



HAL
open science

Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France).

Jimmy Bertier

► **To cite this version:**

Jimmy Bertier. Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France).. Géomorphologie. Université du Littoral Côte d'Opale, 2009. Français. NNT: . tel-00463152

HAL Id: tel-00463152

<https://theses.hal.science/tel-00463152v1>

Submitted on 11 Mar 2010

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.

LABORATOIRE D'OCÉANOLOGIE ET DE GÉOSCIENCES
UMR CNRS 8171
ÉQUIPE MORPHODYNAMIQUE DES LITTORAUX
DUNKERQUE

**ANALYSE MULTI-ECHELLE DE LA MORPHODYNAMIQUE D'UNE PLAGE
ARTIFICIELLE, AVANT-PORT OUEST DE DUNKERQUE
(NORD DE LA FRANCE).**

THESE DE DOCTORAT DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

Présentée par

Jimmy BERTIER

Soutenue à DUNKERQUE le 17 décembre 2009 devant un jury composé de :

Directeur de Recherche :

A. HEQUETTE, *Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale*

Rapporteurs :

E. J. ANTHONY, *Professeur, Université d'Aix-Marseille 1*

S. COSTA, *Professeur, Université de Caen Basse-Normandie*

Examineurs :

P. GREGOIRE, *Docteur, Chargé de mission, Port Autonome de Dunkerque*

M.-H. RUZ, *Maître de Conférences HDR, Université du Littoral Côte d'Opale*

A. TRENTESAUX, *Professeur, Université de Lille 1*

Avant-propos

Toutes les bonnes choses ont une fin, au crépuscule de cette thèse, il est temps de remercier toutes les personnes qui ont participé de près et de loin à ce travail et qui ont contribué à l'aboutissement de ce rêve d'enfant. La thèse est un long chemin semé d'embûches, fait de bons moments et d'instantanés difficiles, mais comme dans toute aventure on ne retiendra que les bons moments qui nous font évoluer et grandir.

Je tiens en premier lieu à remercier Monsieur Arnaud HEQUETTE, Professeur de Géographie à l'Université du Littoral Côte d'Opale, responsable de l'équipe MDL au sein du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, directeur de cette thèse, pour m'avoir apporté ses connaissances et son expérience, pour sa confiance renouvelée après le DEA et lors des moments difficiles de cette thèse et pour la grande autonomie qu'il m'a accordée.

Je tiens également à remercier les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'examiner et de juger ce travail :

Monsieur Edward ANTHONY, Professeur à l'Université d'Aix-Marseille 1, rapporteur de ce travail. Je le remercie aussi pour ses encouragements et ses nombreux conseils et pour m'avoir donné l'envie de découvrir la géomorphologie littorale lors de ses cours durant l'année de maîtrise.

Monsieur Stéphane COSTA, Professeur à l'Université de Caen Basse-Normandie, rapporteur de ce travail. Je le remercie aussi pour le temps qu'il a consacré à ce travail malgré un emploi du temps chargé.

Monsieur Pascal GREGOIRE, Chef du Département Management de l'Environnement au sein du Port Autonome de Dunkerque, examinateur de ce travail. Je le remercie aussi pour son accueil au sein de son service lors des stages effectués en maîtrise et en DEA.

Madame Marie-Hélène RUZ, Maître de Conférences HDR à l'Université du Littoral Côte d'Opale, examinatrice de ce travail. Je la remercie aussi pour ses encouragements et pour m'avoir permis d'étudier le site du Clipon dès la maîtrise.

Monsieur Alain TRENTESAUX, Professeur à l'Université de Lille 1, examinateur de ce travail dont j'ai eu la joie de suivre les cours de géologie lors de mes débuts universitaires et qui m'a fait adorer les coupes géologiques.

Je tiens également à remercier les membres de l'équipe MDL du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences et les amis qui ont permis à cette thèse d'aboutir.

Je commence par Vincent Sipka, Ingénieur d'Etude pour son aide lors de la programmation et du déploiement des appareils ainsi que pour ses conseils lors des différentes campagnes de terrain, pour ces débats sur le RCL et le foot en général et ses tribulations lors de la grande guerre des camions.

Merci également à Denis Marin, Assistant Ingénieur en cartographie, pour son aide précieuse et inconditionnelle dans la réalisation de quelques figures illustrant ce travail, pour ses conseils et son œil avisé, nos petites virées ciné et resto, le festival annuel d'Het Lindeboom et le FIBA.

Je tiens à remercier aussi la génération des anciens thésards, David Aernouts et Yacine Hemdane, compagnons de bureau à notre arrivée à la MREI II, pour nos délires

musicaux et les sorties en mer mémorables ; Stéphane Vanhée pour ses encouragements et nos rencontres sur un terrain l'un face à l'autre.

Je tiens à remercier aussi Abdelhadi El Mimouni, qui a découvert le site du Clipon lors d'un relevé Gao et Collins dans un froid glacial (je n'avais jamais vu un homme bleu !!!!!) et Stella Kortekass pour les tea times qui manquent énormément depuis son départ.

J'en arrive au noyau dur, aux membres du GAGN avec qui nous avons énormément partagé que ce soit aux anciennes Darses, lors des campagnes de mesures ou lors de nos soirées. Merci à :

Béatrice Reichmüth, notre aînée, notamment pour sa jolie dernière campagne de terrain en juin 2003 sous le soleil en maillot de bain.

Arnaud Oblinger, alias Poupou, l'un des trois mousquetaires toujours présent pour les relevés topographiques mensuels et les campagnes de mesures. Merci aussi pour les expéditions à Calais Hoverport et les traversées de la vaste plateforme.

Claire Marion, alias Ounette, toujours de bonne humeur, sauf au réveil, lol. Merci pour tous les masques de vase qui nous ont gardés si jeunes, pour nos délires carnavalesques à Malo et Dunkerque.

Mouncef Sedrati, alias Chef, l'autre mousquetaire, toujours présent sur le terrain et en dehors. Que dire tellement de souvenirs au sein du labo et en dehors, nos discussions scientifiques, nos expérimentations, les délires de terrain si nombreux, les knackis, le pastaga, le carnaval, le foot et tant d'autres choses encore. Merci pour tout chef !!!!!!!!!!!

Méha Mrani-Alaoui, alias Maya, ma formatrice de trator et réalisatrice de nombreuses planches de cette thèse. Toujours présente aussi sur le terrain et en dehors. Que de souvenirs aussi, nos expéditions de carottage dans la plaine maritime flamande à la recherche de la tourbe de base et tous nos délires, je n'oublie pas notre projet d'article sur le code couleur. Merci pour tout kh'ti diali !!!!!!!!!!!!!!!

Il me reste aussi à remercier ma famille sans qui tout ce travail n'aurait pu aboutir.

Mon poulo pour son aide inconditionnelle sur le terrain pour les profils et les campagnes de mesures notamment dans l'eau glaciale, sans toi je n'aurais pu réaliser tout ça. Merci aussi à angel, ma re lectrice qui a été d'une aide importante aussi. Mon bb pour son amour et son soutien dans ce long périple qu'est la thèse. ET enfin mes parents, sans qui tout ceci n'aurait pu aboutir, merci pour leur confiance, leur soutien aussi bien matériel que financier et leur présence lors de certains relevés.

