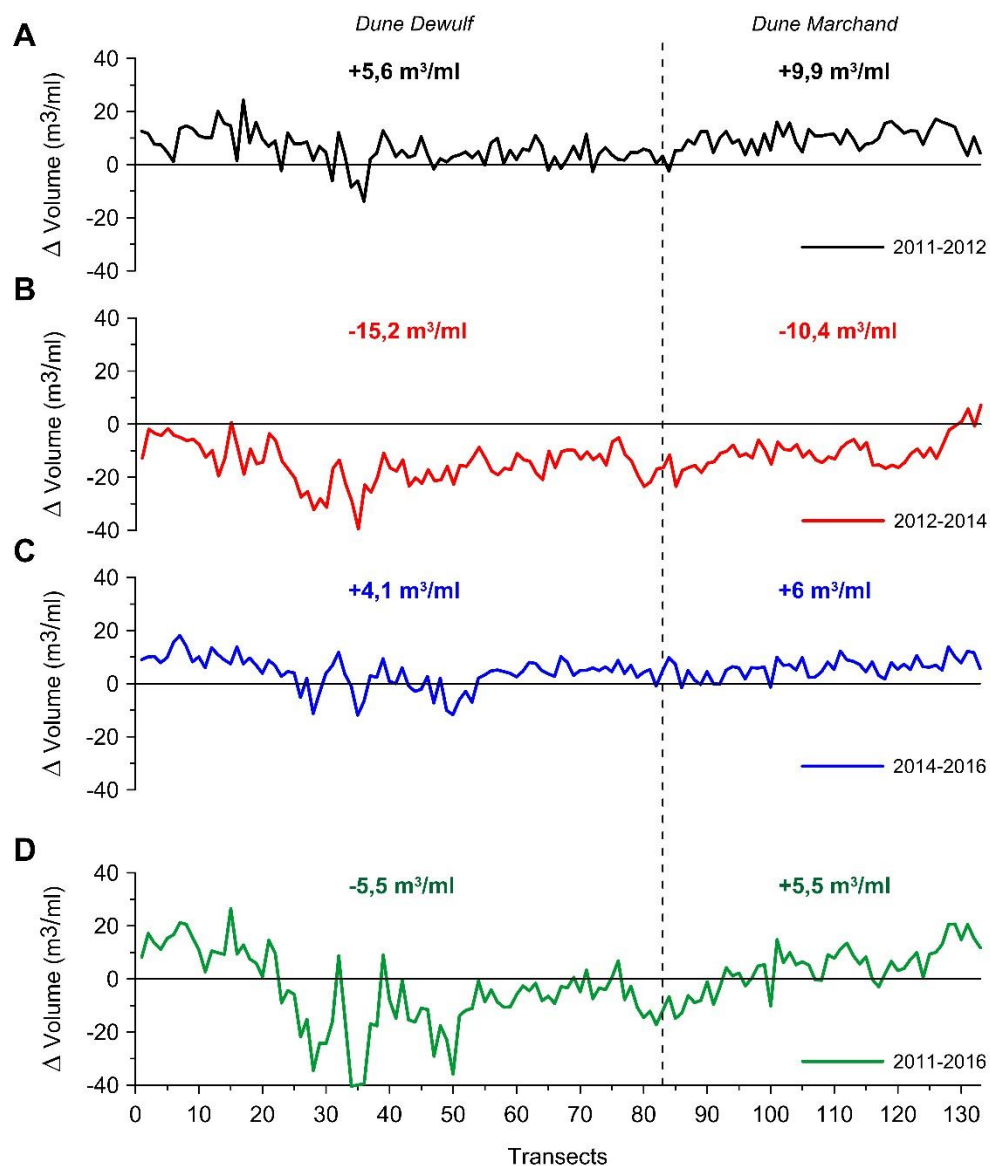


Figure V-8 : variations volumétriques longitudinales par périodes du cordon dunaire

L'analyse par transects de l'évolution du cordon dunaire montre, entre 2011 et 2012, une tendance à l'accumulation, particulièrement à l'ouest de la dune Dewulf et sur l'ensemble de la dune Marchand (Figure V-8 A). Le bilan est cependant nettement plus positif pour la dune Marchand avec notamment un gain moyen de près de 10 m³/ml pendant cette période. Cette

tendance à l'accumulation semble être favorisée par des conditions météo-marines assez calmes à modérées (Figure V-7 D) et des vents d'afflux favorables à une alimentation de la dune par transport éolien (Figure V-7 E). Inversement, de 2012 à 2014, la série de tempêtes entre octobre et décembre 2013 (Figure V-7 D) est responsable d'une érosion non négligeable le long de tout le secteur étudié (Figure V-8 B) et semble plus importante dans le secteur central de la dune Dewulf (une perte de près de 40 m³/ml au maximum). La période 2014 à 2016 est caractérisée par une relative stabilité du cordon dunaire au centre de la zone d'étude (transects 55 à 100) et une accumulation, d'une moyenne de 10 m³/ml, à l'ouest de la dune Dewulf (transects 1 à 30) et à l'est de la dune Marchand (transects 100 à 133) (Figure V-8 C). Ces volumes positifs restent néanmoins inférieurs à ceux de la période 2011-2012 et ce, malgré un laps de temps plus long entre 2012 et 2014, en raison très probablement d'épisodes tempétueux durant l'automne-hiver de 2014-2015 et 2015-2016 (Figure V-7 D).

Si l'on considère le bilan total des variations de volume de la dune entre 2011 et 2016 (Figure V-8 D), on constate un déficit sédimentaire dans la partie centrale de la dune Dewulf, allant jusqu'à -40 m³/ml au niveau d'une zone allant des transects 32 à 35, un net gain à l'ouest, pouvant dépasser 20 m³/ml et une stabilité à l'est. Au niveau de la dune Marchand, on passe d'une situation de déficit modéré (inférieure à 10 m³/ml) à l'ouest à un gain de plus en plus marqué vers l'est, atteignant près de 20 m³/ml. Au total, en termes de volumes gagnés ou perdus sur le cordon dunaire pendant cette période, la dune Dewulf est légèrement déficitaire (-5,5 m³/ml) et la dune Marchand est stable à excédentaire (+5,5 m³/ml).

Trois paramètres morphologiques (altitude du pied de dune, largeur et volume du haut de plage) ont été extraits de chaque levé LiDAR pour tenter de les relier avec les variations de volume enregistrées sur le cordon bordier entre chaque levé et déterminer quel paramètre pourrait expliquer les évolutions constatées. Il faut cependant rester prudent car les variations de volumes entre deux dates consécutives (date 1 et date 2) résultent d'une dynamique sur le moyen terme, alors que les paramètres morphologiques sont des « instantanés » extraits du levé à la date précédente (date 1). A première vue, on constate une nette variation de l'altitude du pied de dune d'un transect à un autre, avec une légère augmentation de l'altitude moyenne, allant de 4 m à 5,5 m IGN, en direction de l'est, vers la dune Marchand (Figure-V-9 A). Cette tendance positive en direction de l'est semble encore plus nette avec des largeurs et des volumes de haut de plage plus importants au niveau de la dune Marchand (Figure-V-9 B et C), ce qui pourrait expliquer la différence dans le bilan sédimentaire entre les deux secteurs dunaires.

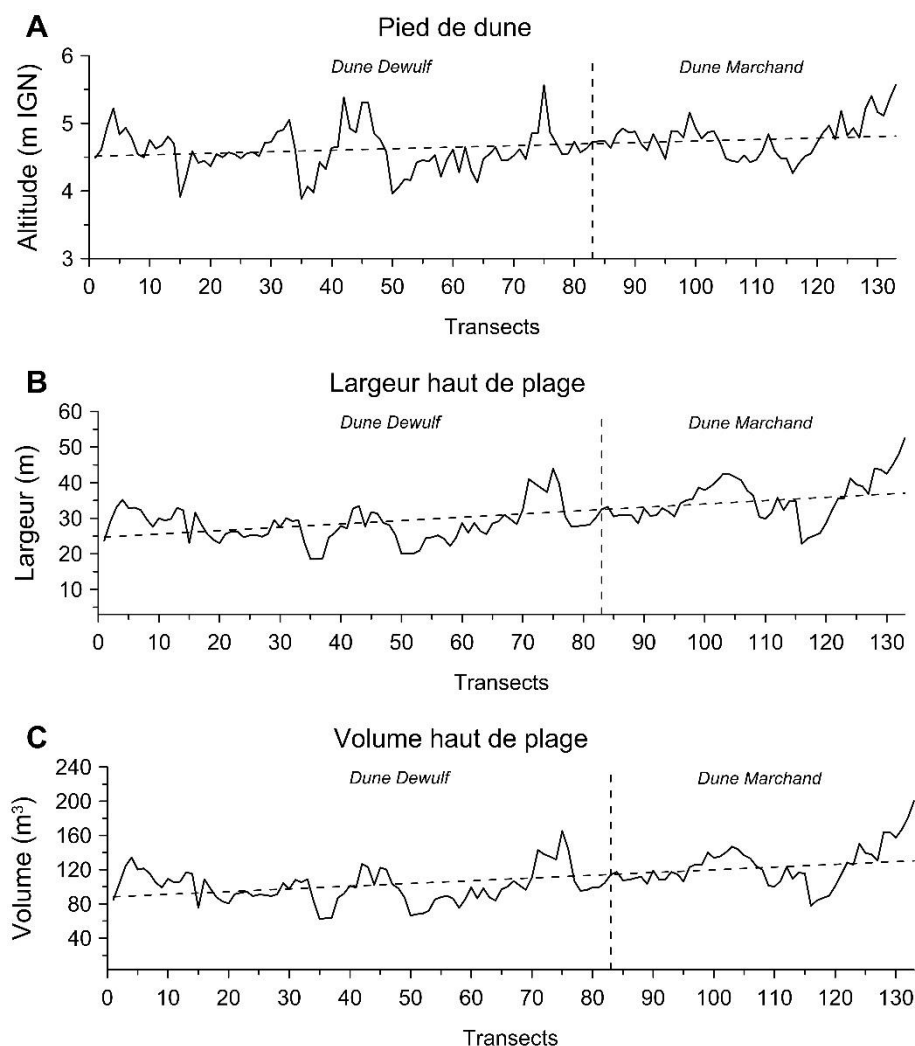


Figure-V-9 : variabilité longitudinale des paramètres morphologiques le long des deux secteurs dunaires du site de Dunkerque.

Différentes corrélations ont été réalisées entre ces trois paramètres morphologiques et les différences de volumes par transects ; d'une part, pour toute la période allant de 2011 à 2016, et d'autre part pour une période caractérisée par une érosion du cordon dunaire (2012 à 2014), et une autre période marquée avec un bilan positif (2014 à 2016). Pour la période 2011 à 2016 (Figure V-10 A), les corrélations sont très faibles ($R^2 < 0,3$) car cette période est beaucoup trop longue (plus de 5 ans) et le bilan global ne tient pas compte des variations intermédiaires. Le constat est similaire pour la période allant de 2014 à 2016 (Figure V-10 C), ce qui signifie que ces paramètres morphologiques ont, séparément, peu d'influence sur la capacité du cordon dunaire à se reconstituer lors des conditions météo-marines calmes à modérées dans notre zone d'étude.

Cependant, de meilleures corrélations sont obtenues pour la période 2012 - 2014 caractérisée par l'érosion (Figure V-10 B). En effet, malgré une faible corrélation entre les variations de volume et l'altitude du pied de dune, il semble toutefois qu'à partir d'une altitude de 5,2 m IGN la dune subit une érosion très faible voire une relative stabilité, ce qui est le cas au niveau de l'extrémité ouest de la dune Dewulf et de l'extrémité est de la dune Marchand (Figure V-8 B). Ces corrélations sont encore plus significatives lorsque l'on compare les différences de volumes avec la largeur et le volume du haut de plage. On constate qu'au-delà d'une largeur de 37 m et un volume de 140 m³ la dune Dewulf subit une érosion très modérée (< 10 m³/ml), tandis que la dune Marchand reste stable et peut même connaître un gain sédimentaire pouvant dépasser 5 m³/ml.

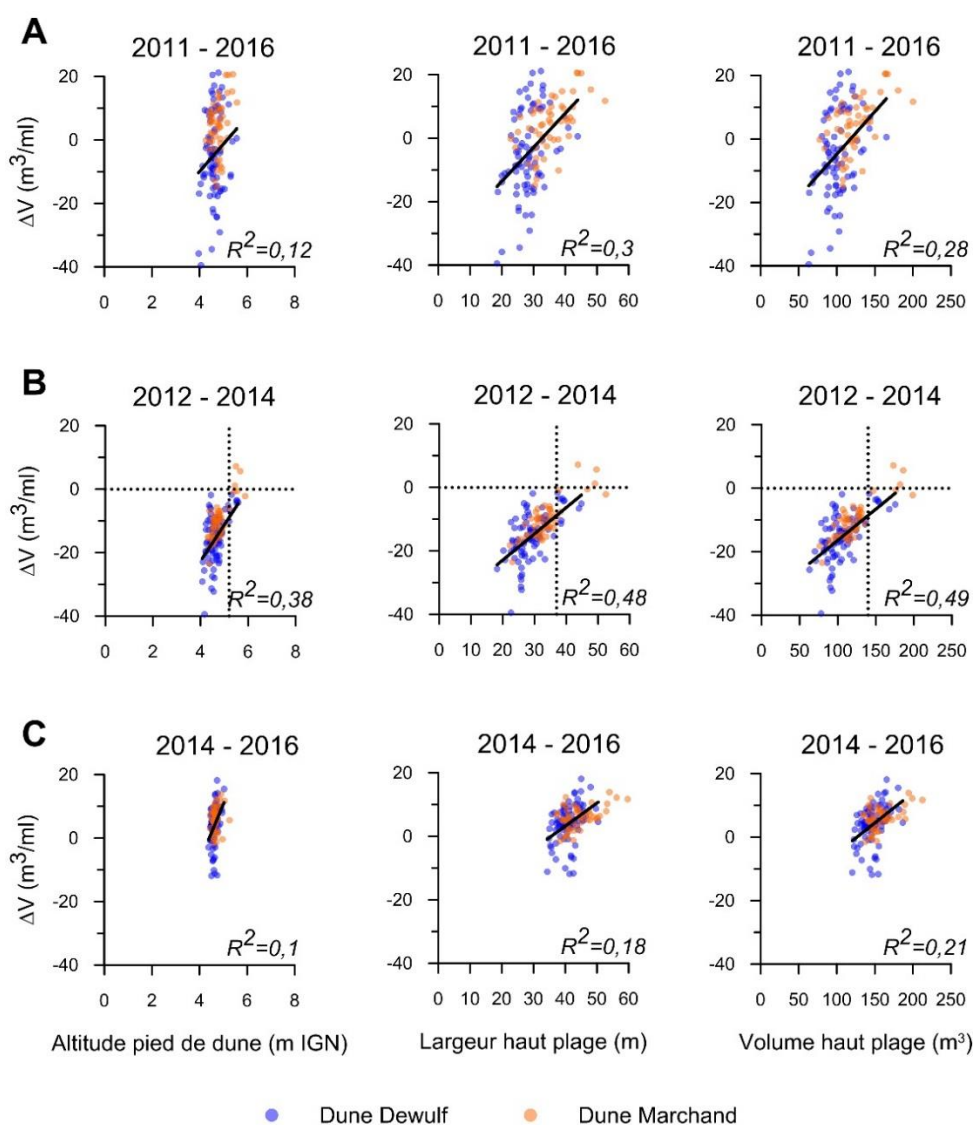


Figure V-10 : corrélations entre les variations volumétriques de la dune et les différents paramètres morphologiques au site de Dunkerque.

V-2-4- Analyse de l'évolution à moyen terme d'un profil topographique

Au niveau de la dune Dewulf, le profil topographique P4 (Figure V-11 A) fait l'objet d'un suivi pluri-mensuel depuis plusieurs années (HEQUETTE *et al.*, sous presse ; RUZ *et al.*, 2009 ; MASPATAUD, 2011) au GPS différentiel. Entre 2011 et 2016, 22 profils ont été sélectionnés (Tableau V-1), seules les variations sur le haut de plage et sur la dune ont été analysées (Figure V-11).

De fin 2011 au début de l'année 2012, nos résultats montrent une relative stabilité de la dune et du haut de plage (Figure V-11 D) avec une alternance entre une phase de faible accrétion en septembre 2011 et une notable érosion en janvier 2012 suite probablement à la tempête d'énergie modérée de décembre 2011 (Figure V-7 D). Entre février 2012 et février 2013, la variation de volume cumulé du haut de plage et de la dune montre une nette tendance à l'accumulation, en particulier dans la dune (Figure V-11 D). Cette période a été caractérisée par l'absence de niveaux d'eau supérieurs au PHMA (Figure V-7 C) préservant ainsi le versant dunaire d'une érosion par les vagues. L'accumulation de sable s'est soldée en février 2013 par un rétablissement presque complet de l'état initial de la dune et une augmentation de sa croissance verticale (Figure V-11 B), ce qui explique l'augmentation du volume cumulé.

Cette période relativement calme a été suivie par une série inhabituelle de tempêtes rapprochées pendant l'automne-hiver 2013/2014 (Annexe II). Pour la plupart d'entre elles, ces tempêtes n'ont pas entraîné une énergie des vagues exceptionnellement élevée à marée haute (Figure V-7 D), mais elles ont induit des niveaux d'eau remarquablement élevés, notamment lors de la tempête Xaver de début décembre 2013 (bande rouge Figure V-7 C). Le caractère inhabituel de cette série de tempêtes est évident, comparé à l'automne et à l'hiver 2011/2012 par exemple, lors duquel une seule observation d'événement de tempête ($H_s > H_s^{95\%}$) a été enregistrée au-dessus du PHMA. En conséquence, les impacts cumulés des tempêtes, Christian, Godehard et Xaver, de l'automne et du début de l'hiver 2013/2014 ont provoqué une importante érosion du front dunaire ($-24 \text{ m}^3/\text{ml}$), avec un recul d'environ 8 m du pied de la dune, comme le révèle le profil topographique levé le 18 janvier 2014 (Figure V-11 B). Bien que la dune se soit partiellement reconstituée après l'érosion causée par les tempêtes au cours des premiers mois de 2014 avec un volume de dune approchant le volume initial en 2011 (Figure V-11 D), nos mesures ultérieures ont montré que la dune continuait de s'éroder et ne se rétablissait presque pas au cours des deux années suivantes, en raison de l'impact d'autres événements tempétueux durant l'automne-hiver 2014/2015 et celui de 2015/2016 (Figure V-7 D). Nos résultats montrent qu'après la série de tempêtes de 2013/2014, la dune n'a pas pu retrouver son état initial à cet endroit, probablement

en raison du rapprochement des tempêtes suivantes ce qui n'aurait pas laissé un temps de régénération suffisant à la dune et ce, malgré une fréquence élevée des vents d'afflux favorables au transport du sable de la plage vers la dune (Figure V-7 E).

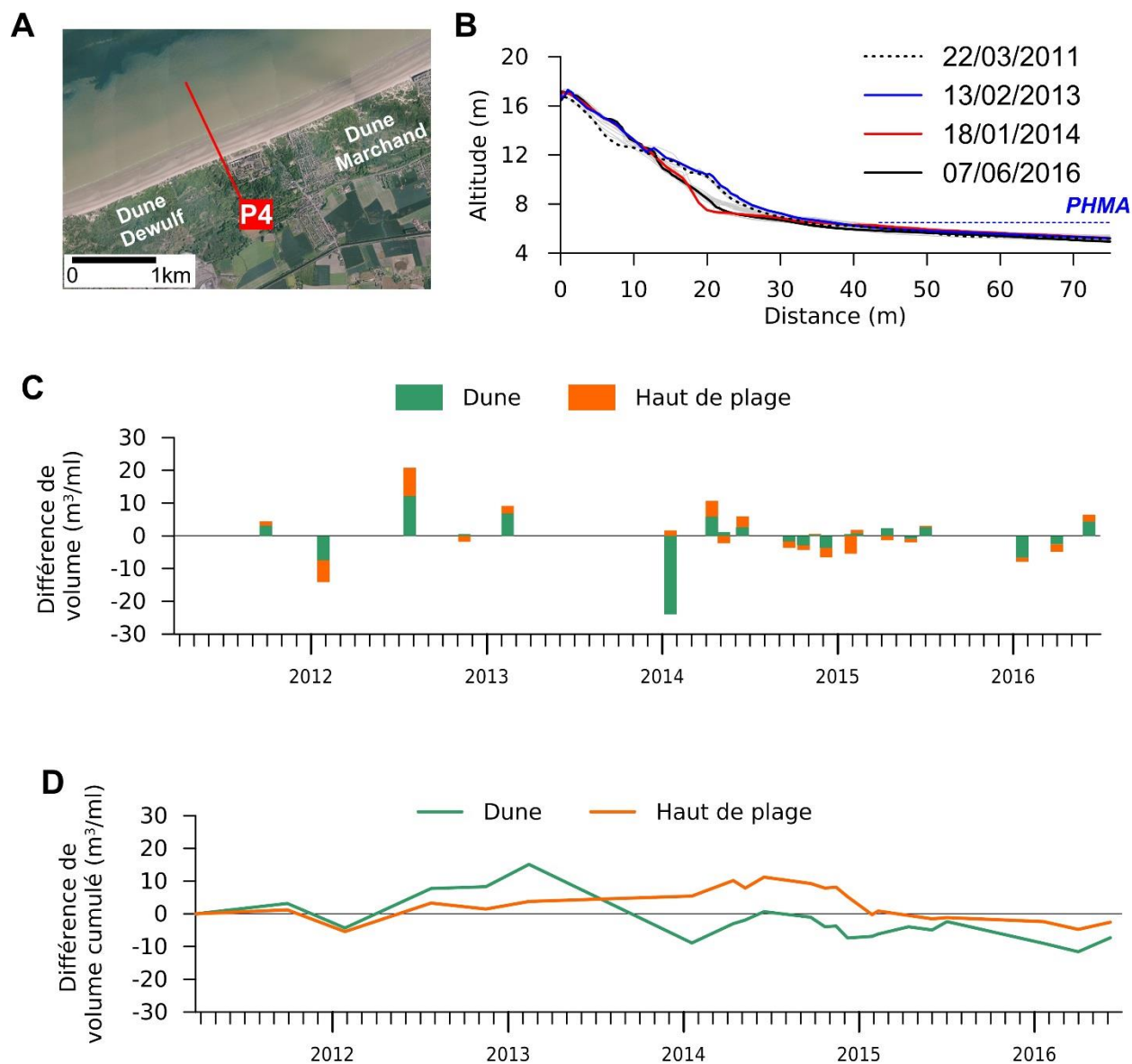


Figure V-11 : évolution du profil P4 entre 2011 et 2016 du site de Dunkerque.

L'analyse de l'évolution des volumes de la dune au profil P4 en fonction de l'énergie cumulée des vagues de tempêtes (E_s) entre deux levés topographiques, montre logiquement que plus l'énergie est importante, plus le volume érodé est important (Figure V-12). L'érosion la plus importante ($-24 \text{ m}^3/\text{ml}$) correspond à la plus forte énergie cumulée lors de la série de tempêtes de l'automne-hiver de 2013/2014 (Figure V-7 D). Il est toutefois intéressant de noter que même lors d'épisodes de forte énergie, les volumes perdus peuvent rester assez faibles alors qu'à l'inverse, des vagues de plus faible énergie peuvent entraîner une érosion significative. C'est notamment le cas pour la tempête d'octobre 2014 ($E_s = 44 \times 10^3 \text{ J/m}^2$) qui n'a causé qu'une perte inférieure à $3 \text{ m}^3/\text{ml}$ et de la tempête de décembre 2012 ($E_s = 8 \times 10^3 \text{ J/m}^2$) dont l'érosion est estimée à $-7,5 \text{ m}^3/\text{ml}$. Cette différence est en réalité due aux niveaux d'eau atteints lors des tempêtes, 6,49 m pour la première et près de 6,8 m pour la deuxième, sans toutefois oublier que ces mesures marégraphiques ne prennent pas en compte le niveau atteint sur la plage, qui peut être bien plus élevé à cause du run-up.

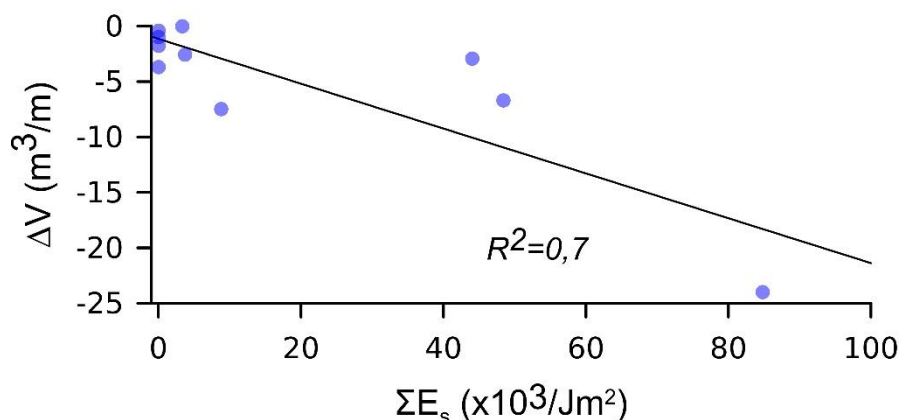


Figure V-12 : corrélation entre les volumes érodés de la dune et les énergies des vagues de tempête au site de Dunkerque.

Concernant les épisodes de reconstitution du versant dunaire, une analyse des flux éoliens potentiels, pouvant permettre un transport éolien de la plage vers la dune, lorsque les niveaux d'eau sont inférieurs aux pleines mers moyennes, a été corrélée avec les périodes caractérisées par de l'accumulation au niveau du profil P4 (Figure V-13). Les résultats montrent que lorsque l'on considère la totalité des vents d'afflux, aucune tendance ne semble se dégager, la corrélation étant très faible (Figure V-13 A). Par contre, lorsque l'on distingue ces vents en termes de

direction, une meilleure corrélation ($R^2=0,43$) est obtenue avec les vents d'afflux frontaux, dirigés directement vers la dune. Pour les vents parallèles, la corrélation est moins bonne, malgré un fetch plus important, le sable ne faisant que transiter le long de la plage sans forcément qu'il y'ait une accumulation suffisante en pied de dune. La Figure V-13 D montre que les flux éoliens potentiels sont plus importants (la dune étant potentiellement encore mieux alimentée) lorsque les vents d'afflux frontaux sont associés à des hauts de plage plus larges.

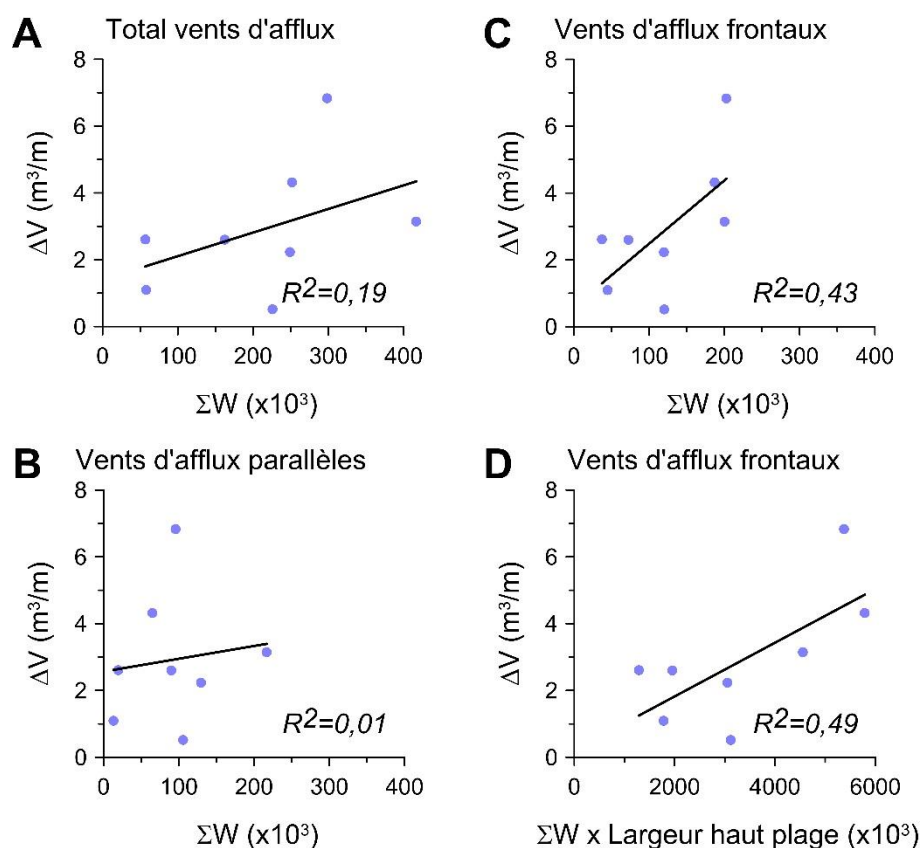


Figure V-13 : corrélations entre les variations volumétriques dans la dune et les flux éoliens potentiels au niveau du profil P4 lors de conditions de vent d'afflux.

V-3- Evolution morphodynamique à moyen terme du site de Merlimont

V-3-1- Bilan sédimentaire global

Pour rappel, pour le site de Merlimont, nous ne disposons que de deux levés LiDAR espacés dans le temps (2 ans et demi). Les différences d'élévations entre les levés LiDAR de mars 2011 et décembre 2013 oscillent généralement entre +1,5 m et -2 m (Figure V-14). Au niveau de la plage, on enregistre une élévation de plus de 1 m, notamment au niveau des barres intertidales, accompagnée d'un creusement moyen de -1 m des bâches. Le cordon bordier a quant à lui subi une érosion généralisée tout le long des deux secteurs dunaires étudiés, avec une baisse pouvant dépasser -2 m. Cependant, nous constatons quelques élévations positives au niveau de la dune, dépassant +3 m, localisées essentiellement à l'arrière des siffle-vent entaillant les versants dunaires.

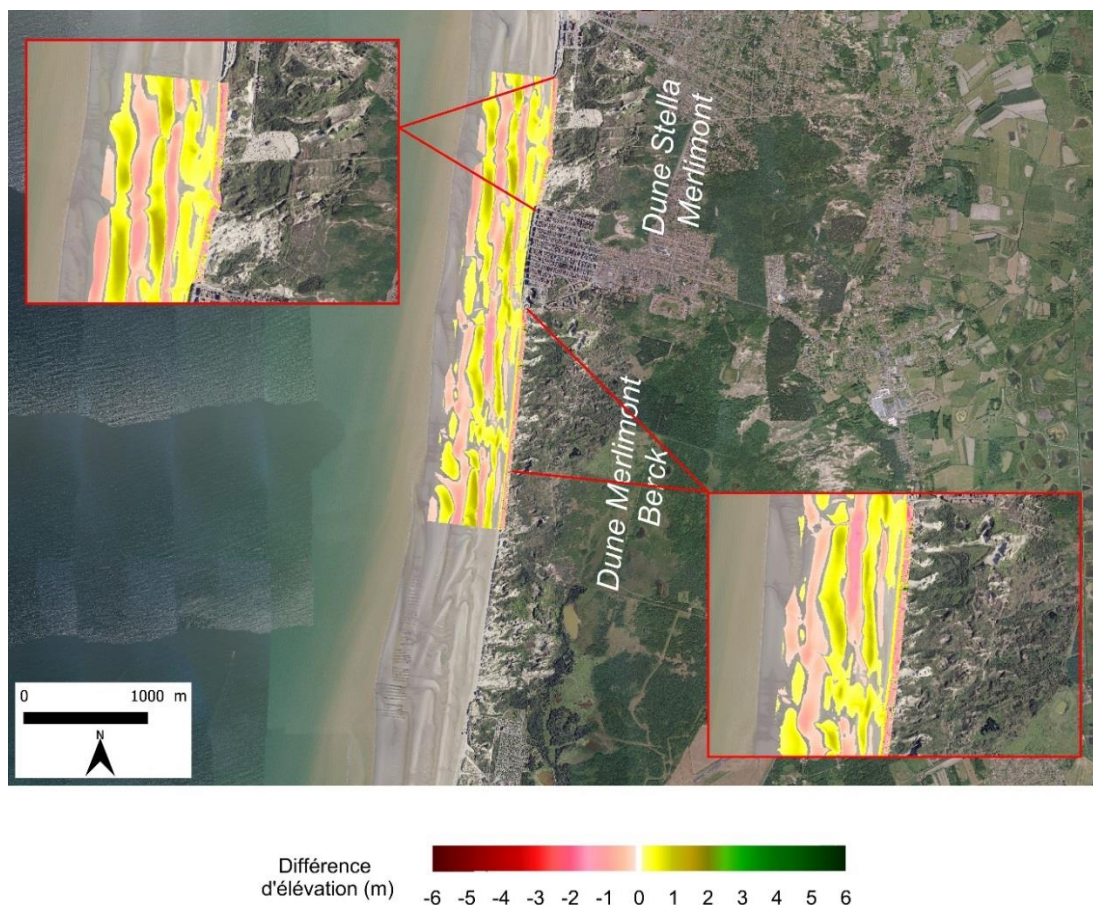


Figure V-14 : modèle numérique de terrain différentiel des levés LiDAR de mars 2011 et décembre 2013 pour le site de Merlimont.

Concernant le calcul des volumes par compartiments, dune, haut de plage et estran, seule la méthode des emprises variables a été utilisée (Figure V-15). Les résultats montrent une importante érosion au niveau du secteur dunaire de Merlimont-Berck, avec une perte avoisinant $-40\,000\text{ m}^3$ entre mars 2011 et décembre 2013, contrairement au secteur dunaire de Stella-Berck qui a subi une perte presque deux fois moins importante équivalente à près de $-21\,300\text{ m}^3$ (Tableau V-5). Les deux autres compartiments, qui sont le haut de plage et l'estran ont connus une évolution positive quasi-identique (près de $+9\,900\text{ m}^3$ pour le haut de plage et $+26\,500\text{ m}^3$ pour l'estran) au cours de cette période (Tableau V-5).

Cependant, ces valeurs sont à relativiser avec l'emprise de chaque secteur. En effet, lorsque les volumes sont rapportés au mètre linéaire (Tableau V-6) on constate une différence bien moins importante dans l'évolution de la dune entre les deux secteurs ($-22,3\text{ m}^3/\text{ml}$ pour la dune de Merlimont-Berck et $-20,6\text{ m}^3/\text{ml}$ pour la dune de Stella-Merlimont). Il semble également que le haut de plage et l'estran au niveau de Stella-Merlimont aient connus un gain de sable bien plus important que le secteur Merlimont-Berck, ce qui aurait un impact dans le bilan total entre les deux secteurs.

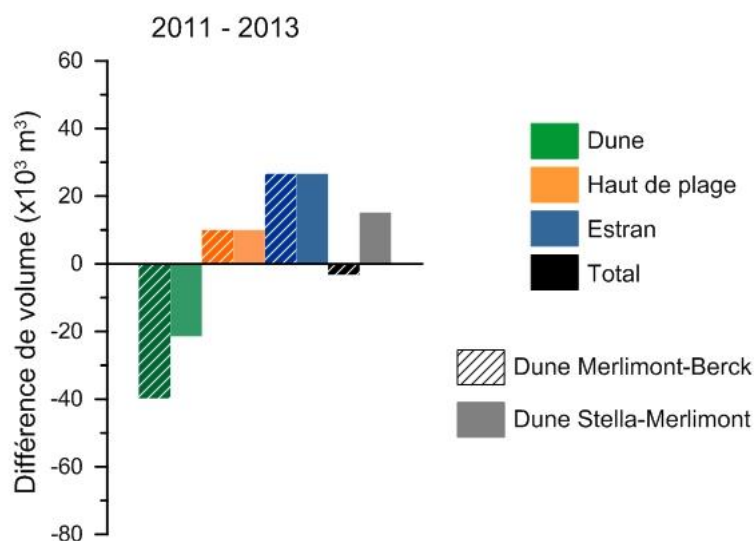


Figure V-15 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Merlimont en utilisant des emprises variables.

Tableau V-5 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Merlimont en utilisant des emprises variables.

Différence de volumes (m ³)	2011-2013	
	Merlimont-Berck	Stella-Merlimont
Dune	-39 741	-21 373
Haut plage	9 958	9 958
Estran	26 579	26 619
Total	-3 204	15 204

Tableau V-6 : bilan LiDAR par mètre linéaire des secteurs dunaires du site de Merlimont par mètre linéaire en utilisant des emprises variables.

Différence de volumes (m ³ /ml)	2011-2013	
	Merlimont-Berck	Stella-Merlimont
Dune	-22,3	-20,6
Haut plage	5,6	9,6
Estran	14,9	25,6
Total	-1,8	14,6

V-3-2- Conditions météo-marines à Boulogne-sur-Mer entre 2011 et 2013

Contrairement aux mesures obtenues pour le site de Dunkerque, les enregistrements de vagues au large, à la station Vergoyer, présentent de nombreuses lacunes (près de 23 %) pouvant s'étaler sur plusieurs mois entre mars 2011 et décembre 2013 (Figure V-16 A). L'analyse de ces enregistrements nous a permis de recenser un total de 31 événements tempétueux de $H_s > H^{95\%}$ d'une durée minimale de 6 heures consécutives (Figure V-16 A). Cependant, aucun de ces événements tempétueux n'est associé à des niveaux d'eau supérieurs au PHMA, ce qui fait qu'aucune énergie de vague de tempête (E_s) n'a pu être calculée durant cette période (Figure V-16 D). De plus, au cours de cette même période, les niveaux d'eau n'ont dépassé qu'à quatre reprises celui du PHMA, en octobre 2011, octobre 2012, novembre 2013 et décembre 2013 (Figure V-16 C), mais ils coïncident soit avec des périodes lacunaires pour les données de vagues, soit avec un $H_s < H^{95\%}$. Malgré une fréquence importante des vents d'afflux frontaux (Figure V-16 E) susceptibles de permettre une accumulation éolienne, une importante érosion est constatée au niveau des deux secteurs dunaires entre 2011 et 2013 (Figure V-15). Celle-ci peut être expliquée par l'impact qu'aurait eu la tempête Xaver le 6 décembre 2013 peu de temps avant le levé LiDAR de 2013. En effet, le niveau d'eau maximal atteint durant cette tempête est de 9,93 m

à Boulogne-sur-Mer (Figure V-16 C) dépassant largement celui du PHMA (9,48 m) et ce, malgré des vents modérés ne dépassant pas 13 m/s (Figure V-16 B).

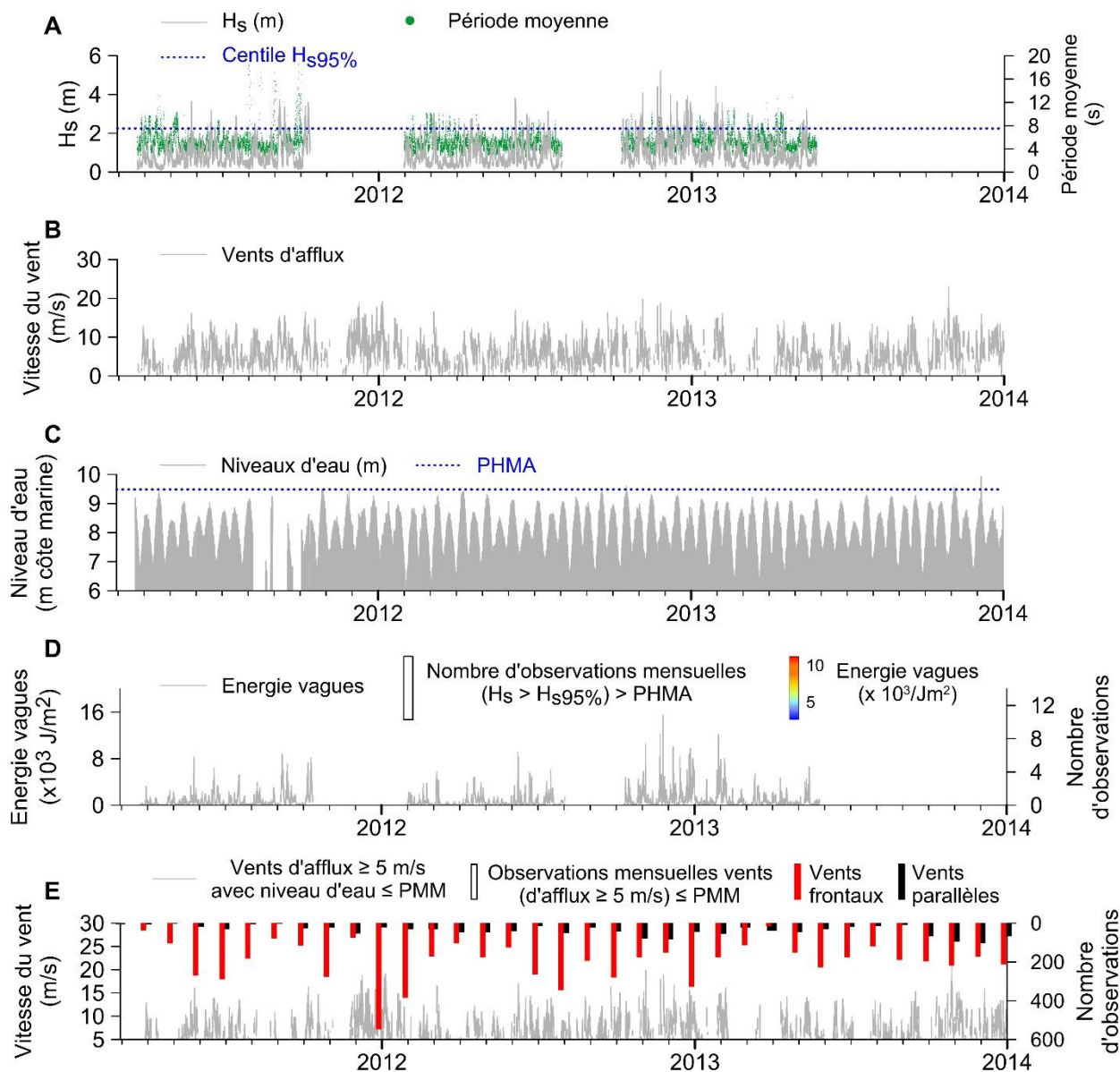


Figure V-16 : évolution des conditions météo-marines durant la période 2011-2013.

V-3-3- Variabilité longitudinale du bilan sédimentaire de la dune

L'analyse des variations volumétriques par mètre linéaire, au niveau de transects séparés de 30 m, montre des fluctuations importantes au sein de chaque secteur dunaire (Figure V-17). Au total, les deux secteurs dunaires sont déficitaires avec $-34,8 \text{ m}^3/\text{ml}$ pour la dune de Merlimont-Berck et $-26,2 \text{ m}^3/\text{ml}$ pour le cordon bordier de Stella-Merlimont. Les plus fortes érosions sont enregistrées au niveau de la partie sud du secteur Merlimont-Berck, entre les transects 1 et 29 (Figure V-17), avec des pertes dépassant $-40 \text{ m}^3/\text{ml}$ et dans la partie nord du secteur Stella-Merlimont, transects 76 à 86 (Figure V-17), où les pertes sont moins importantes mais dépassent tout de même $-30 \text{ m}^3/\text{ml}$.

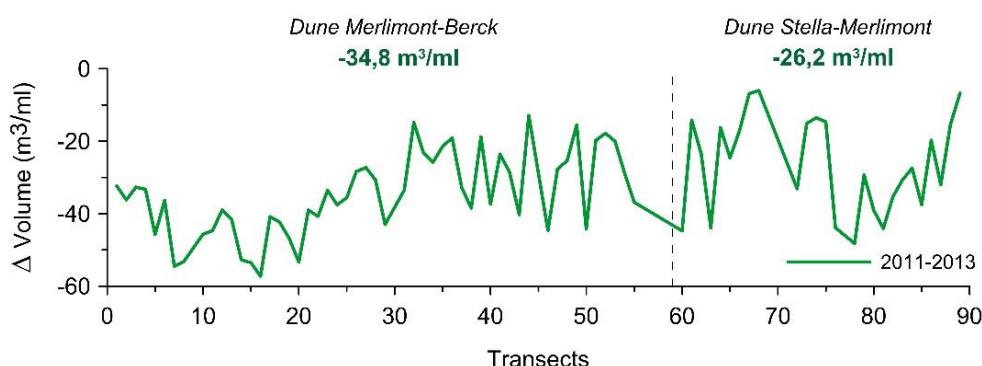


Figure V-17 : variations volumétriques longitudinales entre 2011 et 2013 de la dune pour le site de Merlimont.

La variation des trois paramètres morphologiques (altitude du pied de dune, largeur et volume du haut de plage), extraits du levé LiDAR de 2011, semblent correspondre globalement avec les variations volumétriques enregistrées au niveau des deux secteurs dunaires de Merlimont. En effet, nous remarquons une légère augmentation de l'altitude du pied de dune, passant d'une moyenne inférieure à 6,5 m IGN dans la partie sud (transects 1 à 40) de la dune Merlimont-Berck (Figure V-18 A) à plus de 7 m IGN dans la partie nord de la dune de Stella-Merlimont. Le même constat pourrait être fait concernant le haut de plage dont la largeur, inférieure à 35 m dans la partie sud augmente, jusqu'à dépasser 45 m dans la partie nord du site d'étude (Figure V-18 B), ainsi que son volume qui passe de 150 m^3 au sud à près de 250 m^3 au niveau de la dune Stella-Merlimont (Figure V-18 C).

Toutefois, les différentes corrélations entre ces paramètres morphologiques et les variations volumétriques par transect sont très faibles (Figure V-19) et il semble qu'aucun de ces paramètres ne permette d'expliquer la différence d'évolution d'un transect à un autre. Ceci ne permet pas de distinguer nettement les deux secteurs dunaires. De plus la longueur de la période étudiée de 2011 à 2013 où d'éventuelles variations morphologiques positives ou négatives en termes de bilan sédimentaire n'ont pu être enregistrées. On peut cependant supposer que, comme à Dunkerque, l'altitude du pied de dune ainsi que la largeur du haut de plage ont joué un rôle dans les variations de volumes observées.

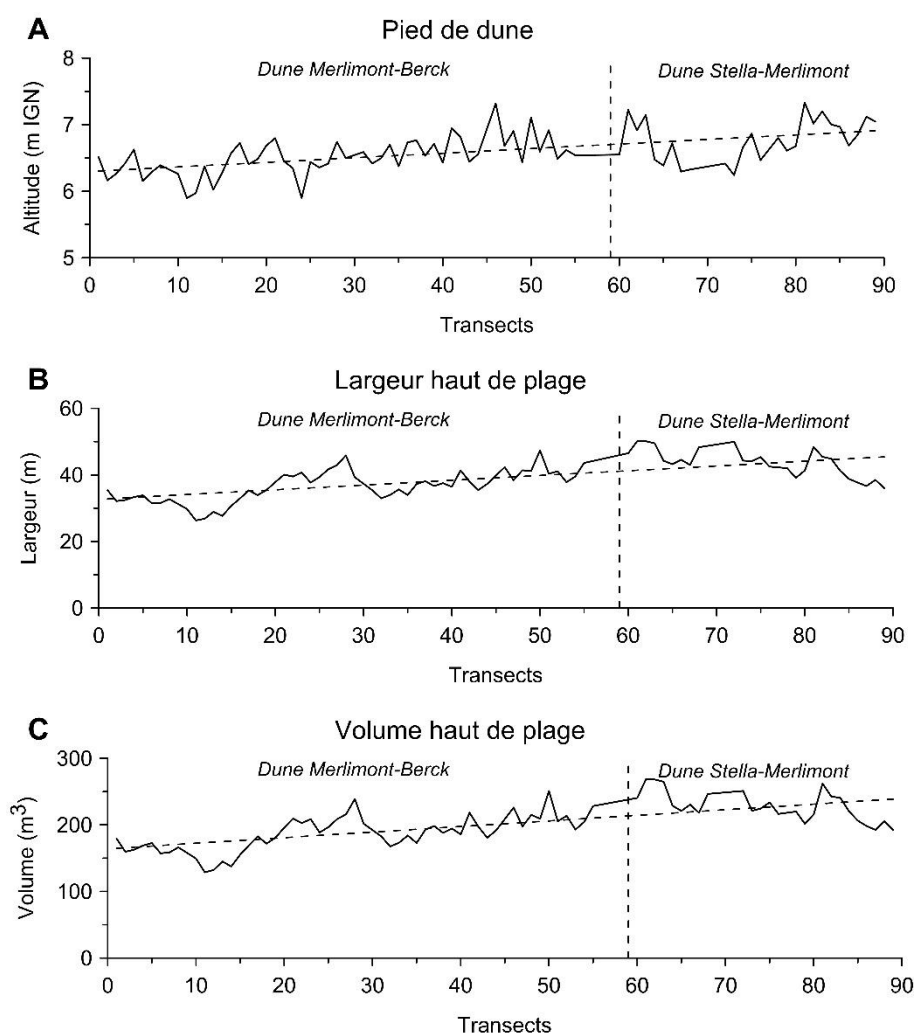


Figure V-18 : variabilité longitudinale des paramètres morphologiques le long des secteurs dunaires du site de Merlimont.

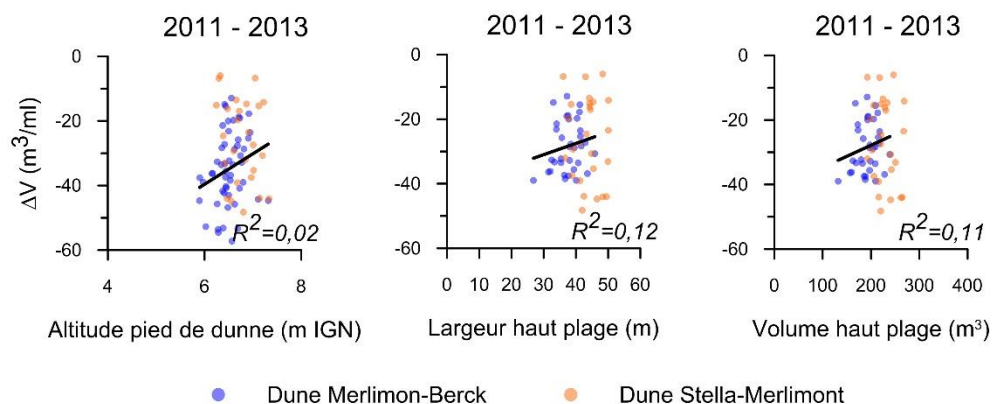


Figure V-19 : corrélations entre les variations volumétriques de la dune et les différents paramètres morphologiques au site de Merlimont.

V-4- Conclusion intermédiaire

L'analyse de l'évolution à moyen terme du site atelier de Dunkerque, à travers les levés LiDAR et les corrélations obtenues entre les paramètres morphologiques et l'évolution de la dune, a mis en évidence des différences dans le bilan sédimentaire entre la dune Dewulf et la dune Marchand. Ceci suggère que cette dernière résiste mieux à l'impact des tempêtes, grâce notamment à des largeurs et des volumes de haut de plage plus importants et non pas forcément en raison d'une capacité de reconstitution plus efficace. Le suivi au DGPS du profil P4, au niveau de la dune Dewulf, nous a permis de constater que les périodes nécessaires à la reconstitution du cordon dunaire peuvent être assez longues sur ce secteur d'étude (plusieurs mois). Ces phases de reconstitution sont contrecarrées et même annihilées par des épisodes tempétueux proches dans le temps, comme lors de la période 2014-2016. Ces événements tempétueux peuvent causer d'importantes érosions lorsqu'ils sont associés à des niveaux d'eau exceptionnellement élevés (tempête Xaver).

Concernant le site de Merlimont, le manque de données topographiques (uniquement deux levés LiDAR), et d'enregistrements in-situ des hauteurs de vagues ne nous ont pas permis d'établir avec précision, en s'appuyant sur des corrélations avec les paramètres morphologiques, les raisons de la différence longitudinale dans l'évolution morphologique entre les deux secteurs dunaires au nord et au sud de Merlimont.

Nos résultats ne concordent pas avec ceux obtenus par CRAPOULET (2015), bien que les mêmes données LiDAR aient été utilisées pour la période 2011-2013. Les valeurs obtenues par CRAPOULET (2015) pour le compartiment « dune » sont positives, pour le site de Merlimont et le site de Dunkerque. Ces différences sont liées aux limites du compartiment « dune » choisies. Les emprises utilisées par CRAPOULET (2015) englobent non seulement le cordon dunaire mais une partie de l'arrière dune où des caoudeyres et des pourrières, très mobiles, ont été prises en compte dans le calcul du bilan sédimentaire, ce qui peut expliquer les variations volumétriques différentes pour notre étude qui ne prend en compte que le cordon bordier.

Chapitre VI- Évolution morphodynamique à court terme des sites ateliers

Dans le cadre de l'analyse de l'évolution du littoral dunaire de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps, ce chapitre est consacré à l'étude de la morphodynamique à court terme de nos deux sites ateliers. Il s'agit en effet, d'évaluer, sur une échelle de temps de près de deux ans, l'impact d'événements tempétueux sur les cordons dunaires ainsi que leur capacité à se reconstituer durant les phases post-érosives. Cette étude est basée, dans un premier temps, sur une analyse de mesures topographiques couplées à des données de vagues au large, de vents et de niveaux d'eau à la côte et, dans un second temps, sur des expérimentations in-situ de mesures du transport éolien pour la détermination de leur efficacité dans l'alimentation en sable de la dune bordière.

Au cours des deux années de suivi de l'évolution morphologique des sites ateliers, une série de profils topographiques perpendiculaires au trait de côte a été mesurée au DGPS, 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 de Dunkerque (Figure VI-1 A), 3 profils sont localisés Dune Marchand et 2 au niveau de la Dune Dewulf, dont le profil P4 analysé dans le chapitre précédent. Cinq profils ont été suivis à Merlimont, 2 profils au nord de Merlimont et 3 profils au sud de Merlimont (Figure VI-1 B).

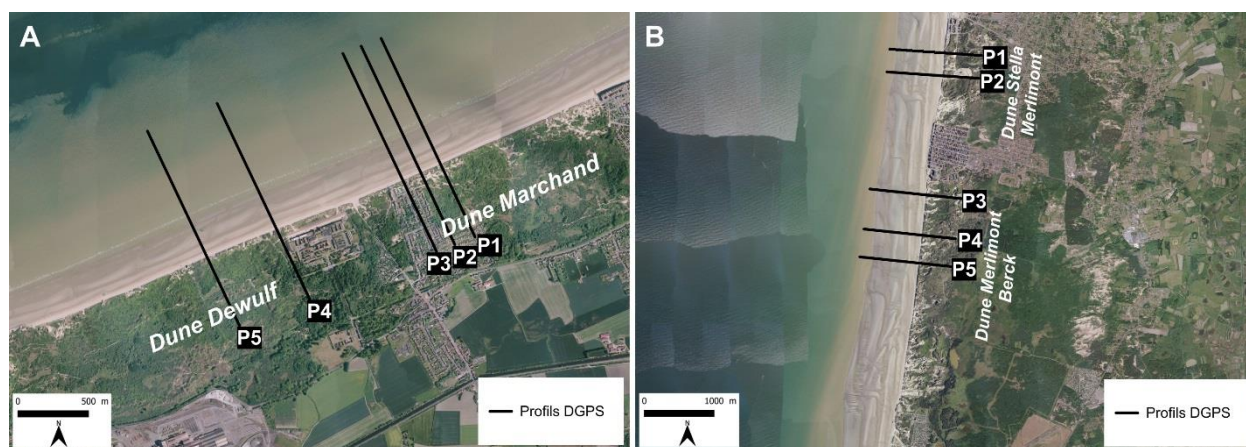


Figure VI-1 : localisation des profils topographiques levés au DGPS au niveau des sites de Dunkerque (A) et Merlimont (B).

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. Vu sa proximité avec les locaux de notre laboratoire, rendant la mobilisation logistique plus facile, le site de Dunkerque a bénéficié d'un plus grand nombre de levés (27 profils) que le site de Merlimont (16 profils). Les mesures ont été réalisées entre février 2016 et février 2018 (Tableau VI-1).

Tableau VI-1 : synthèse des dates des levés topographiques au DGPS au niveau des deux sites ateliers.

Site de Dunkerque		Site de Merlimont	
Date de levé	Coefficient marée	Date de levé	Coefficient marée
25/02/2016	91	10/03/2016	112
25/03/2016	89	09/04/2016	118
01/04/2016	39	25/05/2016	79
29/04/2016	53		
16/05/2016	48		
07/06/2016	102		
07/07/2016	94	22/07/2016	91
01/10/2016	88	05/10/2016	78
24/10/2016	45	04/11/2016	72
11/11/2016	71	19/11/2016	79
23/11/2016	46	24/11/2016	52
02/12/2016	79		
03/01/2017	77	16/01/2017	94
18/01/2017	73		
16/02/2017	78		
03/03/2017	95	04/03/2017	84
14/04/2017	86	02/04/2017	87
13/05/2017	81		
13/06/2017	73		
29/06/2017	81		
13/07/2017	77	11/07/2017	77
12/09/2017	77		64
27/09/2017	51	26/09/2017	
27/10/2017	44	26/10/2017	55
15/01/2018	66	17/01/2018	77
22/01/2018	75	23/01/2018	69
06/02/2018	78		

Le traitement des données est basé sur la méthode décrite dans le Chapitre V, notamment la détermination des compartiments morphologiques pour le calcul des bilans sédimentaires, le seuil pour les événements de tempête ($H_s^{95\%} = 2,25$ m à Dunkerque pendant au moins 6 heures consécutives), le calcul des énergies de vagues et enfin, la détermination des vents frontaux et parallèles favorables à une potentielle alimentation de la dune par du sable (vents ≥ 5 m/s pendant un niveau d'eau $\leq$ au niveau de la pleine mer moyenne).

VI-1- Résultats de l'évolution morphodynamique à court terme du site de Dunkerque

VI-1-1- Conditions météo-marines générales

Entre février 2016 et février 2018 un total de 53 événements tempétueux ($H_s > H^{95\%}$ durant au moins 6 heures consécutives) ont pu être détectés (Figure VI-2 A). La majeure partie de ces événements a coïncidé avec des vents modérés ne dépassant pas généralement 16 m/s (Figure VI-2 B) et des hauts niveaux d'eau inférieurs au niveau du PHMA (6,48 m) (Figure VI-2 C). 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 11 cas). Les plus remarquables et les plus énergiques ($E_s < 8 \times 10^3$ J/m²) d'entre eux se sont produits mi-janvier 2017 (tempête Egon) et au début du mois de janvier 2018 (tempête Eleanor) (bandes rouges, Figure VI-2). Lors de ces deux tempêtes, la hauteur des vagues au large n'a pas dépassé 4 m (Figure VI-2 A) et les vents ont soufflé à une vitesse modérée atteignant une moyenne maximale de 20 m/s en janvier 2017 (Figure VI-2 B), cependant les niveaux d'eau ont largement dépassé celui du PHMA (Figure VI-2 C). On constate également l'existence de quelques événements tempétueux potentiellement érosifs d'énergie modérée à faible ($E_s < 6 \times 10^3$ J/m²) associés à des niveaux d'eau légèrement supérieurs au PHMA, qui se sont produits en octobre 2016, octobre et décembre 2017 ainsi qu'en février 2018 (Figure VI-2 D). Les vents d'afflux pouvant favoriser une potentielle alimentation de la dune en sable (vents ≥ 5 m/s durant les niveaux d'eau $\leq$ pleine mer moyenne) ont été moins fréquents durant cette période (Figure VI-2 E), avec une fréquence 23,6 % et une proportion des vents frontaux (vents les plus efficaces) ne dépassant pas 13,6 %.

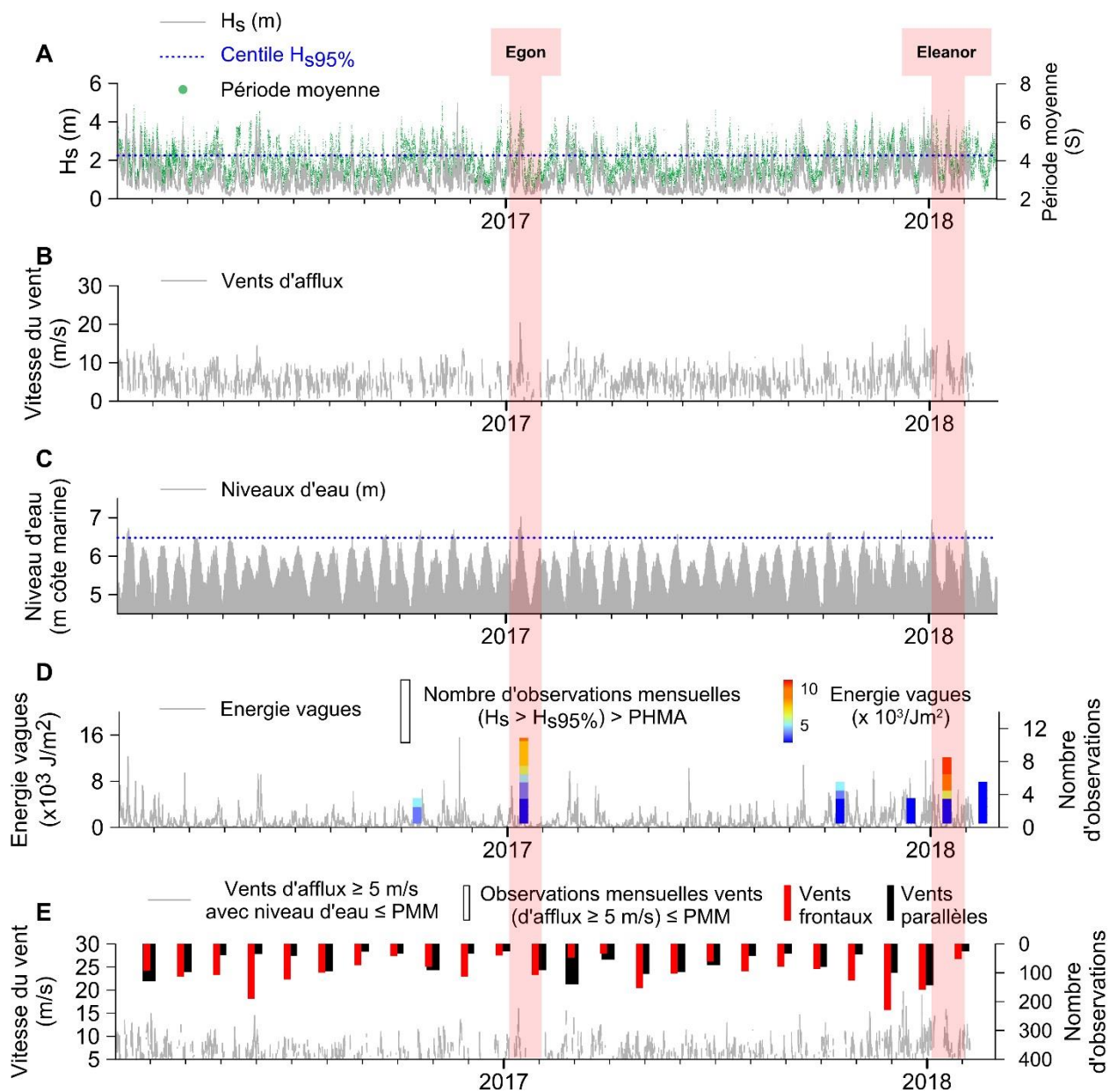


Figure VI-2 : conditions météo-marines générales entre février 2016 et février 2018 à Dunkerque.

VI-1-2- Evolution morphologique et bilans sédimentaires par profil

L'analyse des profils topographiques montre que les variations morphologiques les plus importantes se situent au niveau de l'estran (entre le niveau de la pleine mer moyenne « PMM » et le niveau de la basse mer de morte eau « BMME »), dues aux migrations du système barre et bêche au gré des conditions météo-marines prévalant (Figure VI-3 et Figure VI-4). Le haut de plage, localisé entre le pied de dune et la PMM, semble globalement plus stable que l'estran.

Le cordon dunaire présente globalement un profil identique durant toute la période de suivi, avec cependant l'apparition d'une falaise d'érosion lors d'événements tempétueux, mais qui disparaît lors des phases d'engraissement du haut de plage, ce qui permet au versant dunaire de retrouver un profil plus équilibré. Cependant, les changements morphologiques les plus notables sont directement liés aux tempêtes Egon et Eleanor (dont l'impact de chacune d'elle sera détaillé ultérieurement) comme on peut le voir grâce aux profils pré et post-tempête. En effet, ces deux tempêtes sont à l'origine d'un abaissement du haut de plage et d'un recul de près de 3 m du pied de dune et d'une partie du versant dunaire au niveau du profil P1 et d'un recul de près de 2 m et de 4 m du versant dunaire pour les profils P2 et P3 au niveau de la Dune Marchand (Figure VI-3 ; Annexe III). Au niveau de la Dune Dewulf, on note également un abaissement du haut de plage au niveau des profils P4 et P5, ainsi qu'un net recul du versant dunaire au niveau du profil P5 (Figure VI-4). Au niveau de l'estran on note une migration des barres et des bâches, mais pas de nette tendance à l'érosion ou à l'accumulation.

En termes de variations volumétriques (Figure VI-5), on constate des tendances d'évolution approximativement similaires d'un profil à un autre pour les deux secteurs dunaires. La période allant de février 2016 à décembre 2016 est caractérisée par une quasi-stabilité du cordon dunaire, avec des variations mineures ne dépassant pas $\pm 1 \text{ m}^3/\text{ml}$. Le haut de plage a évolué positivement, avec des gains de 4 à 8 m^3/ml , au niveau de la dune Marchand alors qu'au niveau des profils situés sur la dune Dewulf (P4 et P5) les variations volumétriques sont plus importantes, avec des gains atteignant jusqu'à 12 m^3/ml . Cette évolution est liée à des conditions météo-marines relativement calmes (Figure VI-2), particulièrement lors de la période estivale, bien qu'un événement tempétueux d'énergie modérée (Figure VI-2 D) soit survenu en octobre 2016, avec comme impact une très légère érosion ($< -1 \text{ m}^3/\text{ml}$) de la dune au niveau de tous les profils (Figure VI-5).

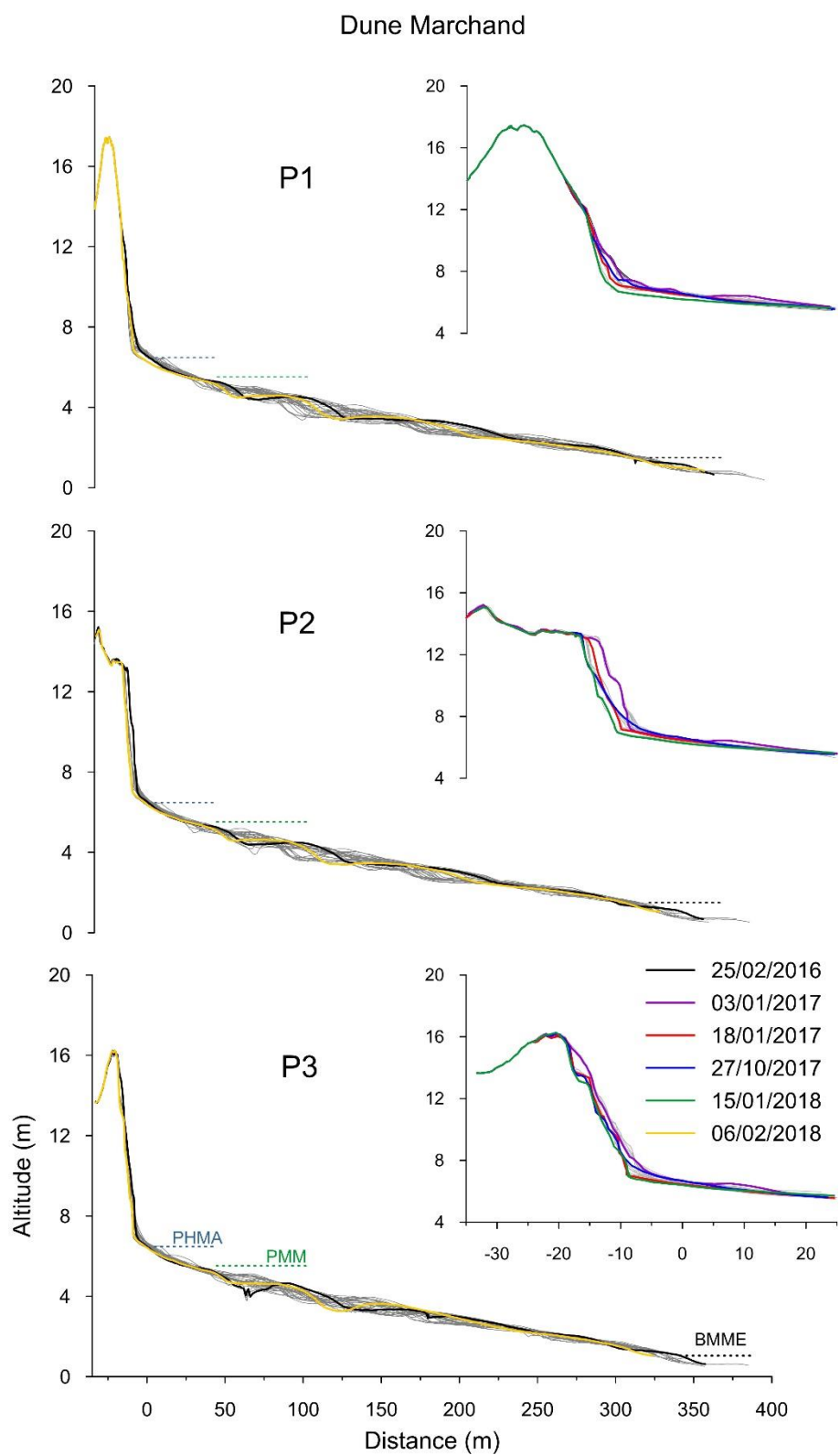


Figure VI-3 : profils topographiques réalisés de février 2016 à février 2018 au niveau de la dune Marchand (Annexe III).

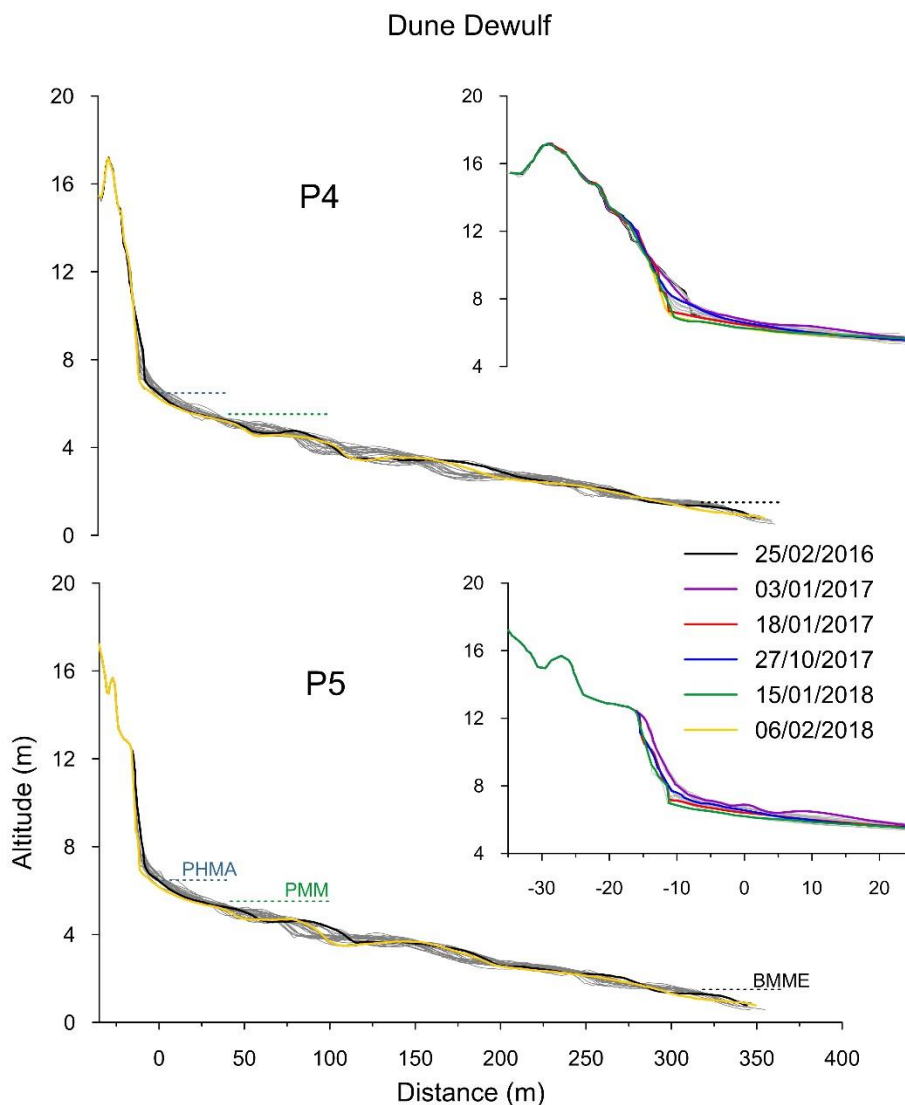


Figure VI-4 : profils topographiques réalisés de février 2016 à février 2018 au niveau de la dune Dewulf. (Annexe III).

En janvier 2017, l'impact de la tempête Egon (Annexe II) est bien mis en évidence avec des pertes importantes pour le versant dunaire de la dune Marchand, tout particulièrement au niveau des profils P2 ($-12,5 \text{ m}^3/\text{ml}$) et P3 ($-10,5 \text{ m}^3/\text{ml}$) et une érosion inférieure à $-6 \text{ m}^3/\text{ml}$ au niveau du profil P1 qui est caractérisé par un net déficit sur le haut de plage. Pour la dune Dewulf (P4 et P5), l'abaissement du haut de plage est plus important que les pertes au niveau du cordon bordier avec un bilan négatif de l'ordre de $-10,5 \text{ m}^3/\text{ml}$. En février 2016, le haut de plage regagne du sédiment, notamment au niveau du P1 pour la dune Marchand et du P4 pour la dune Dewulf. Le versant dunaire quant à lui n'enregistre que des variations minimes. La période post-Egon qui

s'étend de février à décembre 2017 est marquée par une stabilité de la dune, aussi bien pour la dune Marchand que pour la dune Dewulf. Sur le haut de plage, des pertes et des gains mineurs sont constatés, ce qui se traduit par une stabilité, à l'exception du profil P4 où le haut de plage semble gagner davantage de sédiment (Figure VI-5).

La seconde tempête de janvier 2018 (Eleanor) est responsable d'une légère érosion ne dépassant pas $-3,5 \text{ m}^3/\text{ml}$ au niveau des profils de la dune Marchand et une érosion de l'ordre de $-6 \text{ m}^3/\text{ml}$ pour la dune Dewulf. On constate à nouveau que l'érosion est plus importante sur le haut de plage que sur le versant dunaire au niveau de la dune Dewulf, alors qu'au niveau de la dune Marchand les différences de volumes perdus entre le haut de plage et la dune sont moins marquées.

Globalement, entre 2016 et 2018, le bilan des variations volumétriques cumulées montre que c'est le cordon dunaire de la dune Marchand qui enregistre la perte de volume la plus importante. Les profils P2 et P3, situés immédiatement à l'est de Zuydcoote, sont les profils ayant subi les pertes les plus importantes, avec un déficit sédimentaire de $-22 \text{ m}^3/\text{ml}$ et $-14,5 \text{ m}^3/\text{ml}$ respectivement au niveau du cordon dunaire, alors qu'au niveau du haut de plage, les pertes sont au contraire plus modestes. Le cordon dunaire, au niveau du profil P1, qui est situé plus à l'est, enregistre une perte plus modérée (de l'ordre de $-10 \text{ m}^3/\text{ml}$) pour la dune et le haut de plage. Ces différences pourraient être liées à la proximité des accès à la plage de Zuydcoote des profils topographiques P2 et P3. La pression anthropique s'exerçant sur le versant dunaire pendant la période estivale a peut-être contribué à son érosion et s'est traduite par une destruction de la végétation stabilisant le versant dunaire qui, lors des tempêtes a de ce fait moins résisté à l'érosion. Le profil P1, est plus éloigné des accès et dans un secteur moins fréquenté, ce qui expliquerait une érosion moins importante au niveau de la dune. Au niveau de la dune Dewulf, l'érosion est moins importante, avec une perte maximale de $-11,8 \text{ m}^3/\text{ml}$ pour la dune au niveau du P4 et une perte inférieure à $-10 \text{ m}^3/\text{ml}$ pour la dune et le haut de plage au niveau du profil P5. Ces deux profils sont éloignés des chemins d'accès et situés dans un secteur peu fréquenté.

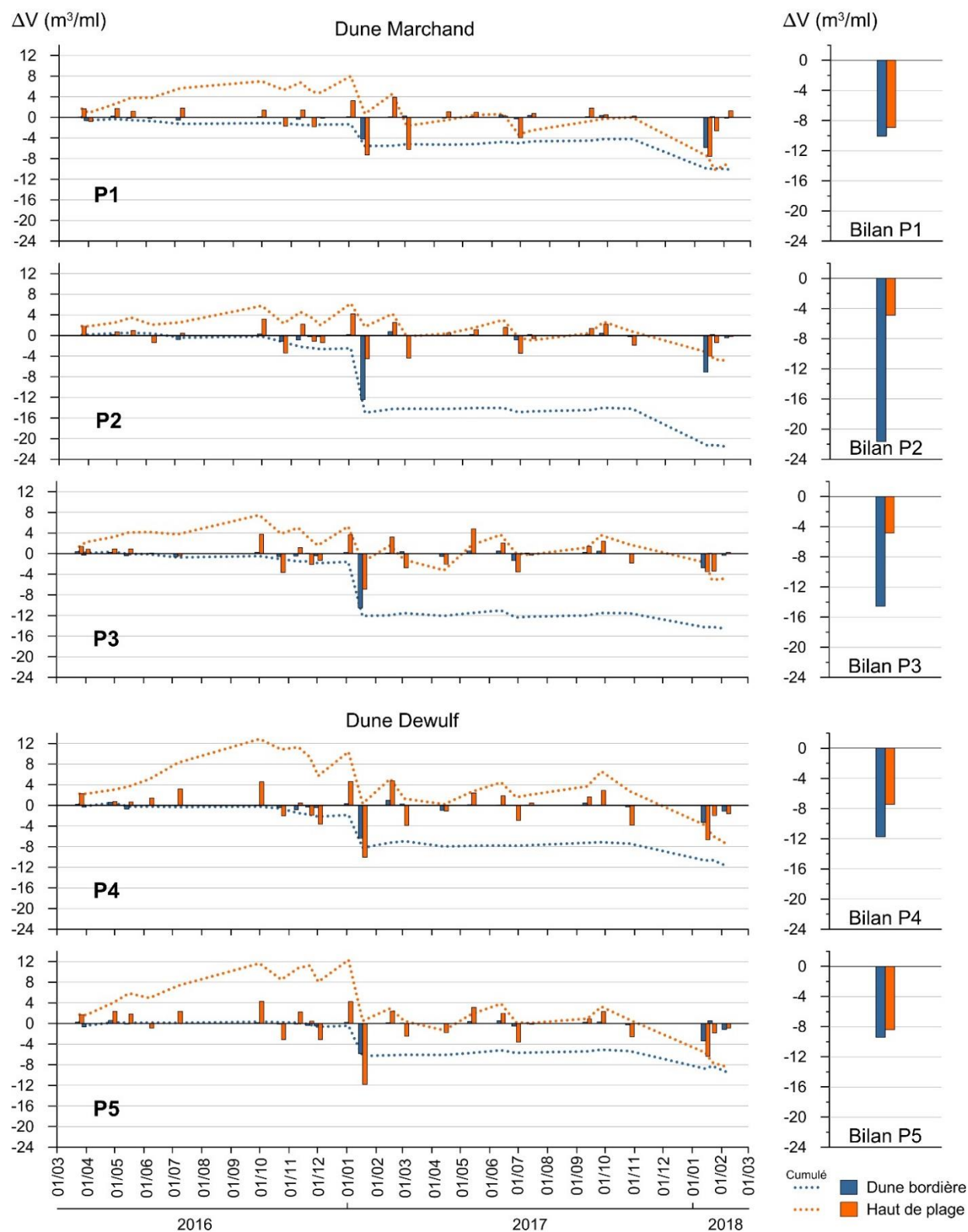


Figure VI-5 : variations volumétriques entre février 2016 et février 2018 au niveau de la dune Dewulf et Marchand sur le site de Dunkerque. Les traits pointillés correspondent aux variations de volume cumulées.

VI-1-3- Analyse de l'impact de deux événements tempétueux

VI-1-3-1- Tempête Egon de janvier 2017

Pendant la nuit du jeudi 12 au vendredi 13 janvier 2017, la puissante tempête Egon a balayé le nord de la France. La dépression associée à cette tempête (1005 hPa jeudi 12/01 à 12 h au large de la Bretagne) a traversé le nord du pays en se creusant très rapidement : la pression en son centre n'était que de 990 hPa au-dessus du Cotentin et 982 hPa en Picardie. Cette dépression s'est ensuite progressivement déplacée vers la Belgique. Au passage de la tempête, des vents violents ont été enregistrés, notamment sur les régions Haute-Normandie, Hauts-de-France, Île-de-France, et Grand-Est. On a ainsi relevé 146 km/h à Dieppe, une valeur jamais atteinte depuis 1987 (<http://www.meteofrance.fr>). Au large de Dunkerque, elle a généré des hauteurs de vagues dépassant le seuil de $Hs^{95\%}$ (2,25 m) pendant 58 heures consécutives, dont des hauteurs supérieures à 3,5 m, avec un pic de 4,1 m, durant 24 heures consécutives (Figure VI-6 A). Ces conditions de vagues au large ont été confrontées aux enregistrements de vent à Dunkerque. On note un brusque changement dans la vitesse et la direction du vent à l'arrivée de la tempête, au cours de la nuit du 12 janvier. En effet, des vents faibles, de direction SSO, passent brusquement au NNO (340 °), avec une vitesse moyenne maximale de 20 m/s le 12 janvier (Figure VI-6 B) et une vitesse instantanée de 80 km/h. Le vent a continué à souffler en provenance du secteur nord avec des vitesses modérées de l'ordre de 12 à 15 m/s durant 24 heures consécutives (Figure VI-6 B). Les vagues au large ont atteint leur hauteur maximale le 13 et 14 janvier, alors qu'à la côte les vents de nord persistants baissaient progressivement en termes de vitesse. Cette tempête a coïncidé avec une période de marée de vive-eau, de coefficient 99 le 13 janvier à 102 le 14 janvier. Les niveaux d'eau issus du marégraphe de Dunkerque, confrontés à la marée prédite du SHOM, montrent une surcote maximale de 1,92 m atteinte à basse mer le 13 janvier et une surcote inférieure à 1 m à marée haute. Les niveaux d'eau ont également dépassé à 4 reprises consécutives le niveau du PHMA durant les deux pleines mers du 13 et 14 janvier (Figure VI-6 C), avec un niveau maximal de 7 m atteint le 14 janvier, coïncidant avec les hauteurs de vagues au large les plus fortes, ce niveau d'eau, enregistré dans le port, fut en réalité plus élevé sur la plage en raison du run-up (cliché A, Figure VI-9).

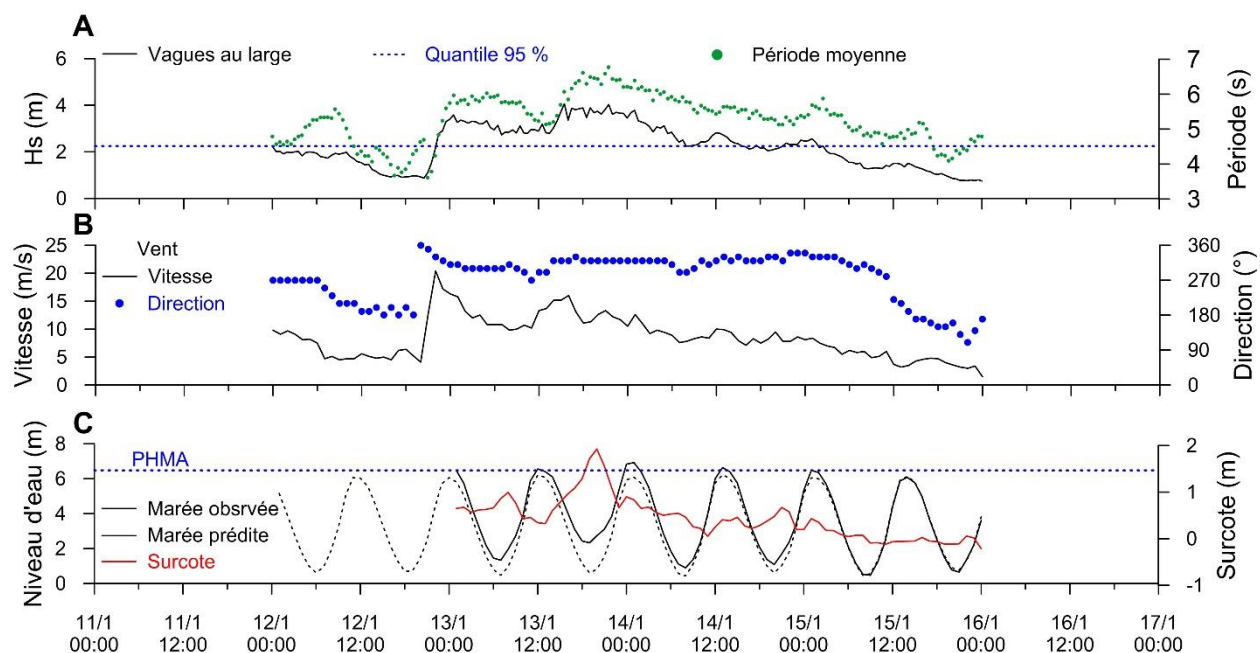


Figure VI-6 : conditions météo-marines enregistrées à Dunkerque et à la bouée Westhinder lors de la tempête Egon en janvier 2017.

Cet événement tempétueux s'est traduit par une érosion notable sur l'ensemble des versants dunaires des dunes Marchand (Figure VI-7) et Dewulf (Figure VI-8) et ce, malgré une altitude du pied de dune plus élevée que le niveau d'eau maximal de 7 m atteint le 14 janvier. L'analyse des profils et des photographies réalisées quelques jours avant (03 janvier) et après (18 janvier) la tempête témoignent de l'importance de l'érosion avec un front dunaire entaillé en falaise de près de 4 m de hauteur (Figure VI-9). Les profils à l'ouest de la dune Marchand (P2 et P3) ont été les plus touchés avec un recul de près de 4 m du front dunaire (Figure VI-7). Le niveau de la plage devant le front de mer de Zuydcoote s'est abaissé, rendant périlleux l'accès à la plage. L'érosion de la dune a également fait apparaître un ancien perré caché sous la dune qui, de mémoire d'habitant, n'a jamais été découverte depuis des décennies (cliché B, Figure VI-9). Ce perré accueillait des cabines de plage au début du 20^{ème} siècle.

Sur la dune Dewulf, au niveau des profils P4 et P5, le haut de plage a connu un abaissement de 0,5 m et des pertes dépassant 10 m³/ml (Figure VI-8). Contrairement à ce que l'on pouvait 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, visibles sur les profils levés le 03 janvier, ont disparu suite à l'érosion du haut de plage.

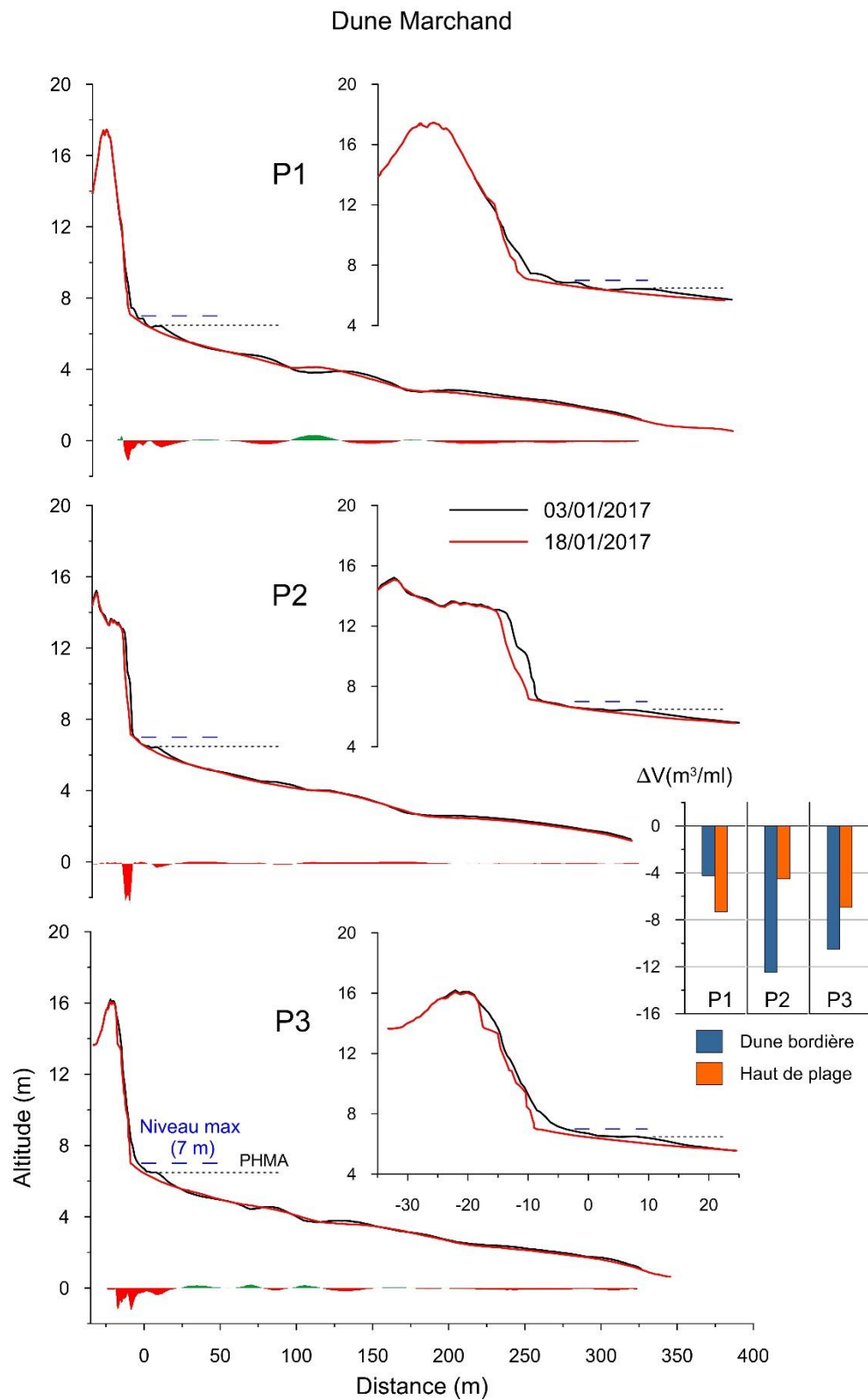


Figure VI-7 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Egon de janvier 2017 au niveau de la dune Marchand.