Encore merci à tous, une page se tourne.....

SOMMAIRE

INTRODUCTION	page 1
CHAPITRE I : LE SITE D'ETUDE : LA PLAGE DU CLIPON	page 5
Introduction	page 5
I Localisation et historique du site	page 5
I.1 Localisation de la plage du Clipon	page 5
I.2 Historique du site	page 7
II Conditions météorologiques générales	page 10
II.1 Les masses d'air	page 10
II.2 Les vents	page 10
III Conditions hydrodynamiques générales	page 12
III.1 La marée	page 12
III.2 Les courants de marée	page 13
III.3 La houle	page 15
III.4 L'impact sur le transport sédimentaire	page 16
IV La morphologie de la plage du Clipon	page 17
IV.1 La variabilité spatiale de la morphologie du site	page 17
IV.2 Les profils types	page 20
Conclusion	page 24
CHAPITRE II : L'APPROCHE METHODOLOGIQUE	page 25
Introduction	page 25
I L'analyse à moyen terme	page 25
I.1 L'évolution du trait de côte	page 25
<i>I.1.1 Les photographies aériennes verticales</i>	page 25
<i>I.1.2 La rectification des photographies aériennes</i>	page 26
<i>I.1.3 La délimitation et la représentation du trait de côte</i>	page 28
I.2 L'évolution des petits-fonds	page 29
<i>I.2.1 Les levés bathymétriques</i>	page 29
<i>I.2.2 La représentation des levés sous forme de cartes bathymétriques</i>	page 30

<i>IV.1.2 Les limites et marges d'erreur</i>	page 53
Conclusion	page 53
CHAPITRE III : EVOLUTION DES PETITS-FONDS ET DU TRAIT DE COTE AU COURS DU XX^{ème} SIECLE	page 54
Introduction	page 54
I L'évolution de la ligne de rivage entre 1949 et 2000	page 54
I.1 L'évolution de 1949 à 1963	page 56
I.2 L'évolution de 1963 à 1971	page 57
I.3 L'évolution de 1971 à 1977	page 58
I.4 L'évolution de 1977 à 1982	page 59
I.5 L'évolution de 1982 à 1988	page 60
I.6 L'évolution de 1988 à 1994	page 61
I.7 L'évolution de 1994 à 2000	page 62
I.8 Synthèse	page 63
II Evolution de la bathymétrie	page 66
II.1 L'évolution entre 1911 et 1962	page 67
II.2 L'évolution entre 1962 et 2000	page 73
II.3 L'apport des minutes de 1988	page 76
<i>II.3.1 L'évolution entre 1962 et 1988</i>	page 77
<i>II.3.2 L'évolution de 1988 à 2000</i>	page 77
II.4 Synthèse	page 78
III Modélisation de la propagation de la houle	page 79
III.1 Propagation de la houle sur la bathymétrie de 1911 (Fig.III.23 (a, b et c))	page 80
<i>III.1.1 La houle de nord-ouest</i>	page 86
<i>III.1.2 La houle de nord</i>	page 87
<i>III.1.3 La houle de nord-est</i>	page 87
III.2 Propagation de la houle sur la bathymétrie de 1962 (Fig.III.26 (a, b et c))	page 88
<i>III.2.1 La houle de nord-ouest</i>	page 88
<i>III.2.2 La houle de nord</i>	page 89
<i>III.2.3 La houle de nord-est</i>	page 92
III.3 Propagation de la houle sur la bathymétrie de 2000 (Fig.III.27 (a, b et c))	page 93

<i>III.3.1 La houle de nord-ouest</i>	page 93
<i>III.3.2 La houle de nord</i>	page 97
<i>III.3.3 La houle de nord-est</i>	page 97
III.4 Synthèse	page 98
Conclusion	page 99
CHAPITRE IV : EVOLUTION ET VARIABILITE ANNUELLE DE LA MORPHOLOGIE DE L'ESTRAN	page 101
Introduction	page 101
I Morphologie des différents profils topographiques transversaux	page 101
I.1 La zone morphologique 1	page 102
I.2 La zone morphologique 2	page 103
I.3 La zone morphologique 3	page 104
I.4 La zone morphologique 4	page 105
II Evolution annuelle de la morphologie de l'estran	page 106
II.1 La zone morphologique 1	page 106
II.2 La zone morphologique 2	page 108
<i>II.2.1. Evolution du profil P2300</i>	page 109
<i>II.2.2 Synthèse sur l'évolution du profil P2300 de 2001 à 2006</i>	page 110
<i>II.2.3 Evolution du profil P1800</i>	page 111
<i>II.2.4 Synthèse sur l'évolution du profil P1800 de 2001 à 2006</i>	page 112
<i>II.2.5 Evolution du profil P1300</i>	page 112
<i>II.2.6 Synthèse sur l'évolution du profil P1300 de 2001 à 2006</i>	page 113
<i>II.2.7 Synthèse de la zone morphologique 2</i>	page 114
II.3 La zone morphologique 3	page 114
<i>II.3.1 Evolution du profil P800</i>	page 114
<i>II.3.2 Synthèse sur l'évolution du profil P800 de 2001 à 2006</i>	page 116
<i>II.3.3 Evolution du profil P300</i>	page 117
<i>II.3.4 Synthèse sur l'évolution du profil P300 de 2001 à 2006</i>	page 119
<i>II.3.5 Evolution du profil P00</i>	page 119
<i>II.3.6 Synthèse sur l'évolution du profil P00 de 2003 à 2006</i>	page 120
<i>II.3.7 Synthèse de la zone morphologique 3</i>	page 120
II.4 La zone morphologique 4	page 120
<i>II.4.1 Evolution du profil PDA</i>	page 121
<i>II.4.2 Synthèse sur l'évolution du profil PDA de 2004 à 2006</i>	page 122

<i>II.4.3 Evolution du profil PDB</i>	page 122
<i>II.4.4 Synthèse sur l'évolution du profil PDB de 2004 à 2006</i>	page 122
<i>II.4.5 Evolution du profil PDC</i>	page 123
<i>II.4.6 Synthèse sur l'évolution du profil PDC de 2004 à 2006</i>	page 123
<i>II.4.7 Synthèse de la zone morphologique 4</i>	page 124
II.5 Synthèse	page 124
III Evolution d'un profil complet estran/petits fonds	page 125
Conclusion	page 129
CHAPITRE V : EVOLUTION ET VARIABILITE MENSUELLE DE LA MORPHOLOGIE DE L'ESTRAN	page 131
Introduction	page 131
I Variabilité morphologique de l'estran et bilan sédimentaire	page 131
I.1 La zone morphologique 1	page 132
<i>I.1.1 : Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 1</i>	page 134
I.2 La zone morphologique 2	page 135
<i>I.2.1 Evolution mensuelle du profil P2300</i>	page 135
<i>I.2.2 Evolution mensuelle du profil P1800</i>	page 138
<i>I.2.3 Evolution mensuelle du profil P1300</i>	page 140
<i>I.2.4. Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 2</i>	page 142
I.3 La zone morphologique 3	page 143
<i>I.3.1 Evolution mensuelle du profil P800</i>	page 143
<i>I.3.3 Evolution mensuelle du profil P300</i>	page 146
<i>I.3.3 Evolution mensuelle du profil P00</i>	page 148
<i>I.3.4 Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 3</i>	page 151
I.4 La zone morphologique 4	page 151
<i>I.4.1 Evolution mensuelle du profil PDA</i>	page 152
<i>I.4.2 Evolution mensuelle du profil PDB</i>	page 155
<i>I.4.3 Evolution mensuelle du profil PDC</i>	page 157
<i>I.4.4 Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 4</i>	page 159
I.5 Synthèse	page 160
II Conditions météorologiques au cours du suivi	page 162
II.1 Conditions de vents entre septembre 2004 et décembre 2005 (Fig.V.15)	page 162
II.2 Impact de conditions météorologique sur la morphologie de l'estran et le bilan sédimentaire(Fig.V.16)	page 165