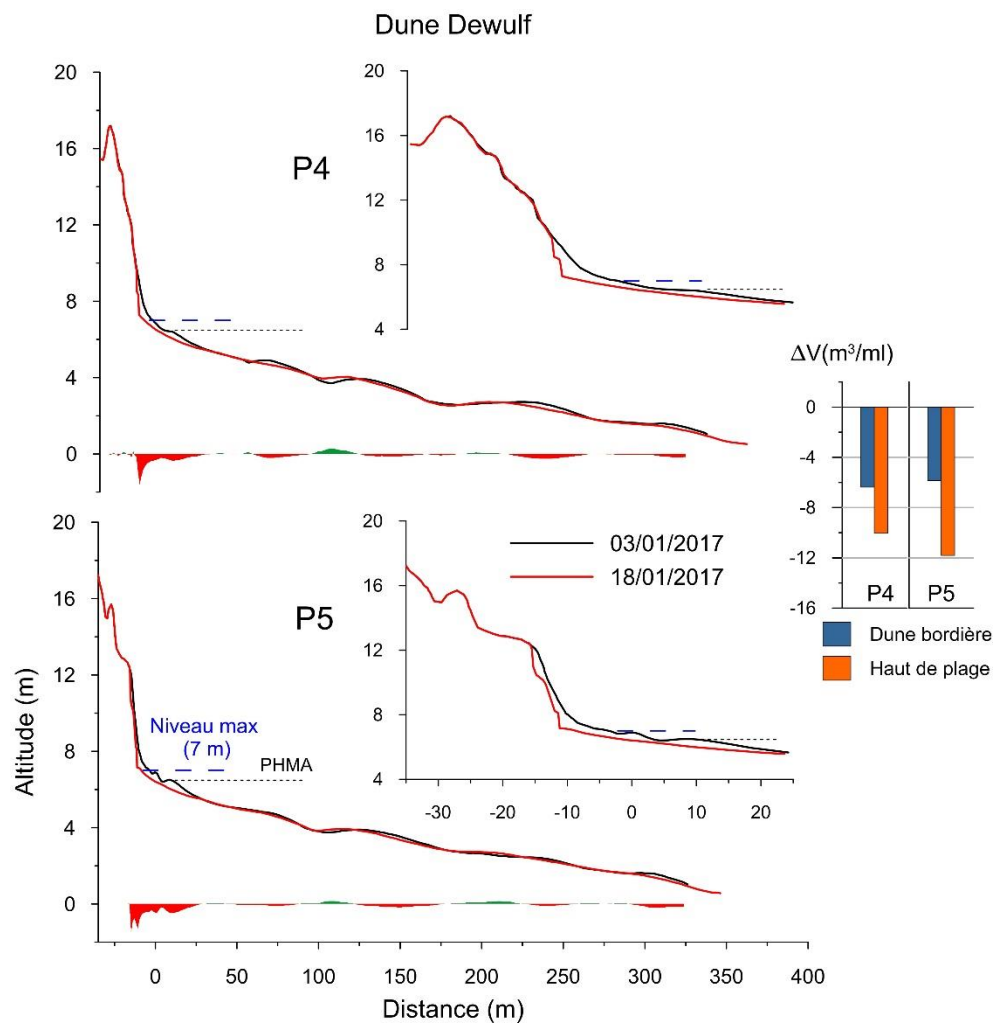


Figure VI-8 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Egon de janvier 2017 au niveau de la dune Dewulf.

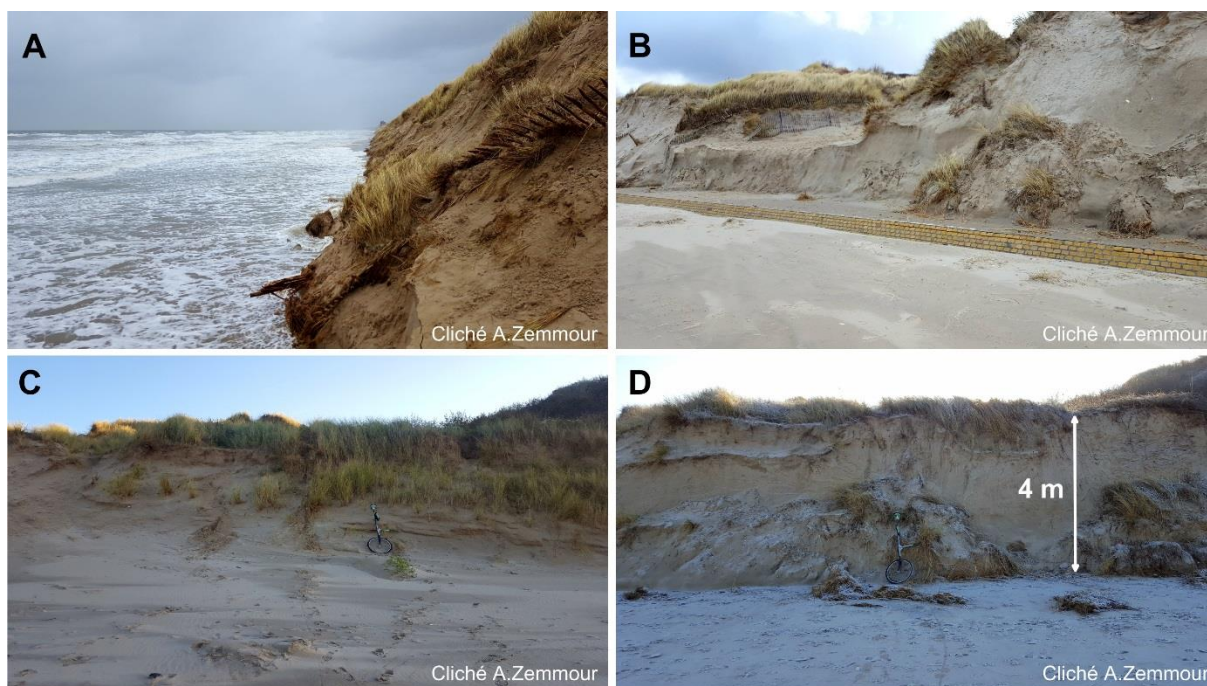


Figure VI-9 : photographies illustrant le niveau d'eau atteint lors de la tempête Egon (le 13 janvier 2017) au niveau de la dune Marchand (A), l'apparition de l'ancien perré (B), le front dunaire du profil P5 au site de Dunkerque avant (C) et après (D) Egon. Clichés A. Zemmour.

VI-1-3-2- Tempête Eleanor de janvier 2018

Un an après la tempête Egon, la tempête Eleanor touche le littoral au début du mois de janvier 2018. La tempête Eleanor, qui a balayé la France les 2 et 3 janvier 2018, est associée à une dépression creusée à 969 hPa qui a circulé des îles Britanniques vers la mer du Nord et la Scandinavie. Les régions les plus touchées ont été le Grand-Est et les Hauts-de-France (58 % du territoire avec des vents supérieurs à 100 km/h). La conjonction de fortes vagues, d'une surcote importante et de coefficients de marée élevés ont provoqué localement des débordements sur le littoral atlantique et les côtes de la Manche (<http://www.meteofrance.fr>).

Des vents forts ont balayé les littoraux de la façade Manche et de la mer du Nord pendant plus de 48h avec des pointes dépassant les 130 km/h au Cap Gris nez. C'est surtout entre 2 et 3 h et entre 7 et 8 h du matin que les plus fortes bourrasques ont été enregistrées, avec 129 km/h à Boulogne, 108 km/h à Dunkerque et à Calais (<http://www.meteofrance.fr>). D'importants dégâts matériels et naturels sont à déplorer. Associés à des coefficients de marée compris entre 101 et 106, une alerte submersion marine a été lancée dans toute la région nord.

A Dunkerque, cette tempête a été de plus faible durée que la précédente et s'est déroulée en deux temps. Dans un premier temps, des vagues qui dépassent le seuil de $H_s^{95\%}$ durant 25 heures consécutives du 03 janvier 00h00 au 04 janvier 01h00 (Figure VI-10 A), sont associées à des vents modérés inférieurs à 13 m/s soufflant du secteur ouest (260°) parallèlement au trait de côte (Figure VI-10 B). 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 (Figure VI-10 B), engendrent une augmentation dans la hauteur significative des vagues au large au-dessus du seuil de tempête pendant 7 heures consécutives (Figure VI-10 A). Ces conditions de vent et vagues au large ont été conjugués 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 3 pleines mers consécutives, avec un niveau maximal de 6,93 m atteint le 03 janvier à 13h (Figure VI-10 C), coïncidant avec des vagues au large de près de 3,8 m et une surcote maximale de 1,12 m atteinte à marée montante.

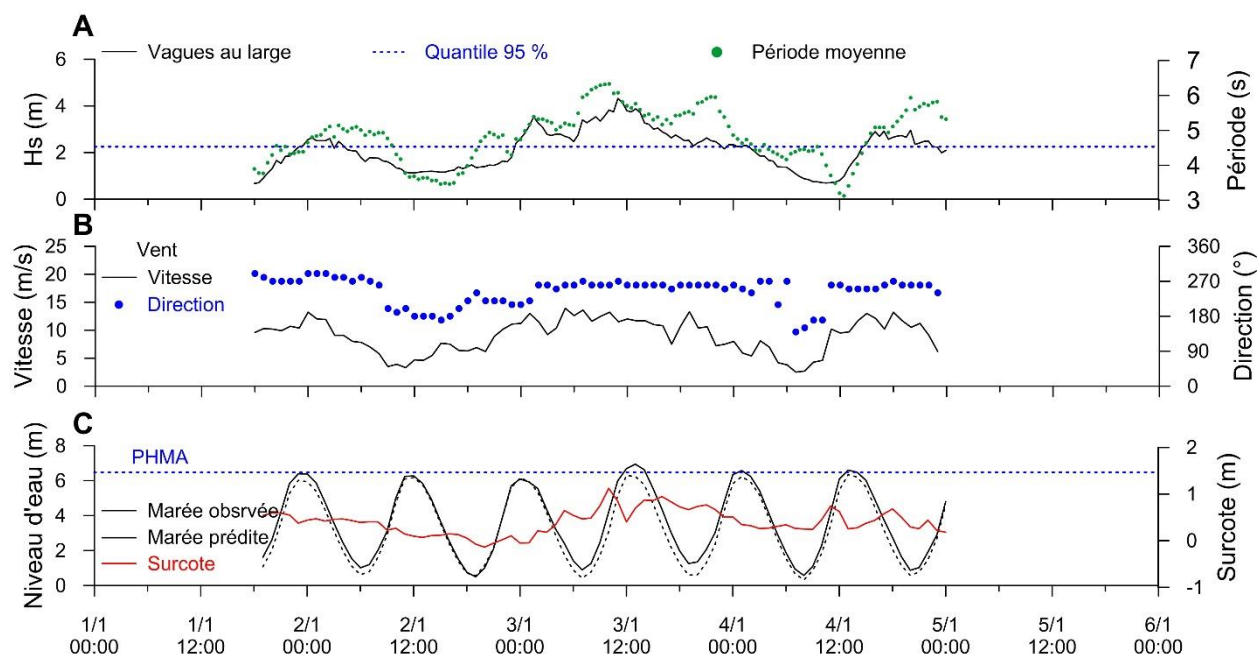


Figure VI-10 : conditions météo-marines enregistrées à Dunkerque et à la bouée Westhinder lors de la tempête Eleanor en janvier 2018.

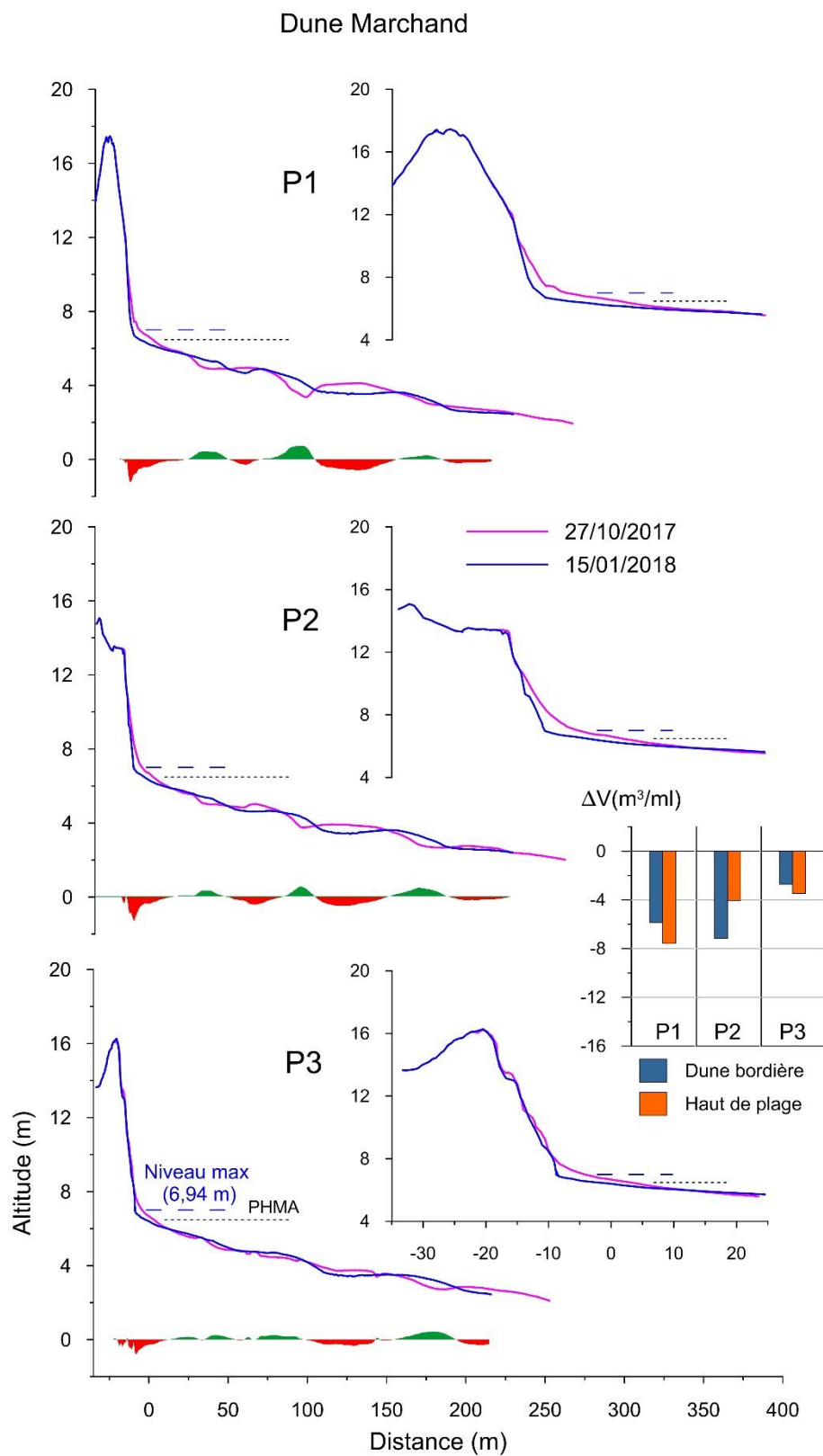


Figure VI-11 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Marchand.

Les variations morphologiques et volumétriques suite à la tempête Eleanor sont illustrées en comparant le profil du 27 octobre 2017, levé deux mois avant et celui du 15 janvier 2018, levé quelques jours après la tempête. Nous ne disposons pas, en effet, de profils topographiques datant de quelques jours avant la tempête en raison de problèmes logistiques. Néanmoins, l'impact de cette tempête est clairement identifié avec un recul net du pied de dune, tant au niveau de la dune Marchand (Figure VI-11) qu'au niveau de la dune Dewulf (Figure VI-12), engendrant par endroit une falaise d'érosion de plus de 3 m de hauteur (Figure VI-13).

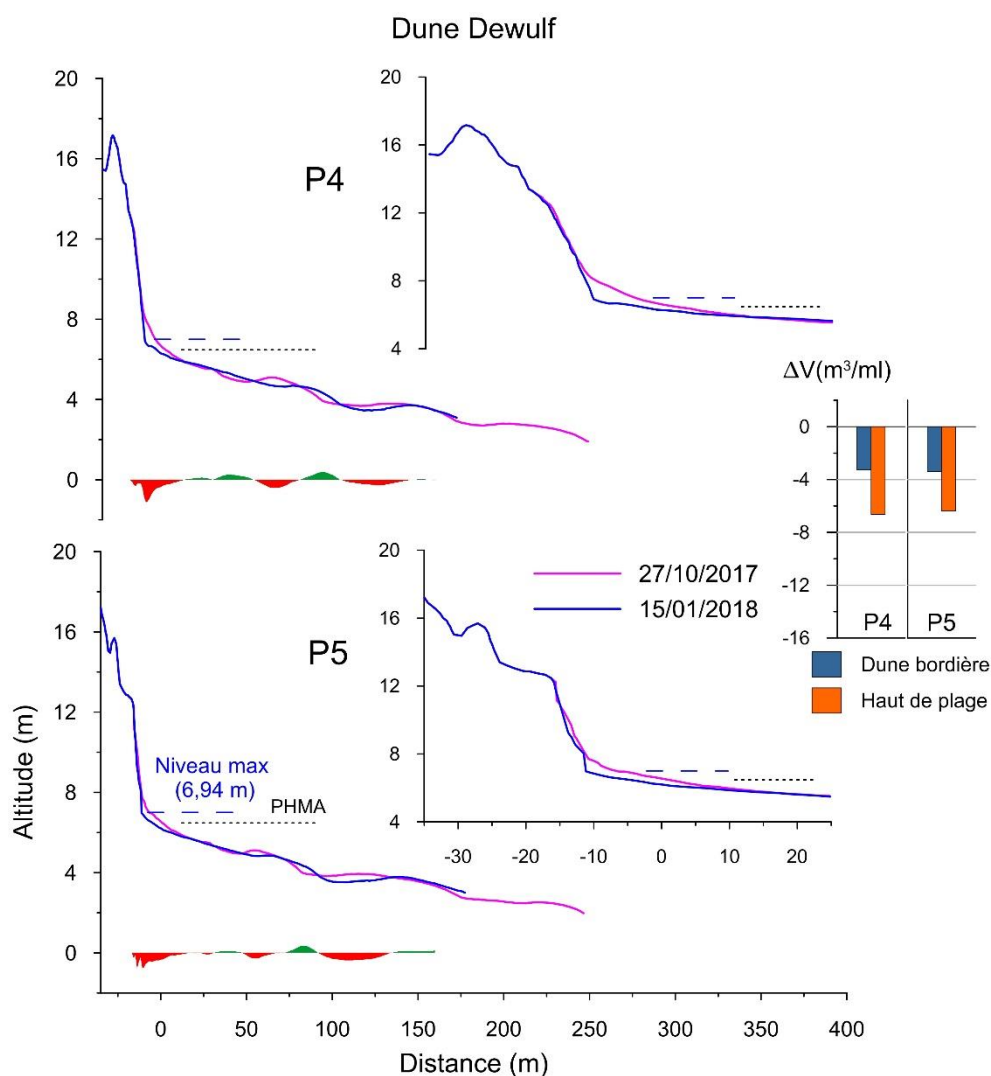


Figure VI-12 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Dewulf.

Globalement, les pertes sédimentaires causées par Eleanor sont inférieures à celles observées suite à la tempête Egon. Les deux profils les plus touchés, P1 et P2, sur la dune Marchand, ont subi des pertes de $-5,8 \text{ m}^3/\text{ml}$ et $-7,1 \text{ m}^3/\text{ml}$ avec un recul d'une partie du front dunaire (Figure VI-11). Les profils P3, P4 et P5 ont subi des pertes moins importantes, inférieures à $-3,5 \text{ m}^3/\text{ml}$ avec seulement un recul du pied de la dune. Le haut de plage a baissé 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 $-4 \text{ m}^3/\text{ml}$) (Figure VI-11).



Figure VI-13 : photographies illustrant l'impact de la tempête Eleanor sur le front dunaire du profil P2 au site de Dunkerque, avant (A) et après (B) tempête.

Lors des deux tempêtes Egon et Eleanor, les deux secteurs dunaires du site de Dunkerque ont été confrontés aux mêmes conditions météo-marines. Ces deux tempêtes ont engendré une érosion significative des versants dunaires, notamment suite à la tempête Egon, mais on observe une différence nette dans les pertes entre un profil et un autre et ce, malgré leur proximité géographique. 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. 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 des profils P2 et P3 de la dune Marchand. Au niveau de la dune Dewulf, ainsi qu'au niveau du profil P1 (dune Marchand), lors de cette tempête, c'est le haut de plage qui est le plus déficitaire en termes de variations de volumes, la dune étant moins touchée. Dans une moindre mesure, cette évolution est similaire lors du passage de la tempête Eleanor.

Afin de tenter d'expliquer cette différence, des corrélations ont été réalisées afin de confronter les volumes perdus au niveau de la dune aux largeurs de haut de plage et à l'altitude du pied de dune du profil précédent la tempête (Figure VI-14). En se basant sur les données de la tempête Egon (Figure VI-15 A), les corrélations semblent assez bonnes entre les variations des volumes et la largeur du haut de plage ($R^2=0,55$). Cependant, il est intéressant de constater que le profil P2 subit une érosion plus importante que le profil P3 (Figure VI-7) malgré un haut de plage plus large (34 m au P3 et 30 m au P2, Figure VI-14). Ceci s'explique grâce à la seconde corrélation entre les variations de volumes et l'altitude du pied de dune ($R^2=0,52$) pour laquelle nous remarquons que l'altitude du pied de dune au niveau du P3 (7,45 m) est supérieure à celle du P2 (7,1 m). Cette différence de 0,35 m dans l'altitude du pied de dune aurait permis au P3 de mieux résister aux attaques des vagues. Ces corrélations semblent moins pertinentes lorsqu'on considère les résultats suite à la tempête Eleanor (Figure VI-15 B). Ceci peut être expliqué par le fait que la morphologie du profil levé le 27 octobre 2017 (2 mois avant la tempête) ne correspondrait pas à la topographie pré-existante 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 (Figure VI-2 D).

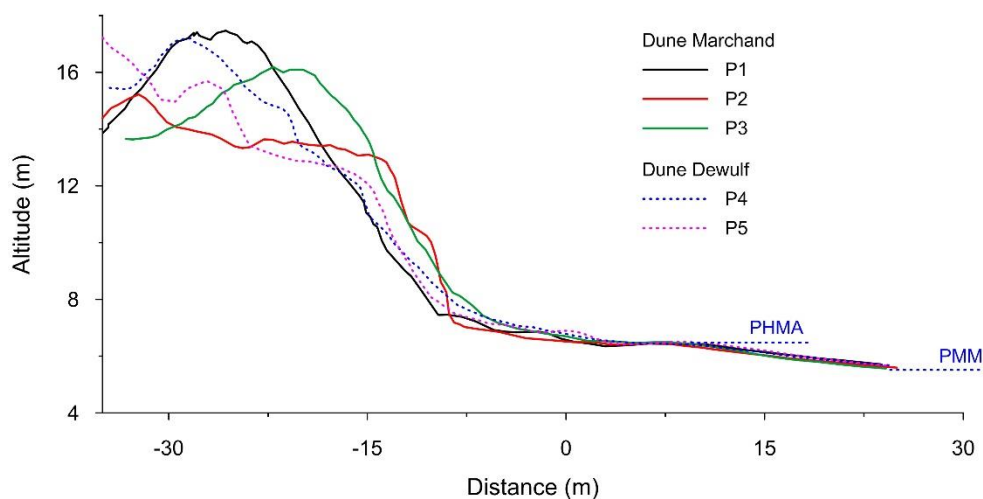


Figure VI-14 : comparaison de la morphologie de la dune et du haut de plage des profils avant la tempête Egon au niveau la dune Dewulf et de la dune Marchand.

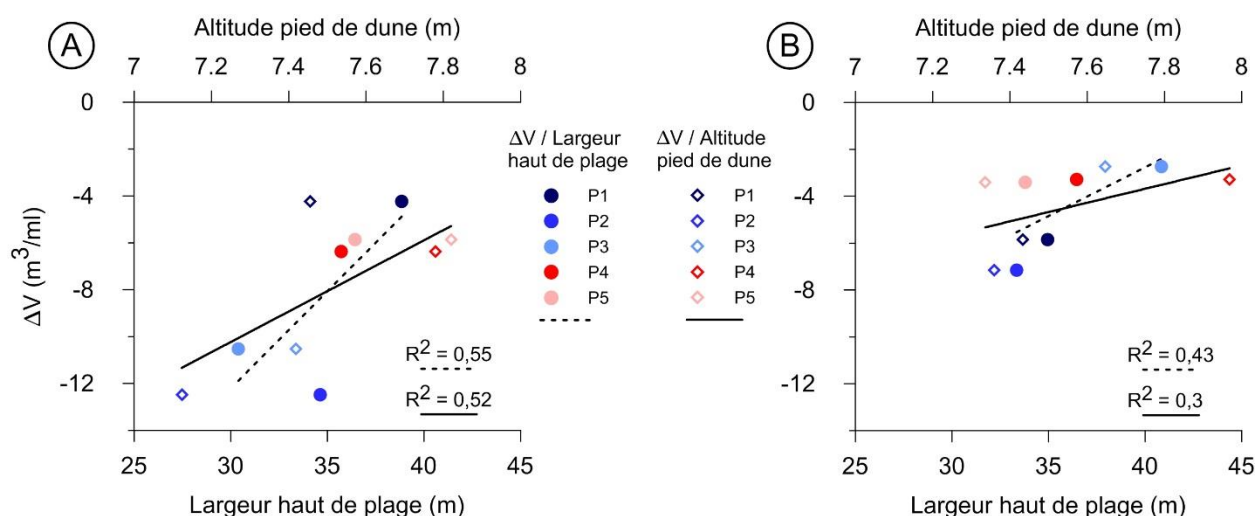


Figure VI-15 : corrélations entre les variations volumétriques de la dune et les paramètres morphologiques lors de la tempête Egon (A) et la tempête Eleanor (B).

VI-1-4- Analyse de la régénération post-tempête

Suite à la tempête Egon de janvier 2017, une série de levés topographiques mensuels, entre le 18 janvier et le 27 octobre 2017 a été réalisée afin d'enregistrer et de quantifier la potentielle régénération post-tempête de la dune bordière. A première vue on constate un comblement de la falaise dunaire grâce notamment à un léger engraissement du pied de dune allant de 0,3 m au niveau du profil P1 (Figure VI-17) à 0,7 m au niveau du P4 (Figure VI-18). Ces variations morphologiques 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 qui retrouve peu à peu un profil d'équilibre (Figure VI-16), sans toutefois retrouver l'état initial du 03 janvier, avant la tempête.

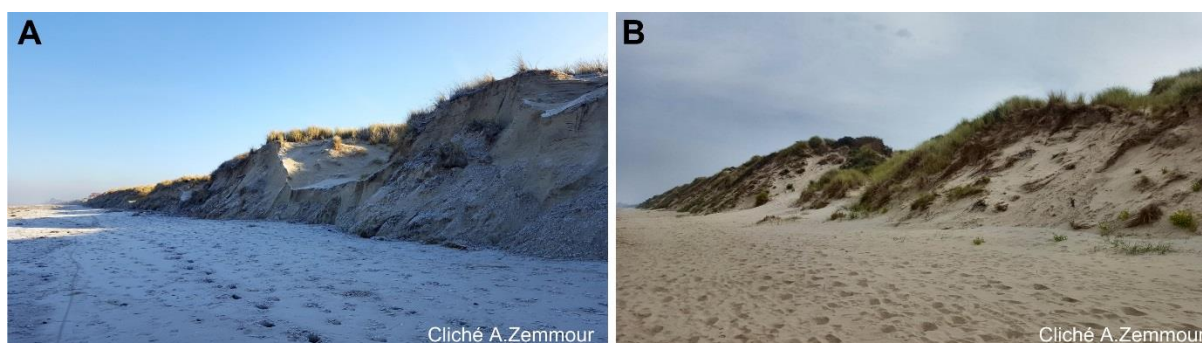


Figure VI-16 : photographies illustrant la régénération post-Egon à proximité du profil P4 au niveau de la dune Dewulf entre le 18 janvier (A) et le 27 octobre (B). Clichés A. Zemmour.

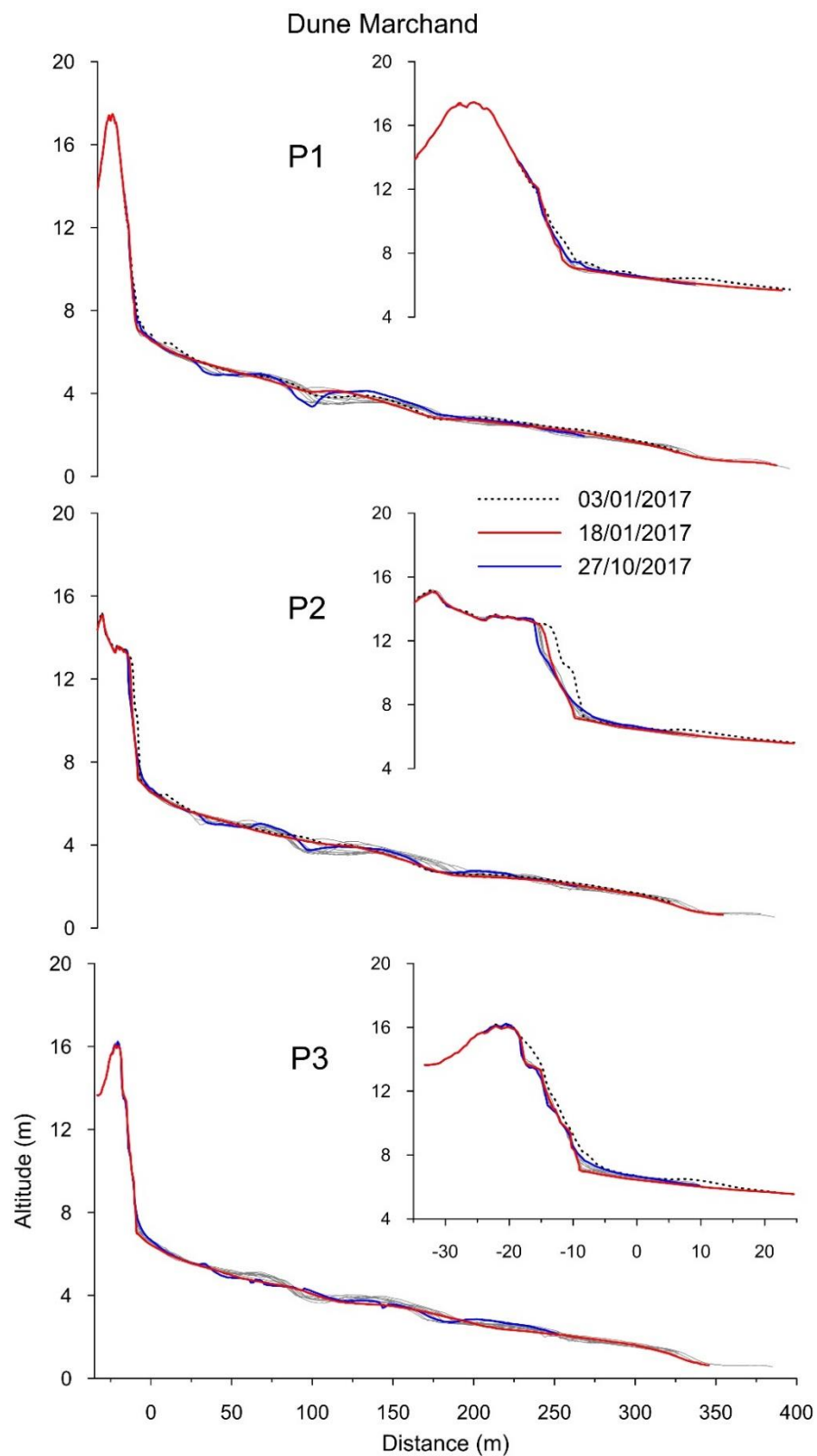


Figure VI-17 : profils topographiques réalisés après la tempête Egon du 18 janvier au 27 octobre 2017 au niveau de la dune Marchand.

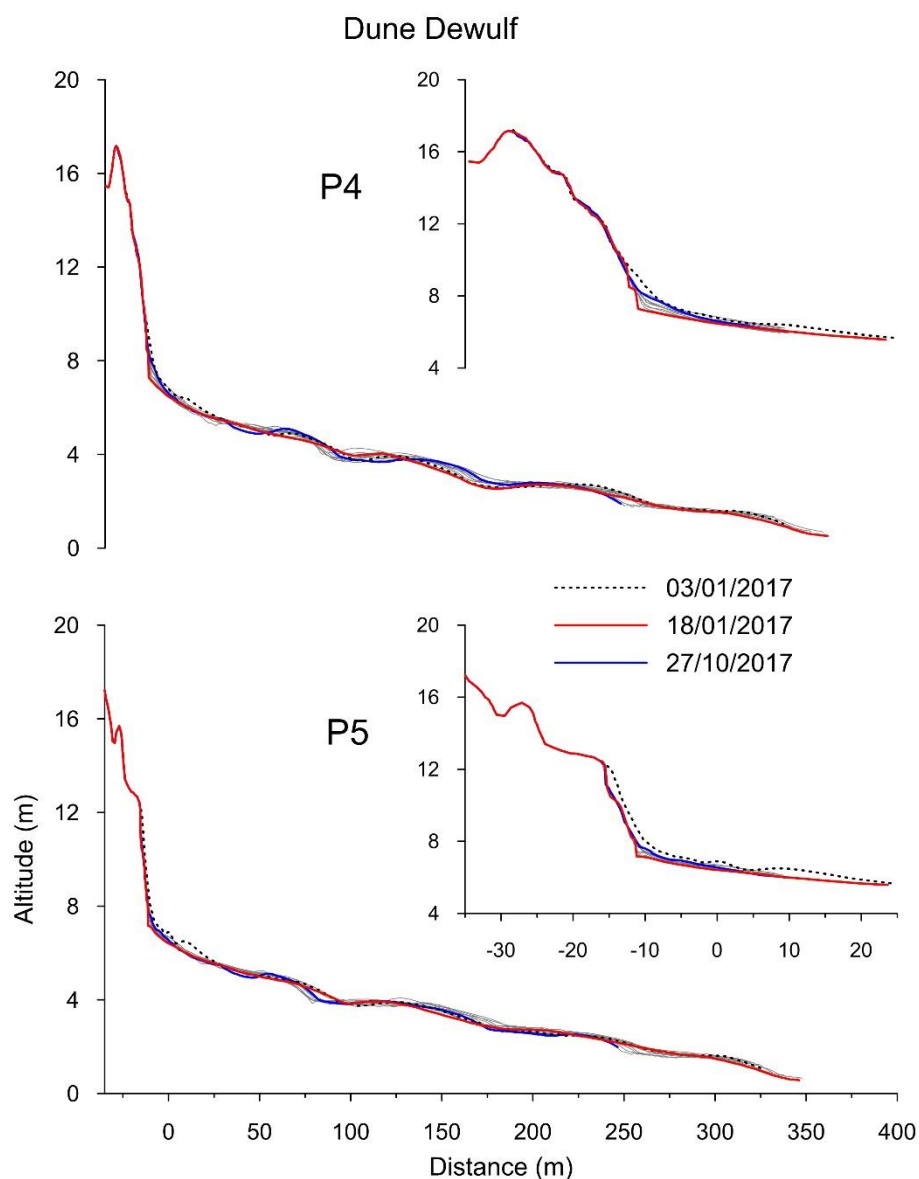


Figure VI-18 : profils topographiques réalisés après la tempête Egon du 18 janvier au 27 octobre 2017 au niveau de la dune Dewulf.

En effet, malgré une légère tendance à l'accumulation au niveau de la dune au cours de cette période (Figure VI-19 A), les volumes gagnés pour chaque profil (Figure VI-19 C) restent minimes par rapport aux volumes perdus lors de cette tempête (Figure VI-5), à l'exception du profil P1 où l'érosion fut la moins forte pendant la tempête Egon et où le volume gagné (+1,3 m³/ml) a pu atteindre plus d'un quart du volume perdu (-4,2 m³/ml). Les variations de volume en haut de plage (Figure VI-19 B et D) sont plus importantes, avec des successions de gains et de pertes qui ne sont pas forcément corrélées aux variations volumétriques enregistrées pour le

cordon bordier. Ainsi, en février 2017 le haut de plage enregistre un net déficit mais pas la dune, qui gagne un peu de sable durant la même période, indiquant qu'un événement érosif s'est traduit par un abaissement du haut de plage mais sans affecter le pied de dune. Le reste du temps, l'évolution du haut de plage et de la dune est synchrone, les volumes gagnés ou perdus en haut de plage restant nettement supérieurs à ceux de la dune.

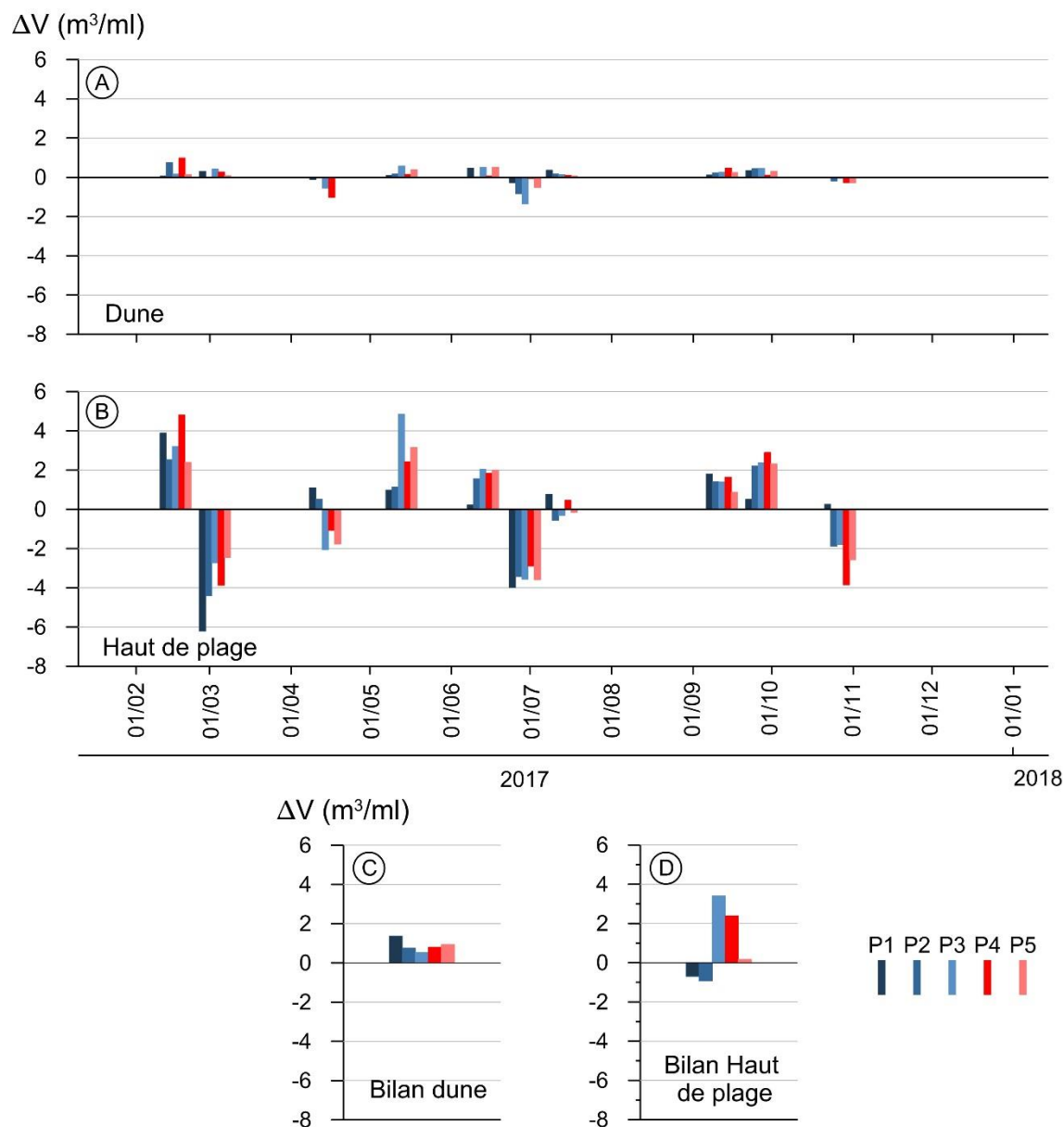


Figure VI-19 : variations volumétriques lors de la phase de régénération entre les deux tempêtes Egon et Eleanor.

Les conditions météo-marines au cours de cette période sont caractérisées par une absence d'événements tempétueux pouvant éroder la dune, tel qu'on peut le constater sur la Figure VI-2 D. Cependant, on constate une érosion de la dune surtout en avril et juin 2017, interrompant ainsi le processus de régénération de la dune. En effet, au cours de ces deux mois, deux coups de vent associés à des marées de vive-eau ont été enregistrés permettant à des vagues de faible hauteur (Figure VI-2 A) d'atteindre un pied de dune fragilisé déjà par la tempête Egon. De plus, la faible fréquence des vents d'afflux (Figure VI-2 E), avec seulement une proportion de 13 % de vents frontaux, n'aurait pas favorisé une rapide accumulation de sable éolien au niveau de la dune. On note cependant une stabilisation du versant dunaire par la végétation pendant cette période. Bien que les variations volumétriques soient assez faibles, le glissement de paquets de sable végétalisé a favorisé le rétablissement d'un profil d'équilibre et la revégétalisation du versant dunaire (Figure VI-16).

L'étude de l'évolution à court terme sur le site de Dunkerque a montré la sensibilité de cette portion du littoral aux événements tempétueux. En effet, sur un intervalle d'un an, la tempête Egon puis la tempête Eleanor, associées à des niveaux d'eau peu exceptionnels, ont engendré un recul de près de 4 m du versant dunaire au niveau de la dune Dewulf et de la dune Marchand. De plus, la faible capacité de régénération de ces deux secteurs dunaires, due notamment à des conditions de vents frontaux peu fréquentes entre les 2 tempêtes, constitue un handicap pour leur résilience à court terme. Nous avons également démontré l'importance que joue le haut de plage dans la capacité de la dune à résister aux attaques des vagues de tempête. En effet, l'analyse de l'évolution morphologique du haut de plage et du cordon dunaire lors des deux tempêtes Egon et Eleanor a montré que les secteurs les moins touchés par l'érosion présentent des largeurs et, par conséquent, des volumes de haut plage plus importants. Ceci est d'autant plus remarquable notamment au niveau des profils P1 (dune Marchand), P3 et P4 (dune Dewulf) où l'érosion en haut de plage est plus importante que celle 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.

VI-2- Résultats de l'évolution morphodynamique à court terme du site de Merlimont

VI-2-1- Conditions météo-marines générales

Les données météo-marines pour le site de Merlimont ne concernent que les vents et les niveaux d'eau (Figure VI-20). En effet, nous ne disposons d'aucune donnée de vague au large, les enregistrements généralement utilisés sont issus de la bouée Vergoyer mais les mesures se limitent à mai 2013. Les analyses montrent une certaine stabilité dans la vitesse des vents d'afflux, dépassant rarement 15 m/s à l'exception de la fin de l'année 2017 et début de l'année 2018 où l'on remarque une accentuation de ces vents (Figure VI-20). Les niveaux d'eau n'ont dépassé qu'à 4 reprises celui du PHMA, en avril et octobre 2016, en janvier 2017 et janvier 2018 (Figure VI-20 B). Au cours de ce dernier mois, la tempête Eleanor est associée aux plus hauts niveaux d'eau et aux plus fortes vitesses de vent pendant la période étudiée, tandis que la tempête Egon (janvier 2017) est passée quasi inaperçue en terme d'intensité des vents et de hauteur d'eau (Figure VI-20). Durant cette période, les vents d'afflux (34 % du temps) sont plus fréquents qu'à Dunkerque, notamment les vents de direction frontale qui ont soufflé plus de 29 % du temps et dont la fréquence est plus importante entre juillet 2017 et janvier 2018 (Figure VI-20 C).

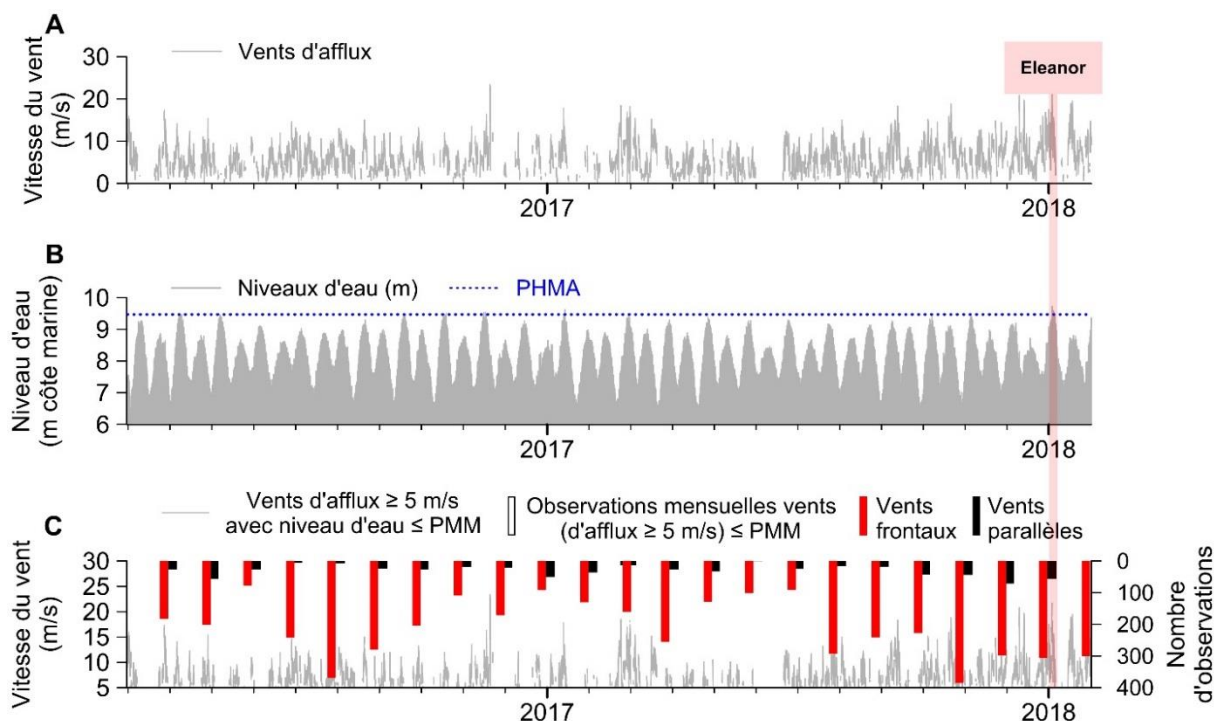


Figure VI-20 : conditions météo-marines générales entre mars 2016 et janvier 2018 au site de Merlimont.

VI-2-2- Evolutions morphologiques et bilans sédimentaires par profil

Les relevés réalisés entre mars 2016 et janvier 2018 montrent d'importantes variations morphologiques sur l'estran, avec la migration des barres sableuses, à l'exception du profil P3 où la barre du milieu d'estran semble plus stable (Figure VI-22). Le cordon dunaire est resté stable tout le long de cette période jusqu'en octobre 2017, avant que la tempête Eleanor en janvier 2018 ne soit à l'origine d'un recul de près de 3 m du pied de dune au niveau du Profil P1 situé sur la dune de Stella-Merlimont (Figure VI-21) et un recul de 2 m du pied de dune et du versant dunaire des profils P3, P4 et P5 au niveau de la dune Merlimont-Berck (Figure VI-22). Curieusement, le profil P2 ne semble pas avoir été touché par cette tempête (Figure VI-21).

Les variations volumétriques au cours de cette période mettent en évidence plusieurs phases d'évolution approximativement similaires entre les deux secteurs dunaires de Merlimont (Figure VI-24). De mars à novembre 2016, l'absence d'événements venteux majeurs associés à des hauts niveaux d'eau (Figure VI-20) serait à l'origine d'une quasi-stabilité du cordon dunaire dont les variations, mineures, ne dépassent pas $\pm 1,5 \text{ m}^3/\text{ml}$. Le haut de plage a quant à lui évolué

positivement durant cette période, avec des gains notables atteignant $+8 \text{ m}^3/\text{ml}$ au niveau des profils P1 et P4 et des gains moins importants au niveau des profils P2, P3 et P5. A partir de décembre 2016, on note une érosion généralisée du haut de plage au niveau de tous les profils pouvant dépasser parfois le volume initial de mars 2016, notamment au niveau des profils P2 (dune Stella-Merlimont) et des profils P3 et P4 (dune de Merlimont-Berck). Le cordon dunaire a également subi une érosion pendant la période hivernale de 2017. Elle est plus nette au niveau des profils la dune Merlimont-Berck où les pertes dépassent $-4 \text{ m}^3/\text{ml}$, à l'exception du profil P5 qui reste stable. Pour la dune de Stella-Merlimont, les pertes sont moins importantes et ne dépassent pas $-2 \text{ m}^3/\text{ml}$ dans le pire des cas (Figure VI-24).

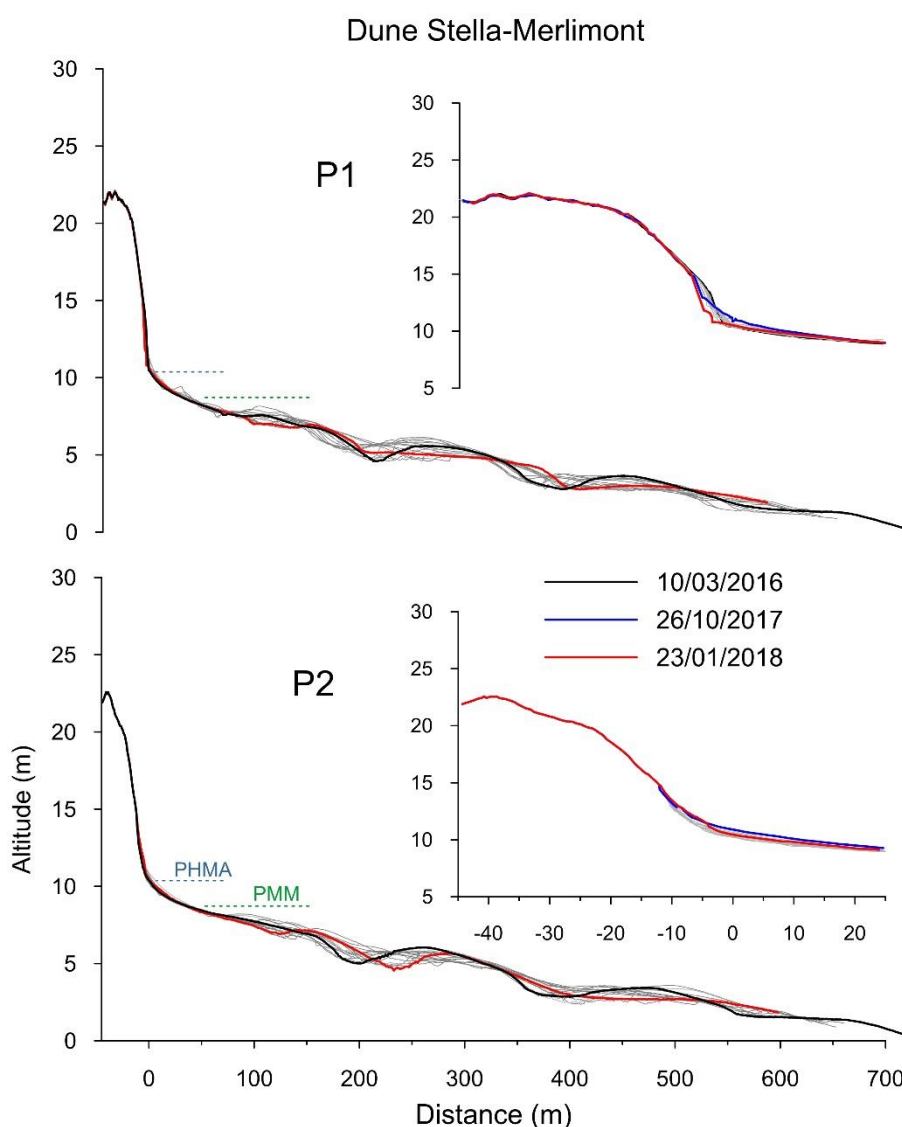


Figure VI-21 : profils topographiques réalisés de mars 2016 à janvier 2018 au niveau de la dune Stella-Merlimont (Annexe IV).

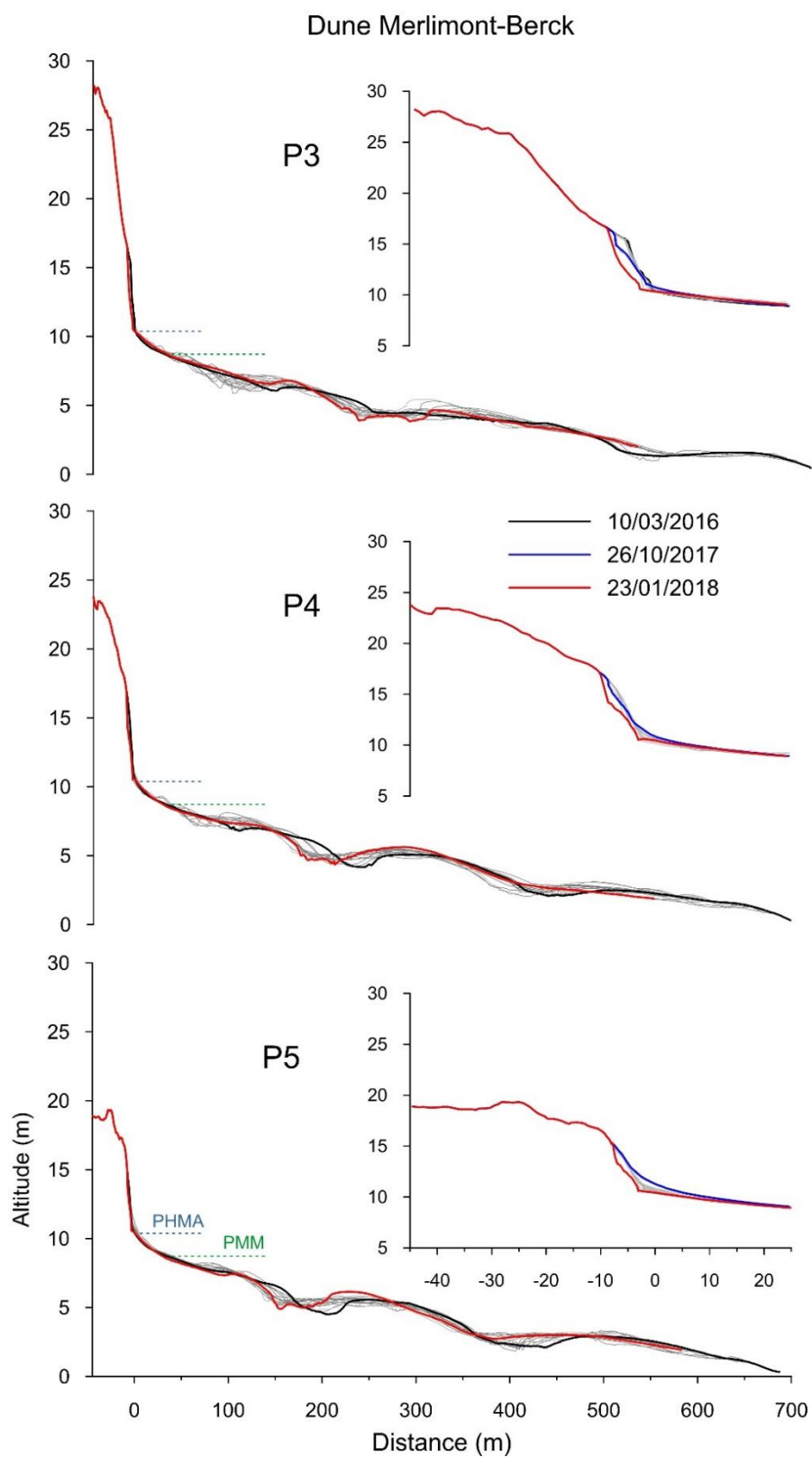


Figure VI-22 : profils topographiques réalisés de mars 2016 à janvier 2018 au niveau de la dune Merlimont-Berck (Annexe IV).

Suite à cette érosion, une phase de stabilité, durant laquelle les vents d'afflux favorables à une potentielle alimentation en sable de la dune ont diminués (Figure VI-20 C), se met en place. Cependant, l'augmentation de la fréquence de ces vents à partir de juillet 2017 a permis une légère régénération de la dune (gains $< +1,5 \text{ m}^3/\text{ml}$). De plus, l'importante accumulation du haut de plage au niveau des profils P2 et P5, avec une colonisation d'une végétation pionnière de type *Elymus Farctus* (Figure VI-23), aurait favorisé l'engraissement du cordon dunaire, dont le volume a dépassé le volume initial de mars 2016. En janvier 2018, la tempête Eleanor est responsable d'une érosion de près de $-9 \text{ m}^3/\text{ml}$ sur l'ensemble des profils de la dune de Merlimont-Berck, avec une érosion plus importante du haut de plage au niveau du profil P5 ($-8 \text{ m}^3/\text{ml}$) par rapport aux deux autres profils. Au niveau de la dune Stella-Merlimont, les pertes sont plus modérées ($-4 \text{ m}^3/\text{ml}$ au profil P1) et sont nulles au niveau du P2 où l'on constate même une légère accumulation ($+0,4 \text{ m}^3/\text{ml}$). Ceci peut s'expliquer par l'importante accumulation enregistrée au niveau du haut de plage durant les mois précédents la tempête Eleanor. L'érosion de ce stock sableux ($-12 \text{ m}^3/\text{ml}$) aurait protégé la dune de l'attaque des vagues (Figure VI-24). L'origine de cette accumulation en haut de plage est liée aux opérations régulières de curage du ruisseau situé au nord de Merlimont, à proximité du profil P2 (CARTIER, 2018). Le sable issu de ce curage est directement déposé en haut de plage, ce qui explique cette accumulation au niveau du profil P2. Le bilan global au cours de cette période montre une quasi-stabilité du haut de plage et un déficit sédimentaire au niveau du cordon dunaire pour l'ensemble des profils situés sur la dune Merlimont-Berck. Ce déficit, qui concerne uniquement le cordon dunaire, augmente en allant du sud vers le nord ($-6 \text{ m}^3/\text{ml}$ au P5, $-11,3 \text{ m}^3/\text{ml}$ au P4 et $-14,3 \text{ m}^3/\text{ml}$ au P3). Au niveau de la dune Stella-Merlimont, l'érosion est moins importante, avec une perte de $-5,6 \text{ m}^3/\text{ml}$ pour le P1 et une accumulation au niveau du P2 ($+ 2,5 \text{ m}^3/\text{ml}$) (Figure VI-24).



Figure VI-23 : photographies illustrant la morphologie du haut de plage et la colonisation du pied de dune par *Elymus Farctus* au niveau du profil P5. Photos prises le 26 septembre 2017.

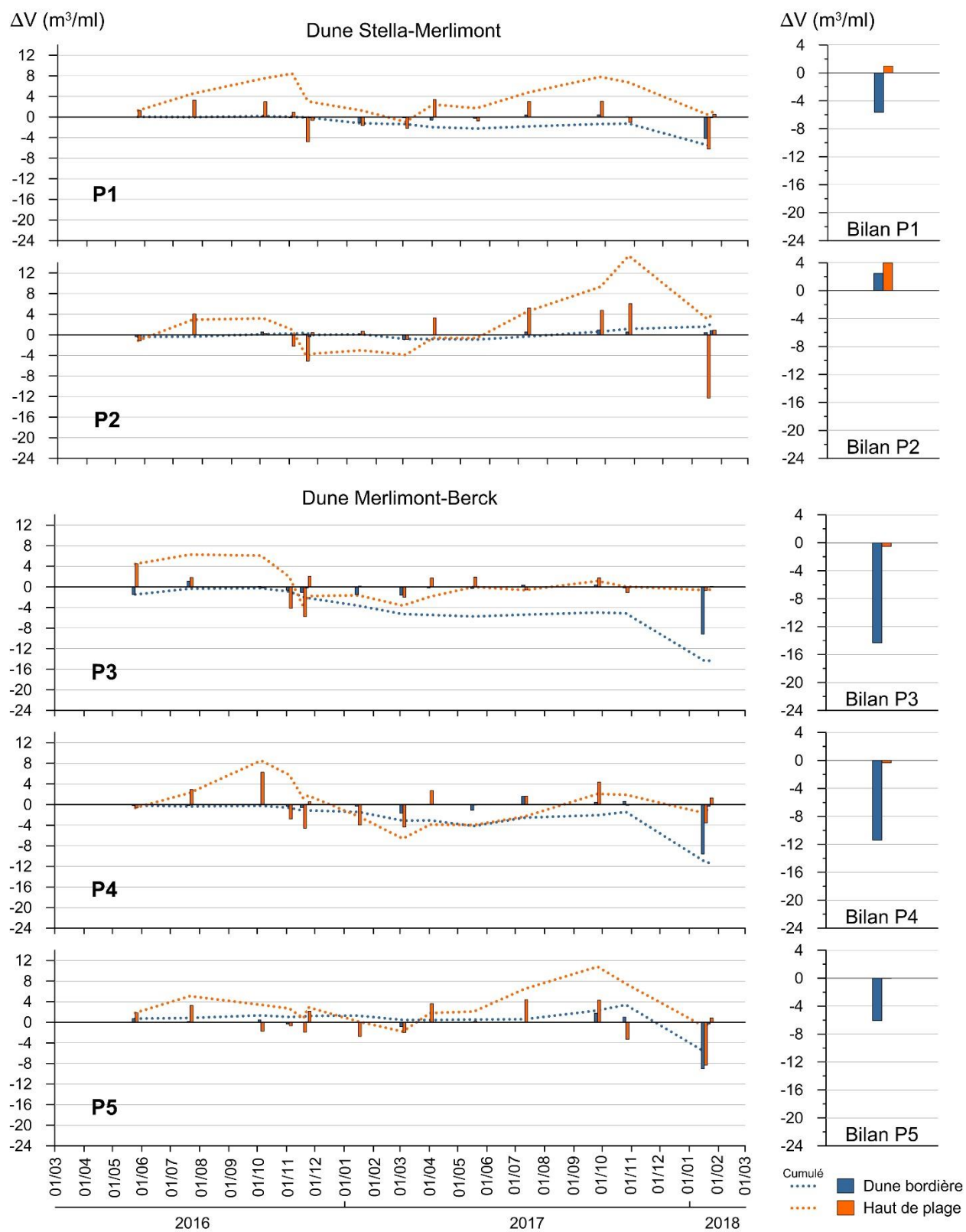


Figure VI-24 : variations volumétriques entre mars 2016 et janvier 2018 au niveau des deux secteurs dunaires du site de Merlimont.

VI-2-3- Analyse de l'impact de la tempête Eleanor

Au cours de la période mars 2016 – janvier 2018 au site de Merlimont, seule la tempête Eleanor a causé une érosion importante du cordon dunaire, la tempête Egon n'a eu aucun impact significatif (Figure VI-24). Nous avons donc décidé de n'analyser que la tempête Eleanor.

Durant cette tempête, les enregistrements de vents à Boulogne-sur-Mer montrent des vents modérés à forts qui ont soufflé essentiellement perpendiculairement au trait de côte. En effet, la vitesse du vent a dépassé 13 m/s, atteignant 21 m/s, pendant 21 heures consécutives du 02 janvier au soir au 03 janvier au soir, avec une direction plein ouest (270 °). Ils sont ensuite passés à l'OSO avec une baisse de la vitesse moyenne à près de 7 m/s, avant de souffler de nouveau à plus de 13 m/s durant 16 heures consécutives, avec une direction ouest à la fin de la tempête (Figure VI-25 A). Ces vents frontaux associés à un coefficient de marée de 106 ont par conséquent engendré une surcote de près de 1 m à marée descendante. Les niveaux d'eau, enregistrés au marégraphe de Boulogne-sur-Mer, ont dépassé à deux reprises le seuil du PHMA (9,66 m le 03 janvier et 9,54 m le 04 janvier, Figure VI-25 B).

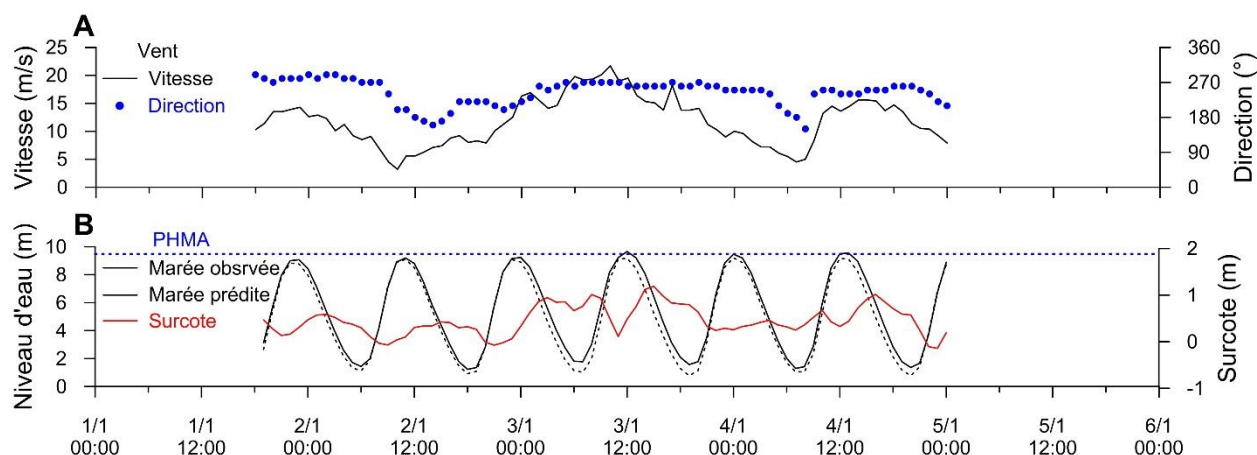


Figure VI-25 : conditions météo-marines enregistrées à Boulogne-sur-Mer lors de la tempête Eleanor de janvier 2018.

L'impact de la tempête Eleanor sur les dunes du site de Merlimont est bien mis en évidence en comparant les profils avant tempête (26 octobre 2017) et après tempête (17/01/2018). Au niveau de Stella-Merlimont, le profil P1 a subi une érosion plus importante du haut de plage (-6,2 m³/ml) et le profil P2 a subi une perte importante au niveau de son haut de

plage, ce qui aurait limité l'érosion du versant dunaire (Figure VI-26). Au niveau de la dune Merlimont-Berck, les pertes sont de l'ordre de $-9 \text{ m}^3/\text{ml}$ en moyenne avec un net recul du front dunaire (Figure VI-27) engendrant une falaise de près de 4 m (Figure VI-28).

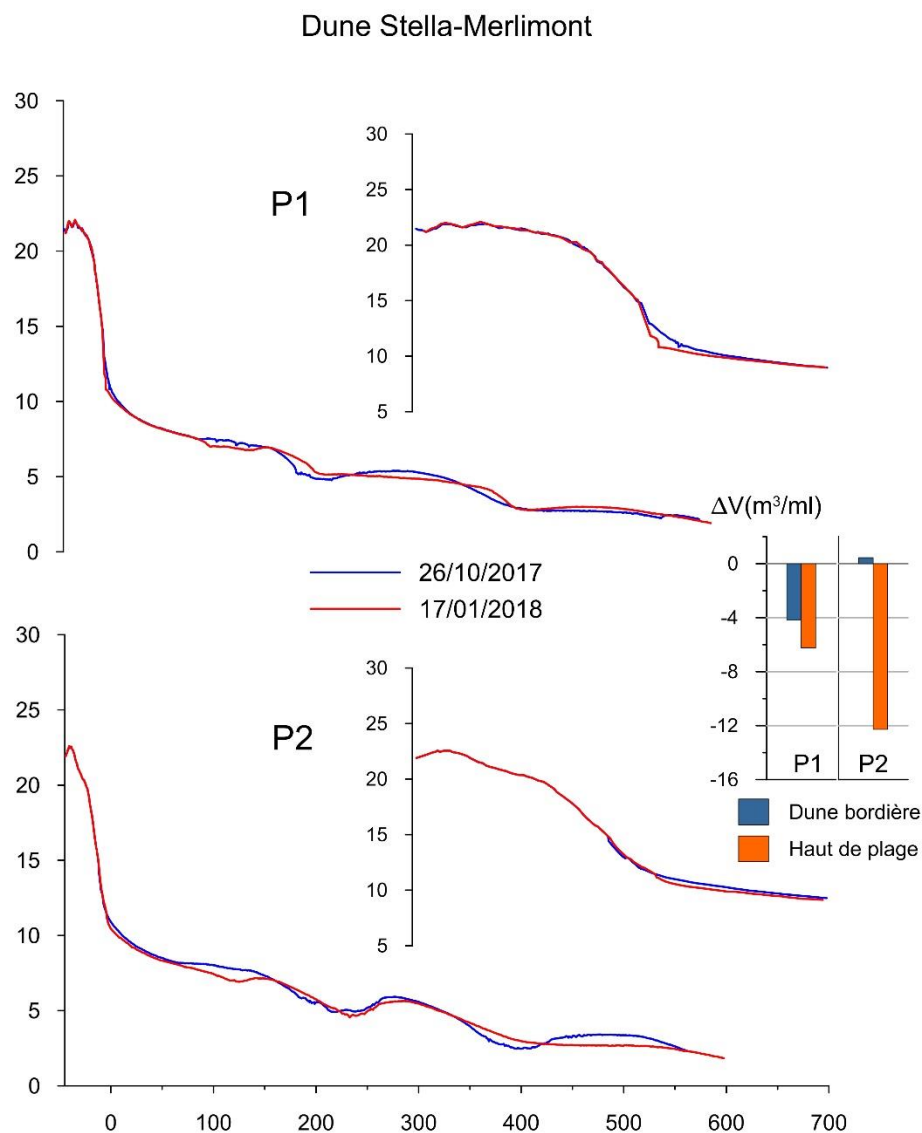


Figure VI-26 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Stella-Merlimont.

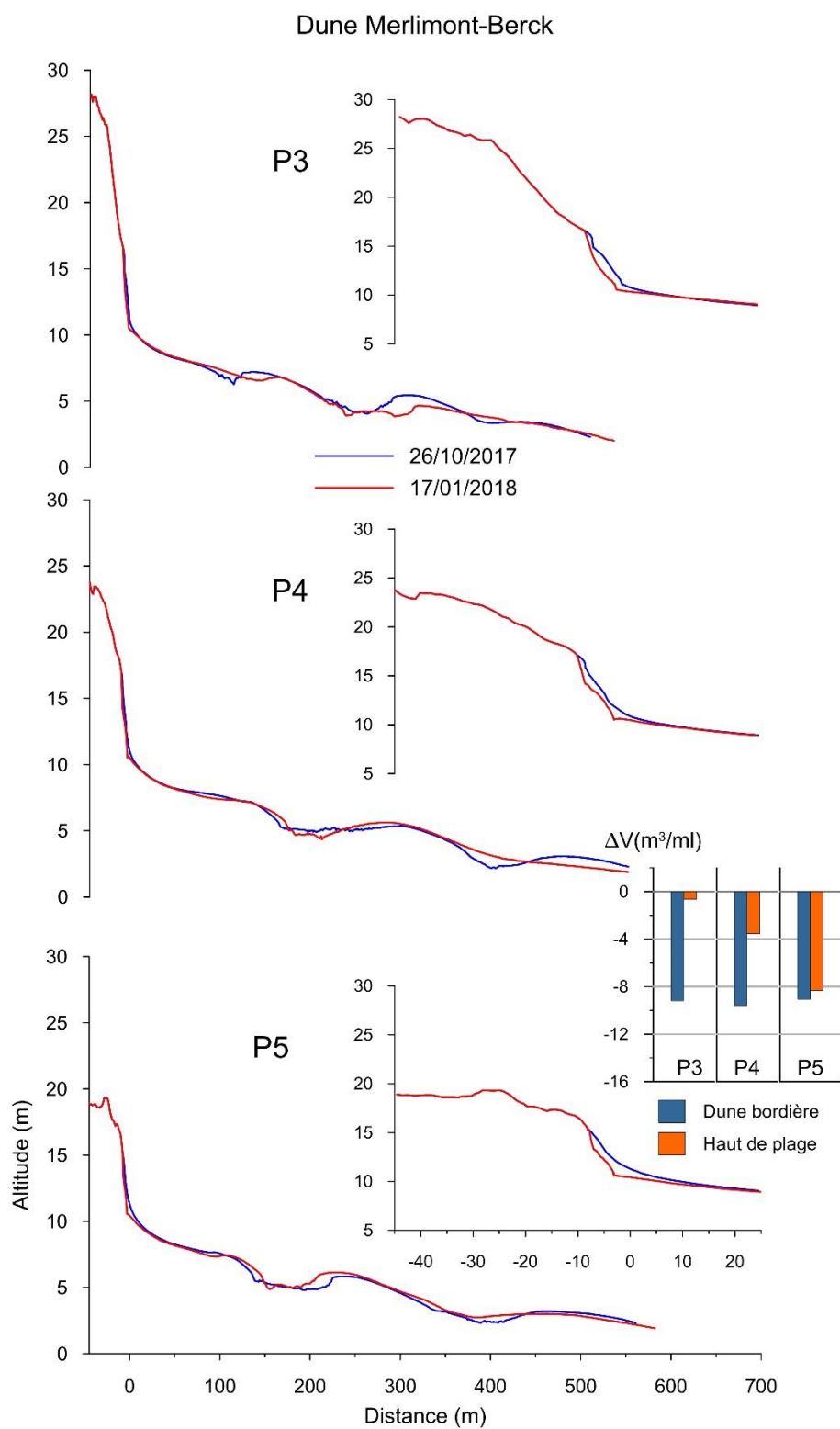


Figure VI-27 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Merlimont-Berck.

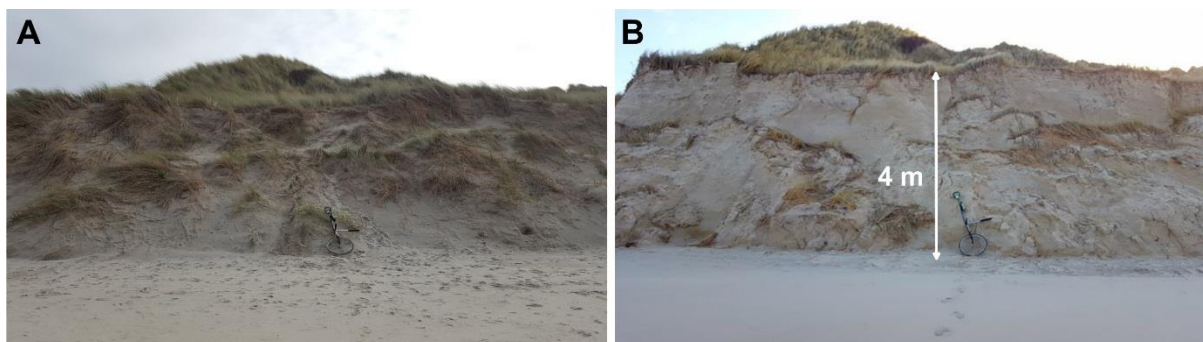


Figure VI-28 : photographies illustrant l'impact de la tempête Eleanor au niveau du profil P3 du site de Merlimont, avant (A) et après (B) tempête. Clichés A. Zemmour.

Les variations de volumes suite à la tempête Eleanor ont été corrélées aux largeurs de haut de plage du profil précédent (Figure VI-29) afin d'expliquer la différence dans la réponse morphologique d'un profil à un autre. Les résultats montrent une très bonne corrélation ($R^2=0,84$) entre les volumes perdus ou gagnés et la largeur du haut de plage (Figure VI-30). En effet, il apparaît clairement que l'importante largeur du haut de plage (> 45 m) et par conséquent du volume pour le profil P2, aurait permis à ce dernier d'être épargné par l'attaque des vagues de tempête, bien que cette accumulation soit d'origine anthropique, car liée au dépôt de sable sur le haut de plage suite aux opérations de curage d'un ruisseau. On constate également que les profils de la dune Merlimont-Berck présentent une largeur de haut de plage approximativement similaire (de 30 à 34 m, Figure VI-29), ce qui explique des pertes de volumes de dune équivalents lors de cette tempête (Figure VI-24).

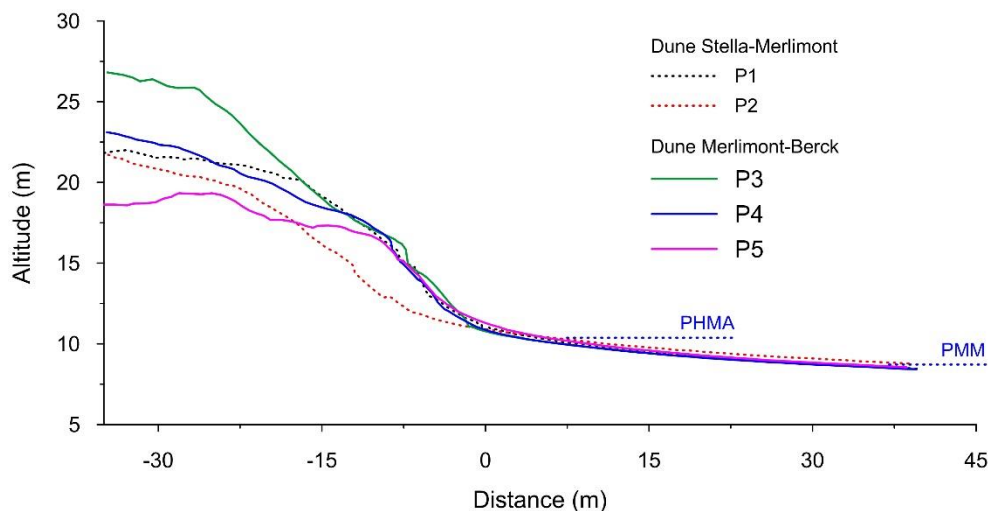


Figure VI-29 : comparaison de la morphologie de la dune et du haut de plage des profils avant la tempête Eleanor au niveau la dune Stella-Merlimont et de la dune Merlimont-Berck.

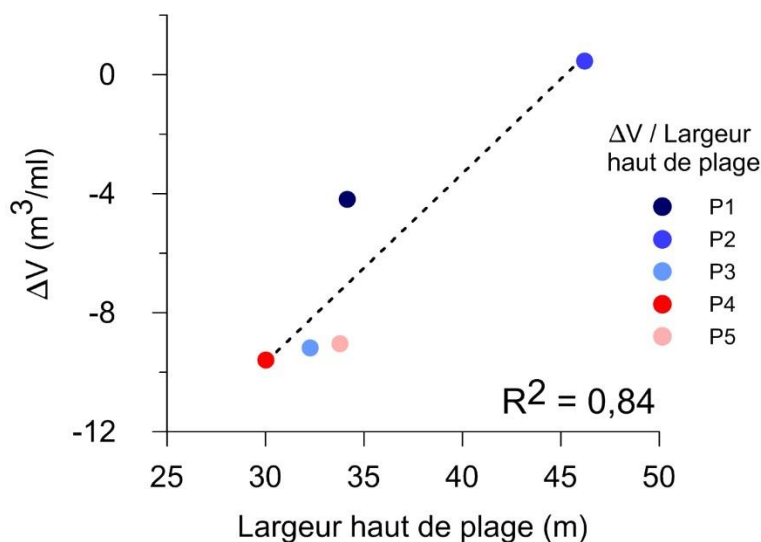


Figure VI-30 : corrélation entre les variations volumétriques et la largeur du haut de plage par profil lors de la tempête Eleanor.

Les résultats de l'évolution à court terme du site de Merlimont montrent une nouvelle fois que l'évolution du littoral sur nos sites ateliers est essentiellement régie par les tempêtes. Malgré une orientation du trait de côte plus favorable pour le site de Merlimont, avec des vents dominants frontaux et donc une fréquence bien plus élevée de vents favorables à la régénération de la dune, ce site est resté stable durant presque deux ans, jusqu'en janvier 2018 où l'on

enregistre les changements morphologiques les plus notables suite à la tempête Eleanor. Il est intéressant de constater également que la tempête Egon n'a eu aucun impact significatif sur le site de Merlimont. Ceci peut s'expliquer par l'orientation NNO des vents lors de cette tempête, parallèlement au linéaire côtier du site de Merlimont.

VI-3- Estimation du transport éolien in-situ sur les sites ateliers

Au cours de ces dernières années, plusieurs études ont été réalisées sur le littoral de la Côte d'Opale, notamment à proximité de notre site atelier de Dunkerque, dans le but de caractériser les processus et les conditions locales régissant le transport éolien à l'interface plage-dune (VANHEE, 2002 ; VANHEE *et al.*, 2002 ; RUZ & MEUR-FEREC, 2004 ; ANTHONY *et al.*, 2009 ; MASPATAUD, 2011). Dans le cadre de notre étude de l'évolution des dunes littorales sur deux sites ateliers, nous avons également mené quelques expérimentations de mesure du transport éolien in-situ afin d'évaluer la capacité d'alimentation de la dune en sable sous les conditions de vent dominant. En effet, le site de Dunkerque a pu bénéficier de deux expérimentations réalisées en mai et juin 2017, vu sa proximité et donc la facilité de mise en place des campagnes de mesures lors des conditions météorologiques favorables au transport éolien. Pour le site de Merlimont, un essai a été réalisé en mai 2017 sans qu'aucun piégeage de sable ne soit effectué à cause d'une vitesse de vent mesurée, qui fut inférieure à la vitesse critique de mise en mouvement du sable (5 m/s). Néanmoins, nous bénéficions d'une expérimentation menée en janvier 2015 sur ce site et dont les résultats seront présentés ici.

VI-3-1- Expérimentation du 30 mai 2017 sur le site de Dunkerque

Lors de cette première expérimentation, 3 piégeages consécutifs (manip) ont été effectués à marée haute le 30 mai 2017 sur le profil P1 au niveau de la dune Marchand (Figure VI-31 A). Les pièges étaient installés en haut de plage (Figure VI-32) afin de quantifier les flux éoliens sur une surface sèche propice au transport éolien. Cinq pièges de type Leatherman (GOLDSMITH *et al.*, 1988) ont été installés sur une distance courte de 16 m allant du pied de dune au bas du haut de plage du moment (Figure VI-31 B). Ce dernier est passé d'une largeur de 19,5 m au début du piégeage lors de la manip 1 (à 17h15), à une largeur de 25,6 m au début de la manip 2 (à 18h23), suivant la marée descendante de coefficient 83. La surface de déflation au-devant de chaque piège présente des caractéristiques différentes (Tableau VI-2). En effet, elle est

ridée dans la partie supérieure du haut de plage entre le piège 1 et le piège 3 et elle est plus lisse au niveau des pièges 4 et 5. Son substrat est relativement sec en pied de dune (piège 1) et devient logiquement plus humide dans la partie inférieure du haut de plage, à proximité de la laisse de mer (piège 5). La taille moyenne des grains est relativement similaire sur tout le haut de plage.

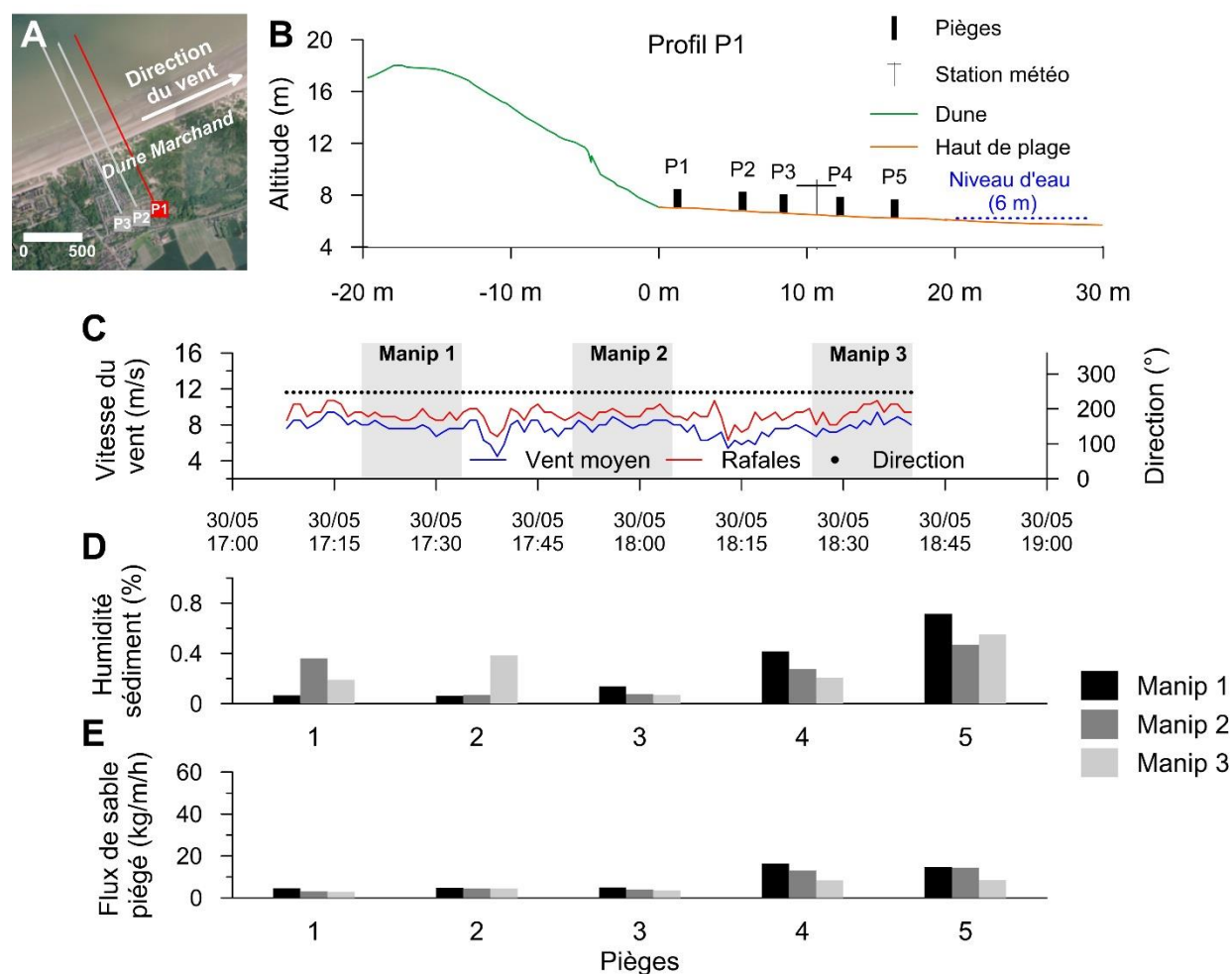


Figure VI-31 : résultats de l'expérimentation du 30 mai 2017 au niveau du profil P1.

Les enregistrements de vent par la station météorologique, placée entre le piège 3 et 4 (Figure VI-31 B), montrent des vents parallèles à la côte, de direction OSO (250°) quasi-constante (Figure VI-31 C). La vitesse des rafales et des vents moyens ont peu varié durant les trois piégeages. On constate une légère augmentation de la vitesse moyenne du vent durant la manip 2 (8,1 m/s) puis une baisse durant la manip 3 (7,8 m/s) (Tableau VI-2). Cela semble avoir influencé

les quantités de sable piégé, notamment au niveau des pièges 4 et 5 où l'on constate une baisse des flux en corrélation avec celle de la vitesse du vent (Figure VI-31 B E). Ces deux pièges présentent les plus grandes quantités de sable piégé, contrairement aux pièges 1 à 3 situés à proximité du pied de dune (Figure VI-31), spécialement le piège 1 dont le flux moyen ne dépasse pas 3,5 kg/m/h (Tableau VI-2). On note également que l'humidité du sable collecté dans les pièges (Figure VI-31 D) est bien inférieure à celle du substrat au-devant des pièges, elle est même assez proche de celle du sable en pied de dune. Ces résultats montrent que dans des conditions de vents dominants, parallèles au trait de côte, le sable mobilisé ne fait que transiter le long de la plage sans, ou avec une alimentation très mineure, de la dune. Ce constat avait également été fait par (MASPATAUD, 2011), lors de piégeages réalisés le 30 avril 2010 au niveau du profil 4, avec des conditions de vents parallèles au trait de côte, soufflant à une vitesse moyenne de 5,6 m/s.



Figure VI-32 : photographie illustrant la mise en place des pièges sur le haut de plage lors de l'expérimentation du 30 mai 2017 au site de Dunkerque.

Tableau VI-2 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 30 mai 2017 au profil P1.

Profil P1 30/05/2017	Piège 1	Piège 2	Piège 3	Piège 4	Piège 5
Surface de déflation	Ridée	Ridée	Ridée	Lisse	Lisse
Humidité du sol (%)	1,8	5,9	6,5	13,3	15,9
Grain moyen (mm)	0,21	0,218	0,229	0,231	0,23
Quantité moyenne piégée (g)	57,6	75,6	67,7	205,1	205,2
Flux moyen (kg/m/h)	3,5	4,6	4,1	12,6	12,5
Vent moyen	Manip 1 : 7,97 m/s Manip 2 : 8,1 m/s Manip 3 : 7,8 m/s				

VI-3-2- Expérimentation du 15 juin 2017 sur le site de Dunkerque

L'expérimentation du 15 juin 2017 a été menée dans les mêmes conditions que l'expérimentation précédente, c'est-à-dire dans des conditions de vents dominants modérés de secteur OSO. Cependant, son intérêt réside dans le fait que les piégeages aient été réalisés simultanément sur les deux secteurs dunaires du site de dunkerque, au profil P1 (dune Marchand, Figure VI-33 A) et au profil P4 (dune Dewulf, Figure VI-34 A). Le but étant d'essayer d'apporter des éléments supplémentaires dans la compréhension de la différence d'évolution de ces deux secteurs adjacents tel que constaté dans les chapitres précédents.

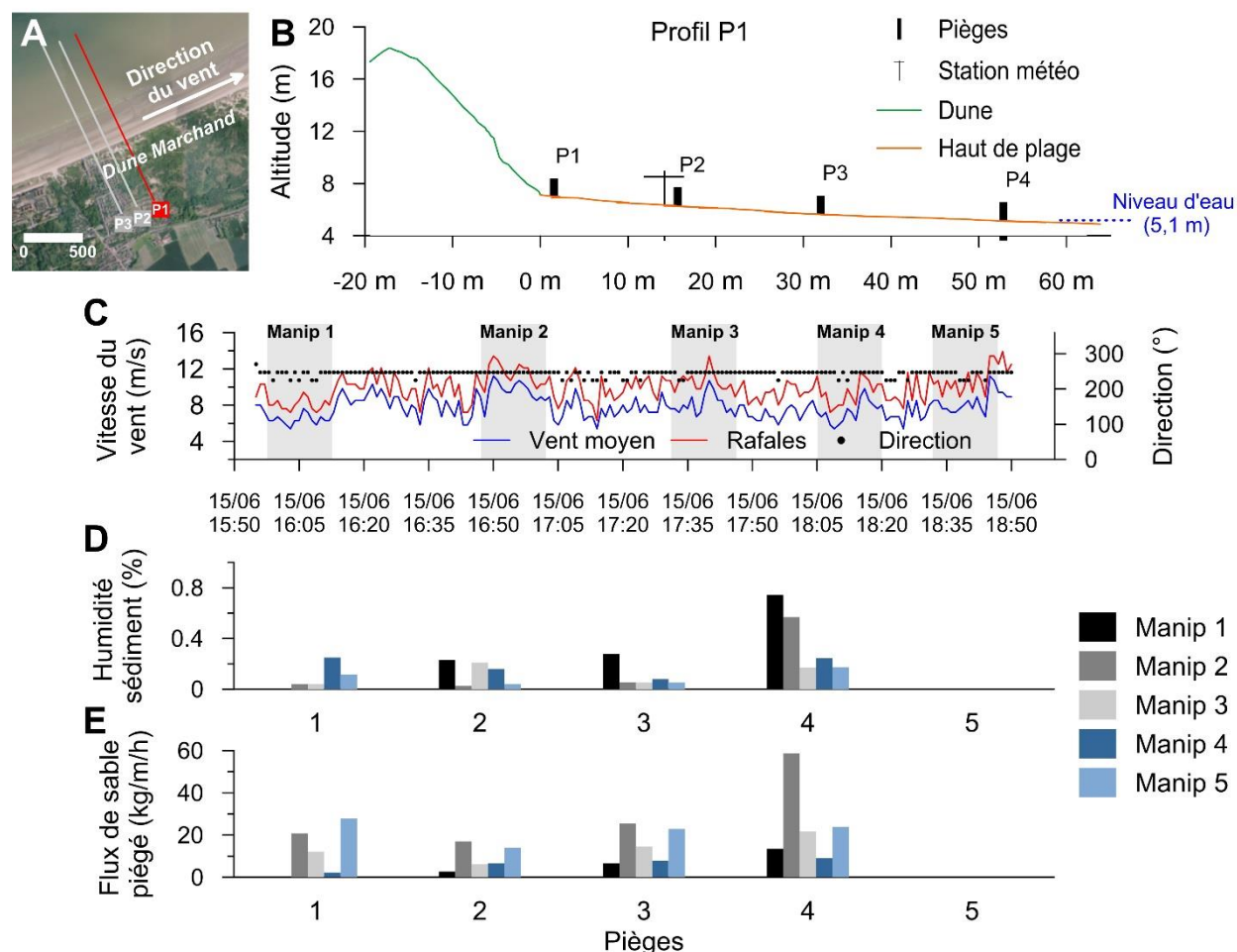


Figure VI-33 : résultats de l'expérimentation du 15 juin 2017 réalisée au niveau de la dune Marchand (profil P1).