<i>II.2.1 La zone morphologique 1</i>	page 165
<i>II.2.2 La zone morphologique 2</i>	page 165
<i>II.2.3 La zone morphologique 3</i>	page 166
<i>II.2.4 La zone morphologique 4</i>	page 167
<i>II.2.5 Synthèse</i>	page 169
Conclusion	page 170
CHAPITRE VI : CIRCULATION HYDRODYNAMIQUE ET IMPACT DES FORCAGES METEO-MARINS SUR L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE A COURT TERME	page 172
Introduction	page 172
I Présentation des conditions météorologiques au cours des campagnes de mesures in situ	page 173
I.1 Campagne de mars 2003	page 173
I.2 Campagne de mars 2004	page 176
I.3 Campagne de novembre 2004	page 176
I.4 Campagne d'avril 2005	page 178
II Les conditions hydrodynamiques	page 178
II.1 Les conditions par temps calme	page 179
<i>II.1.1 La houle</i>	page 183
<i>II.1.2 Les courants moyens</i>	page 186
<i>II.1.3 L'impact des variations d'amplitude de la marée sur les courants</i>	page 189
II.2 Les conditions par temps agité	page 192
<i>II.2.1 Conditions hydrodynamiques pour des vents du grand secteur ouest</i>	page 192
<i>II.2.1.1 La houle</i>	page 193
<i>II.2.1.2 Les courants</i>	page 197
<i>II.2.2 Conditions hydrodynamiques pour des vents de secteur est et nord-est</i>	page 200
<i>II.2.2.1 La houle</i>	page 201
<i>II.2.2.2 Les courants</i>	page 204
II.2.3 Conditions hydrodynamiques pour des vents de nord	page 206
<i>II.2.3.1 La houle</i>	page 206
<i>II.2.3.2 Les courants</i>	page 209

III Impact des conditions météorologiques sur le transport sédimentaire et sur la variation morphologique	page 212
III.1 Variations morphologiques et transport sédimentaire lors de conditions calmes	page 212
III.2 Variations morphologiques et transport sédimentaire lors de conditions agitées	page 219
<i>III.2.1 Lors de conditions agitées de secteur ouest</i>	page 219
<i>III.2.2 Lors de conditions agitées de secteur est</i>	page 222
<i>III.2.3 Lors de conditions agitées de secteur nord</i>	page 223
III.3 Variations morphologiques et transport sédimentaire au cours de la campagne d'avril 2005	page 225
Conclusion	page 231
CHAPITRE VII : EVALUATION DE L'IMPACT DES FORCAGES METEO-MARINS SUR LA MORPHOLOGIE DE L'ESTRAN	page 234
Introduction	page 234
I Analyse factorielle de l'impact des forçages météo-marins sur la variabilité de la morphologie transversale	page 234
I.1 Analyse factorielle des données morphologiques, météorologiques et hydrodynamiques	page 235
<i>I.1.1 Les données disponibles</i>	page 235
<i>I.1.2 La préparation des données et le choix des variables</i>	page 236
I.2 Résultats de l'analyse factorielle	page 237
<i>I.2.1 Le profil PMP (Zone morphologique 1)</i>	page 238
<i>I.2.2 Le profil P1800 (Zone morphologique 2)</i>	page 239
<i>I.2.3 Le profil P300 (Zone morphologique 3)</i>	page 240
<i>I.2.4 Le profil PDB (Zone morphologique 4)</i>	page 241
<i>I.2.5 Synthèse</i>	page 242
II Impact des forçages météo-marins sur la morphologie longitudinale de la plage	page 243
II 1 Méthode utilisée	page 243
II.2 Evolution sur la totalité des profils (Fig. VII.2)	page 243
II.3 Evolution du compartiment morphologique <i>morpho1</i> (HMVE/HMME)	page 245
II.4 Evolution du compartiment morphologique <i>morpho2</i> (HMME/NM)	page 247
II.5 Evolution du compartiment morphologique <i>morpho3</i> (NM/0 IGN 69)	page 249

II.6 Synthèse	page 250
Conclusion	page 251
CHAPITRE VIII : SYNTHÈSE MORPHODYNAMIQUE ET SPECIFICITÉS DE LA PLAGE DU CLIPON	page 253
Introduction	page 253
I L'impact des infrastructures portuaires à long et moyen terme	page 253
II La circulation hydrodynamique et sédimentaire de la plage du Clipon et l'impact des conditions de fortes agitations	page 256
III Les changements morphologiques au sein du profil au cours des conditions climatiques calmes et agitées (Fig.VIII.2)	page 261
IV La plage du Clipon : une cellule sédimentaire quasi-fermée (Fig.VIII.3)	page 267
CONCLUSION GÉNÉRALE	page 270
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	page 273
LISTE DES FIGURES	page 282
LISTE DES TABLEAUX	page 291
ANNEXES	page 293

INTRODUCTION

L'un des défis majeurs actuel dans le domaine de la géomorphologie littorale est l'incidence de la remontée du niveau marin sur les côtes densément peuplées de la planète. La partie méridionale de la Mer du Nord (du Cap Gris-Nez aux Pays-Bas) est une des zones où l'implantation humaine est importante. Cette dernière résulte des poldérisations successives réalisées à partir du Moyen-Age, dans le but de gagner des terres sur la mer et d'assécher les marais maritimes. Cet espace côtier est aussi une ancienne plaine tidale coupée de la mer par d'importants cordons dunaires associés à de vastes plages macrotidales à barres et bâches. La poldérisation représente l'un des premiers impacts humains dans l'artificialisation du littoral. Aujourd'hui, la façade sud de la Mer du Nord est en grande partie artificialisée avec l'implantation de différents ouvrages transversaux (épi et jetée portuaire) et longitudinaux (digue frontale et brise-lames). Ces secteurs côtiers artificiels, tout comme les secteurs naturels encore présents, font l'objet d'un vif intérêt et d'une surveillance accrue face à la montée du niveau marin afin de conserver le linéaire côtier dans sa position actuelle et de protéger la population dense et les activités situées le long de ces côtes.