Au total de 5 mesures de piégeages ont été réalisées en parfaite synchronisation entre les deux sites, avec des horaires exactement similaires d'ouverture et de fermeture des pièges. Cinq pièges ont été utilisés au niveau du profil P4 (Figure VI-34 B), tandis que 4 pièges ont pu être utilisés au niveau du profil P1 (Figure VI-33 B), le cinquième piège étant défaillant. Les pièges numérotés de 1 à 4 ont été installés approximativement à la même distance du pied de dune sur chacun des profils. Les enregistrements de vent issus des stations météorologiques sur les deux sites indiquent des conditions de vent quasiment similaires, une direction constante d'OSO et des vitesses moyennes oscillant entre 6 m/s et 10 m/s et des rafales pouvant atteindre 12 m/s (Figure VI-33 C et Figure VI-34 C). Le relevé topographique des deux profils révèle une morphologie approximativement similaire, avec cependant une pente de haut de plage un peu plus importante

au niveau de la dune Dewulf (4,3 % au profil P1 contre 6,4 % au profil P4). La largeur de la surface de plage exondée a été plus importante au profil P1, elle a été de 95 m au début de la manip 1 (à 15h55) contre une largeur de 89 m au niveau du profil P4. Au-devant des pièges, la surface de déflation a présenté les mêmes caractéristiques entre le profil P1 (Tableau VI-3) et le profil P4 (Tableau VI-4). On note toutefois une surface plus ridée au niveau des pièges 3 et 4 pour le profil P4.

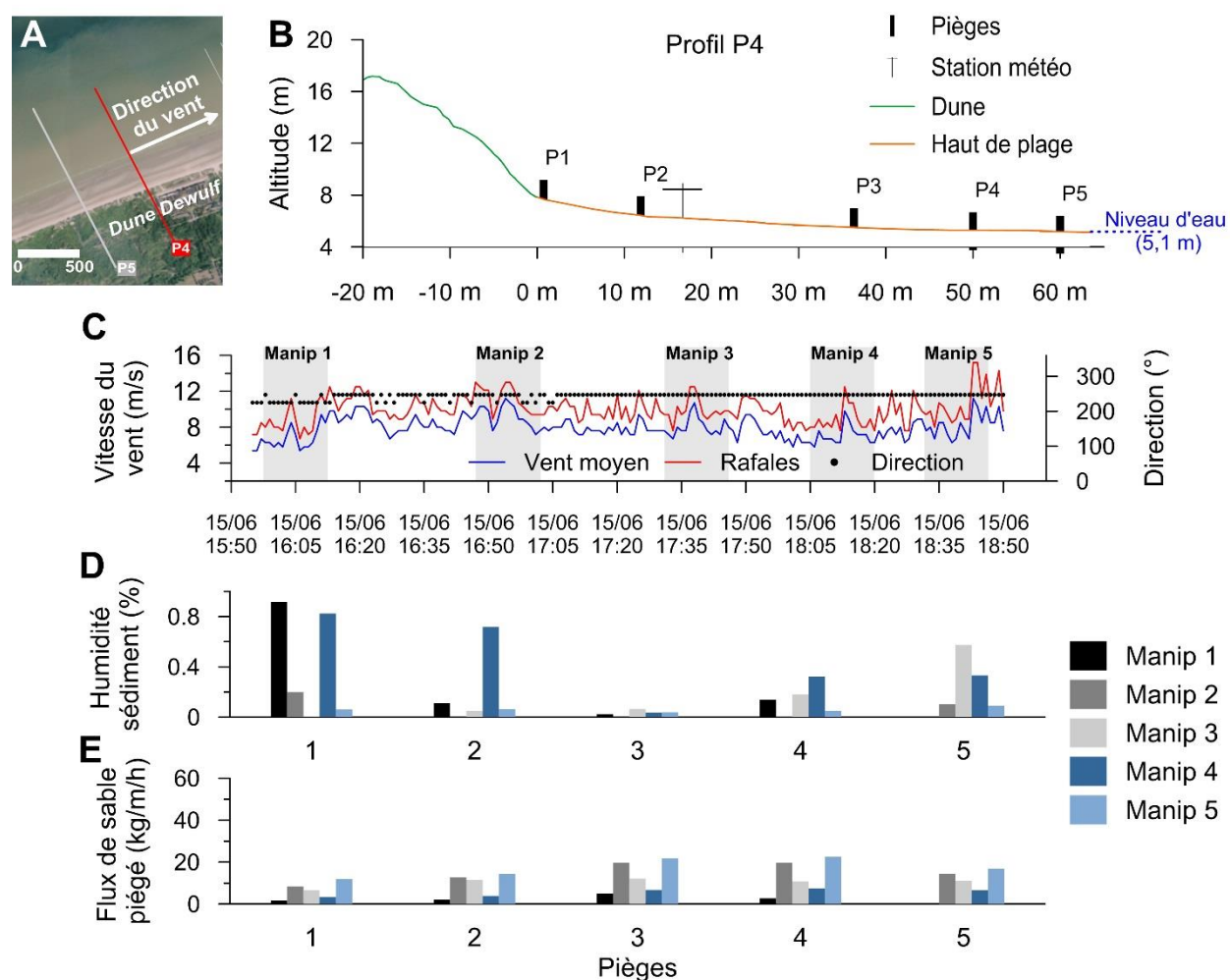


Figure VI-34 : résultats de l'expérimentation du 15 juin 2017 réalisée au niveau de la dune Dewulf (profil P4).

Les résultats des piégeages réalisés lors de cette expérimentation montrent, en premier lieu, des flux plus importants (Tableau VI-3) que lors de l'expérimentation du 30 mai 2017 sur le

profil P1 (Tableau VI-2), notamment au niveau du pied de dune et ce, malgré une direction de vent similaire, cette différence serait donc liée à des vitesses supérieures lors de l'expérimentation du 15 juin.

On remarque que les quantités de sable piégé sont en parfaite corrélation avec la vitesse des vents moyens. En effet, c'est lors du deuxième piégeage que les flux éoliens ont été les plus importants, en lien avec des vents plus forts (une moyenne de 9,4 m/s sur les deux sites). Lorsque l'on compare les piégeages entre la dune Marchand (profil P1) et la dune Dewulf (profil P4) (Figure VI-34 E), on constate clairement des flux plus importants au niveau de la dune Marchand, du simple au double au niveau des pièges 1 (pied de dune) et 4 (bas du haut de plage) (Tableau VI-3 et Tableau VI-4), et ce malgré des conditions de vent similaires. Ceci peut s'expliquer par la morphologie de la plage non pas au niveau du profil lui-même, mais au niveau du secteur de plage adjacent situé à l'amont du transit éolien provenant de l'ouest. En effet, les observations de la morphologie de plage le jour de l'expérimentation ont montré que la surface de déflation immédiatement à l'ouest du profil P4 était bien plus réduite à cause d'une bâche proche du haut de plage, dépourvue d'eau mais assez humide et très ridée. Ceci limite considérablement la quantité de sable transféré en direction du transport éolien (ANTHONY *et al.*, 2006).

Tableau VI-3 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 15 juin 2017 au profil P1.

Dune Marchand 15/06/2017	Piège 1	Piège 2	Piège 3	Piège 4	Piège 5
Surface de déflation	Ridée	Ridée	Lisse	Lisse	/
Humidité du substrat (%)	1,9	2,3	2,9	1,7	/
Grain moyen (mm)	0,218	0,232	0,238	0,257	/
Quantité moyenne piégée (g)	204,4	151	251,4	412	/
Flux moyen (kg/m/h)	12,6	9,3	15,5	25,3	/
Vent moyen	Manip 1 : 6,6 m/s Manip 2 : 9,4 m/s Manip 3 : 8,1 m/s Manip 4 : 7,3 m/s Manip 5 : 8,4 m/s				

Tableau VI-4 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 15 juin 2017 au profil P4.

Dune Dewulf 15/06/2017	Piège 1	Piège 2	Piège 3	Piège 4	Piège 5
Surface de déflation	Ridée	Ridée	Ridée	Ridée	Ridée
Humidité du substrat (%)	1,5	1,63	1,6	1,84	2,1
Grain moyen (mm)	0,203	0,236	0,233	0,249	0,254
Quantité moyenne piégée (g)	103,2	145,2	213	205,5	159,6
Flux moyen (kg/m/h)	6,3	8,9	13,1	12,6	9,8
Vent moyen	Manip 1 : 6,4 m/s Manip 2 : 9,4 m/s Manip 3 : 8 m/s Manip 4 : 7 m/s Manip 5 : 8,9 m/s				

Dans ces conditions de vents dominants du sud-ouest, le transport éolien est plus efficace en haut de plage, au niveau de la limite des hautes mers moyennes. Cependant le sable transite sur l'estran mais alimente peu la dune où les flux sont faibles.

Lors d'un piégeage réalisé par vents frontaux, au niveau du profil P4, MASPATAUD (2011) avait mis en évidence un important transport sédimentaire de l'estran vers la dune, avec des conditions de vents du nord soufflant en moyenne à 8 m/s. Les quantités piégées variaient de 3,2 kg/m/h sur la partie inférieure du haut de plage et atteignaient 176 kg/m/h sur la dune, qui lors de telles conditions était donc très bien alimentée en sable.

VI-3-3- Expérimentation du 12 janvier 2015 au site de Merlimont

L'expérimentation du 12 janvier 2015 au site de Merlimont a été réalisée au niveau de la dune Stella-Merlimont à proximité du profil P2 (Figure VI-35 A). Elle a été menée dans des conditions de vents dominants frontaux et de marée montante de coefficient 53. Six mesures de piégeage de 10 minutes chacune furent réalisées avec des pièges numérotés de 1 à 6, installés sur le sommet du cordon bordier, en pied de dune, en haut de plage et sur une barre au milieu de l'estran (Figure VI-35 B). Deux stations météorologiques ont également été installées, sur le

sommet de la dune (station SM1) et sur le bas du haut de plage (station SM2). Les enregistrements issus de ces deux stations montrent des vents provenant du SO (230°), légèrement obliques par rapport au trait de côte. Leur vitesse moyenne a peu varié, avec une vitesse moyenne maximale de 12 m/s atteinte lors du deuxième piégeage (manip 2) et 8 m/s lors du dernier piégeage (manip 6). Au sommet de la dune les vents sont plus faibles et ne dépassent pas 8 m/s (Figure VI-35 C).

Dans ces conditions de vitesse de vent, d'importantes quantités de sable ont été piégées (Figure VI-35 E) et ce, malgré un taux d'humidité sur la surface d'envol assez élevé (Figure VI-35 D). De plus, avec une direction frontale, la dune a pu bénéficier d'apports considérables en sable (Figure VI-36), surtout en pied de dune (un flux moyen de 58,4 kg/m/h pour le piège 2, Tableau VI-5), avec des flux beaucoup plus faibles au sommet de la dune (piège 1) en lien avec une diminution dans la vitesse du vent au niveau de la station SM1. On constate également d'importants flux au niveau du haut de plage (pièges 3 et 4) et de la première barre intertidale (piège 6 lors des manip 1 à 2, mais ensuite le piège a été abandonné à cause de la montée de la marée) probablement favorisés par une surface de déflation lisse. Quant au piège 5, la faible quantité de sable piégé s'explique par la position de celui-ci à proximité immédiate d'une bâche inondée en eau, ce qui inhibe le transport éolien.

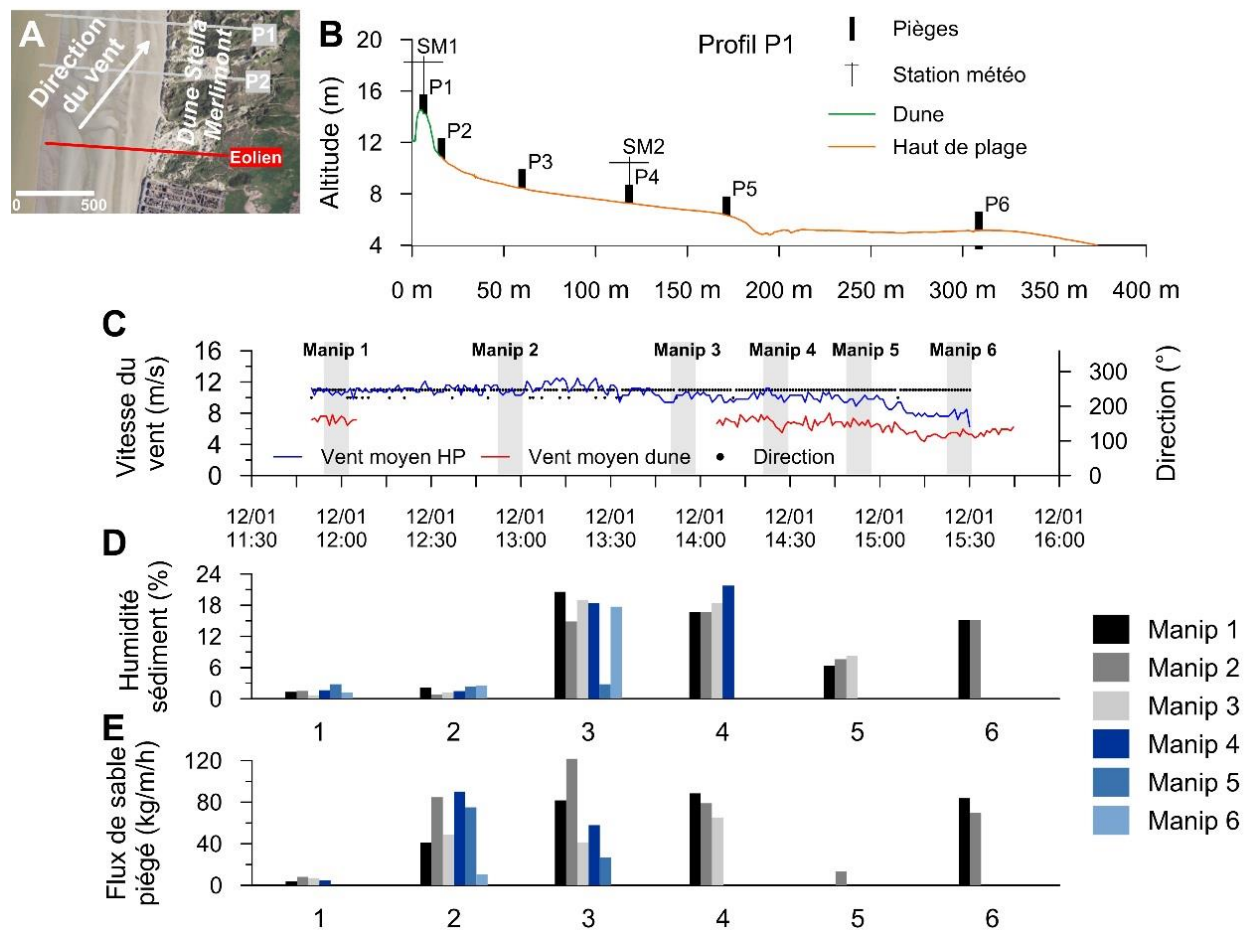


Figure VI-35 : résultats de l'expérimentation du 01 janvier 2015 au niveau de la dune de Stella-Merlimont.



Figure VI-36 : photographie illustrant l'important flux éolien sur le haut de plage, dirigé vers la dune lors de l'expérimentation du 12 janvier 2015 au site de Merlimont.

Tableau VI-5 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 12 janvier 2015 au niveau de la dune Stella-Merlimont.

Profil Merlimont 12/01/2015	Piège 1	Piège 2	Piège 3	Piège 4	Piège 5	Piège 6
Surface de déflation	Lisse	Lisse	Lisse	Lisse	Lisse	Lisse
Quantité moyenne piégée (g)	43,2	632,6	594,9	420,5	23,7	233,6
Flux moyen (kg/m/h)	3,9	58,4	54,9	38,8	2,2	25,6
Vent moyen	Manip 1 : 11,7 m/s Manip 2 : 12 m/s Manip 3 : 10,7 m/s Manip 4 : 10,3 m/s Manip 5 : 10,4 m/s Manip 6 : 8 m/s					

Les différentes expérimentations de mesure du transport éolien in-situ sur nos deux sites ateliers nous ont permis de déceler un certain nombre de facteurs entrant en jeu dans la capacité de la dune à être alimentée en sable. En effet, le premier facteur concerne la direction du vent. Sur le site de Dunkerque, les vents dominants de secteur SO bénéficient d'un fetch potentiel maximal et d'une surface de déflation très étendue. Lors de conditions de vents modérés, les flux éoliens longitudinaux sont assez peu élevés. Ils sont localisés essentiellement sur le haut de plage et sur les barres intertidales, avec toutefois une alimentation très faible de la dune. A l'inverse, les vents frontaux en provenance du secteur nord, moins fréquents sur le site de Dunkerque, permettent une meilleure alimentation de la dune, tel que le montre l'expérimentation de MASPATAUD (2011), réalisée en mai 2010 dans des conditions de vent de N avec des vitesses moyenne de 8 m/s. Ces vents de nord s'avèrent beaucoup plus efficaces et ce, malgré un fetch beaucoup plus limité notamment par le niveau de la marée (RUZ & MEUR-FEREC, 2004). Le site de Merlimont, bénéficie quant à lui de conditions plus favorables à l'alimentation de la dune, grâce à des vents dominants essentiellement frontaux, une surface de déflation et un stock sédimentaire importants. En effet, d'importants flux éoliens ont été mesurés même avec des vitesses de vents modérées ne dépassant pas 12 m/s comme lors de la campagne de janvier 2015.

VI-4- Conclusion intermédiaire

L'évolution à court terme sur nos deux sites ateliers semble être étroitement liée à l'impact des tempêtes. Sur les deux sites étudiés l'érosion est prédominante de 2016 à 2018, en réponse essentiellement à la tempête Egon pour Dunkerque et à la tempête Eleanor pour Merlimont. L'impact des tempêtes sur les deux façades est fonction de la direction des vents, la tempête de NNO a beaucoup plus affecté la façade nord, alors que la tempête d'OSO a causé une érosion plus importante sur la façade ouest. On a vu également que la régénération post-tempête est très faible sur les deux sites. En effet, nous n'avons constaté aucune accumulation de la dune au cours des périodes calmes post-tempête qui peuvent durer jusqu'à un an dans notre cas. Ceci signifie clairement que les processus de régénération des versants dunaires peuvent être très longs et durer plusieurs années sur nos deux sites, et ce à condition d'une absence totale de tempêtes qui, en quelques heures, peuvent engendrer d'importants changements morphologiques. L'analyse de l'impact des tempête Egon et Eleanor montre que le site de la dune Dewulf résiste mieux aux tempêtes. Les expérimentations in-situ de transport éolien, bien qu'il s'agisse de mesures sur des pas de temps très courts et de ce fait peut-être peu représentatifs des conditions modales, mettent en avant des flux plus importants au niveau de la dune Stella-Merlimont, par conséquent elle a potentiellement une capacité de régénération plus importante que les dunes de l'est dunkerquois.

Chapitre VII- Synthèse et conclusion

VII-1- Evolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps

Le premier objectif de cette étude était d'étudier l'évolution des littoraux dunaires du nord de la France, en particulier l'évolution du système haut-de plage/front dunaire, à différentes échelles de temps. Nous proposons de revenir sur les principaux résultats issus de cette étude en analysant les résultats obtenus pour chaque pas de temps étudié.

VII-1-1- Evolution à long terme

la comparaison des photographies aériennes orthorectifiées de 1947/1949 et 2015 nous a permis de dresser un bilan global de l'évolution du trait de côte sur l'ensemble des littoraux dunaires encore « naturels » de la Côte d'Opale. Depuis le début des années cinquante, 33 % du linéaire dunaire a en effet disparu sur la façade nord, alors que la façade ouest a été plus préservée de l'urbanisation et des activités industrialo-portuaires.

Premier constat, notre étude est en adéquation avec les études antérieures menées dans la région (AERNOUTS, 2005 ; CHAVEROT, 2006 ; MASPATAUD, 2011 ; CEREMA, 2015 ; CRAPOULET, 2015), il s'agit d'une actualisation des données existantes, les plus récentes études au niveau régional ayant été réalisées avec des photos aériennes datant de 2010 (CRAPOULET, 2015). Les quelques différences évoquées dans le chapitre III peuvent être liées aux périodes d'études prises en considération et aux spécificités techniques utilisées dans la photo-interprétation des photographies aériennes.

Deuxième constat, malgré la grande variabilité, à l'échelle d'un site comme à l'échelle régionale, dans l'évolution du trait de côte, les littoraux dunaires, depuis plus de 65 ans sont majoritairement stables et en accumulation, l'érosion caractérisant 46 % des littoraux étudiés. L'accumulation prédomine le long de la façade nord, avec 61 % de littoraux étudiés en accumulation et 13 % stables, alors que l'érosion caractérise la façade ouest où 68 % des cordons dunaires sont en érosion. Ces chiffres sont cependant à relativiser car le long de certains secteurs l'érosion est faible, avec des moyennes annuelles inférieures à 20 cm par année, comme au nord d'Hardelot-Plage (Annexe I) ou dans la partie nord des dunes de Sangatte ou encore au niveau de la dune Marchand à l'est de Dunkerque (Annexe I), ces secteurs côtiers pouvant être de ce fait

qualifiés de relativement stables. Certains secteurs sont en forte érosion, tout particulièrement les rives nord de la baie d'Authie et de la Canche ainsi que la partie centrale de la baie de Wissant et ce depuis plusieurs décennies (CHAVEROT, 2006 ; CRAPOULET, 2015). L'érosion dans ces secteurs est supérieure à 3 m/an en moyenne et s'explique, du moins au niveau des embouchures de l'Authie et de la Canche, par une nette avancée vers le sud des poulriers, en réponse au transit sédimentaire dominant du sud vers le nord le long de la façade ouest, les poulriers déviant vers le nord les chenaux des cours d'eau qui érodent les rives opposées. Au sein de chaque système poulrier/musoir on ne peut donc pas parler de déficit sédimentaire, l'érosion étant compensée par l'accumulation, au niveau des poulriers et contre-poulriers. La détermination des causes de l'érosion en baie de Wissant est plus complexe, avec un déficit sédimentaire qui peut à la fois s'expliquer par des phénomènes naturels et anthropiques (ANTHONY & DOLIQUE, 2001 ; AERNOUTS & HEQUETTE, 2006 ; SEDRATI & ANTHONY, 2007). Cette baie est une cellule sédimentaire encadrée de pointes et platiers rocheux et ne semble pas être alimentée par des apports sédimentaires de l'avant-côte.

A long terme, la plus grande proportion de littoraux dunaires stables et en accumulation le long de la côte d'Opale, peut en effet s'expliquer par d'abondantes sources de sable à l'avant-côte (Figure VII-1), les bancs sableux proches du rivage étant des sources potentielles. A l'est de Calais, par exemple, l'accolement à la côte de bancs subtidaux a favorisé l'avancée du rivage (HEQUETTE & AERNOUTS, 2010 ; ANTHONY, 2013 ; RUZ *et al.*, 2017b) depuis plusieurs siècles et se poursuit de nos jours. C'était également le cas à l'ouest de Dunkerque (BRIQUET, 1930), avant l'anthropisation de ce secteur côtier.

Le long de la côte d'Opale, on ne peut donc pas, comme c'est le cas le long de beaucoup de côtes sableuses en France ou en Europe, parler de pénurie sédimentaire (PASKOFF, 2004), comme le souligne très justement Y. BATTIAU-QUENEY (2010). Il est largement reconnu que l'évolution des dunes côtières (développement, stabilité ou érosion) et les évolutions du trait de côte sont fortement contrôlés par le bilan sédimentaire des plages et des dunes (PSUTY, 1988 ; HOUSER *et al.*, 2008 ; HESP, 2011). Dans notre étude, l'analyse de l'évolution à long terme montre qu'au sein de chaque site étudié, un secteur en érosion est proche d'un secteur stable ou en accumulation, ceci pouvant probablement être expliqué par le transit sédimentaire dominant induit par les courants de vagues et de marées (HEQUETTE *et al.*, 2008 ; CARTIER & HEQUETTE, 2011), les secteurs en amont dérive étant en érosion par rapport aux secteurs en aval dérive.

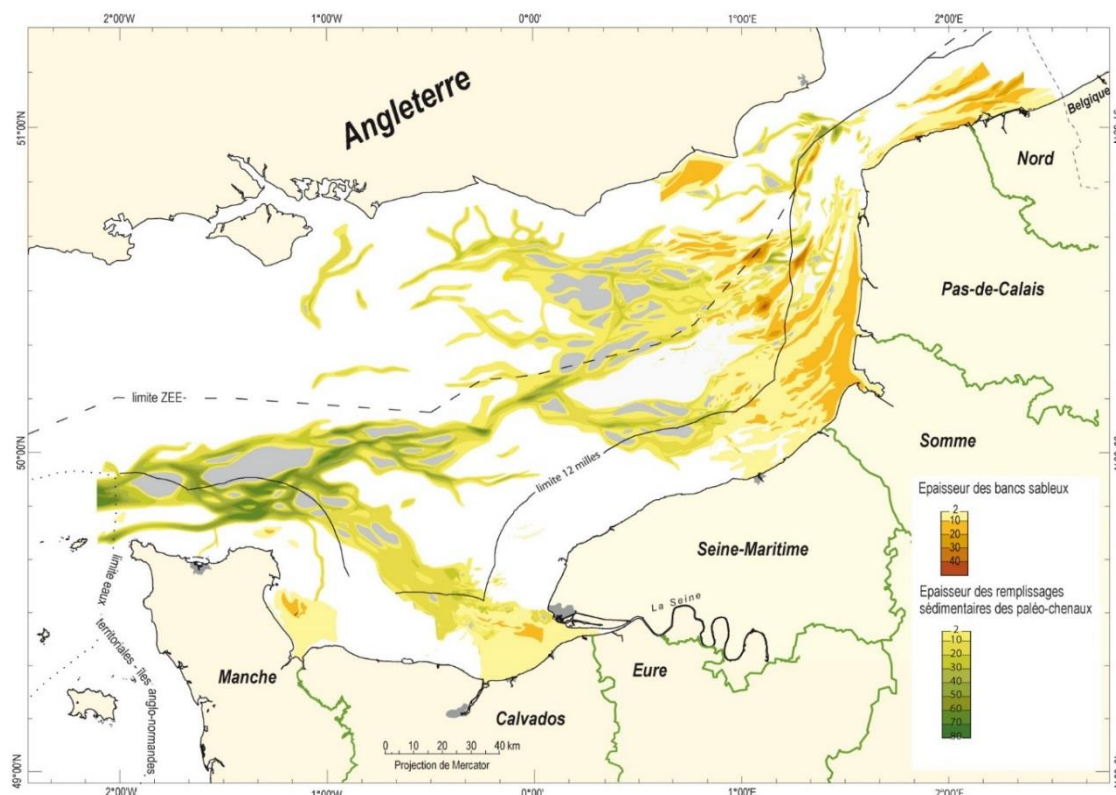


Figure VII-1 : ressources en matériaux marins identifiés en Manche orientale (AUGRIS & SIMPLET, 2013).

L'analyse de l'évolution à long terme (depuis le début du 20^{ème} siècle) de ces littoraux dunaires permet donc de conclure que la majorité des littoraux étudiés sont résistants, sinon résilients, ce qui signifie qu'ils ont la capacité de maintenir leur forme en dépit des changements dynamiques (REGNAULD *et al.*, 2004). Pour plus de la moitié des cordons dunaires étudiés, le trait de côte est en effet resté stable ou en accumulation, malgré les nombreuses tempêtes ayant prévalu durant plus d'un demi-siècle. L'historique de ces tempêtes a été étudié par DEBOUDET (1997) ; BESSEMOULIN (2002) et MASPATAUD (2011). Nous nous sommes intéressés aux tempêtes majeures, répertoriées par Météo-France ainsi qu'aux tempêtes associées à des hauts niveaux d'eau, donc particulièrement morphogènes, inventoriées par DAUBORD *et al.*, (2014). Au total, depuis 1948 ce sont 34 tempêtes (au sens strict du terme : vents > 89 km/h) qui ont frappé les côtes de la Manche orientale et du sud de la mer du Nord (Figure VII-2). Certaines d'entre elles sont qualifiées d'ouragan. A cela s'ajoutent les nombreux coups de vents identifiés par MASPATAUD (2011) (Annexe II).

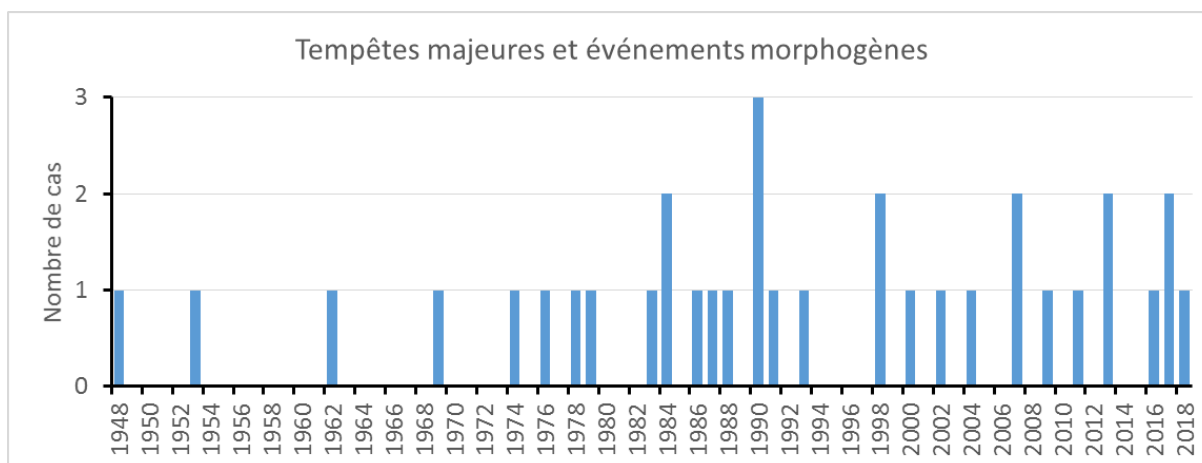


Figure VII-2 : nombre d'observations annuelles des tempêtes majeures et d'événements morphogènes entre 1948 et 2018 sur le littoral de la Côte d'Opale (compilées d'après (MASPATAUD, 2011 ; DAUBORD et al., 2014)).

VII-1-2- L'analyse de l'évolution pluriannuelle du trait de côte

L'étude de l'évolution pluriannuelle du trait de côte sur deux sites ateliers, représentatifs des littoraux dunaires de la Côte d'Opale, nous a permis de mettre en évidence une variabilité temporelle et spatiale des rythmes d'évolution des littoraux dunaires étudiés. L'utilisation de photographies aériennes orthorectifiées par l'IGN sur un pas de temps moyen de 5 ans a en effet mis en évidence une alternance de périodes d'érosion et d'accumulation ou de stabilité (Figure VII-3). Sur la façade mer du Nord, les périodes 1974-1978 et 1988-1994 sont caractérisées par une érosion généralisée à l'est de Dunkerque, tandis que pendant les périodes 1957-1963 et 2000-2005 l'accumulation prédomine. Sur la façade Ouest, de part et d'autre de la station balnéaire de Merlimont-Plage, l'érosion est prédominante pendant la période 1963-1968 et dans une moindre mesure entre 1989 et 1995. L'accumulation ou la stabilité prévalent pendant les périodes 1969-1974 et 1974-1977. Nous avons ainsi mis en évidence un contraste entre les deux façades maritimes de la Côte d'Opale dans la réponse de la côte aux tempêtes, avec une évolution non synchrone en fonction de l'exposition de la côte aux forçages. Certaines tempêtes ont particulièrement affecté la façade ouest, sans avoir beaucoup d'impacts le long de la façade nord et inversement, les tempêtes de nord-est, venant de la mer du Nord, épargnent les littoraux de la Manche orientale. Les tempêtes les plus violentes ont par contre touché les deux façades. En effet, il s'agit de la série de tempêtes du début des années 1990 (Daria, Herta, Vivane et Wiebke, Annexe III) provenant du grand secteur sud-ouest à nord-ouest et qui ont engendré un important

recul du trait de côte au niveau des deux sites ateliers durant la période 1988/1989-1994/1995 (Figure VII-3).

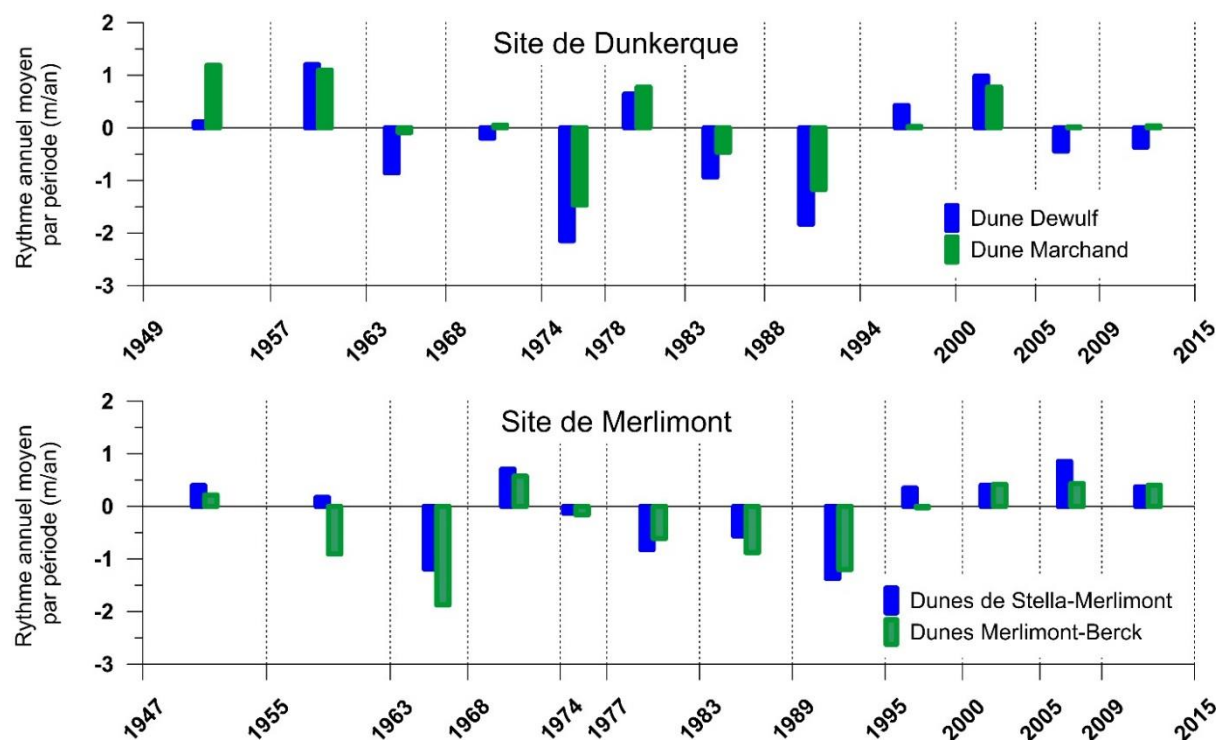


Figure VII-3 : rythmes moyens annuels par période de l'évolution du trait de côte sur les deux sites ateliers.

Pour les deux sites étudiés, l'impact de la tempête de 1953 n'a pas eu de conséquences sur l'évolution du trait de côte pendant la période 1947-1955 pour Merlimont et 1949-1957 pour le site de Dunkerque. Le laps de temps post-1953 (2 ans pour Merlimont et 4 ans pour Dunkerque) a été suffisant pour effacer les effets de cette tempête, aux conséquences catastrophiques le long des côtes de la mer du Nord méridionale (McROBIE ET AL., 2005). Les périodes caractérisées par de l'érosion sont entrecoupées par des périodes où prédomine l'accumulation, favorisant ainsi la régénération des cordons dunaires étudiés. Cette régénération est particulièrement nette depuis le début des années 2000, avec des cordons dunaires stables ou en accumulation. Depuis le début 2000 et jusqu'en 2015, on note en effet une baisse des vents les plus forts et de ce fait une stabilité relative du trait de côte à cette échelle de temps.

Ces successions de périodes érosives puis constructives ont été mises en relation avec les vents et niveaux d'eau disponibles. Nous avons montré que sur des pas de temps d'environ 5 ans, la fréquence des événements potentiellement érosifs n'est pas uniquement à prendre en compte afin de comprendre l'évolution du trait de côte, mais aussi l'occurrence d'événements exceptionnels pouvant induire une importante érosion en une seule tempête. Inversement, comme pour la tempête de 1953, l'accumulation peut rapidement « masquer » les conséquences d'un événement majeur.

VII-1-3- Evolution à moyen terme

Entre 2011 et 2016, le suivi au DGPS du profil P4, à l'est de Dunkerque, nous a permis de constater que les périodes de reconstitution du cordon dunaire peuvent être assez longues sur ce secteur d'étude (près de deux ans). Les phases de reconstitution sont contrecarrées et même annihilées par des épisodes tempétueux proches dans le temps. Le littoral a en effet été frappé par la série de tempêtes de la saison automne-hiver 2013-2014 qui a affecté la côte ouest de l'Europe et le sud de la mer du Nord (WADEY *et al.*, 2015 ; CASTELLE *et al.*, 2015 ; SUANEZ *et al.*, 2015 ; MASSELINK *et al.*, 2016 ; PYE & BLOTT, 2016 ; CASTELLE *et al.*, 2017 ; BROOKS *et al.*, 2017). Cette succession de tempêtes a entraîné une érosion généralisée avec un recul important du front de dune et une perte de volume important au niveau de la dune Dewulf (Figures V-11).

Ces événements tempétueux peuvent causer d'importantes érosions lorsqu'ils sont associés à des niveaux d'eau exceptionnellement élevés (tempête Xaver). Selon plusieurs études, un groupement de tempêtes peut renforcer l'érosion côtière, l'impact d'une tempête, lors d'une série de tempêtes se produisant à intervalles rapprochés, étant influencé par l'état morphologique initial de la plage et de la dune (SPLINTER *et al.*, 2014 ; KARUNARATHNA *et al.*, 2014 ; DISSANAYAKE *et al.*, 2015). Du fait que le niveau de la plage, et potentiellement le pied de la dune, soit abaissé pendant les premières tempêtes, ce qui augmente l'exposition de la dune aux attaques des vagues, l'érosion des dunes peut être plus importante au cours des tempêtes suivantes, même si elles sont de moindre intensité. Il est possible que la succession des tempêtes de l'automne-hiver 2013-2014 ait eu d'importants effets cumulatifs et ait entraîné une augmentation de l'érosion de la dune. Cependant, il est très probable que le niveau d'eau extrême (période de retour supérieure à 100 ans) atteint lors de la tempête Xaver du 6 décembre 2013 soit la principale cause de l'érosion sévère mesurée au début de janvier 2014 (Figure V-7 B & D).

Cette onde de tempête a également été à l'origine d'importants impacts sur d'autres côtes du sud-ouest de la mer du Nord (SPENCER *et al.*, 2015).

L'évolution à moyen terme du site atelier de Dunkerque, à travers l'analyse des levés LiDAR, a mis en évidence des différences dans le bilan sédimentaire entre la dune Dewulf et la dune Marchand. Les corrélations obtenues entre les variations de volumes dans la dune et différents paramètres morphologiques suggèrent que la dune Marchand a mieux résisté à l'impact des tempêtes, grâce notamment à des largeurs et des volumes de haut de plage plus importants et non pas forcément en raison d'une capacité de reconstitution plus efficace. Sur le site atelier de Merlimont, le nombre réduit de levés LiDAR limite nos conclusions. Pour la période 2011-2013, les cordons dunaires, au sud comme au nord de Merlimont-Plage sont en érosion, les effets de la tempête Xaver ayant été déterminants dans cette évolution.

VII-1-4- Evolution à court terme

L'analyse de l'évolution à court terme (2016-2018) des secteurs dunaires étudiés montre également que les dunes côtières ont été affectées par des tempêtes épisodiques, responsables de changements importants survenus pendant de courtes périodes mais qui n'ont pas été suivies par une régénération de la dune. Sur les deux sites étudiés, l'érosion est prédominante de 2016 à 2018 en réponse essentiellement à la tempête Egon pour Dunkerque et à la tempête Eleanor pour Merlimont. La différence d'impact de ces tempêtes sur les deux façades est essentiellement liée à la direction des vents. La tempête Egon, de nord-nord-ouest a beaucoup plus touché la façade nord, alors que la tempête Eleanor, d'ouest-sud-ouest, a causé une érosion plus importante sur la façade ouest.

Les profils de plages et de dunes étudiés après ces tempêtes ont révélé une faible accumulation de sable en haut de plage et dans la dune et de ce fait une quasi-absence de régénération post-tempête. Les dunes ont conservé leur position suite à ces tempêtes, mais le versant dunaire a cependant retrouvé une pente d'équilibre grâce aux glissements de paquets de sable et à la reconquête par la végétation.

Si à Merlimont, le suivi sur le court terme met en évidence une érosion touchant tout le secteur dunaire étudié, l'analyse de l'impact des tempêtes Egon et Eleanor montre que le site de la dune Dewulf (au niveau des profils P4 et P5) résiste mieux aux tempêtes par rapport à la partie ouest de la dune Marchand (profils P2 et P3), ce qui est en contradiction avec les résultats de l'analyse de leur évolution à moyen terme. Ceci peut être lié à la morphologie du haut de plage

(largeur et volume) précédant les tempêtes. En effet, durant la période précédant la tempête Xaver de fin 2013, les volumes gagnés, sur le haut de plage au niveau de la dune Dewulf (profil P4) ont été assez modestes, inférieurs à 10 m³/ml (Figure V-11), tandis que la période pré-Egon est caractérisée par une accumulation plus importante en haut de plage au niveau du profil P4, ce qui n'était pas le cas au niveau des profils P2 et P3 situés sur la dune Marchand (Figure VI-5). A court terme, les tendances observées sur le moyen terme peuvent donc s'inverser, en fonction de la topographie pré-tempête, un haut de plage bien rechargé en sable pouvant minimiser l'érosion du versant dunaire.

Les expérimentations in-situ de transport éolien, bien qu'il s'agisse de mesures sur des pas de temps très courts et de ce fait peu représentatifs des conditions modales, mettent en avant des flux éoliens beaucoup plus importants au niveau de la dune de Stella-Merlimont qui fait face aux vents dominants, qu'à l'est de Dunkerque où les dunes, parallèles aux vents dominants, ne sont bien alimentées en sable que lors de coups de vent de secteur nord. Ces mesures quasi-instantanées reflètent néanmoins la dynamique éolienne à plus long terme, les dunes de la façade ouest étant beaucoup plus développées que celles de la façade nord.

VII-2- Impact des tempêtes et capacité de régénération post-tempête

Un des objectifs de cette thèse était également d'analyser l'impact des tempêtes ainsi que la capacité de régénération post-tempête des littoraux dunaires étudiés. L'évolution à court terme comme à moyen terme sur nos deux sites ateliers apparaît étroitement liée à l'impact des tempêtes. Le long des côtes macrotidales, l'impact des tempêtes sur l'érosion des dunes est particulièrement dépendant de la conjonction d'ondes de tempête et de vagues de forte énergie avec des marées de fort coefficient (RUZ & MEUR-FEREC, 2004 ; PYE & BLOTT, 2008 ; RUZ *et al.*, 2009 ; ESTEVES *et al.*, 2012 ; MASSELINK *et al.*, 2016). D'après nos analyses des impacts des tempêtes depuis 2011, il apparaît en effet que l'énergie des vagues à marée haute n'est pas nécessairement le principal paramètre contrôlant l'érosion des dunes côtières, 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. L'élévation du pied de dune est de ce fait un facteur important à prendre en compte. Dans le sud-est de l'Australie, SPLINTER *et al.* (2018) ont également constaté que l'élévation du pied de dune par rapport aux hauts niveaux d'eau est un facteur clé expliquant la variabilité de l'érosion des dunes induite par les tempêtes.

Nos résultats montrent que les dunes côtières situées le long d'un secteur côtier relativement peu étendu, peuvent avoir des réponses très différentes lors d'un événement de tempête. Non seulement les impacts des tempêtes ont été beaucoup plus morphogènes sur certains secteurs, mais le rétablissement post-tempête a également varié d'un secteur dunaire à l'autre. Sur le long terme, des périodes de reconstitution des cordons dunaires ont été mises en évidence. Ces périodes ont coïncidé avec la quasi-absence de tempêtes combinées à des hauts niveaux d'eau, permettant aux vents d'afflux, favorables au transport éolien, de recharger les dunes en sable. Sur le moyen terme, les dunes côtières ont été affectées par des tempêtes épisodiques, responsables de changements importants survenus pendant de courtes périodes, suivies de périodes de régénération post-tempête beaucoup plus longues, comme cela a été également observé dans de nombreuses études (MORTON *et al.*, 1994 ; SUANEZ *et al.*, 2012 ; HOUSER *et al.*, 2015 ; CASTELLE *et al.*, 2017). Entre 2016 et 2018, nous n'avons constaté aucune régénération de la dune au niveau des deux sites ateliers. Le rapprochement des tempêtes et le manque de temps nécessaire pour la réalimentation en sable des versants dunaires n'ont pas permis un rétablissement proche de leur état initial avant-tempête. 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.

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 et le rétablissement qui en résulte n'est généralement pas uniforme sur le plan spatial et est souvent caractérisé par une grande variabilité le long des côtes (KAHN & 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 aux variations longitudinales de la pente de la plage (LARSON *et al.*, 2004), et de la largeur du haut de plage (PYE & BLOTT, 2016 ; CRAPOULET *et al.*, 2017). Les autres causes possibles des variations spatiales dans la réponse des dunes aux tempêtes sont les courants de retour localisés (LOUREIRO *et al.*, 2012), 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 & HAMILTON, 2009) pouvant induire des gradients dans le transport des sédiments (HOUSER & 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).

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. A Dunkerque, par exemple, le long de deux secteurs dunaires proches, exposés aux mêmes conditions de vent et de vagues lors des tempêtes, le cordon dunaire, au niveau de la dune Dewulf, a subi un recul plus important, à long terme (figure IV-15) comme à moyen terme (Figure V-6), comparativement au cordon dunaire de la dune Marchand, situé à quelques centaines de mètres plus à l'est. Les différences d'altitude du pied de dune étaient relativement minimales entre ces deux secteurs, mais ont sans doute joué un rôle dans la réponse de la côte aux tempêtes, tout comme la largeur et le volume du haut de plage, plus importante à l'est qu'à l'ouest. Nous avons mis en évidence qu'à partir d'une largeur de haut de plage de 37 m, et un volume de 140 m³, l'érosion était très limitée, sinon inexistante. Comme le montrent de nombreuses études (SAYE *et al.*, 2005 ; HOUSER, 2009 ; RICHTER *et al.*, 2013 ; KEIJERS *et al.*, 2014 ; HESP & SMYTH, 2016 ; PYE & 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 large seraient plus stables ou pourraient favoriser le développement de dunes embryonnaires. Non seulement une grande plage dissipe l'énergie des vagues, mais une grande plage sèche fournit davantage de sédiments pour le transport éolien vers les dunes côtières adjacentes.

A l'est de Dunkerque la bathymétrie à l'avant-côte peut également expliquer cette évolution. L'avant-plage, au niveau de la dune Dewulf est caractérisée par la présence d'un chenal d'une dizaine de mètres de profondeur, entre la côte et le banc Hills (Figure IV-4), chenal qui s'estompe en avant de la dune Marchand. HEQUETTE *et al.* (2009) ont montré que le banc Hills ne constitue pas une barrière protégeant la côte de l'attaque des vagues, mais que la présence du chenal favorise la reformation des vagues et renforce les courants et par conséquent le transport sédimentaire dirigé vers l'est. De plus, l'analyse des relevés bathymétriques a montré que le banc et le chenal sont en constante migration vers la côte depuis le milieu du 19^{ème} siècle à un rythme de 5,5 m/an entre 1894 et 1962. La migration vers la côte du banc et du chenal s'est poursuivie au cours de ces dernières années (LATAPY *et al.*, 2019), ce qui pourrait expliquer l'érosion chronique que subit la dune Dewulf.

Pour terminer, on peut se poser la question de l'influence du changement climatique dans l'évolution des littoraux dunaires étudiés. De nombreux articles et rapports mettent en relation la hausse contemporaine du niveau marin et l'érosion des littoraux sableux (plages et dunes associées) en réponse à une élévation globale du niveau de la mer d'une vingtaine de centimètres depuis le début du 20^{ème} siècle (CHURCH & WHITE, 2011 ; CAZENAVE & COZANNET, 2014). Il est souvent fait référence à une étude qui stipule que 70 % des plages sableuses dans le monde seraient actuellement en érosion (BIRD, 1985). Une étude récente (LUIJENDIJK *et al.*, 2018) a cependant montré que, entre 1984 et 2016, 24 % des plages sableuses du monde sont en érosion tandis que 28 % sont en accumulation et 48 % sont stables. Le long des littoraux métropolitains, 37 % des littoraux sableux sont en érosion (CEREMA, 2017). Le long de la Côte d'Opale, notre étude a mis en évidence que plus de 45 % des littoraux dunaires sont en érosion depuis le milieu du 20^{ème} siècle. Il semble donc difficile, à l'échelle de quelques décennies, d'établir une nette relation entre l'érosion actuelle des rivages sableux et la remontée du niveau de la mer. A court terme, ces côtes sont en effet caractérisées par une évolution spatio-temporelle très complexe qui se traduit par une variabilité dans le temps des rythmes de recul ou d'avancée du trait de côte en réponse à des événements souvent sporadiques et de forte intensité. Comme souligné par Houser (2009), l'évolution à court terme des littoraux meubles semble essentiellement contrôlée par les apports sédimentaires.

L'élévation contemporaine du niveau de la mer exerce de ce fait une influence « discrète » sur l'évolution à court terme des littoraux meubles. Si l'on se base sur les données disponibles compilées par le *Permanent Service for Mean sea level* (PSMSL), le long de la côte d'Opale, la hausse du niveau marin relatif serait de l'ordre de +1,6 mm/an sur le long terme à Dunkerque avec une décélération depuis 2000 (+0,5 mm/an) et de l'ordre de +2,2 mm/an à Boulogne-sur-Mer et une accélération depuis 2000 (+4,5 mm/an) (Figure VII-4). Cependant, ces valeurs sont à prendre en compte avec précaution et à relativiser en raison des nombreuses lacunes dans les données marégraphiques.

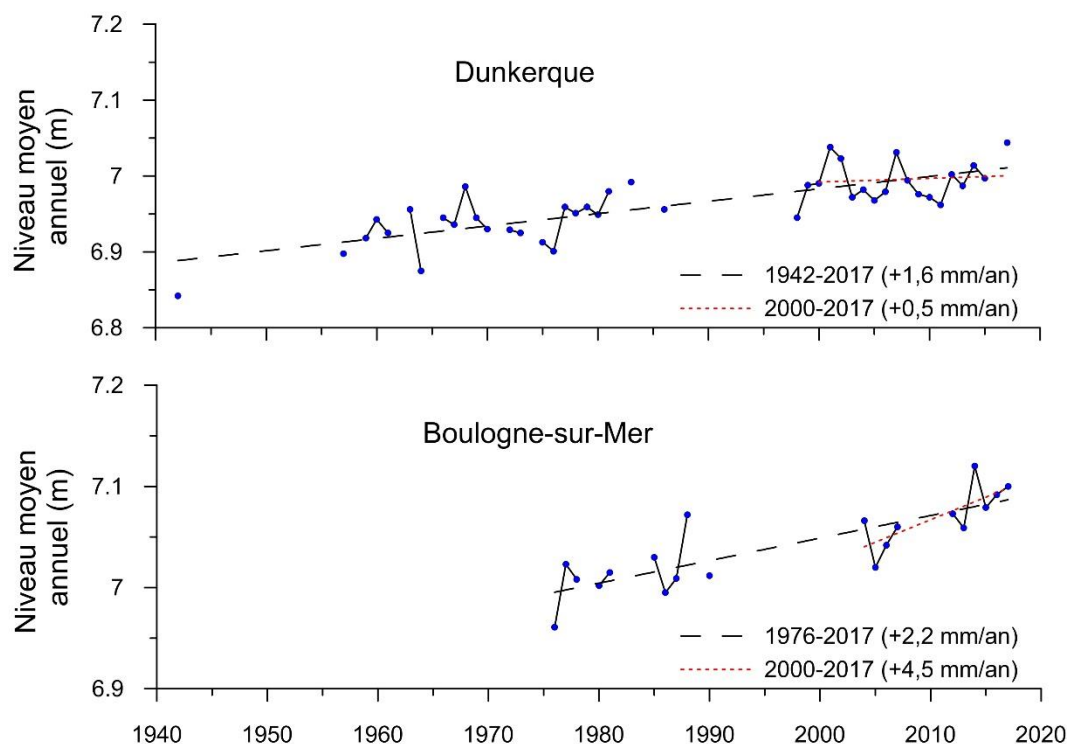


Figure VII-4 : variations annuelles du niveau moyen de la mer aux marégraphes de Dunkerque et de Boulogne-sur-Mer. Source des données : PSMSL

Il faut toutefois souligner qu'avec l'élévation du niveau de la mer due au changement climatique (GIEC, 2014), les hauts niveaux d'eau atteindront progressivement des altitudes plus élevées et les niveaux critiques responsables de l'érosion des dunes seront atteints plus fréquemment. Dans une étude basée sur des données de marégraphes recueillies sur la côte britannique de la Manche et considérant une élévation modérée du niveau de la mer de 40 cm d'ici 2100, HAIGH *et al.* (2011) ont estimé que la période de retour des hauts niveaux d'eau qui avaient eu une période de retour de 100 ans en 1990 sera en moyenne d'un an à la fin du 21^e siècle. Étant donné que dans l'avenir, les périodes de retour des niveaux extrêmes seront de plus en plus rapprochées, les dunes côtières risquent de ne pas disposer de suffisamment de temps pour se reconstituer entre les tempêtes et devenir de plus en plus vulnérables à l'érosion par les vagues, en particulier lorsque l'apport de sédiments est limité. C'est notamment le cas dans le secteur ouest du site de Dunkerque (Dune Dewulf) où la dune côtière est déjà très vulnérable aux niveaux d'eau élevés (Figure VI-8) et est caractérisée par des taux d'accumulation faibles à modérés (Figure VI-18). Inversement, là où les sédiments sont abondants et que les dunes côtières connaissent des taux d'accumulation élevés, les dunes peuvent continuer à se

développer et à progresser vers le large, même lorsque le niveau de la mer monte. Une importante avancée du rivage vers la mer, associée à un développement des dunes s'est produit tout au long du 20^e siècle près de Calais (Ruz *et al.*, 2017a ; Ruz *et al.*, 2017b) par exemple, en raison d'un important apport de sédiments provenant de l'avant-côte (HEQUETTE & AERNOUITS, 2010). La question de l'évolution future des littoraux dunaires de la Côte d'Opale est donc complexe, elle va dépendre des bilans sédimentaires locaux, du rythme d'élévation du niveau marin relatif et de la fréquence et l'intensité des tempêtes.

Pour conclure, l'analyse de l'évolution à long terme des littoraux dunaires de la Côte d'Opale sur une période de près de 68 ans à partir de photographies aériennes orthorectifiées, a révélé une grande variabilité spatiale dans les rythmes d'évolution du trait de côte, avec une forte mobilité sur certains secteurs, tandis que d'autres secteurs dunaires ont connu une relative stabilité pendant cette période. Sur le long terme, plus de la moitié des cordons dunaires sont stables ou en accumulation, malgré les nombreuses tempêtes ayant touché la Côte d'Opale depuis le milieu du 20^{ème} siècle. On peut donc en conclure que près de 55 % des littoraux dunaires étudiés ont une bonne capacité de résilience sur le long terme. L'analyse de l'évolution pluriannuelle du trait de côte, à un pas de temps moyen de 5 ans, a mis en évidence une nette variabilité spatiale et temporelle d'une période à une autre. Cette variabilité dans le temps des rythmes d'érosion/accumulation semble liée aux variations des forçages météo-marins, en particulier à la succession dans le temps de périodes tempétueuses et de périodes plus « calmes ». Cependant, les nombreuses lacunes dans les enregistrements marégraphiques et le manque de données de vagues ont été un frein pour la compréhension de cette variabilité.

L'évolution à moyen et court terme de deux sites ateliers, a mis en évidence la sensibilité des dunes côtières aux événements tempétueux. L'étude de deux secteurs dunaires adjacents sur chacun de nos sites ateliers à partir de levés topographiques a permis de montrer l'importance de certains paramètres morphologiques (altitude du pied de dune, largeur et volume du haut de plage) dans la réponse du profil côtier aux tempêtes. A cette échelle de temps, nous avons vu également que les processus de régénération des dunes côtières peuvent être très longs sur nos sites d'étude, notamment lorsque les événements tempétueux se produisent à des intervalles de temps rapprochés. Ceci suggère qu'avec l'élévation du niveau marin relatif, les dunes côtières risquent de connaître des épisodes d'érosion plus fréquents altérant ainsi leur résilience. Les tendances évolutives à court terme, mettent en évidence une érosion généralisée le long des

deux secteurs dunaires étudiés, alors que sur le long terme et le moyen terme, ils étaient en relative stabilité. Cette érosion est peut être passagère, les cordons dunaires se reconstituant sur des périodes de plusieurs années, elle peut aussi indiquer un changement en réponse au changement climatique, avec davantage de tempêtes rapprochées dans le temps et combinées à des hauts niveaux d'eau. Le suivi régulier de ces cordons dunaires est de ce fait nécessaire afin de vérifier si cette tendance est temporaire ou non. En conclusion on ne peut que préconiser un suivi régulier, annuel ou pluri-annuel des secteurs les plus sensibles via des levés LiDAR qui permettent d'estimer les volumes perdus ou gagnés, couplés à des relevés terrain qui restent indispensables pour l'étude de l'évolution des littoraux.

Bibliographie

- AERNOUTS, D., 2005. *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 195 p.
- AERNOUTS, D., HEQUETTE, A., 2006. L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **12**, 1, p 49-64.
- 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**, p 265-276.
- ANTHONY, E.J., 2000. Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme estuary and Belgium. in: *Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*. PYE, K., ALLEN, J. R. L. (Eds), Geological Society, **175**, London, p 87-97.
- ANTHONY, E.J., 2002. Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*, **187**, 3, p 221-234.
- 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**, p 8-21.
- ANTHONY, E.J., DOBRONIAK, C., 2000. Erosion and recycling of aeolian dunes in a rapidly infilling macrotidal estuary: the Authie, Picardy, northern France. in: *Coastal and Estuarine Environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*. PYE, K., ALLEN, J. R. L. (Eds), Geological Society, **175**, London, p 109-121.
- ANTHONY, E.J., DOLIQUE, F., 2001. Natural and human influences on the contemporary evolution of gravel shorelines between the Seine estuary and Belgium. in: *The Ecology and Geomorphology of Coastal Shingle*. PACKHAM, J.R., RANDALL, R.E., BARNES, R.S.K., NEAL, A (Eds), Westbury Academic and Scientific Publishers, Westbury, p 132-148.
- ANTHONY, E.J., HEQUETTE, A., 2007. The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium: Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology*, **202**, 3, p 369-382.
- ANTHONY, E.J., LEVOY, F., MONFORT, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, **208**, 1, p 73-100.
- ANTHONY, E.J., VANHEE, S., RUZ, M.-H., 2006. Short-term beach–dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, **81**, 3-4, p 316-329.

- ANTHONY, E.J., VANHEE, S., RUZ, M.-H., 2007. An assessment of the impact of experimental brushwood fences on foredune sand accumulation based on digital elevation models. *Ecological Engineering*, **31**, 1, p 41-46.
- ANTHONY, E.J., RUZ, M.-H., VANHÉE, S., 2009. Aeolian sand transport over complex intertidal bar-trough beach topography. *Geomorphology*, **105**, 1–2, p 95-105.
- AUGRIS, C., SIMPLET, L., 2013. Les matériaux marins. *Géosciences*, 17, p 82-89.
- AUGRIS, C., CLABAUT, P., VICAIRE, O., 1990. Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. IFREMER, Rapport, 96 p.
- AUGRIS, C., CLABAUT, P., TESSIER, B., 1995. Le domaine marin côtier du Nord-Pas de Calais : Carte des formations superficielles au 1:100,000. IFREMER.
- BAETEMAN, C., 1991. Chronology of coastal plain development during the Holocene in West Belgium. *Quaternaire*, **2**, 3, p 116-125.
- BAETEMAN, C., DECLERCQ, P.Y., 2002. A synthesis of early and middle Holocene coastal changes in the western Belgian lowlands. *Belgeo*, 2, p 77-107.
- BAETEMAN, C., BEETS, D.J., STRYDONCK, M.V., 1999. Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain. *Quaternary International*, **56**, 1, p 3-13.
- BAGNOLD, R.A., 1938. The measurement of sand storms. *Proceedings of the Royal Society of London*, **A**, 167, p 91-282.
- BAGNOLD, R.A., 1941. *The physics of wind blown sands and desert dunes*. Matheun, Dover Publications Inc., London, 320 p.
- BATTIAU-QUENEY, Y., 2007. Aeolian dynamics and shoreline mobility in the North of France. in: *17th INQUA Congress, L.Q.C.C.-S.I., sedimentary forcing and anthropogenic impacts*, Cairns, Australie.
- BATTIAU-QUENEY, Y., 2010. La pénurie sédimentaire des plages en érosion de la Côte d'Opale. in: *Roland Paskoff et les littoraux : regards de chercheurs*. V. DUVAT, Y. BATTIAU-QUENEY, C. CLUS-AUBY, M-C. PRAT (Eds), L'Harmattan, Paris, p 153-159.
- BATTIAU-QUENEY, Y., 2014. Les plages de la Côte d'Opale : maîtriser la nature ou agir avec elle ? *Dynamiques environnementales*, 30, p 89-104.
- BATTIAU-QUENEY, Y., 2015. The dunes of Merlimont (North of France) : a natural museum of aeolian landforms. *Dynamiques environnementales*, 33, p 51-64.

- BATTIAU-QUENEY, Y., FAUCHOIS, J., LANOY-RATEL, P., SEGUIN, A., 1995. Un patrimoine paysager à protéger : les dunes littorales de Merlimont et de Berck (Pas-de-Calais). *Hommes et Terres du Nord*, **1**, 1, p. 21-30.
- 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*, **SI**, 34, p 580-592.
- BATTIAU-QUENEY, Y., BILLET, J.F., CHAVEROT, S., LANOY-RATEL, P., 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology*, **194**, 1-2, p 31-45.
- BATTIAU-QUENEY, Y., FAVENNEC, J., DERMAUX, B., VEILLE, F., 2010, Les dunes de Merlimont (Pas-de-Calais) : site d'excellence pour la connaissance et la gestion des milieux dunaires européens. in: *Les ateliers de l'EUCC-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*, p 55-67.
- BAUER, B.O., SHERMAN, D.J., 1999, Coastal dune dynamics: problems and prospects. in: *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. GOUDIE, A.S., LIVINGSTONE, I., STOKES, S. (Eds), Wiley, Chichester, p 71-104.
- 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, p 106-116.
- BEETS, D.J., VAN DER SPEK, A.J., 2000. The Holocene evolution of the barrier and back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply. *Geologie en Mijnbouw*, **79**, 1, p 3-16.
- BELPAIRE, A., 1855. *étude sur la formation de la plaine maritime depuis Boulogne jusqu'au Danemark*. Schotmans, Anvers, 242 p.
- BESSEMOULIN, P., 2002. Les tempêtes en France. *Annales des Mines*, p 9-14.
- BIRD, E.C.F., 1985. Coastline changes: A global review. *Geological Journal*, **21**, 2, p 215-216.
- BOAK, E.H., TURNER, I.L., 2005. Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, **21**, 4, p 688-703.
- BRENNER, O.T., LENTZ, E.E., HAPKE, C.J., HENDERSON, R.E., WILSON, K.E., NELSON, T.R., 2018. Characterizing storm response and recovery using the beach change envelope: Fire Island, New York. *Geomorphology*, **300**, p 189-202.

BRGM, 2002. Synthèse géologique numérique du Pas-de-Calais. Programme Géosynth. *Natural Environment Research Council*. cédérom.

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**, p 48-60.

BUIRE, M., ALLAVOINE, P., SALLE, F.X., 1963. La fixation et le boisement des dunes du Nord. *Revue forestière française*, **5**, p 344-366.

BURNINGHAM, H., FRENCH, J., 2017. Understanding coastal change using shoreline trend analysis supported by cluster-based segmentation. *Geomorphology*, **282**, p 131-149.

BURVINGT, O., MASSELINK, G., RUSSELL, P., SCOTT, T., 2017. Classification of beach response to extreme storms. *Geomorphology*, **295**, p 722-737.

CARTER, R.W.G., 1988. *Coastal Environments, An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617 p.

CARTIER, A., 2011. *Evaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : Vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 408 p.

CARTIER, A., 2018. *Suivi morphosédimentaire des plages de Merlimont, Cucq, le Touquet et Camiers*. Rapport n°5, Bilan 4^eannée, Décembre 2018. 201 p.

Cartier, A., Hequette, A., 2010. Evaluation des flux sédimentaires sur les plages macrotidales du Nord-Pas-de-Calais à partir de données hydrodynamiques et de piégeages in situ. Conférence: Actes des XI^{èmes} Journées Nationales Génie Cotier - Génie Civil, Sables d'Olonne-France. Editions Paralia, p 187-194.

CARTIER, A., HÉQUETTE, A., 2011. Variation in longshore sediment transport under low to moderate conditions on barred macrotidal beaches. *Journal of Coastal Research*, **SI**, 64, p 5.

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, p 325-347.

CASPAR, R., COSTA, S., JAKOB, E., 2007. Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France : Le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme. *La Météorologie*, **8**, 57, p 37.

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**, p 41-55.

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**, p 135-148.

CAZENAVE, A., COZANNET, G.L., 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, **2**, 2, p 15-34.

CEREMA, 2015. Indicateur national de l'érosion côtière. CEREMA, Rapport, 7 p.

CEREMA, 2017. Synthèse des connaissances des côtes françaises - Fascicule Manche est – mer du Nord, de la frontière belge à la pointe du Hourdel, 499 p.

CHAUVEROT, S., 2006. *Impact des variations récentes des conditions météo-marines sur les littoraux meubles du Nord-Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 266 p.

CHRISTIANSEN, M.B., DAVIDSON-ARNOTT, R., 2004. Rates of landward sand transport over the foredune at Skallingen, Denmark and the role of dune ramps. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, **104**, 1, p 31-43.

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, p 585-602.

CLABAUT, P., 1988. *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais (large des côtes françaises)*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologie de Lille, p 251

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, p 125-136.

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, p 295-315.

CLIQUE, P.M., LEPETIT, J.P., 1986. *Catalogue sédimentologique des côtes françaises, côtes de la mer du Nord et de la Manche*. LNH, Eyrolles, Paris, 420 p.

Cohen, O., 2014. Profiler 3.1 XL, un logiciel gratuit pour la construction et l'analyse des profils topographiques dans Microsoft Excel®. Conférence: XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Dunkerque. Editions Paralia, p 557-564.

COOPER, J.A.G., JACKSON, D.W.T., NAVAS, F., MCKENNA, J., MALVAREZ, G., 2004. Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline: examples from western Ireland. *Marine Geology*, **210**, 1, p 261-280.

CORBELLA, S., STRETCH, D.D., 2012. Shoreline recovery from storms on the east coast of Southern Africa. *Natural Hazards and Earth System Science*, **12**, 1, p 11-22.

COSTA, S., 1997. *Dynamique littorale et risques naturels" : L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie ; France)*. Thèse de doctorat, Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 353 p.

CRAPOULET, A., 2015. *Evolution du trait de côte, bilans sédimentaires et évaluation des zones à risques sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : analyse multi-échelles par LiDAR aéroporté*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 314 p.

CRAPOULET, A., HEQUETTE, A., LEVOY, F., BRETEL, P., 2015. Évaluation 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*, **21**, 4, p 313-330.

CRAPOULET, A., HEQUETTE, 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, p 1603-1622.

DAUBORD, C., 2014. Caractérisation de 7 évènements de tempête de l'automne-hiver 2013-2014 à partir des données disponibles au SHOM. SHOM, Rapport p.001/2014, 37 p.

Daubord, C., Goirand, V., André, G., Jan, G., 2014. Niveaux et surcotes extrêmes sur le littoral Atlantique-Manche. Caractérisation des évènements marquants de l'automne-hiver 2013-2014. Conférence: XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Dunkerque. Editions Paralia, p 889-896.

DAVIDSON-ARNOTT, R., 2010. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge, 442 p.

DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., MACQUARRIE, K., AAGAARD, T., 2005. The effect of wind gusts, moisture content and fetch length on sand transport on a beach. *Geomorphology*, **68**, 1–2, p 115-129.

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**, p 167-175.

DEBOUDT, P., 1997. *Etude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et nord-Est de la Manche*. Thèse de doctorat, Université Lille, 449 p.

DEL RIO, L., GRACIA, F.J., BENAVENTE, J., 2013. Shoreline change patterns in sandy coasts. A case study in SW Spain. *Geomorphology*, **196**, p 252-266.

DENYS, L., BAETEMAN, C., 1995. Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium—a first assessment. *Marine Geology*, **124**, 1, p 1-19.

DEWEZ, S., CLABAUT, P., VICAIRE, O., BECK, C., CHAMLEY, H., AUGRIS, C., 1989. Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, p 1043-1053.

DISSANAYAKE, P., BROWN, J., WISSE, P., KARUNARATHNA, H., 2015. Effects of storm clustering on beach/dune evolution. *Marine Geology*, **370**, p 63-75.

DOBRONIAK, C., 2000. *Géomorphologie, hydrodynamique et écologie d'un estuaire tempéré macrotidal: l'Authie, Manche orientale, France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 308 p.

DOLAN, R., FENSTER, M.S., HOLME, S.J., 1991. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, **7**, 3, p 723-744.

DONG, Z., LIU, X., WANG, H., WANG, X., 2003. Aeolian sand transport: a wind tunnel model. *Sedimentary Geology*, **161**, 1, p 71-83.

DUBOIS, G., 1924. *Recherches sur les terrains quaternaires du nord de la France*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de l'Université de Lille, 355 p.

ESTEVEZ, 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**, p 52-61.

FAUCHOIS, J., 1998. *L'intérêt de la cartographie à grande échelle dans l'étude géomorphologique des littoraux dunaires du littoral du Nord-Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat, Université Lille, 266 p.

FOLK, R.L., WARD, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 1, p 3-26.

GANDOUIN, E., 2003. *Enregistrement paléoclimatique de la transgression Holocène ; signature paléoenvironnementale des Chironomidae (Diptères) du bassin de Saint-Omer (France)*. Thèse de doctorat, Université Lille, 246 p.

GIEC, 2014. *Changements climatiques 2014: rapport de synthèse : contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. R.K. Pachauri et L.A. Meyer, Genève, Suisse, 161 p.

GOELDNER-GIANELLA, L., 2007. Dépoldériser en Europe occidentale. *Annales de Géographie*, **656**, 4, p 339-360.

GOLDSMITH, V., ROSEN, P., GERTNER, Y., 1988. Eolian sediments transport on the Israeli coast. Final report to US-Israel Binational Science Foundation, Jerusalem, Rapport, 46 p.

HAERENS, P., BOLLE, A., TROUW, K., HOUTHUYS, R., 2012. Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology*, **143–144**, p 104-117.

HAIGH, I., NICHOLLS, R., WELLS, N., 2011. Rising sea levels in the English Channel 1900 to 2100. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Maritime Engineering*, **164**, 2, p 81-92.

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. p 600-606.

HEMDANE, Y., 2006. *Dynamique hydro-sédimentaire d'une avant-côte de type macrotidal : le cas du littoral du Nord-Pas-de-Calais, France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 206 p.

HEQUETTE, A., AERNOUTS, D., 2010. The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France. *Continental Shelf Research*, **30**, 12, p 1349-1361.

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, p 695-707.

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*, **SI**, 56, p 59-63.

HÉQUETTE, A., RUZ, M.-H., MARIN, D., ZEMMOUR, A., CARTIER, A., SIPKA, V., sous presse. Alongshore Variability in Coastal Dune Erosion and Post-Storm Recovery, Northern Coast of France. *Journal of Coastal Research*.

HESP, P., 1988. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geology*, **55**, 1–2, p 17-41.

HESP, P., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, **48**, 1, p 245-268.

HESP, P., 2011. Dune Coasts. in: *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. WOLANSKI E AND McLUSKY DS (Eds), Waltham: Academic Press, **3**, p 193-221.

Hesp, P.A., 2012. Surfzone-beach-dune interactions. in : Jubilee Conference Proceedings, NCK-Days 2012, University of Twente, Netherlands. 6 p.

HESP, P.A., WALKER, I.J., 2012. Aeolian environments: coastal dunes. in: *Treatise on Geomorphology*. SHRODER, J. (EDITOR IN CHIEF), LANCASTER, N., SHERMAN, D.J., BAAS, A.C.W (Eds), Aeolian Geomorphology. Academic Press, **11**, San Diego, CA, p 109-133.

HESP, P.A., SMYTH, T.A.G., 2016. Surfzone-Beach-Dune interactions: Flow and Sediment Transport across the Intertidal Beach and Backshore. *Journal of Coastal Research*, **75**, sp1, p 8-12.

HESP, P.A., RUZ, M.-H., HEQUETTE, A., MARIN, D., MIOT DA SILVA, G., 2016. Geomorphology and dynamics of a traveling cusped foreland, Authie estuary, France. *Geomorphology*, **254**, p 104-120.

HOUBOLT, J.J.H.C., 1968. Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geologie en Mijnbouw*, **47**, 4, p 245-273.

HOUSER, C., 2009. Synchronization of transport and supply in beach-dune interaction. *Progress in Physical Geography*, **33**, 6, p 733-746.

HOUSER, C., 2013. Alongshore variation in the morphology of coastal dunes: Implications for storm response. *Geomorphology*, **199**, p 48-61.

HOUSER, C., HAMILTON, S., 2009. Sensitivity of post-hurricane beach and dune recovery to event frequency. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**, 5, p 613-628.

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, p 62-72.

HOUSER, C., ELLIS, J., 2013. Beach and Dune Interaction. in: *Treatise on Geomorphology*. SHRODER, J. (EDITOR IN CHIEF), SHERMAN, D.J. (Eds), Academic Press, **10**, San Diego, CA, p 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, p 223-240.

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**, p 54-63.

HOUTHUYS, R., DE MOOR, G., SOMMÉ, J., 1993. The Shaping of the French-Belgian North Sea Coast throughout Recent Geology and History. in: *Coastlines of the Southern North Sea*. R. HILLEN & H.J. VERHAGEN (Eds), American Society of Civil Engineers, New York, p 27-40.

IDIER, D., CASTELLE, B., POUMADERE, M., BALOUIN, Y., BERTOLDO, R., BOUCHETTE, F., BOULAHYA, F., BRIVOIS, O., CALVETE, D., CAPO, S., CERTAIN, R., CHARLES, E., CHATEAUMINOIS, E., DELVALLEE, E., FALQUES, A., FATTAL, P., GARCIN, M., GARNIER, R., HEQUETTE, A., LARROUDE, 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., THIEBOT, J., VINCHON, C., 2013. Vulnerability of sandy coasts to climate variability. *Climate Research*, **57**, 1, p 19-44.

KAHN, J.H., ROBERTS, H.H., 1982. Variations in storm response along a microtidal transgressive barrier-island arc. *Sedimentary Geology*, **33**, 2, p 129-146.

KARUNARATHNA, H., PENDER, D., RANASINGHE, R., SHORT, A.D., REEVE, D.E., 2014. The effects of storm clustering on beach profile variability. *Marine Geology*, **348**, p 103-112.

KEIJERS, 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, 11 p.

KING, C.A.M., 1972. *Beaches and coasts (2nd ed)*. Arnold, London, p 570.

LANOY-RATEL, P., 2004. La bunker archéologie : principes et études de cas sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais (Bunker archeology : principles and studies of samples on the Nord-Pas-de- Calais coast). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **81**, 3, p 405-417.

LARSON, M., ERIKSON, L., HANSON, H., 2004. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering*, **51**, 8, p 675-696.

LATAPY, A., HÉQUETTE, A., POUVREAU, N., WEBER, N., ROBIN-CHANTELOUP, J.-B., 2019. Mesoscale Morphological Changes of Nearshore Sand Banks since the Early 19th Century, and Their Influence on Coastal Dynamics, Northern France. *Journal of Marine Science and Engineering*, **7**, 3, 25 p.

LE BOT, S., 2001. *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais*. Thèse de doctorat, Université Lille 1, 272 p.

LE MAUFF, B., JUIGNER, M., BA, A., ROBIN, M., LAUNEAU, P., FATTAL, P., 2018. Coastal monitoring solutions of the geomorphological response of beach-dune systems using multi-temporal LiDAR datasets (Vendée coast, France). *Geomorphology*, **304**, p 121-140.

LEATHERMAN, S.P., 1978. A new aeolian sand trap design. *Sedimentology*, **25**, p 303-306.

LEFEVRE, P., 1979. Aperçu sur la formation et les caractéristiques de la plaine maritime picarde. *INQUA, Livret-guide du Symposium d'Amiens*, p 28-41.

LEFEVRE, P., ROUVILLOIS, A., GAFFET, M.A., BIGNOT, G., 1980. Alternances de sédimentation marine et continentale durant l'Holocène en Plaine maritime picarde. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **17**, p 25-33.

LEMOINE, G., TRUAND, F., 1999. La préservation des laisses de mer sur le littoral du Département du Nord. *Bulletin de la Société Botanique du Nord de la France*, **52**, p 19-22.

LEPLAT, J., SOMME, J., BAETEMAN, C., PAEPE, R., 1989. Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille DUNKERQUE— HONDSCHOOTE. BRGM, 22 p.

LETTAU, K., LETTAU, H., 1978, Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In H. Lettau, K. Lettau (Eds.): *Exploring the world's driest climate*. Center for climatic Research, Univ. Wisconsin, p 110-147.

LOUREIRO, C., FERREIRA, Ó., COOPER, J.A.G., 2012. Extreme erosion on high-energy embayed beaches: Influence of megarips and storm grouping. *Geomorphology*, **139-140**, p 155-171.

LUIJENDIJK, A., HAGENAARS, G., RANASINGHE, R., BAART, F., DONCHYTS, G., AARNINKHOF, S., 2018. The State of the World's Beaches. Scientific Reports, *Nature*, **8**, 1, p 11.

MARGOTTA, J., 2014. *Stratigraphic architecture and sedimentary evolution of the Holocene deposits in the French Flemish coastal plain, Northern France*. Thèse de doctorat, Université Lille, 200 p.

MARGOTTA, J., TRENTESAUX, A., TRIBOVILLARD, N., 2016. Tidally-modulated infilling of a large coastal plain during the Holocene; the case of the French Flemish Coastal plain. in: *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology: Proceedings of the Tidalites 2012 Conference*. B. TESSIER, J. REYNAUD (Eds), John Wiley & Sons, Ltd., p 243-260.

MARTÍNEZ, M.L., PSUTY, N.P., 2008. *Coastal Dunes: Ecology and Conservation*. *Ecological Studies*. Ecological studies. **171**. Springer, New York, 390 p.

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*, **SI**, 56, p 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. *Nat Hazards*, **66**, 3, p 1327-1343.

Maspataud, A., Héquette, A., Ruz, M.-H., 2013. Contrasting hydrodynamic and morphological response to fair-weather and storm conditions along southern North Sea coast (east of Dunkirk, France). *Coastal Dynamics 2013*, Arcachon. p 1147-1158.

Maspataud, A., Letortu, P., Cantat, O., Héquette, A., Ruz, H., 2014. Conditions météo-marines et facteurs de prédisposition à l'origine de phénomènes de submersion marine : analyse comparative entre Manche orientale et Mer du Nord méridionale. Colloque international Connaissance et Compréhension des Risques Côtiers, Aléas, Enjeux, Représentations, Gestion. Brest. p 53-62.

MASSELINK, G., SHORT, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, **9**, 3, p 785-800.

MASSELINK, G., ANTHONY, E.J., 2001. Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**, 7, p 759-774.

MASSELINK, G., KROON, A., DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. *Geomorphology*, **73**, 1-2, p 33-49.

MASSELINK, G., AUSTIN, M., SCOTT, T., POATE, T., RUSSELL, P., 2014. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. *Geomorphology*, **226**, p 76-93.

MASSELINK, G., SCOTT, T., POATE, T., RUSSELL, P., DAVIDSON, M., CONLEY, D., 2016. 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, p 378-391.

MATHEW, S., DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., OLLERHEAD, J., 2010. Evolution of a beach–dune system following a catastrophic storm overwash event: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, 1936–2005. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **47**, 3, p 273-290.

McCAYE, I.N., 1978. Grain-size trends and transport along beaches: Example from eastern England. *Marine Geology*, **28**, 1–2, p 43-51.

MCRÖBIE, A., SPENCER, T., GERRITSEN, H., 2005. The Big Flood: North Sea storm surge. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **363**, p 1263-1270.

- MEUR-FEREC, C., RUZ, M.-H., 2002. Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et sommet de dune (Wissant, Pas-de-Calais, France). *Geomorphologie relief processus environnement*, **8**, 4, p 321-334.
- MEURISSE, M., 2007. *Enregistrements haute résolution des massifs dunaires ; Manche, mer du Nord et Atlantique - Le rôle des tempêtes*. Thèse de doctorat, Université Lille 1, 306 p.
- MEURISSE, M., VAN VLIET-LANOË, B., TALON, B., RE COURT, P., 2005. Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 7, p 675-684.
- MIOT DA SILVA, G., SIADAT MOUSAVI, S.M., JOSE, F., 2012. Wave-driven sediment transport and beach-dune dynamics in a headland bay beach. *Marine Geology*, **323-325**, p 29-46.
- MONTAIGNE, M., 1972. La plaine maritime picarde et sa bordure dans la région de la Canche. *Travaux du Laboratoire de Géomorphologie, Cahiers de Géographie Physique, Université Sciences et Technologie de Lille*, 1, p 65-74.
- MOOR, G.D., 1991. de februari-stormen van 1990 en hun weer- slag op de stranddynamiek langs de belgische kust. *De Aardrijkskunde*, 3, p 251-316.
- MOORE, L.J., 2000. Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, **16**, 1, p 111-124.
- 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, p 884-908.
- MOUSSAID, J., FORA, A.A., ZOURARAH, B., MAANAN, M., MAANAN, M., 2015. Using automatic computation to analyze the rate of shoreline change on the Kenitra coast, Morocco. *Ocean Engineering*, **102**, p 71-77.
- MRANI-ALAOUI, M., 2006. *Evolution des environnements sédimentaires holocènes de la plaine maritime flamande du Nord de la France : eustatisme et processus*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 158 p.
- MRANI-ALAOUI, M., ANTHONY, E.J., 2011. New data and a morphodynamic perspective on mid- to late-Holocene palaeoenvironmental changes in the French Flanders coastal plain, southern North Sea. *The Holocene*, **21**, 3, p 445-453.
- MUNAUT, A.V., GILOT, E., 1977. Recherches Palynologiques et datations 14c dans les régions côtières du Nord de la France. 1: phases transgressives et stabilisations dunaires flamandaises dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **14**, 3, p 17-25.

- NAMIKAS, S.L., SHERMAN, D.J., 1995. A Review of the Effects of Surface Moisture Content on Aeolian Sand Transport. in: *Desert Aeolian Processes*. Springer Netherlands, Dordrecht, p 269-293.
- NEUMANN, B., VAFEIDIS, A.T., ZIMMERMANN, J., NICHOLLS, R.J., 2015. Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding - A Global Assessment. *PLOS ONE*, **10**, 3, p 34.
- NICHOLLS, R.J., CAZENAVE, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, **328**, p 1517-1520.
- NICHOLLS, R.J., HANSON, S.E., LOWE, J.A., WARRICK, R.A., LU, X., LONG, A.J., CARTER, T.R., 2011. Constructing sea-level scenarios for impact and adaptation assessment of coastal area: a guidance document. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis. Rapport, 47 p.
- PASKOFF, R., 1996. Typologie géomorphologique des milieux dunaires européens. in: *Biodiversité et protection dunaire*. J. FAVENNEC, P. BARRERE (Eds), Lavoisier, Paris, p 198-219.
- PASKOFF, R., 2004. Les littoraux sableux et dunaires : de l'abondance à la pénurie en sédiments. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **81**, 3, p 373-382.
- PETIT-BERGHEM, Y., 1999. Le Boisement des dunes du nord de la France et ses conséquences sur la dynamique et la gestion actuelle des forêts littorales. *Revue forestière française*, **1**, p 12.
- PETIT-BERGHEM, Y., 2004. Formes de perception et de gestion des forêts dunaires françaises depuis leur création. in: *La forêt : enjeux comparés des formes d'appropriation, de gestion et d'exploitation dans les politiques environnementales et le contexte d'urbanisation généralisé*. TAABANI M. (Eds), Maison des Sciences de l'Homme et de la Société, Poitiers, p 273-282.
- PETIT-BERGHEM, Y., 2012. Forêt et conservation des dunes littorales : le cas exemplaire de la Réserve biologique domaniale de la Côte d'Opale (Pas-de-Calais). *EchoGéo*, **19**, p 15.
- PICOUET, M., 1993. L'estuaire de la Canche: un modèle picard rajeuni. *Norois*, **159**, 1, p 443-456.
- PINNA, M.S., COGONI, D., FENU, G., BACCHETTA, G., 2015. The conservation status and anthropogenic impacts assessments of Mediterranean coastal dunes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **167**, p 25-31.
- PONTE LIRA, C., NOBRE SILVA, A., TABORDA, R., FREIRE DE ANDRADE, C., 2016. Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: an integrated approach. *Earth System Science Data*, **8**, 1, p 265-278.

PRIESTAS, A.M., FAGHERAZZI, S., 2010. Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida. *Geomorphology*, **114**, 4, p 614-626.

PSUTY, N.P., 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*, **3**, p 1-4.

Psuty, N.P., 1992. Spatial variation in coastal foredune development. In : Coastal dunes: geomorphology, ecology and management for conservation: Proceedings of the 3rd European Dune Congress, Galway, Ireland. Balkema, p 3-13.

PSUTY, N.P., 2004. The coastal foredune: a morphological basis for regional coastal dune development. in: *Coastal Dunes: Ecology and Conservation*. MARTÍNEZ M.L., PSUTY N.P. (Eds), Springer-Verlag, **171**, Berlin, p 11-27.

PUIG, M., DEL RÍO, L., PLOMARITIS, T.A., BENAVENTE, J., 2016. Contribution of storms to shoreline changes in mesotidal dissipative beaches: case study in the Gulf of Cádiz (SW Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **16**, 12, p 2543-2557.

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, p 652-666.

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**, p 146-167.

PYE, K., SAYE, S.E., BLOTT, S.J., 2007. Sand dune processes and management for flood and coastal defence - Part 2: Sand dune processes and morphology. Department for Environment, Food and Rural Affairs Flood Management Division, Ergon House, Rapport, 21 p.

REGNAULD, H., HUBERT-MOY, L., MUSEREAU, J., 2004. Risque littoral, évolution climatique et naturalité du dommage. *L'Information Géographique*, **68**, 1, p 40-56.

REICHMÜTH, B., ANTHONY, E.J., 2002. The Variability of Ridge and Runnel Beach Morphology: Examples from Northern France. *Journal of Coastal Research*, **SI**, 36, p 612-621.

REICHMÜTH, B., ANTHONY, E.J., 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, **90**, 1–2, p 101-114.

REICHMÜTH, B., ANTHONY, E.J., 2008. Seasonal-scale morphological and dynamic characteristics of multiple intertidal bars. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, **52**, 3, p 79-90.

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**, p 103-111.

RUFIN-SOLER, C., HÉQUETTE, A., GARDEL, A., 2008. Assessing the vulnerability of coastal lowlands to marine flooding using LiDAR data, Sangatte coastal dunes, northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, **52**, 3, p 195-211.

RUGGIERO, P., KAMINSKY, G.M., GELFENBAUM, G., 2003. Linking Proxy-Based and Datum-Based Shorelines on a High-Energy Coastline: Implications for Shoreline Change Analyses. *Journal of Coastal Research*, **SI**, 38, p 57-82.

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, p 73-87.

RUZ, M.-H., HESP, P., 2014. Geomorphology of high-latitude coastal dunes. *Geological Society, London, Special Publications*, **388**, p 199-212.

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 : Proceedings "Dunes and Estuaries 2005", Koksijde, Belgium. p 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*, **SI**, 56, p 356-360.

RUZ, M.-H., HÉQUETTE, A., MARIN, D., 2017a. Development of large nebkhas along an accreting macrotidal coastline, Northern France. *Aeolian Research*, **24**, p 1-14.

RUZ, M.-H., HÉQUETTE, A., MARIN, D., SIPKA, V., CRAPOULET, A., CARTIER, A., 2017b. Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **23**, 1, p 37-50.

RUZ, M.H., MARIN, D., SIPKA, V., 2016. Evolution du Platier d'Oye du XIXème siècle à nos jours. in: *Livret Guide de l'Atelier EUCC*, Dunkerque, p 28-34.

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, p 128-155.

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**, p 224-241.

SEDRATI, M., 2006. *Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en domaine macrotidal et en conditions de forte agitation: Baie de Wissant, nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 197 p.

SEDRATI, M., ANTHONY, E.J., 2007. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, **244**, 1–4, p 209-229.

SHEPHERD, M., HESP, P., 2003. Sandy barriers and coastal dunes. in: *The New Zealand Coast Te Tai o Aotearoa*. GOFF J, NICHOL S, ROUSE H (Eds), Dunmore Press, Australie, p 163-189.

SHERMAN, D.J., BAUER, B.O., 1993. Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography*, **17**, 4, p 413-447.

SHOM, 2010. Instructions nautiques: France (côtes Nord et Ouest) : de la frontière belge à la Pointe de Penmarc'h. Service Hydrographique et océanographique de la Marine, 98 p.

SHOM, 2013. Ouvrage de marée. Références Altimétriques Maritimes. Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. Service Hydrographique et océanographique de la Marine, 120 p.

SHORT, A.D., HESP, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine geology*, **48**, 3-4, p 259-284.

SIPKA, V., 1998. *Les plages macrotidales du Nord -Pas-de-Calais : contexte environnemental et caractérisation morphodynamique*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 207 p.

SOGREAH, 2009. Diagnostic, étude d'opportunité et de faisabilité pour l'aménagement de la rive Nord de l'Authie. Rapport établi à destination de la CC Opale Sud. 121 p.

SOMME, J., 1975. *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*. Thèse de doctorat, Université de Paris I, 810 p.

SOMME, J., MUNAUT, A.-V., EMONTSPOHL, A.-F., LIMONDIN, N., LEFEVRE, D., CUNAT-BOGE, N., MOUTHON, J., GILOT, É., 1994. The Watten boring - an Early Weichselian and Holocene climatic and palaeoecological record from the French North Sea coastal plain. *Boreas*, **23**, 3, p 231-243.

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**, p 120-145.