Ces ouvrages artificiels sont de deux types, longitudinaux et transversaux. Les ouvrages longitudinaux, comme leur nom l'indique sont en général parallèles à la côte. Ils sont situés en haut de plage comme les digues ou perrés, ou en bas de plage comme les brise-lames. Les ouvrages de haut de plage servent principalement à protéger les zones en arrière de l'impact des houles et des courants. Ils sont implantés au devant de zones urbaines ou industrielles bordant le littoral. La forme et les matériaux des digues de défense varient, allant du mur vertical à la digue à pente douce à revêtement lisse en passant par les enrochements. Les ouvrages de bas de plage sont principalement des brise-lames dont l'action est de dissiper l'énergie des houles arrivant à la côte afin de permettre le dépôt des sédiments en transit en arrière de l'édifice et de faciliter la création de tombolo. Ces ouvrages sont utilisés pour stabiliser des plages ou sites en forte érosion. Les ouvrages de types transversaux sont principalement de deux types, les épis qui ont pour but de stopper le transit sédimentaire parallèle à la côte et les jetées qui ont un effet parfois semblable aux ouvrages longitudinaux. Le but premier des jetées est de protéger les accès aux ports en stoppant le transit sédimentaire susceptibles d'ensabler les passes et embouchures et de faciliter l'accès des navires en supprimant les courants transversaux.

L'implantation de ces ouvrages longitudinaux et transversaux, dont le rôle principal est de stabiliser la ligne de rivage, entraîne une modification du système plage et de la dynamique générale des secteurs où ils sont mis en place. De nombreuses études ont été réalisées afin de déterminer les modifications induites par l'implantation de ce type d'ouvrage.

L'impact des ouvrages longitudinaux a été étudié par de la modélisation (Komar et Mc Dougal, 1988 ; Rakha et Kamphuis, 1997) ou par des observations et des mesures in situ (Griggs et Tait, 1988 ; Miles *et al.*, 2001). Deux études ont aussi été effectuées au devant des plages de Wissant (Sedrati, 2006) et de Dunkerque Est (Oblinger 2008) où trois brise-lames sont aussi présents. Kraus (1988) et Tait et Griggs (1990) ont effectué une synthèse des différentes conclusions faites sur l'impact des digues frontales sur la dynamique générale des plages. Les conclusions ont permis d'établir la présence d'impacts sur la morphologie et sur l'hydrodynamique. Les perturbations morphologiques sont multiples et diverses. Le premier point est la présence d'un affouillement au niveau du pied de l'ouvrage. Plusieurs études ont montré que cet affouillement est lié aux caractéristiques des houles (hauteur, période, cambrure) (Griggs et Tait, 1988 ; Tait et Griggs, 1990). Le deuxième point est basé sur l'apparition ou non de formes ondulatoires au droit de l'ouvrage. Les études réalisées en laboratoire ont montré que ces formes pouvaient apparaître par les phénomènes de réflexion sur l'ouvrage, mais cette apparition n'est pas observée systématiquement au devant de toutes les digues comme l'a montré Samat (2007). Les plages de la région sont essentiellement de type barres et bâches et les observations faites au devant des digues montrent que la morphologie des profils est similaire que ce soit en amont, au devant ou en aval d'un ouvrage de ce type (Reichmüth, 2003, Sedrati, 2006, Oblinger, 2008). Le troisième point est centré sur l'impact des digues frontales sur le bilan sédimentaire, et les avis sont partagés. Des travaux ont montré une similitude d'évolution entre les profils en zone naturelle et ceux adossés à une digue (Griggs et Tait, 1988 ; Kraus *et al.*, 1994). Cependant, Morton (1988) a démontré que les digues pouvaient accentuer les phénomènes d'érosion dans le cas où la plage est étroite. Le dernier point important est lié à la position de la digue sur l'estran. Weggel (1988) propose une classification en six types suivant la localisation de l'ouvrage sur le profil transversal. Selon cette position sur l'estran, l'impact sur la morphologie et l'hydrodynamique varient. Les perturbations hydrodynamiques ont été l'objet de moins d'études, celles-ci ayant été principalement effectuées en laboratoire. Ces études ont permis de mettre en évidence certains phénomènes hydrodynamiques liés à la présence d'ouvrages longitudinaux de haut de plage. Le premier est l'accentuation possible de courants de retour contre l'ouvrage bloquant le

transit et favorisant l'érosion locale (Mc Dougal *et al.*, 1987). Cependant, aucune mesure in situ n'a permis de valider cette théorie. L'autre phénomène observé est le sapement en aval dérive de la digue frontale (Walton et Sensabaugh, 1978 ; Griggs et Tait, 1988 ; Morton, 1988).

Les ouvrages transversaux ont été aussi fortement étudiés, que ce soit par des observations (Basco, 2004) ou des mesures in situ (Mc Donald et Patterson, 1984 ; Ingle, 1996 ; Suanez, 1997 ; Sabatier, 2001 ; Schoonees *et al.*, 2006 ; Aubry et Ruz, 2008). Ces études ont permis de mettre en évidence les interactions entre ce type de structures et les plages adjacentes. Une accentuation des courants de retour au niveau de l'ouvrage (Short, 1991 ; Sabatier, 2001) ainsi qu'une accentuation des vitesses de transit au-delà du musoir de l'ouvrage (Short, 1991) ont pu être décelées. Costa et Davidson (2004) ont mis en avant l'apparition d'un courant de gyre en aval dérive de l'ouvrage et plusieurs auteurs (Walton et Sensabaugh, 1978 ; Mc Dougal *et al.*, 1987 ; Suanez, 1997 ; Sabatier, 2001, Samat, 2007) ont réalisés des études sur les impacts en aval dérive. Les études sont nombreuses mais sont principalement axées sur les épis et dans une moindre mesure sur les jetées.

L'artificialisation du littoral est importante sur toute la façade méridionale de la Mer du Nord, que ce soit par des ouvrages transversaux de type jetée présentes près des différents grands ports situés dans cette zone géographique (Calais, Dunkerque, Ostende, Zeebrugge, Rotterdam) ou par des ouvrages transversaux de type épis comme à l'est du port de Zeebrugge, ou à Sangatte et au platier d'oye sur les côtes du Nord-Pas-de Calais. Les ouvrages longitudinaux de bas de plage (brise-lames) sont moins fréquents, il en existe trois au niveau de Malo-les-Bains, tandis que les digues frontales sont présentes sur la majeure partie du linéaire côtier comme par exemple entre La Panne et Ostende en Belgique, sur les plages de Wimeraux, Wissant, Sangatte ou Dunkerque sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais. La partie française de ce linéaire côtier est étudiée depuis de nombreuses années avec l'aboutissement de plusieurs thèses de doctorat (Sipka, 1998 ; Vanhée, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Aernouts, 2005 ; Chaverot, 2006 ; Hemdane, 2006 ; Sedrati, 2006 ; Oblinger, 2008). Quelques-unes ont pu apporter certains informations sur les ouvrages artificiels longitudinaux, comme la digue de Wissant (Sedrati, 2006), la digue de mer de Malo-les-Bains (Reichmüth, 2003 ; Oblinger, 2008) et les brise-lames de Malo-les-Bains (Oblinger, 2008). Mais aucune étude n'a été réalisée sur les ouvrages transversaux de type jetée. La plage du Clipon située entre l'Avant-port Ouest et le port Est de Dunkerque est bordée par plusieurs ouvrages transversaux et un ouvrage longitudinal. Cette plage originale de par sa localisation et les infrastructures qui l'entourent est vierge de toute étude. C'est précisément ce que nous nous

proposons de réaliser dans le cadre de cette thèse : comprendre la morphodynamique d'un espace si fortement anthropisé et appréhender le rôle des différents ouvrages sur la circulation hydrodynamique et la morphologie de la plage. Les résultats de cette thèse ne servent pas uniquement à comprendre la morphodynamique de cette plage, mais elles peuvent avoir des implications en terme d'aménagement du littoral, d'aide à la gestion de la zone côtière et pour la prise de décision. Pour atteindre notre objectif nous avons utilisés des mesures in situ (relevés topographiques, campagnes de mesures hydrodynamiques) mais aussi une étude à plus long terme (échelle décennale) visant à déterminer l'évolution du trait de côte et de la morphologie des petits-fonds, ceci ayant en outre permis de modéliser la propagation de la houle sur des bathymétries de différentes époques.