- SPLINTER, K.D., STRAUSS, D.R., TOMLINSON, R.B., 2011. Assessment of Post-Storm Recovery of Beaches Using Video Imaging Techniques: A Case Study at Gold Coast, Australia. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **49**, 12, p 4704-4716.
- 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**, p 31-41.
- SPLINTER, K.D., CARLEY, J.T., GOLSHANI, A., TOMLINSON, R., 2014. A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion. *Coastal Engineering*, **83**, p 49-55.
- 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**, p 16-33.
- 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, p 674-698.
- TEKIN, M., 2004. Un type original de dunes embryonnaires sur la plage macrotidale du Fort Vert (Pas-de-Calais, France). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **81**, 3, p 418-426.
- TESSIER, B., 1997. Signature des rythmes tidaux dans les séries sédimentaires. Université des sciences et techniques de Lille, Rapport. 35 p.
- TESSIER, B., CORBAU, C., CHAMLEY, H., AUFFRET, J.-P., 1999. Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France). *Journal of Coastal Research*, **15**, 3, p 593-606.
- THOM, B.G., HALL, W., 1991. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes and Landforms*, **16**, 2, p 113-127.
- Trmal, C., Pons, F., Sabatier, F., 2012, MobiTC, outil de calcul automatique de l'évolution historique du trait de côte : exemples sur 3 types de morphologies côtières. Actes des XIIèmes Journées Nationales Génie Cotier - Génie Civil. Cherbourg. Editions Paralia, p 511-520.
- VAN DER BIEST, K., DE NOCKER, L., PROVOOST, S., BOEREMA, A., STAES, J., MEIRE, P., 2017. Dune dynamics safeguard ecosystem services. *Ocean & Coastal Management*, **149**, p 148-158.
- 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, p 1733-1744.

VANDIEPENBEECK, M., 1990. La tempête du 25 janvier 1990. *Ciel et Terre*, **106**, p 58-59.

VANHEE, S., 2002. *Processus de transport éolien à l'interface plage macrotidale – dune bordière : le cas des plages à barres intertidales, Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 223 p.

VANHEE, S., ANTHONY, E.J., RUZ, M.-H., 2002. Aeolian sand transport on a ridge and runnel beach: preliminary results from Leffrinckoucke beach, northern France. *Journal of Coastal Research*, **SI**, 36, p 732-740.

VASSEUR, B., HÉQUETTE, A., 2000, Storm surges and erosion of coastal dunes between 1957 and 1988 near Dunkerque (France), southwestern North Sea. in: *Coastal and estuarine environments : sedimentology, geomorphology and geoarcheology*. PYE K., ALLEN J. R. L. (Eds), Geological Society, **175**, London, p 99-107.

VERGER, F., 2011. Dignes et polders littoraux : réflexions après la tempête Xynthia. *Physio-Géo. Géographie Physique et Environnement*, **5**, p 95-105.

VICAIRE, O., 1991, *Dynamique hydro-sédimentaire en Mer du Nord méridionale : du Cap Blanc-Nez à la frontière belge*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, p 255

VINCHON, C., 2000. Evolution géologique du système côtier picard entre Berck et Merlimont (62) au Quaternaire. Scénarios géoprospectifs de l'évolution dunaire. BRGM, Rapport 50039-FR, 89 p.

VOUSDOKAS, M.I., ALMEIDA, L.P.M., FERREIRA, Ó., 2012. Beach erosion and recovery during consecutive storms at a steep-sloping, meso-tidal beach. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**, 6, p 583-593.

WADEY, M.P., BROWN, J.M., HAIGH, I.D., DOLPHIN, T., WISSE, P., 2015. Assessment and comparison of extreme sea levels and waves during the 2013/14 storm season in two UK coastal regions. *Natural Hazards and Earth System Science*, **15**, p 2209-2225.

WANG, P., KIRBY, J.H., HABER, J.D., HORWITZ, M.H., KNORR, P.O., KROCK, J.R., 2006. Morphological and Sedimentological Impacts of Hurricane Ivan and Immediate Poststorm Beach Recovery along the Northwestern Florida Barrier-Island Coasts. *Journal of Coastal Research*, **226**, p 1382-1402.

ZHANG, K., DOUGLAS, B.C., LEATHERMAN, S.P., 2004. Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, **64**, 1-2, p 41-58.

Liste des figures

Chapitre I

Figure 1 : schéma présentant les différentes interactions entre la plage et la dune (Source : Plateforme MOCOMED « A MO ving CO ast in the MED iterranean »).	6
Figure 2 : évolution des dunes en fonction du budget sédimentaire de la dune et de la plage (d'après PSUTY, 1992 ; in RUZ, 2004).	7
Figure 3 : processus d'érosion et de régénération de la dune bordière (HESP, 2012).	8
Figure I-1 : localisation et cartographie du littoral de la Côte d'Opale.	13
Figure I-2 : Synthèse de l'évolution du système côtier de la plaine maritime flamande française (tiré de MARGOTTA et al. ,2016).	16
Figure I-3 : photographie du système barre-bâche à l'est de Dunkerque (Cliché : A. Zemmour).	18
Figure I-4 : coupe topographique de la morphologie générale des dunes picardes (A) et flamande (B) (CRAPOULET, 2015; modifié).	19
Figure I-5 : photographies aériennes de 1947 illustrant la déstabilisation du cordon dunaire due à l'absence du couvert végétal, à l'est de Dunkerque (A) et au sud de Merlimont (B).	21
Figure I-6 : fixation des dunes mobiles par plantation d'oyats et fascinage. Source : (BUIRE et al., 1963).	22
Figure I-7 : carte des fonds marins de la Côte d'Opale et localisation des bancs sableux subtidaux.	23
Figure I-8 : rose des vents à Dunkerque et Boulogne-sur-Mer issues des enregistrements de Météo-France entre 1949 et 2015.	25
Figure I-9 : rose des houles issue des enregistrements Candhis à la station Vergoyer entre janvier 2010 et mai 2013.	26
Figure I-10 : rose des houles au large de Calais-Dunkerque issue des enregistrements Candhis entre décembre 2009 et février 2010.	26
Figure I-11 : rose des houles issue des enregistrements à Westhinder, au large de Dunkerque, entre janvier 1997 et octobre 2016.	27

Figure I-12 : roses des houles au large de différents points de la Côte d'Opale issues des simulations ANEMOC (tiré du CEREMA, 2017).	28
Figure I-13 : carte des courants de flot et de jusant au cours d'un cycle de marée (AUGRIS et al., 1990).....	31
Figure I-14 : orientation des transits sédimentaires au détroit du Pas-de-Calais (HOUBOLT, 1968 ; McCAVE, 1978 ; DEWEZ et al., 1989 ; modifié par MASPATAUD, 2011).	32

Chapitre II

Figure II-1 : illustration d'un exemple d'estimation de l'évolution du trait de côte avec MobiTC.	36
Figure II-2 : principe de fonctionnement d'un LiDAR aéroporté (d'après (CRAPOULET, 2015).	37
Figure II-3 : principe d'utilisation du DGPS pour les mesures topographiques (modifié d'après MASPATAUD, 2011).	39
Figure II-4 : méthode de calcul de la marge d'erreur volumique des mesures par DGPS.	40
Figure II-5 : piège à sable de type Leatherman (schéma d'après GOLDSMITH et al., 1988) et affouillement créé devant le piège (sur la photographie).	41
Figure II-6 : localisation des bouées Westhinder et Vergoyer.	44

Chapitre III

Figure III-1 : Carte générale de l'évolution du littoral de la Côte d'Opale entre 1947/1949 et 2015.....	47
Figure III-2 : évolution globale du trait de côte sur la rive nord de la baie d'Authie entre 1947 et 2015.....	49
Figure III-3 : évolution du trait côte durant la période 1947 à 2015 sur le littoral allant de Berck-sur-Mer au Touquet-Paris-Plage.	52
Figure III-4 : évolution du trait de côte sur la rive nord de l'estuaire de la Canche entre 1947 et 2015.....	54
Figure III-5 : résultats de l'évolution du trait de côte de part et d'autre d'Hardelot-Plage.	57

Figure III-6 : évolution du trait de côte des dunes de la Slack entre 1949 et 2015.	59
Figure III-7 : évolution du trait de côte de la baie de Wissant entre 1949 et 2015.	62
Figure III-8 : évolution du trait de côte entre Sangatte et Calais durant la période 1949-2015.	64
Figure III-9 : évolution du trait de côte à l'est de Calais entre 1949 et 2015.	66
Figure III-10 : évolution du trait de côte du platier d'Oye entre 1949 et 2015.	69
Figure III-11 : évolution du trait de côte du littoral dunaire à l'est de Dunkerque entre 1949 et 2015.	71

Chapitre IV

Figure IV-1 : présentation du site atelier de Dunkerque avec ses secteurs dunaires.	77
Figure IV-2 : morphologie des dunes au niveau de la dune marchand. A) ortho-photographie aérienne drapée sur un levé LiDAR, B) coupe transversale du massif dunaire.	79
Figure IV-3 : profils topographiques réalisés le 25/02/2016 sur les deux secteurs dunaires du site de Dunkerque.	80
Figure IV-4 : morphologie de l'avant-côte au niveau des secteurs dunaires du site de Dunkerque. A) bathymétrie réalisée par le SHOM, B) profils bathymétriques réalisés le 30/11/2016.	81
Figure IV-5 : présentation du site atelier de Merlimont avec les secteurs dunaires ainsi que son découpage foncier (territoire de la Réserve Biologique Domaniale « RBD » géré par l'Office National des Forêts « ONF », et celui du Conservatoire du Littoral « CELRL » géré par le syndicat mixte « EDEN62 »).	83
Figure IV-6: morphologie des dunes de Merlimont. A) ortho-photographie aérienne drapée sur un levé LiDAR, B) coupe transversale du massif dunaire au complet et C) système dunaire externe.	85
Figure IV-7 : mobilité du haut de plage le long du cordon dunaire du site de Merlimont ; (Source images : BATTIAU-QUENEY (2014)).	85
Figure IV-8 : profils topographiques types réalisés le 10/03/2016 sur les secteurs dunaires du site de Merlimont.	86

Figure IV-9 : morphologie de l'estran sur le site de Merlimont ; (Source image : Geodunes).	86
Figure IV-10 : bathymétrie réalisée par le SHOM à l'avant côte entre les estuaires de l'Authie et de la Canche.	87
Figure IV-11 : fréquences annuelles des lacunes au marégraphe de Boulogne sur Mer et Dunkerque.	89
Figure IV-12 : fréquences annuelles des lacunes des vents à Boulogne sur Mer et Dunkerque.	90
Figure IV-13 : rythmes annuels moyens par période de l'évolution du trait de côte sur les deux secteurs dunaires du site de Dunkerque.	94
Figure IV-14 : évolution totale moyenne cumulée du trait de côte par secteur sur le site de Dunkerque.	94
Figure IV-15 : évolution diachronique pluriannuelle du trait de côte sur le site de Dunkerque.	95
Figure IV-16 : état du cordon bordier de la dune Dewulf en novembre 1986 (CLABAUT, 1988).	96
Figure IV-17 : état du cordon bordier de la dune Dewulf en novembre 1986 (CLABAUT, 1988).	96
Figure IV-18 : plus hauts niveaux d'eau annuels au marégraphe de Dunkerque.	97
Figure IV-19 : fréquences annuelles d'occurrence des niveaux d'eau supérieurs au PHMA au marégraphe de Dunkerque.	98
Figure IV-20 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s à Dunkerque.	99
Figure IV-21 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s à Dunkerque.	100
Figure IV-22 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 8 m/s pendant au moins 24 heures à Dunkerque.	101
Figure IV-23 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 16 m/s pendant au moins 24 heures à Dunkerque.	102

Figure IV-24 : nombre d'occurrence des niveaux d'eau supérieurs ou égaux au PHMA durant un événement d'au moins 12 heures à Dunkerque.	103
Figure IV-25 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 5m/s durant les niveaux d'eau inférieurs au PHMA à Dunkerque.	104
Figure IV-26 : rythmes annuels moyens par période de l'évolution du trait de côte sur les deux secteurs du site de Merlimont.	106
Figure IV-27 : évolution diachronique pluriannuelle du trait de côte sur le site de Merlimont.	107
Figure IV-28 : évolution totale moyenne cumulée du trait de côte par secteur sur le site de Merlimont.	108
Figure IV-29 : plus hauts niveaux d'eau annuels au marégraphe de Boulogne-sur-Mer.	109
Figure IV-30 : fréquences annuelles des niveaux d'eau supérieurs au PHMA au marégraphe de Boulogne sur Mer.	109
Figure IV-31 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 5 m/s à Boulogne-sur-Mer... ..	110
Figure IV-32 : fréquence des vents supérieurs ou égaux à 8 m/s à Boulogne-sur-Mer... ..	110
Figure IV-33 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 8 m/s pendant au moins 24 heures à Boulogne-sur-Mer.	111
Figure IV-34 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 16 m/s pendant au moins 24 heures à Boulogne-sur-Mer.	112
Figure IV-35 : nombre d'occurrence des niveaux d'eau supérieurs ou égaux au PHMA durant un événement d'au moins 12 heures à Boulogne-sur-Mer.	113
Figure IV-36 : fréquence des vents d'afflux supérieurs ou égaux à 5m/s durant les niveaux d'eau inférieurs au PHMA à Boulogne-sur-Mer.	114

Chapitre V

Figure V-1 : limites des compartiments morphologiques de la dune bordière, du haut de plage et de l'estran.	119
Figure V-2 : localisation du profil levé au DGPS et des transects utilisés pour le calcul des bilans volumétriques LiDAR pour le site de Dunkerque.	121

Figure V-3 : localisation des transects utilisés pour le calcul des bilans volumétriques LiDAR pour le site de Merlimont.	121
Figure V-4 : modèle numérique de terrain différentiel des levés LiDAR de mars 2011 et mai 2016 du site de Dunkerque.	124
Figure -V-5 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises fixes.	125
Figure-V-6 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises variables.	126
Figure V-7 : évolution des conditions météo-marines durant la période 2011-2016 à Dunkerque.	129
Figure V-8 : variations volumétriques longitudinales par périodes du cordon dunaire ..	130
Figure-V-9 : variabilité longitudinale des paramètres morphologiques le long des deux secteurs dunaires du site de Dunkerque.	132
Figure V-10 : corrélations entre les variations volumétriques de la dune et les différents paramètres morphologiques au site de Dunkerque.	133
Figure V-11 : évolution du profil P4 entre 2011 et 2016 du site de Dunkerque.	135
Figure V-12 : corrélation entre les volumes érodés de la dune et les énergies des vagues de tempête au site de Dunkerque.	136
Figure V-13 : corrélations entre les variations volumétriques dans la dune et les flux éoliens potentiels au niveau du profil P4 lors de conditions de vent d'afflux.	137
Figure V-14 : modèle numérique de terrain différentiel des levés LiDAR de mars 2011 et décembre 2013 pour le site de Merlimont.	138
Figure V-15 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Merlimont en utilisant des emprises variables.	139
Figure V-16 : évolution des conditions météo-marines durant la période 2011-2013. ..	141
Figure V-17 : variations volumétriques longitudinales entre 2011 et 2013 de la dune pour le site de Merlimont.	142

Figure V-18 : variabilité longitudinale des paramètres morphologiques le long des secteurs dunaires du site de Merlimont.....	143
---	-----

Figure V-19 : corrélations entre les variations volumétriques de la dune et les différents paramètres morphologiques au site de Merlimont.....	144
--	-----

Chapitre VI

Figure VI-1 : localisation des profils topographiques levés au DGPS au niveau des sites de Dunkerque (A) et Merlimont (B).	147
---	-----

Figure VI-2 : conditions météo-marines générales entre février 2016 et février 2018 à Dunkerque.....	150
--	-----

Figure VI-3 : profils topographiques réalisés de février 2016 à février 2018 au niveau de la dune Marchand (Annexe III).....	152
--	-----

Figure VI-4 : profils topographiques réalisés de février 2016 à février 2018 au niveau de la dune Dewulf. (Annexe III).....	153
---	-----

Figure VI-5 : variations volumétriques entre février 2016 et février 2018 au niveau de la dune Dewulf et Marchand sur le site de Dunkerque. Les traits pointillés correspondent aux variations de volume cumulées.	155
---	-----

Figure VI-6 : conditions météo-marines enregistrées à Dunkerque et à la bouée Westhinder lors de la tempête Egon en janvier 2017.	157
--	-----

Figure VI-7 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Egon de janvier 2017 au niveau de la dune Marchand.....	158
---	-----

Figure VI-8 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Egon de janvier 2017 au niveau de la dune Dewulf.....	159
---	-----

Figure VI-9 : photographies illustrant le niveau d'eau atteint lors de la tempête Egon (le 13 janvier 2017) au niveau de la dune Marchand (A), l'apparition de l'ancien perré (B), le front dunaire du profil P5 au site de Dunkerque avant (C) et après (D) Egon. Clichés A. Zemmour....	160
---	-----

Figure VI-10 : conditions météo-marines enregistrées à Dunkerque et à la bouée Westhinder lors de la tempête Eleanor en janvier 2018.	161
--	-----

Figure VI-11 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Marchand.....	162
---	-----

Figure VI-12 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Dewulf.....	163
Figure VI-13 : photographies illustrant l’impact de la tempête Eleanor sur le front dunaire du profil P2 au site de Dunkerque, avant (A) et après (B) tempête.	164
Figure VI-14 : comparaison de la morphologie de la dune et du haut de plage des profils avant la tempête Egon au niveau la dune Dewulf et de la dune Marchand.....	165
Figure VI-15 : corrélations entre les variations volumétriques de la dune et les paramètres morphologiques lors de la tempête Egon (A) et la tempête Eleanor (B).....	166
Figure VI-16 : photographies illustrant la régénération post-Egon à proximité du profil P4 au niveau de la dune Dewulf entre le 18 janvier (A) et le 27 octobre (B). Clichés A. Zemmour.	166
Figure VI-17 : profils topographiques réalisés après la tempête Egon du 18 janvier au 27 octobre 2017 au niveau de la dune Marchand.	167
Figure VI-18 : profils topographiques réalisés après la tempête Egon du 18 janvier au 27 octobre 2017 au niveau de la dune Dewulf.	168
Figure VI-19 : variations volumétriques lors de la phase de régénération entre les deux tempêtes Egon et Eleanor.	169
Figure VI-20 : conditions météo-marines générales entre mars 2016 et janvier 2018 au site de Merlimont.....	172
Figure VI-21 : profils topographiques réalisés de mars 2016 à janvier 2018 au niveau de la dune Stella-Merlimont (Annexe IV).	173
Figure VI-22 : profils topographiques réalisés de mars 2016 à janvier 2018 au niveau de la dune Merlimont-Berck (Annexe IV).	174
Figure VI-23 : photographies illustrant la morphologie du haut de plage et la colonisation du pied de dune par Elymus Farctus au niveau du profil P5. Photos prises le 26 septembre 2017.	175
Figure VI-24 : variations volumétriques entre mars 2016 et janvier 2018 au niveau des deux secteurs dunaires du site de Merlimont.	176
Figure VI-25 : conditions météo-marines enregistrées à Boulogne-sur-Mer lors de la tempête Eleanor de janvier 2018.....	177

Figure VI-26 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Stella-Merlimont.....	178
Figure VI-27 : profils topographiques réalisés avant et après la tempête Eleanor de janvier 2018 au niveau de la dune Merlimont-Berck.....	179
Figure VI-28 : photographies illustrant l’impact de la tempête Eleanor au niveau du profil P3 du site de Merlimont, avant (A) et après (B) tempête. Clichés A. Zemmour.	180
Figure VI-29 : comparaison de la morphologie de la dune et du haut de plage des profils avant la tempête Eleanor au niveau la dune Stella-Merlimont et de la dune Merlimont-Berck.	181
Figure VI-30 : corrélation entre les variations volumétriques et la largeur du haut de plage par profil lors de la tempête Eleanor.	181
Figure VI-31 : résultats de l’expérimentation du 30 mai 2017 au niveau du profil P1.	183
Figure VI-32 : photographie illustrant la mise en place des pièges sur le haut de plage lors de l’expérimentation du 30 mai 2017 au site de Dunkerque.	184
Figure VI-33 : résultats de l’expérimentation du 15 juin 2017 réalisée au niveau de la dune Marchand (profil P1).	186
Figure VI-34 : résultats de l’expérimentation du 15 juin 2017 réalisée au niveau de la dune Dewulf (profil P4).	187
Figure VI-35 : résultats de l’expérimentation du 01 janvier 2015 au niveau de la dune de Stella-Merlimont.	191
Figure VI-36 : photographie illustrant l’important flux éolien sur le haut de plage, dirigé vers la dune lors de l’expérimentation du 12 janvier 2015 au site de Merlimont.	191

Chapitre VII

Figure VII-1 : ressources en matériaux marins identifiés en Manche orientale (AUGRIS & SIMPLET, 2013).	197
Figure VII-2 : nombre d’observations annuelles des tempêtes majeurs et d’événements morphogènes entre 1948 et 2018 sur le littoral de la Côte d’Opale (compilées d’après (MASPATAUD, 2011a ; DAUBORD et al., 2014).	198

Figure VII-3 : rythmes moyens annuels par période de l'évolution du trait de côte sur les deux sites ateliers.....	199
--	-----

Figure VII-4 : variations annuelles du niveau moyen de la mer aux marégraphes de Dunkerque et de Boulogne-sur-Mer. Source des données : PSMSL.....	206
--	-----

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I-1 : cotes des niveaux marins en mètres à Berck-sur-Mer, Boulogne-sur-Mer et Dunkerque en cote marine, d'après les références altimétriques du (SHOM, 2013).	29
---	----

Chapitre III

Tableau III-1 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte de la baie d'Authie..	50
Tableau III-2 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte entre Berck-sur-Mer et le Touquet-Paris-Plage	53
Tableau III-3 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte sur la rive nord de l'estuaire de la Canche.	55
Tableau III-4 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte de la part et d'autre d'Hardelot-Plage.....	56
Tableau III-5 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte au niveau des dunes de la Slack.....	60
Tableau III-6 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte de la baie de Wissant.	63
Tableau III-7 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte entre Sangatte et Calais.	65
Tableau III-8 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte du littoral à l'est de Calais.....	67
Tableau III-9 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte au platier d'Oye.	68
Tableau III-10 : comparatif des rythmes d'évolution du trait de côte du littoral à l'est de Dunkerque.....	72

Chapitre IV

Tableau IV-1 : dates des prises de vues aériennes et caractéristiques des photographies utilisées sur les deux sites ateliers.	92
---	----

Chapitre V

Tableau V-1 : synthèse des dates des mesures topographiques pour l'analyse à moyen terme, entre mars 2011 et juin 2016, du profil P4 sur le site de Dunkerque.120

Tableau V-2 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises fixes.127

Tableau- V-3 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises variables.127

Tableau V-4 : bilan LiDAR par mètre linéaire des secteurs dunaires du site de Dunkerque en utilisant des emprises variables.128

Tableau V-5 : bilan LiDAR des secteurs dunaires du site de Merlimont en utilisant des emprises variables.140

Tableau V-6 : bilan LiDAR par mètre linéaire des secteurs dunaires du site de Merlimont par mètre linéaire en utilisant des emprises variables.140

Chapitre VI

Tableau VI-1 : synthèse des dates des levés topographiques au DGPS au niveau des deux sites ateliers.148

Tableau VI-2 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 30 mai 2017 au profil P1.185

Tableau VI-3 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 15 juin 2017 au profil P1.188

Tableau VI-4 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 15 juin 2017 au profil P4.189

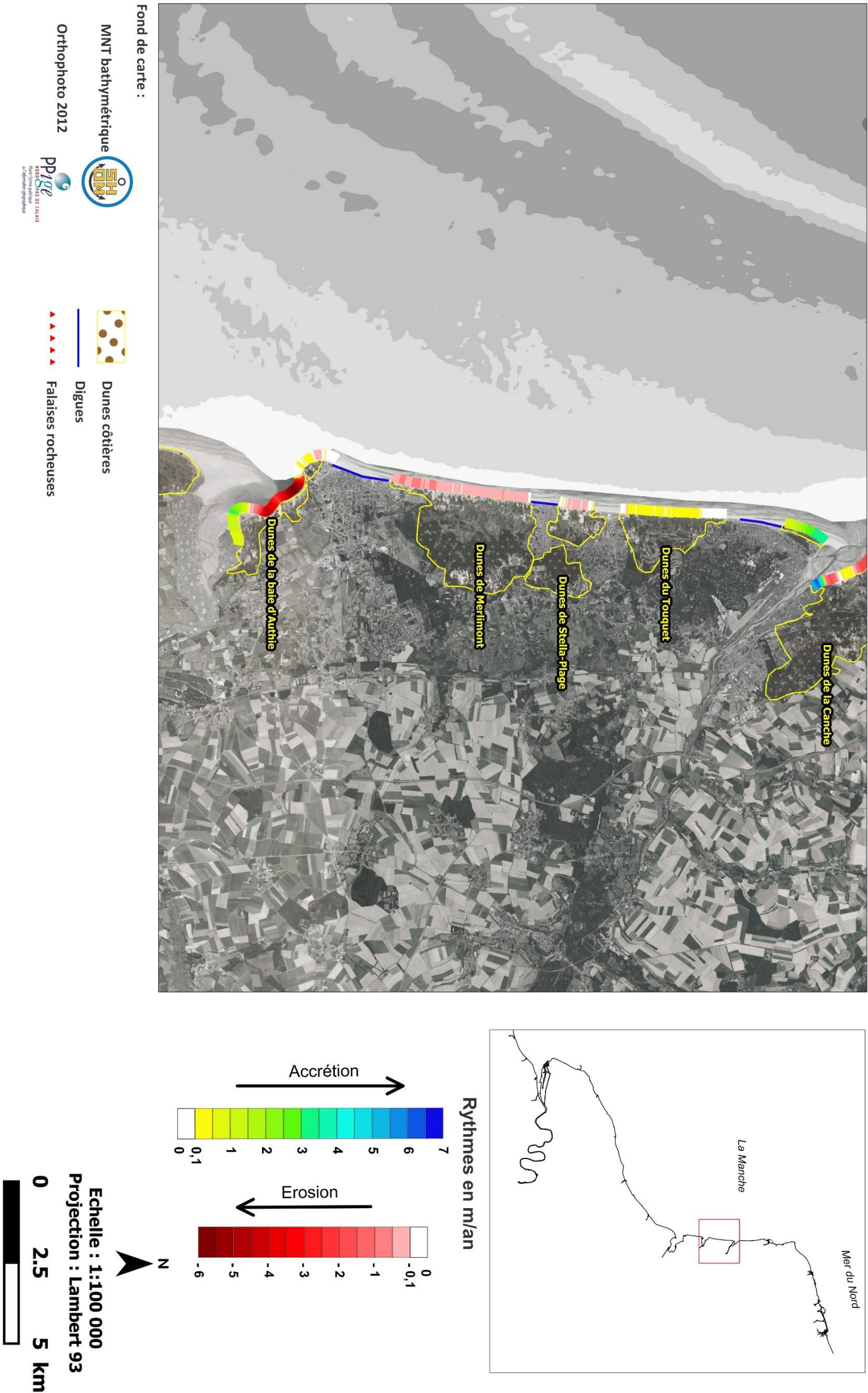
Tableau VI-5 : synthèse des conditions et des résultats de l'expérimentation du 12 janvier 2015 au niveau de la dune Stella-Merlimont.192

Annexes

**Annexe I- Cartes d'évolution du trait de côte de la Côte d'Opale entre 1947/1949
et 2015**

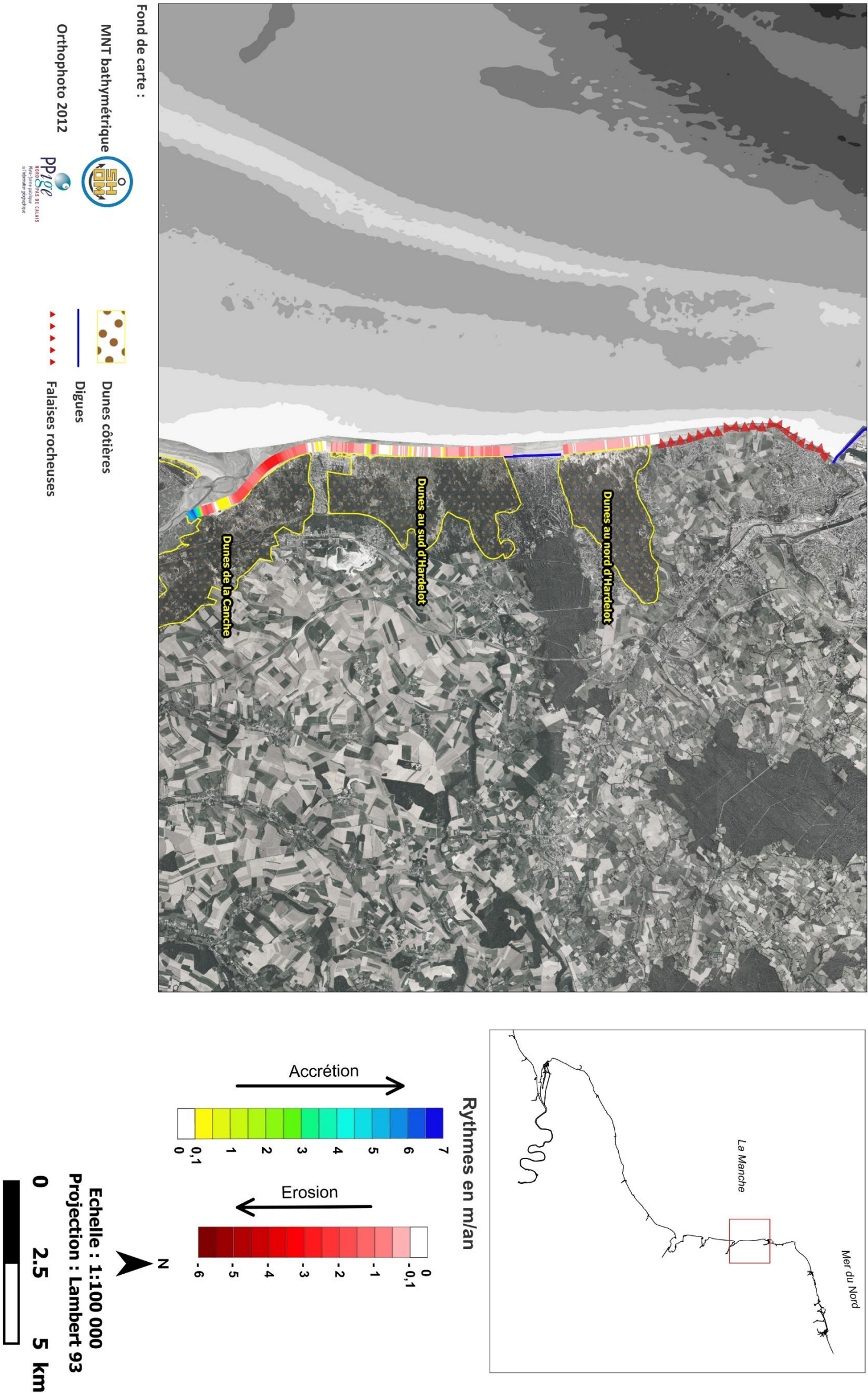
Evolution du trait de côte entre 1947 et 2015 - Nord-Pas-de-Calais

Carte 1



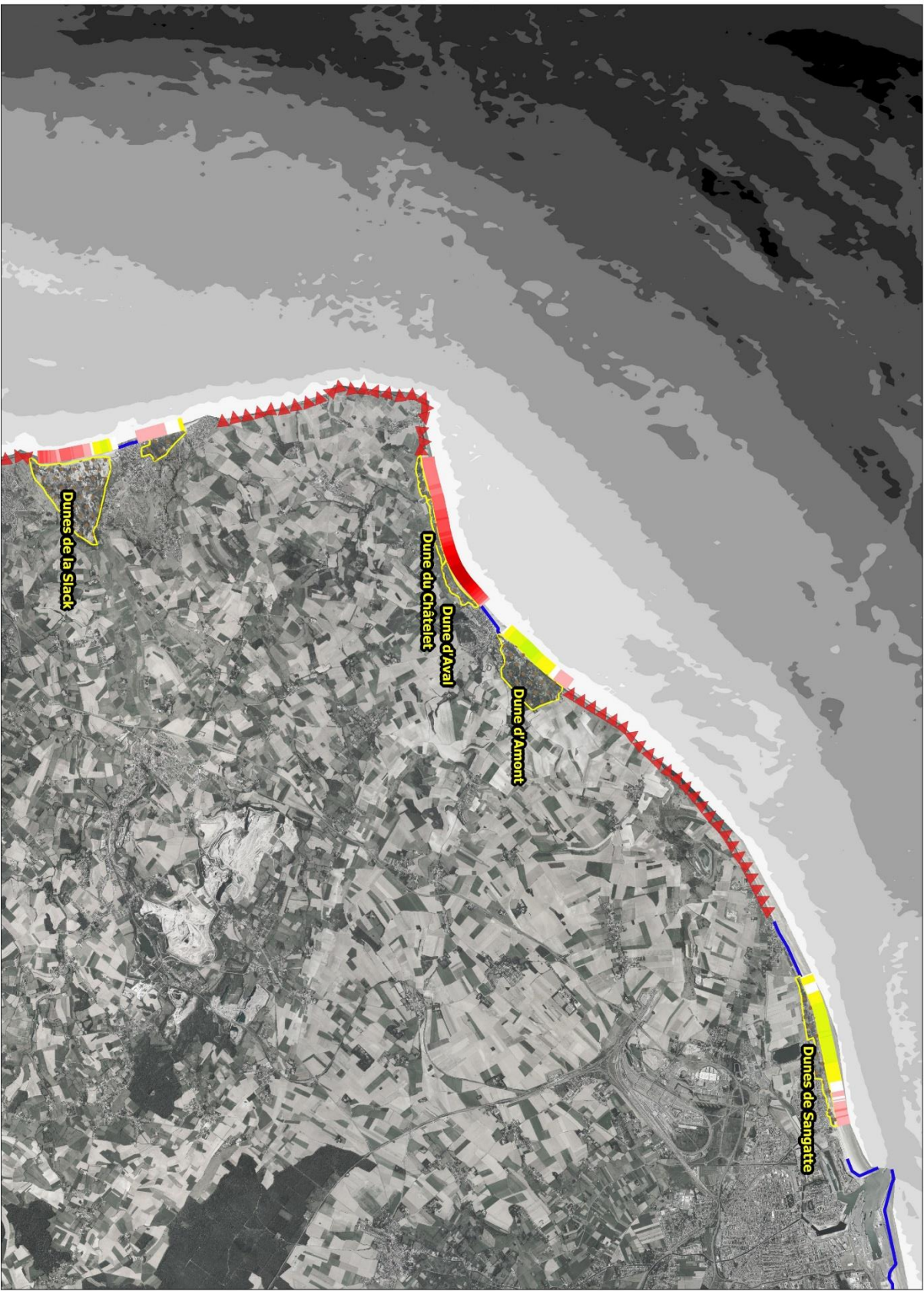
Evolution du trait de côte entre 1947 et 2015 - Nord-Pas-de-Calais

Carte 2



Evolution du trait de côte entre 1949 et 2015 - Nord-Pas-de-Calais

Carte 3



Fond de carte :

MNT bathymétrique

Orthophoto 2012

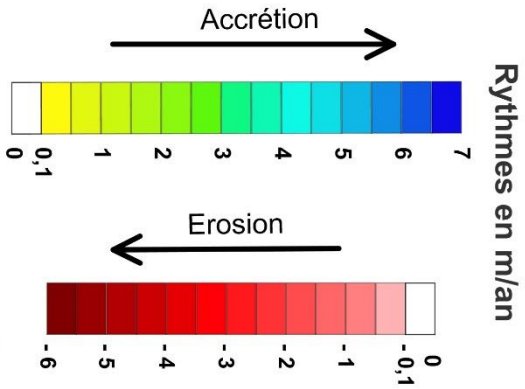
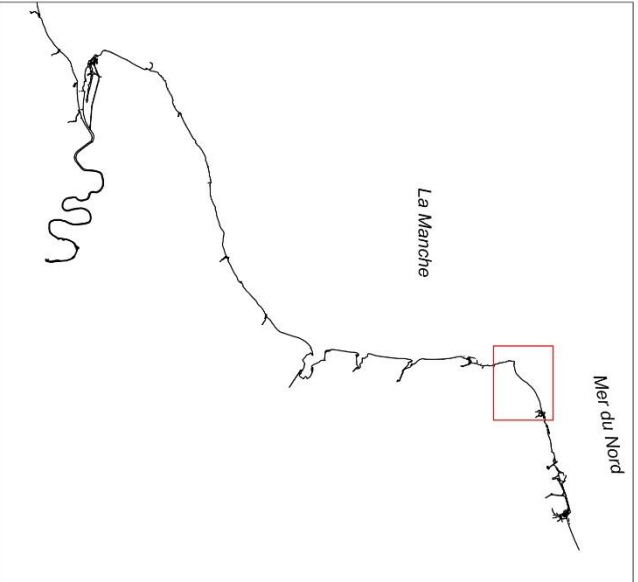
SHOM

PPV

PROCESUS 3D CALAIS

la référence géographique

- Dunes côtières
- Digues
- Falaises rocheuses



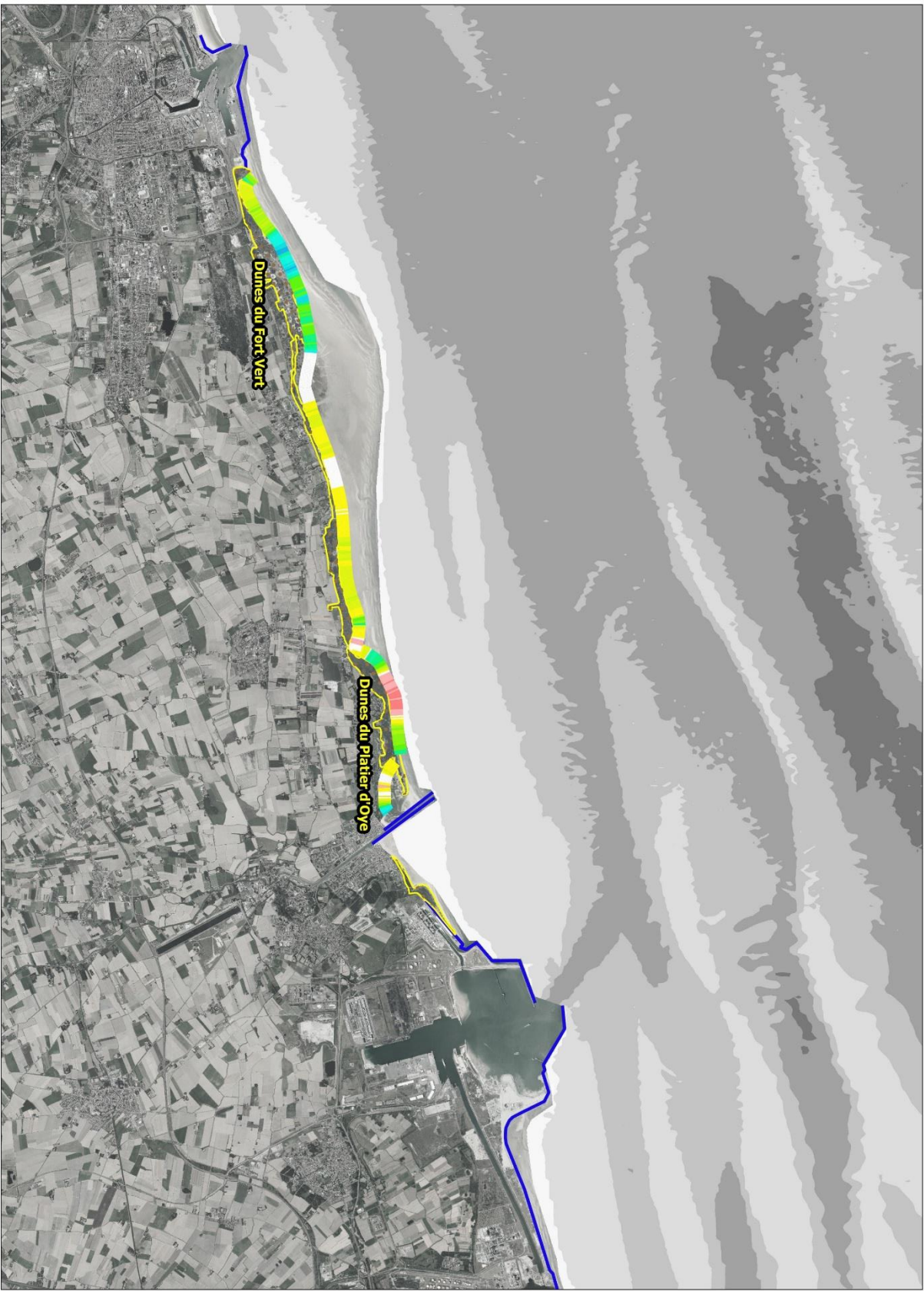
Echelle : 1:100 000

Projection : Lambert 93

0 2.5 5 km

Evolution du trait de côte entre 1949 et 2015 - Nord-Pas-de-Calais

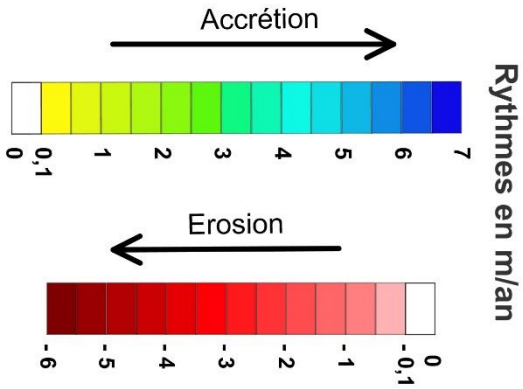
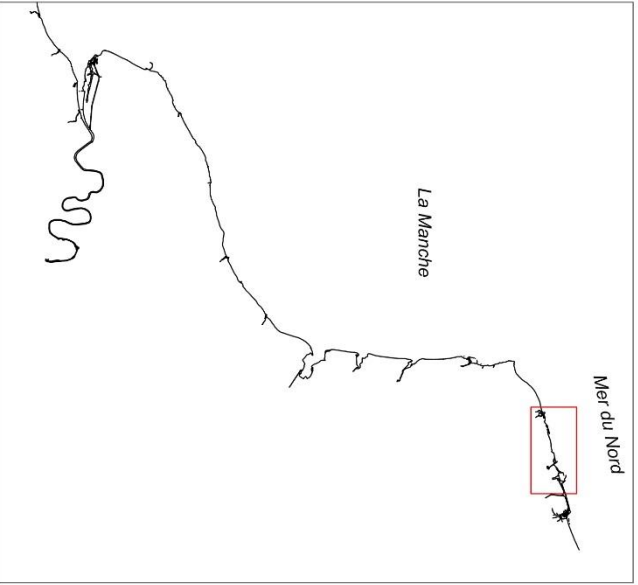
Carte 4



Fond de carte :



- Dunes côtières
- Digue
- Falaises rocheuses



Echelle : 1:100 000
Projection : Lambert 93
0 2.5 5 km

Evolution du trait de côte entre 1949 et 2015 - Nord-Pas-de-Calais

Carte 5



Fond de carte :

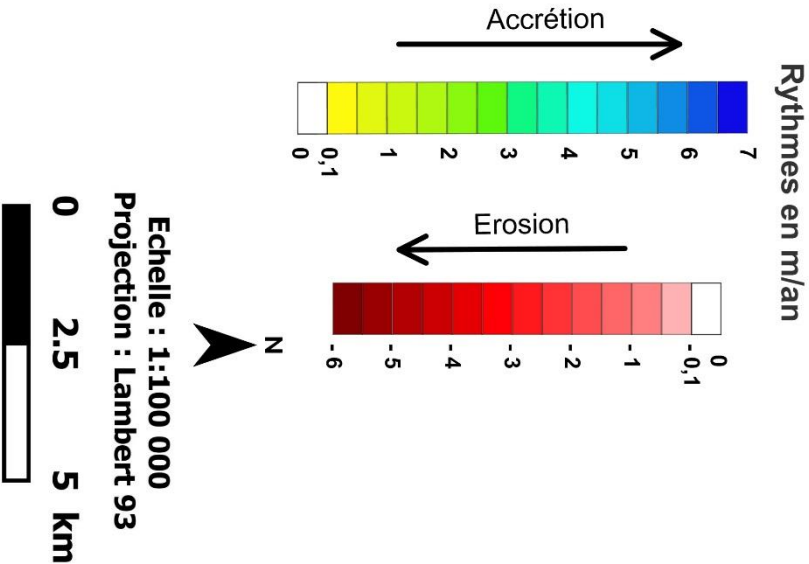
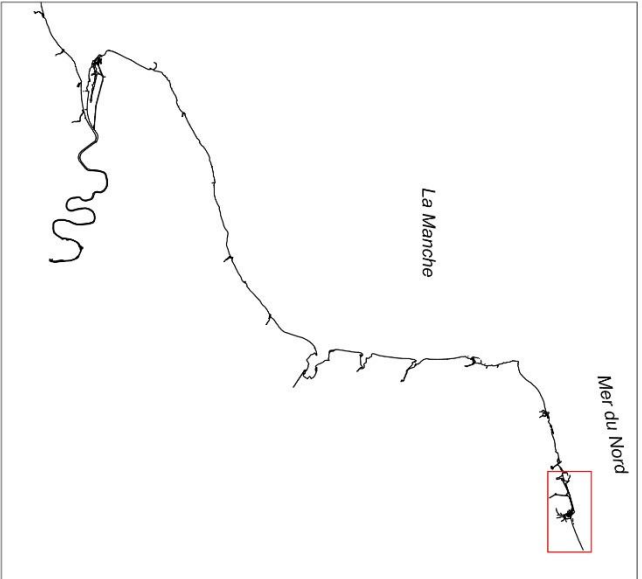
MNT bathymétrique