Cette thèse s'organise autour de huit chapitres. Le premier chapitre présente le site d'étude et les caractéristiques environnementales générales de la façade méridionale de la Mer du Nord. Le chapitre 2 expose les techniques et méthodes employées pour mener à bien ce travail. Les chapitres 3 à 7 regroupent les résultats selon une échelle temporelle allant du moyen terme au ponctuel. Le chapitre 3 est basé sur l'évolution du trait de côte, à l'aide de photographies aériennes, ainsi que sur l'évolution de la bathymétrie au cours du siècle dernier à partir de plusieurs campagnes de relevés bathymétriques et de l'utilisation du modèle de propagation de la houle SWAN sur les différentes bathymétries disponibles. Le chapitre 4 présente l'évolution morphologique de la plage à l'aide d'un suivi topographique et des bilans sédimentaires à l'échelle annuelle ainsi que l'évolution de la morphologie au niveau des petits-fonds. Le chapitre 5 est basé sur l'évolution mensuelle de la morphologie de la plage sous l'impact des conditions météorologiques sur un peu plus d'une année. Le chapitre 6 concerne toute la partie hydrodynamique et les calculs de vitesse de cisaillement. Dans ce chapitre est présenté la circulation hydrodynamique et les transports sédimentaires possibles lors des conditions de temps calmes et lors des épisodes de forte énergie les plus représentatifs des conditions météorologiques du secteur d'étude, ainsi que l'évolution de la morphologie de l'estran au cours d'une campagne de mesures. Le chapitre 7 présente les interactions entre la variabilité morphologique et les forçages météo-marins à l'aide d'une analyse factorielle et de chronogrammes de l'évolution de volume le long des différents profils topographiques réalisés sur l'ensemble de la plage. Le dernier chapitre est une synthèse de la morphodynamique et des spécificités de la plage du Clipon.

CHAPITRE I :

LE SITE D'ETUDE : LA PLAGE DU CLIPON

Introduction

Le littoral de la façade méridionale de la Mer du Nord est étudié depuis de nombreuses années. Cependant, certains secteurs artificiels et industriels le sont nettement moins comme la plage du Clipon insérée entre le port Ouest et le port Est de Dunkerque. Nous allons dans ce chapitre présenter le site d'étude et son évolution au cours du dernier siècle, ainsi que le contexte météorologique et hydrodynamique général de la région d'étude. Nous verrons ensuite les variations morphologiques spatiales de cette plage assez atypique.

I Localisation et historique du site

I.1 Localisation de la plage du Clipon

La plage du Clipon est située entre le port Ouest et le port Est de Dunkerque (Fig.I.1). Elle s'étend sur près de 15 kilomètres. Cette plage résulte d'une avancée artificielle de la ligne de rivage vers la mer lors de l'extension du port au cours des années 70 et 80. Le site est limité à l'ouest par la jetée du Clipon et la digue du Ruytingen, au sud par le canal des Dunes et la digue du Braek et à l'est par la jetée Ouest du port Est. L'avant-côte, comme une grande partie de la façade méridionale de la Mer du Nord, est caractérisée par la présence de bancs sableux, ici le Braek et le Snouw, séparés de la côte par un chenal de navigation entre le port Ouest et le port Est. Le site peut être assimilé à un îlot avancé, créé pour protéger la zone industrialo-portuaire juste en arrière et les bassins et canaux servant à relier les deux ports. La plage du Clipon peut être scindée en deux parties distinctes, une partie ouest limitée en haut de plage par un cordon dunaire plus ou moins artificiel et un estran dont la largeur varie de 700 à 200 m d'ouest en est. La seconde partie à l'est est caractérisée par une plage à estran peu large (environ 200 m) adossée à la digue du Braek.



Figure.1.1 : Localisation du site, des bancs tidiaux proches et des différents aménagements locaux. Source : orthophotoplan de 2000, ENR.

I.2 Historique du site

Le site du Clipon a connu de grands bouleversements depuis le début du XX^{ème} siècle (Fig.I.2). Aujourd'hui il s'agit d'un îlot résultant d'une avancée sur la mer de plusieurs kilomètres dans certains secteurs de la plage. Mais il est préférable de retracer l'évolution et l'histoire de ce site très particulier pour mieux percevoir tous les remaniements effectués. Durant la première guerre mondiale, les dunes ont été remaniées, sûrement à cause des campements militaires et aussi par le pâturage des chevaux. Pendant l'entre-deux guerres, le site fait office de station balnéaire pour la commune de Loon-Plage. Cette station est composée d'un village de petites maisons, d'une école, d'un hôtel et même d'un casino. Le Clipon était alors un lieu de villégiature et de colonies de vacances (Meur-Ferec et Ruz, 2000). Pendant la Seconde Guerre mondiale, de nombreux blockhaus ont été érigés sur la côte. Quelques-uns d'entre eux sont encore présents, bien qu'enfouis sous les dunes arbustives dans le but de les dissimuler.

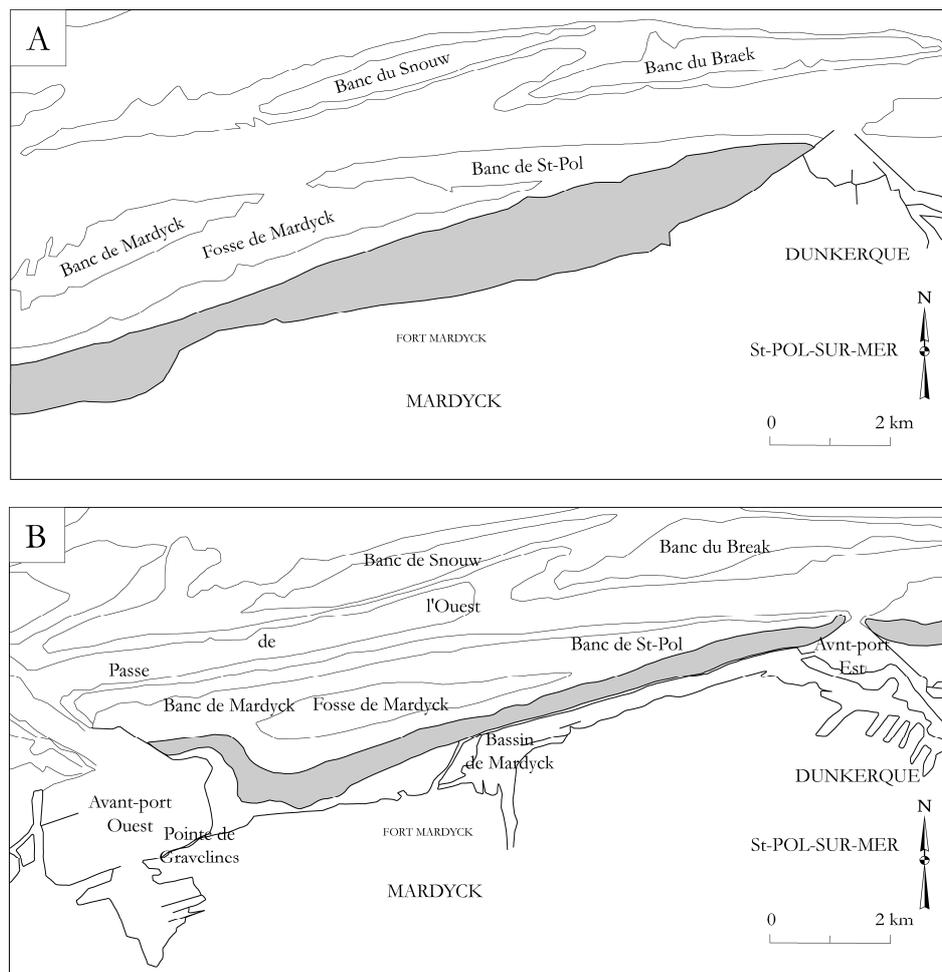


Figure.I.2 : Evolution schématique du littoral de Dunkerque depuis le début du XX^{ème} siècle. A : Extrait de la carte marine 5094 du S.H.O.M. (1902). B : Situation en 1990. D'après Vicaire, 1991.

Durant les années soixante, la construction de la digue du Braek débute et s'effectuera en deux phases d'extension vers l'ouest. Dans les années soixante-dix, une carrière de sable (carrière Sanson) était présente sur le site ; elle se situait au niveau de l'avant-port Ouest actuel et exploitait les sédiments au niveau du port Est. Les excavations existantes sur le site servaient alors de décharges publiques pour la commune de Loon-Plage. Les routes en mauvais état ont aussi été refaites, réalisées en tout-venant et aussi à l'aide de dépôts de crassier de l'usine sidérurgique Sollac. Les travaux de construction du Port Ouest ont commencé à la même époque. On achève la construction de la digue du Ruytingen avec une embase composée de 350 000 m³ de produits de dragage. Les déblais limoneux et les produits de dragage ont été déposés sur la plage au niveau de la zone actuelle de l'écluse des Dunes, ceci dans le but d'effectuer une avancée vers la mer d'environ 500 m. Ce même secteur a aussi accueilli les produits de dragage décantés de l'avant-port Ouest, les sédiments les plus fins étant déposés plus au large (Meur-Ferec et Ruz, 2000).

Entre 1982 et 1984, le canal des Dunes a été creusé (Fig.I.3A) dans le but de relier le port Est au port Ouest, permettant aux remorqueurs et aux péniches de passer d'un port à l'autre sans devoir passer par la mer et bloquer les écluses du port Est. Ce canal est étendu sur 6 km pour une largeur de 50 m environ. Il est délimité à l'ouest par la darse de la Manche et à l'est par l'écluse des Dunes. Les produits de dragage du canal (500 000 m³ de matériaux sablo-limoneux avec de nombreuses coquilles) ont été utilisés pour constituer une bande de sécurité de 150 m de large entre le canal et la mer. En 1984, un bourrelet sableux a été créé pour implanter une dune bordière. Son embase est constituée de matériaux hétérogènes et le sommet a été recouvert par de grandes quantités d'oyats pour stabiliser l'ensemble. Des rangées de fascines distantes de 5 m ont aussi été implantées en haut de plage pour favoriser l'accumulation éolienne (Fig.I.3B).



Figure.I.3 : A : Creusement du canal des Dunes. B : Mise en place de fascines pour faciliter l'accumulation éolienne. Prise de vue P.A.D. (1982).

Dans les années quatre-vingt-dix, 9 éoliennes sont implantées le long de la route bordant le canal des Dunes, mais elles ont dû être démantelées au début des années 2000, car l'une d'entre elles s'est effondrée suite à un gros coup de vent. La construction d'un gazoduc reliant la Norvège à la France a nécessité la mise en place d'une station d'atterrage sur le sommet d'un bourrelet dunaire. Or la position de cette station est en danger car dans ce secteur le trait de côte est en proie à une érosion importante laissant apparaître des falaises dunaires vives qui se rapprochent de la station d'atterrage. Les responsables de la station ont décidé la mise en place d'enrochements pour protéger l'édifice (Fig.I.4). La plage du Clipon telle qu'elle est aujourd'hui n'est que le fruit de nombreux aménagements liés à l'extension du port de Dunkerque vers l'ouest des années 60 à la fin des années 80 (Fig.I.5).

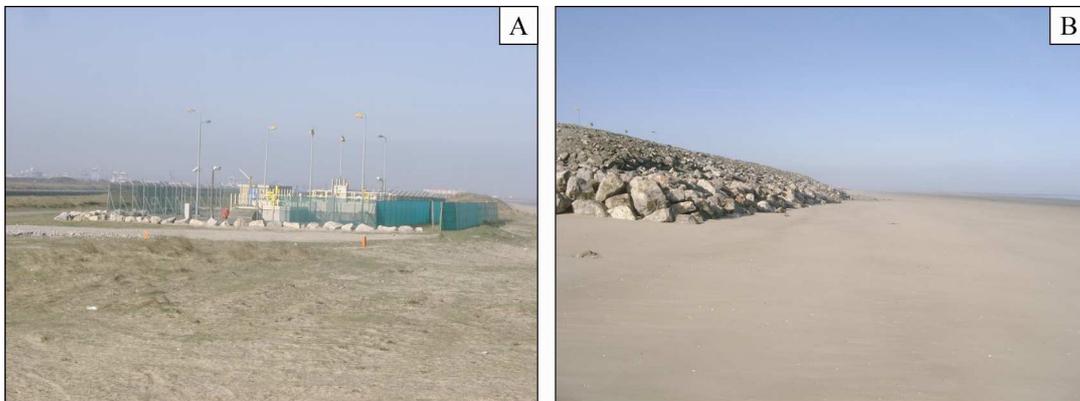


Figure.I.4 : A : Station d'atterrage du gazoduc norvégien. B : Enrochements disposés pour protéger la station d'atterrage de l'érosion du trait de côte. Prise de vue : A.A (2005).