Orthophoto 2012

Dunes côtières

Digues

Falaises rocheuses



**Annexe II- Tableau des tempêtes majeures et événements morphogènes entre
1948 et 2018 sur la Côte d'Opale**

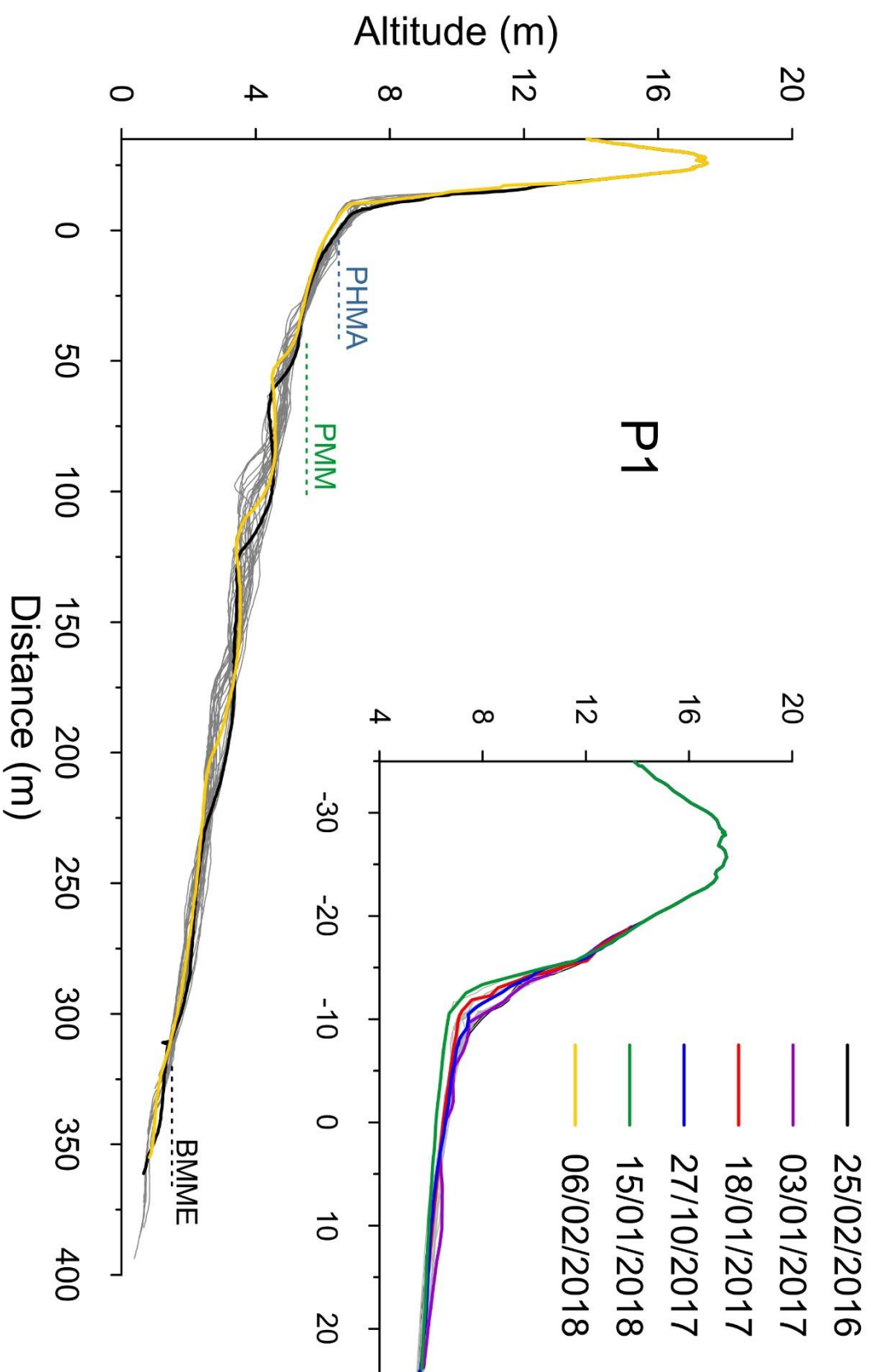
Tableau : tempêtes recensées par Météo-France et événements morphogènes depuis 1948

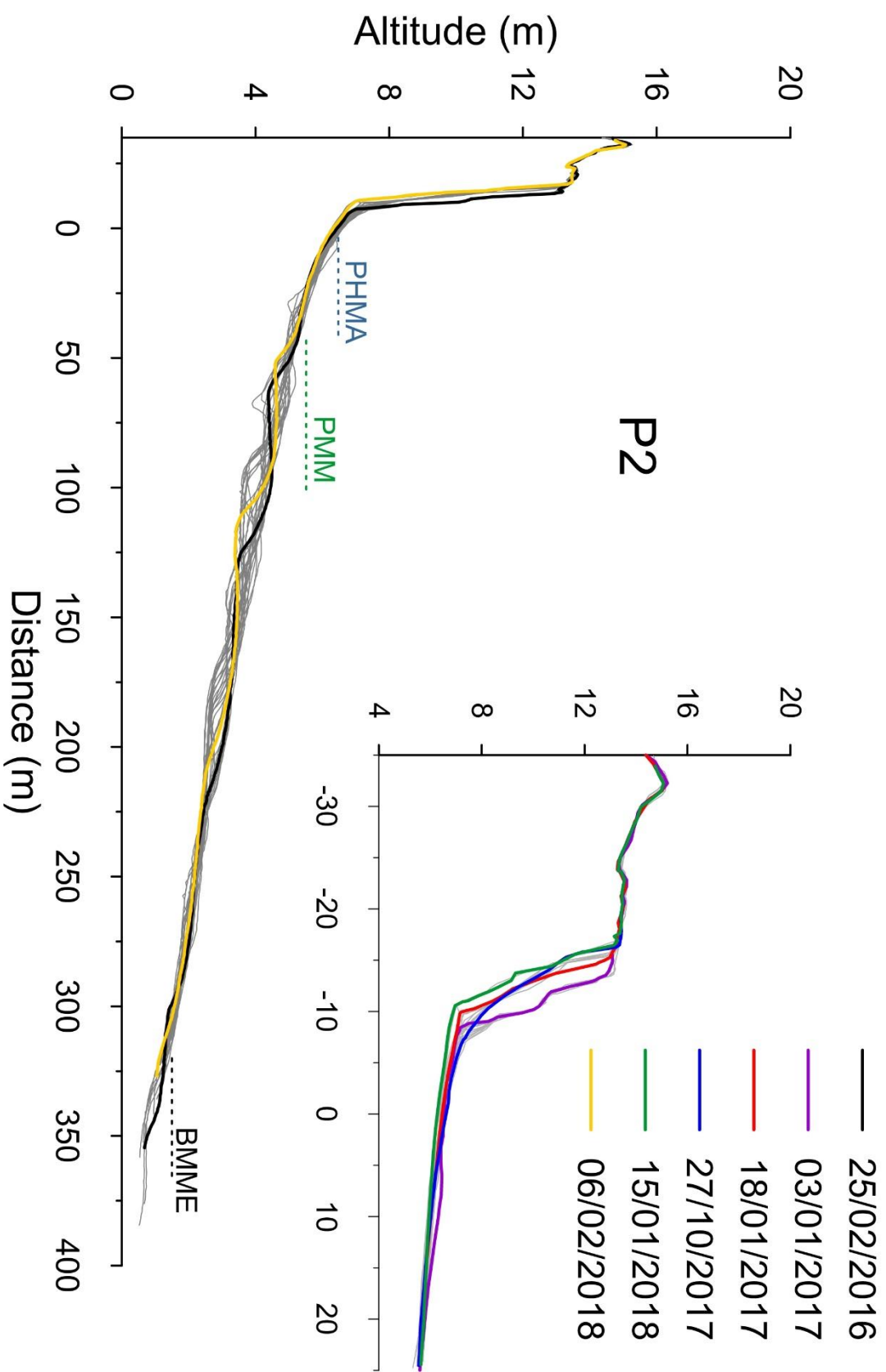
Date	Direction	Vitesse du vent	Faits marquants
7 /08/1948	Sud-ouest	vents supérieurs à 108 km/h	Les vents soufflent en tempête durant la nuit suivante sur les côtes de la Manche et de la mer du Nord
31/01/1953	Nord-est	119 km/h à Lille	
15-16/12/1962	Nord-ouest		Vents soufflant en tempête avec de puissantes rafales
06/07/1969	Sud-ouest	122 km/h à Boulogne	
16/01/1974	Sud-ouest	158 km/h à Boulogne	
2-4/01/1976 Capella	Nord-ouest	140 km/h à Dunkerque et Boulogne	Surcote de 2,18 m à Dunkerque
11-12-01-1978	Ouest-sud-ouest	137 km/h à Dunkerque	Surcote de 1,1 m à Dunkerque et 0,88 m à Boulogne
27et 28/12/1979	Sud-ouest	112 km/h à Boulogne	
1-2/02/1983	Ouest à nord		Recul de 5 m de la dune à Dunkerque
26 et 27/11/1983	Sud-ouest puis Nord-ouest	133 km/h à Cambrai	
6 au 9/02/1984	Sud-ouest puis Nord-ouest	100-110 sur la côte 112 km/h à Lille 108 km/h à Boulogne	
23 et 24/11/1984	Ouest-Sud-ouest	148 km/h à Dunkerque et 137 km/h à Boulogne le 23/11	
24 et 25/03/1986	Sud-ouest	100 et 140 km/h sur la côte	
15-16/10/1987 Ouragan	Sud-ouest	166 km/h à Boulogne	Vagues > 12 m en Manche
22/12/1988	Ouest à nord-ouest	126 km/h à Lille	
25/01/1990 Daria	Sud-ouest	Pointes à 150-170 km/h. 155 km/h à Dunkerque (record) et à Boulogne le 25	Pic de surcote d'environ 2 m à Boulogne
03/02/1990 Herta	Nord-ouest		

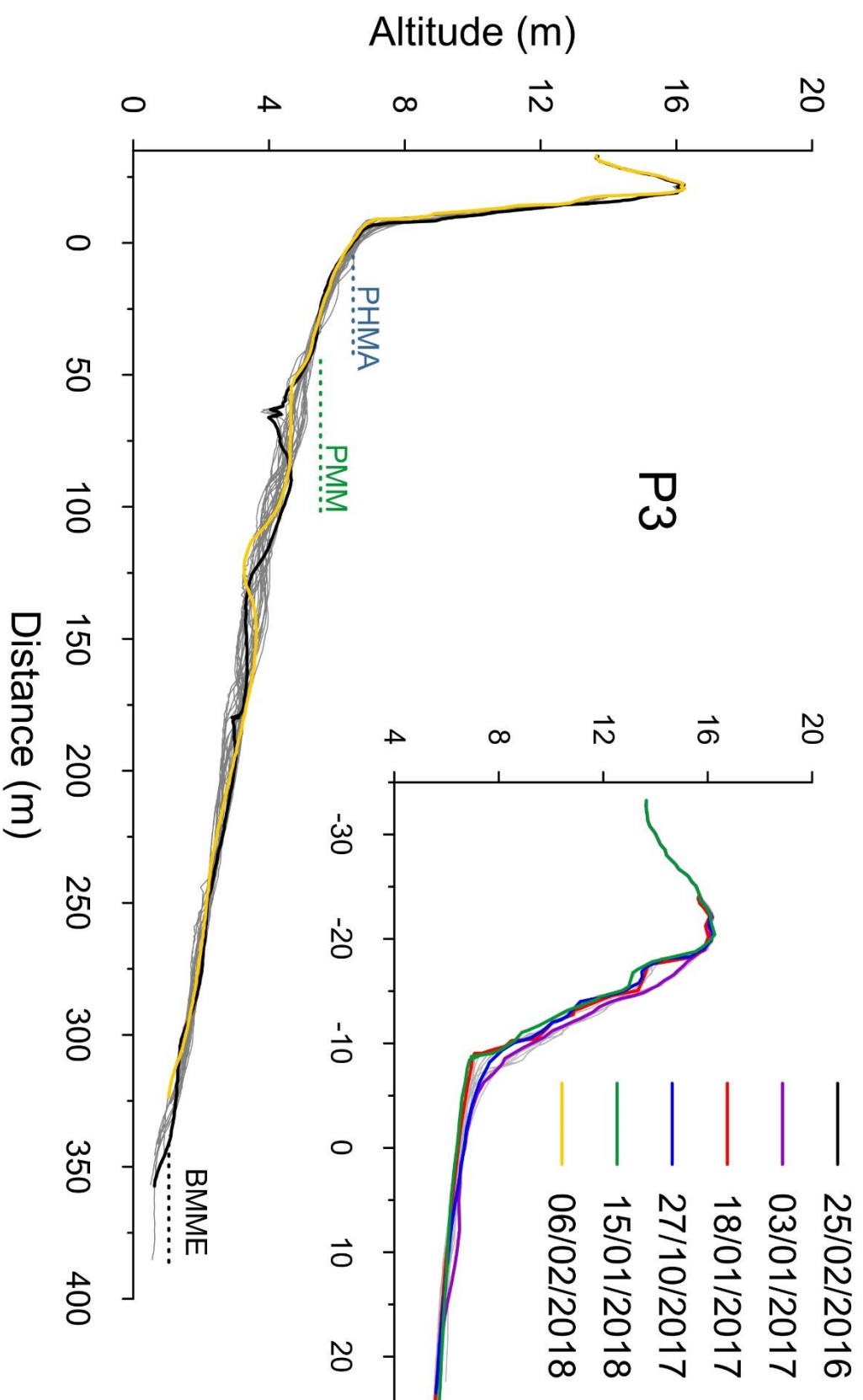
Date	Direction	Vitesse du vent	Faits marquants
26 au 28/02/1990 Viviane et Wiebke	Ouest-nord-ouest	137 km/h à Boulogne le 26/02, 144 km/h le 28/02	Coefficient de 107 à Dunkerque avec érosion importante de la dune
18 au 25/12/1991	Ouest à Nord-ouest	100 km/h sur le littoral	
12/01/1993	Sud-ouest	130 km/h à Dunkerque	Erosion des dunes à Dunkerque
3/01/1998	Ouest en est	100 à 126 km/h sur le Nord-Pas de Calais 126 km/h à Boulogne	Au paroxysme, dans la Manche, des creux de vagues supérieurs à 9 mètres
4 et 5/01/1998	Ouest à sud-ouest le 4 Ouest le 5 janvier	126 km/h à Boulogne le 04/01/1998 119 km/h le 5 janvier	
30/10/2000 Oratia	Sud-ouest	rafales côtières de plus de 120 km/h	
27/10/2002 Jeannett	Ouest-sud-ouest	148 km/h à Échinghen Nord-Pas-de-Calais	
17/12/2004 Dagmar	Ouest-nord-ouest	vents supérieurs à 100 km/h	La durée de la tempête ne dépasse pas 5 heures sur les zones touchées
19-20/03/2007	Ouest à nord-ouest	115 km/h à Dunkerque	Erosion des dunes à Dunkerque
9/11/2007 Tilo	Nord-ouest à nord	90 km/h à Dunkerque	Surcote de 2,4 m à Dunkerque survenue à basse mer
9-10/02/2009 Quinten	Nord-ouest	Vents inférieurs à 100 km/h	les vents violents de nord-ouest, poussant les vagues sur la côte, conjuguées une marée de fort coefficient (102)
16/12/2011 Joachim	sud-ouest passant au nord-ouest	Rafales à 100 km/h	

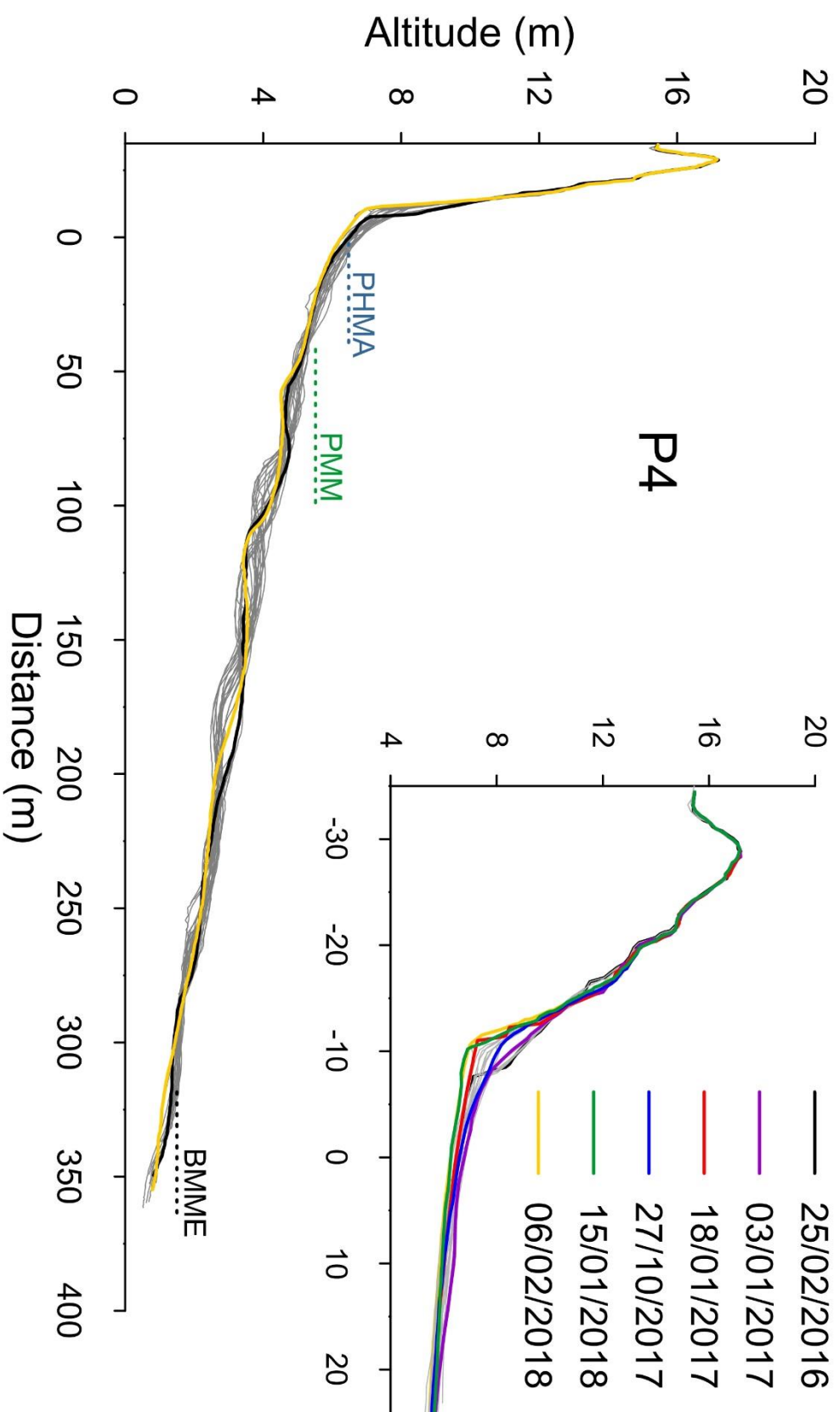
Date	Direction	Vitesse du vent	Faits marquants
25/12/2013 Dirk	Sud-ouest	vents supérieurs à 100 km/h	
4-6/12/2013 Xaver	Ouest sud-ouest à ouest-nord-ouest	Vents de 70 km/h à Dunkerque	Surcote record de 1,26 m à marée haute. Importante érosion du cordon dunaire à Dunkerque
8-9/02/2016 Ruzica	ouest	rafales à 120 km/h	Vents d'Ouest combinés à de fortes vagues et à de forts coefficients de marée de 90 et 100
12-13/01/2017 Egon	Nord-nord-ouest	pointes à 110 km/h	Vents violents combinés à des coefficients de marée compris entre 92 et 102 le 14 janvier. Erosion des dunes à Dunkerque
25/02/2017 Thomas	Ouest en est	130 km/h au cap Gris-Nez	
10-11/12/2017 Xanthos et Ana	Nord-nord-ouest	151 km/h au Cap Gris Nez, 132 km/h à Boulogne-sur-Mer, 98 km/h à Dunkerque le 10 décembre 100 km/h à Dunkerque et 87 km/h à Boulogne-sur-Mer le 11/12	
2-4/01/2018 Eleanor	ouest sud-ouest	130 km/h au Cap Gris nez	Associés à des coefficients de marée compris entre 101 et 106, une alerte submersion marine a été lancée dans toute la région nord. Des surcotes significatives à basse mer : 1,14 m à Boulogne-sur-Mer, 1,31 m à Calais, 1,18 m à Dunkerque

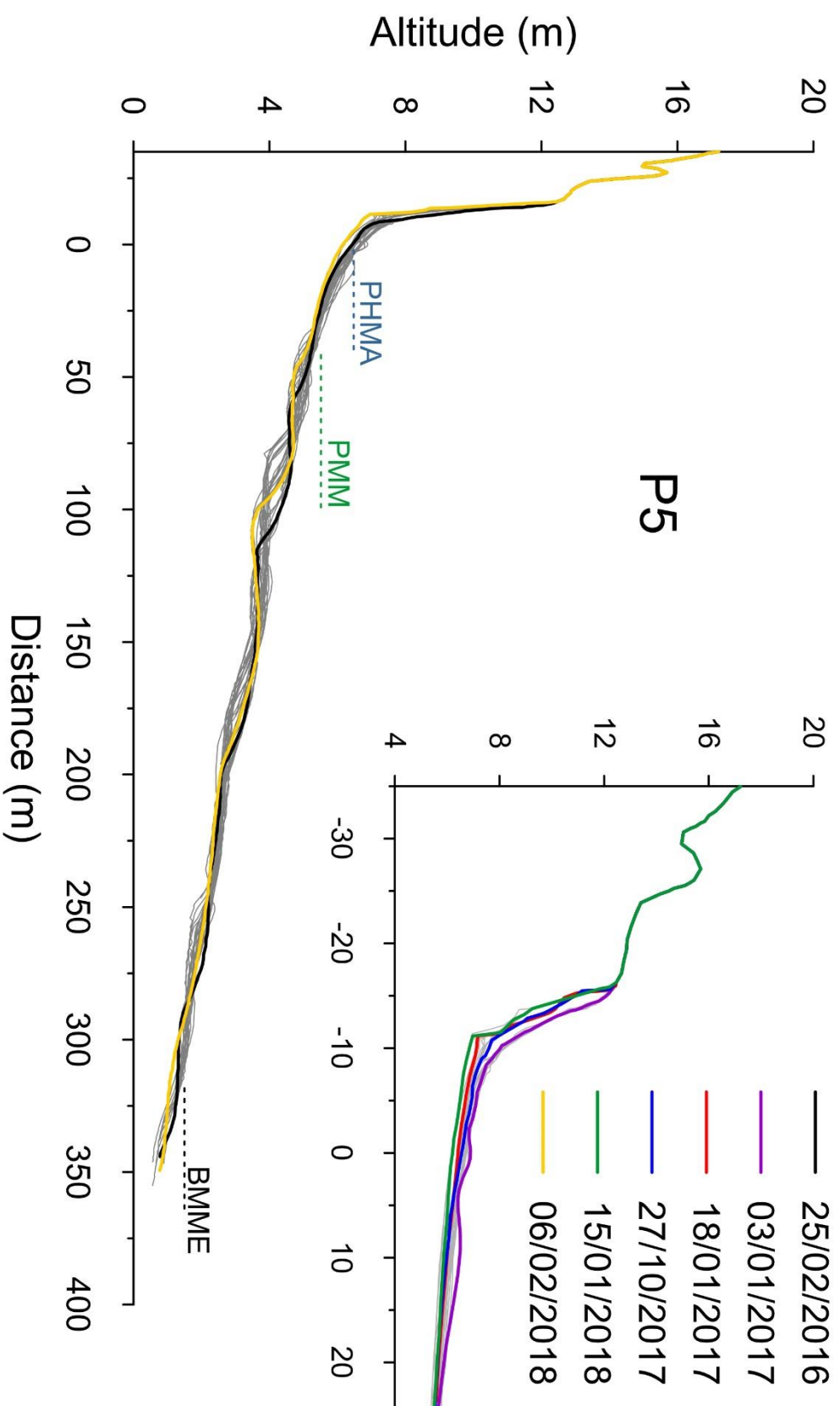
**Annexe III- Profils topographiques réalisés sur le site de Dunkerque entre 2016
et 2018**



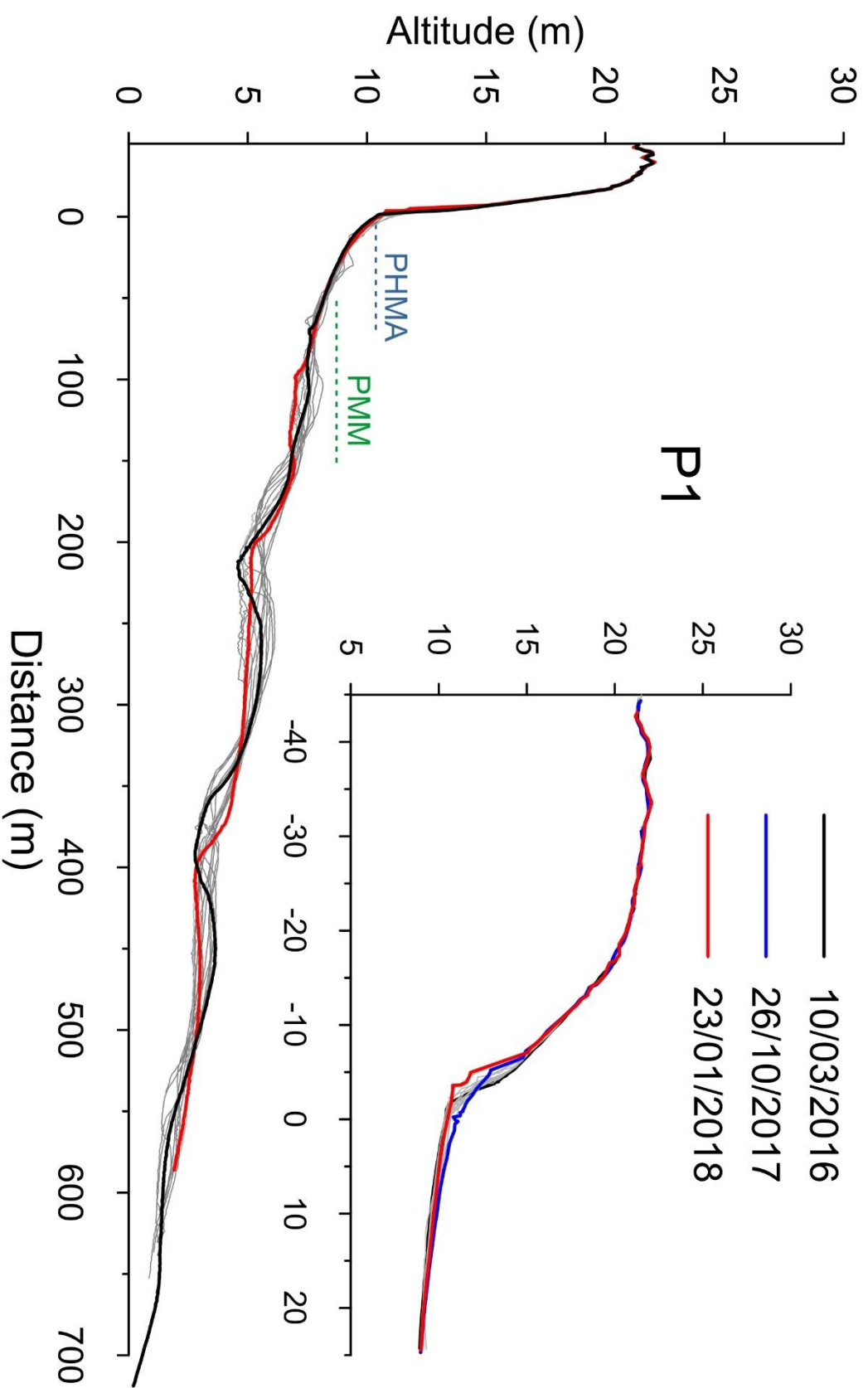


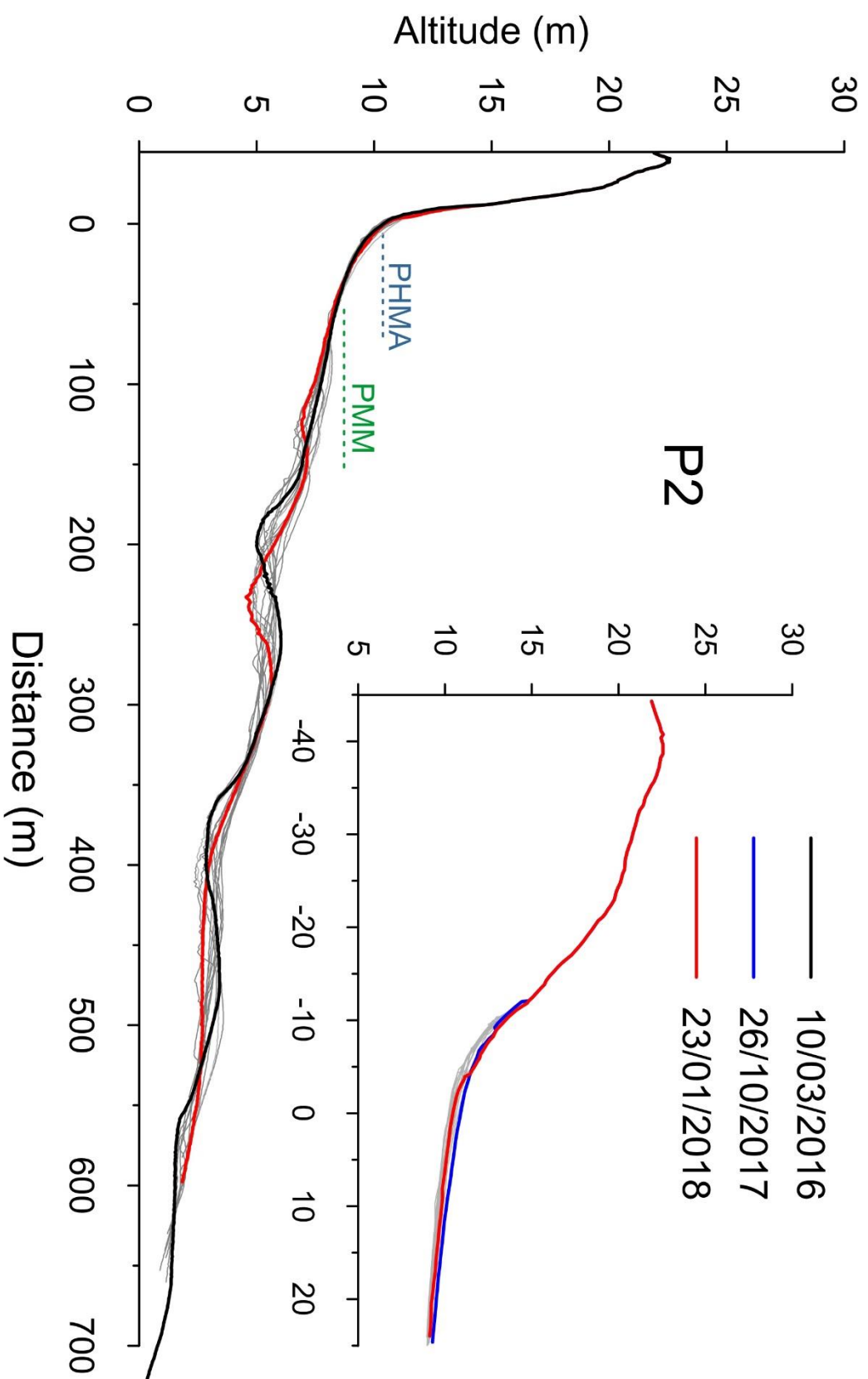


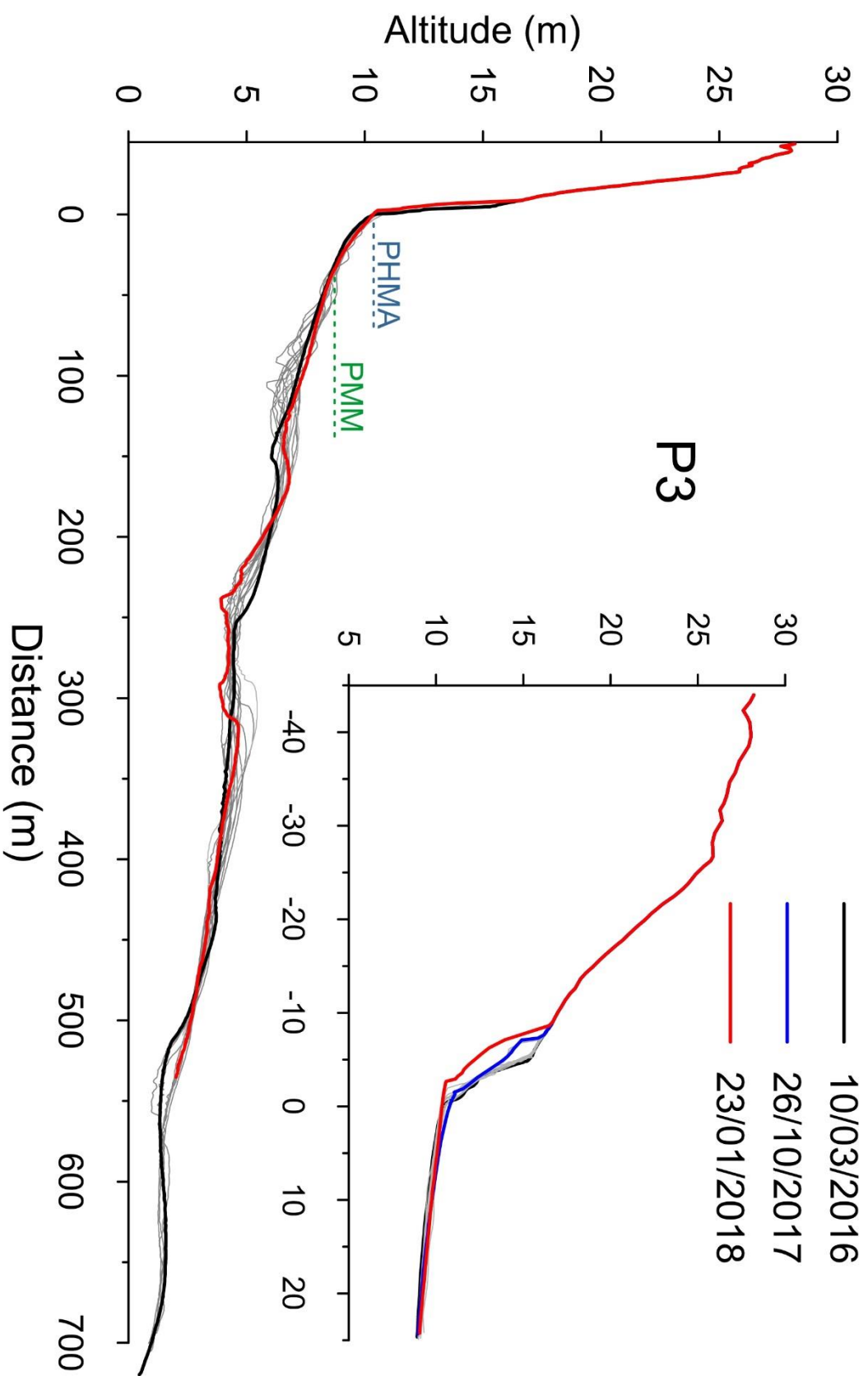


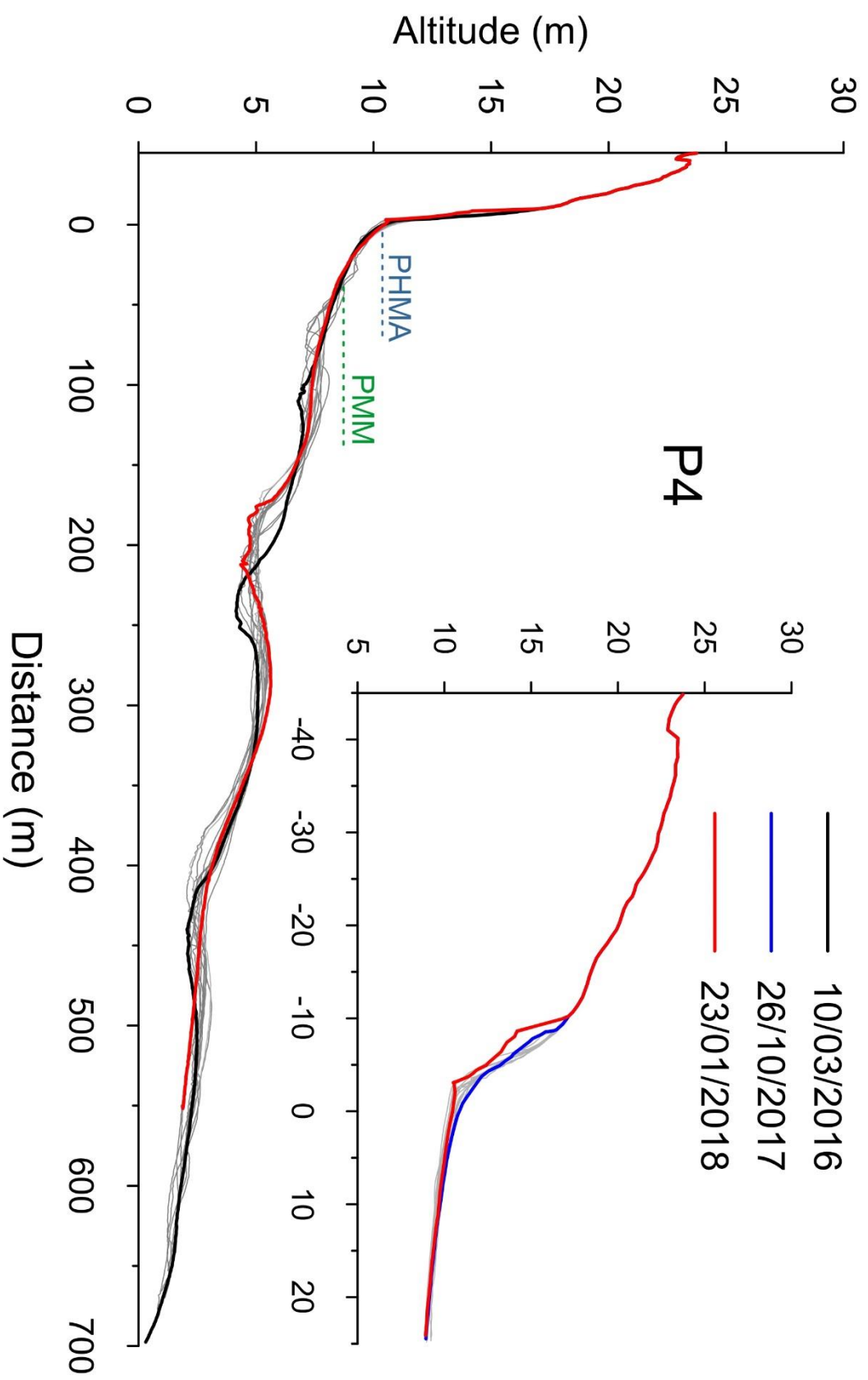


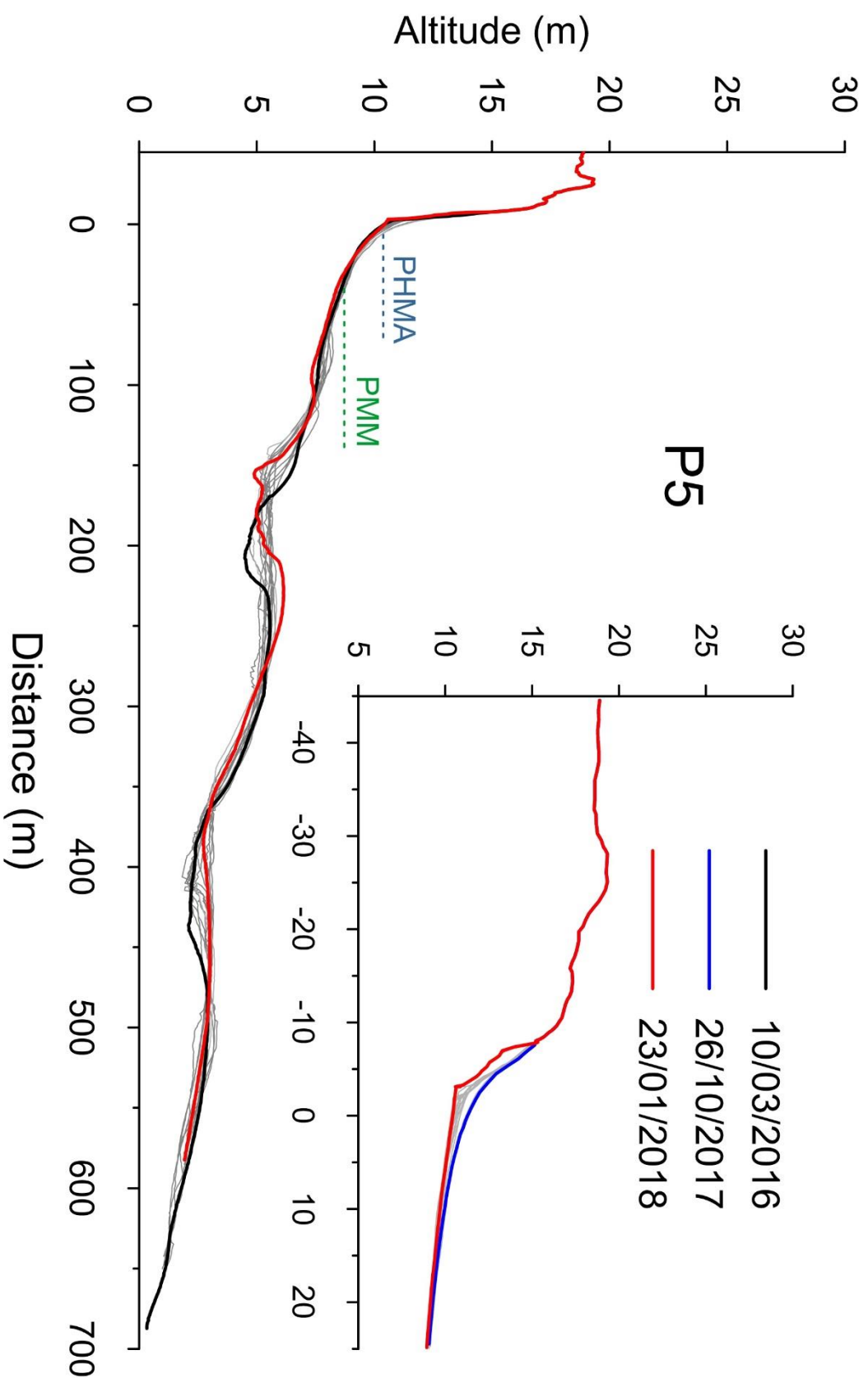
**Annexe IV- Profils topographiques réalisés sur le site de Merlimont entre
2016 et 2018**











Etude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps : analyse de leur capacité de régénération post-tempête

Résumé

Les dunes côtières constituent un des éléments fondamentaux de la dynamique des systèmes côtiers sableux. Leur stabilité dépend essentiellement de leur capacité à résister aux effets des tempêtes et à se reconstituer après l'érosion. Dans le contexte actuel du changement climatique, la probable hausse du niveau de la mer devrait affecter considérablement les systèmes côtiers et de surcroît augmenter la vulnérabilité des cordons dunaires à l'érosion. L'objectif principal de cette thèse est d'étudier l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale en adoptant une approche à plusieurs échelles de temps afin d'évaluer leur capacité de résistance et/ou de régénération face aux événements tempétueux. A long terme, l'étude de l'évolution du trait de côte sur près de 68 ans, à partir de photographies aériennes orthorectifiées, a révélé que plus de la moitié des littoraux dunaires de la Côte d'Opale sont stables ou en accumulation et possèdent donc une bonne capacité de résilience, malgré les nombreuses tempêtes ayant affecté ce littoral depuis le début des années 50. L'analyse de leur évolution sur un pas de temps de 5 ans a mis en évidence une forte variabilité spatiale et temporelle directement liée aux forçages météo-marins, notamment aux épisodes tempétueux associés à des hauts niveaux d'eau. A moyen et court termes, des levés topographiques LiDAR et des mesures in-situ, couplés aux données météorologiques et hydrodynamiques, ont révélé une réponse morphologique différente entre des secteurs dunaires adjacents. Celle-ci est liée à la variation des paramètres morphologiques (altitude de pied de dune, largeur et volume du haut de plage) au cours des périodes étudiées. Les résultats montrent également que les processus de régénération peuvent être très longs sur nos sites d'étude, ce qui suggère que les dunes côtières qui, jusqu'à présent étaient relativement stables, risquent de connaître des épisodes d'érosion plus fréquents avec l'élévation contemporaine du niveau de la mer.

Mots clés : dunes côtières, trait de côte, régénération post-tempête, levés topographiques, morphodynamique, macrotidal.

Côte d'Opale coastal dunes evolution at different time scales : analysis of the post-storm recovery capacity

Abstract

Coastal dunes are fundamental elements of sandy coastal systems dynamic. They may experience a variable response to coastal erosion, in relation to their ability to withstand storm effects and to recover from erosion. Global sea level rise, related to global warming, would considerably affect coastal systems and hence the sensitivity of coastal dunes to erosion. The main objective of this thesis is to study the evolution of the Côte d'Opale coastal dunes at different time scales in order to evaluate their capacity to resist and/or to recover from storm impacts. Over long term periods (nearly 68 years), shoreline evolution analysis from orthorectified aerial photographs revealed that more than half of the Côte d'Opale coastal dunes are stable or prograding and thus, are resilient. Their evolution over 5-year periods highlighted a strong spatial and temporal variability which is directly linked to weather and hydrodynamic conditions, especially the occurrence of storms during high water levels. At medium and short term scales, topographic surveys from LiDAR and in-situ measurements, coupled with meteorological and hydrodynamic data, showed a different morphological response between adjacent coastal dune areas. This is related to variations in morphological parameters such as dune foot elevation, width and volume of the upper-beach during the studied periods. Results show also that coastal dunes recovery from storms can be a very long process at our study areas, suggesting that foredunes in a state of mesoscale stability may experience more frequent erosion with current sea level rise.

Keywords: coastal dunes, shoreline, post-storm recovery, topographic surveys, morphodynamic, macrotidal.