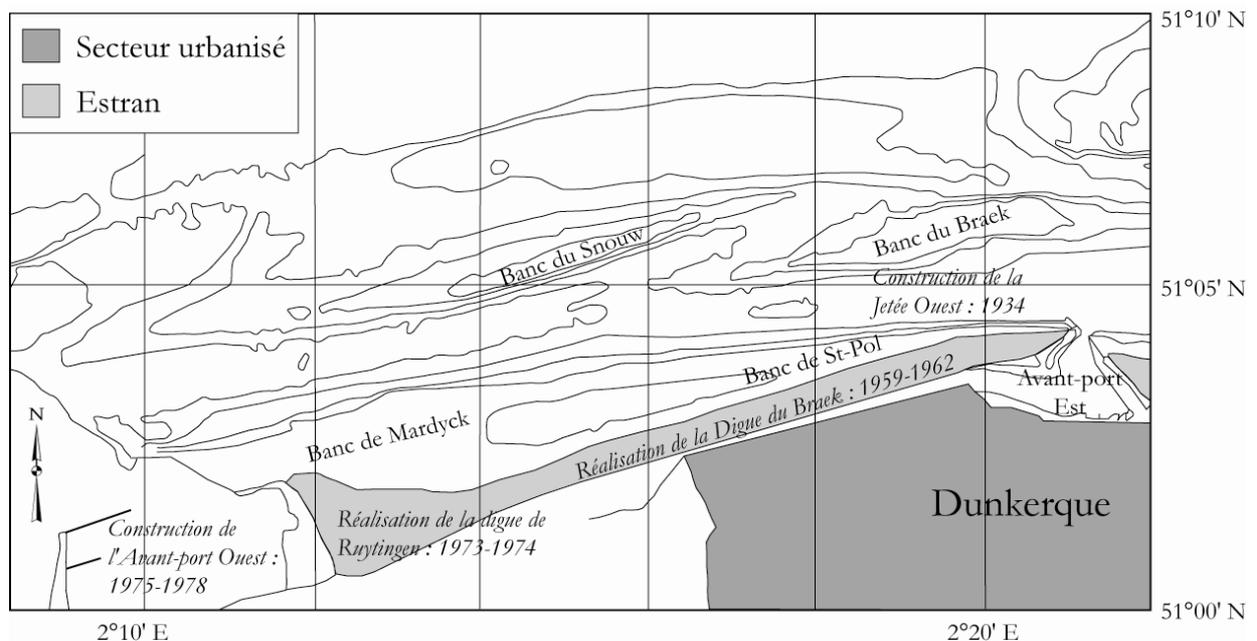


Figure.I.5 : Phases de construction et d'extension du port de Dunkerque. D'après Corbau, 1995.

II Conditions météorologiques générales

II.1 Les masses d'air

La façade méridionale de la Mer du Nord est soumise à un climat tempéré de type océanique. Elle est au centre d'une dynamique météorologique très active caractérisée par une variabilité des types de temps. Le plus actif est un temps perturbé de secteur sud-ouest à ouest ; il est constitué de l'anticyclone des Açores positionné au sud-ouest de la péninsule ibérique et d'une dépression complexe sur le nord-est de l'Atlantique s'étendant de la pointe sud du Groenland aux îles Britanniques. Ce régime dépressionnaire est à l'origine d'un temps gris et pluvieux, mais assez doux par le réchauffement des masses d'air au-dessus de l'Atlantique et de la Manche. Les vents présents sont assez forts et de secteur ouest à sud-ouest. Les vents proviennent généralement ensuite du nord-ouest et du nord, suite au déplacement de la dépression vers la Scandinavie. Ces vents sont très irréguliers et soufflent en rafales pouvant être très violentes. Les régimes de nord-est sont caractérisés par la présence d'un anticyclone situé à l'ouest des îles Britanniques. Lors de l'hiver et du printemps, des coups de vent de nord-est et d'est se produisent assez fréquemment dès que le gradient de pression se renforce sur la face sud-est de l'anticyclone, provoquant des conditions de forte agitation.

II.2 Les vents

Trois composantes importantes de vents affectent le littoral dunkerquois (Fig.I.6) en fonction des types de temps évoqués ci-dessus. Les vents dominants proviennent de trois secteurs principaux. A Dunkerque, les vents dominants sont principalement du grand secteur ouest (du sud-ouest au nord-ouest) issus de la Manche, en relation avec la circulation dominante d'ouest. Ceux sont les vents de ce secteur qui sont les plus fréquents et les plus intenses. La seconde composante est la composante est/nord-est, venant de la Mer du Nord, mais avec une fréquence moindre. Ces deux types de vents sont parallèles au littoral et ont une incidence plus ou moins marquée, selon leur direction et leur intensité, sur le transit sédimentaire et les variations morphologiques de l'estran et du trait de côte (cf. [chp IV et V](#)).

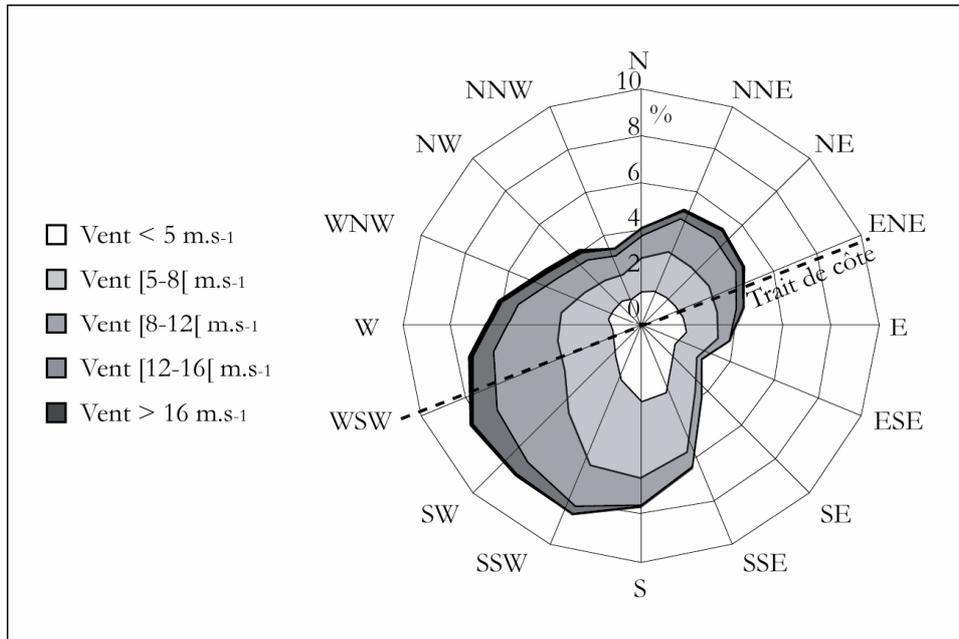


Figure.I.6 : Rose des vents de Dunkerque entre 1956 et 2001. D'après Chaverot 2006.

Sur le littoral dunkerquois, comme sur l'ensemble du littoral de la Côte d'Opale, nous pouvons distinguer deux périodes pour les vents :

- une période estivale de juin à octobre caractérisée par des vents faibles à modérés,
- une période hivernale de novembre à mai avec de forts vents.

Toutefois cette tendance générale doit être nuancée car il existe des périodes calmes en hiver (cf. [chp VI : campagne de novembre 2004](#)) et aussi de gros coups de vents en été comme cela a pu être observé sur nos côtes (Chaverot, 2006 ; Sedrati, 2006). La période estivale est caractérisée par une prédominance des vents faibles (40 à 50 % $< 5 \text{ m.s}^{-1}$), une moindre importance des vents moyens (de 5 à 11 m.s^{-1}) et une quasi absence des vents forts et très forts ($> 12 \text{ m.s}^{-1}$). Pour la période hivernale, les vents moyens et forts représentent environ 20 % et les vents faibles sont toujours majoritaires, mais ne sont pas les plus caractéristiques de cette période. Il est utile aussi de rappeler que la position du détroit du Pas-de-Calais entraîne un renforcement des vents par effet de canalisation (Sipka, 1998).

III Conditions hydrodynamiques générales

III.1 La marée

Le régime hydrodynamique de la partie méridionale de la Mer du Nord est contrôlé par la circulation tidale, notamment par la composante lunaire semi-diurne M_2 (12,4 heures), et par l'action des tempêtes. Le régime de marnage est de type macrotidal, lié à l'amplification de l'onde sur une bathymétrie peu profonde en Manche et dans le sud de la Mer du Nord, accentué par la force de Coriolis qui entraîne une accumulation des eaux sur les côtes françaises. Le long des côtes du littoral de la Côte d'Opale, le marnage diminue du sud au nord, entre Berck et le cap Gris-nez, et d'ouest en est du cap gris-nez à la frontière belge (Tab.I.1). Les courbes de marée, le long du littoral régional, sont dissymétriques (Fig.I.7). La marée a une vitesse plus élevée pendant la phase montante par rapport à la phase descendante. Ceci s'explique par la direction de l'onde tidale qui provient de la Manche et qui se dirige vers le nord-est.

Tableau.I.1 : Evolution du marnage (en m) entre Boulogne et Dunkerque par coefficients de morte-eau (45), moyen (70), et de vive-eau (95).

Coefficient	Boulogne	Wissant	Calais	Dunkerque
45	4,62	4,31	3,97	3,54
70	6,40	5,84	5,22	4,57
95	7,69	7,02	6,37	5,60

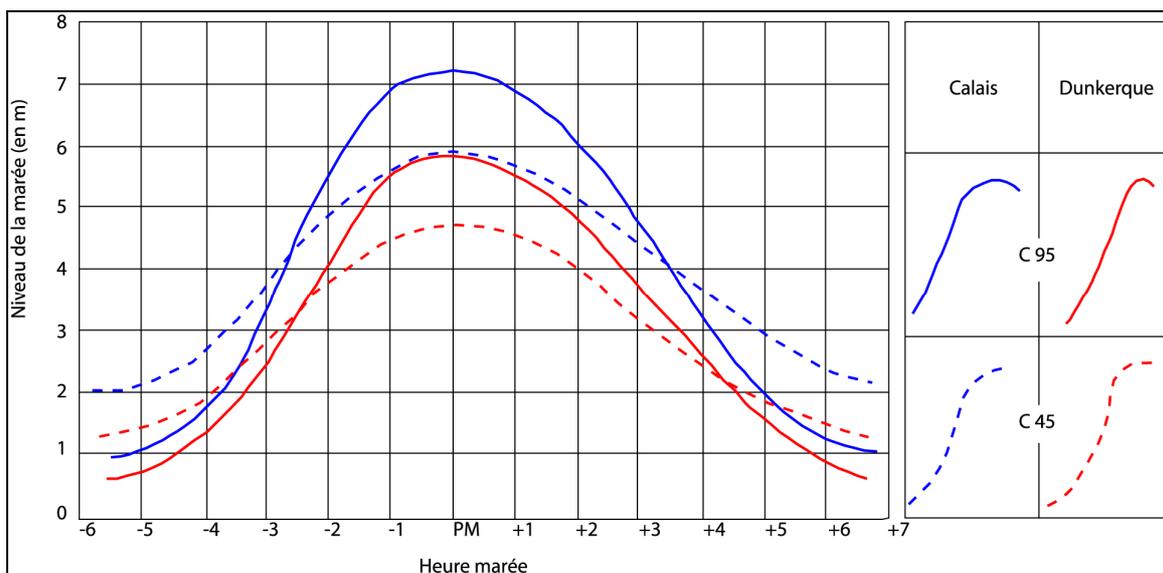


Figure.I.7 : Courbes de marées au niveau de Calais et Dunkerque. D'après Vicaire, 1991.

III.2 Les courants de marée

Les courants de marée le long du littoral dunkerquois ont été définis et caractérisés dans de nombreuses études antérieures (Vicaire, 1991 ; Mancel, 1992 ; Corbau, 1995, Hemdane, 2006). Les vitesses maximales enregistrées sont d'environ $1,5 \text{ m.s}^{-1}$. L'asymétrie observée pour l'onde tidale est aussi présente au niveau des courants de marée. Le courant de flot est plus rapide et intense que le courant de jusant. Le flot est dominant sur l'ensemble de la façade sud de la Mer du Nord (Fig.I.8). Les cartes établies heure par heure par le SHOM (1988) au niveau du site d'étude montrent que le courant de flot est dirigé vers le nord-est et vers le sud-ouest pour le courant de jusant (Fig.I.9).

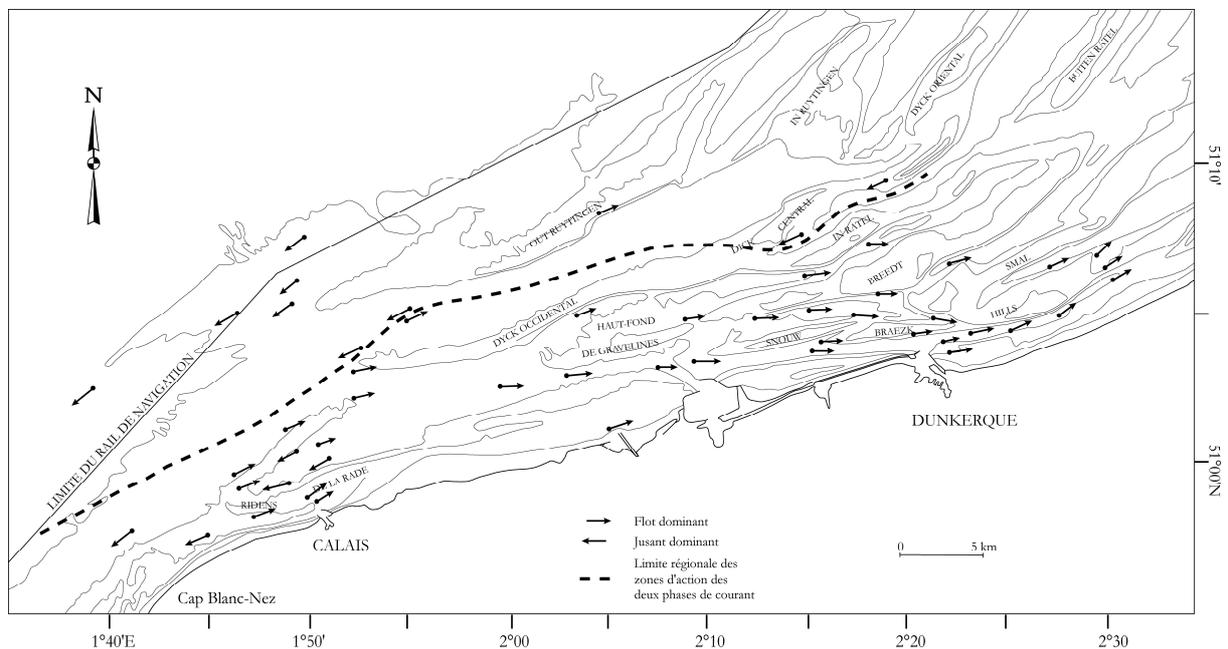


Figure.I.8 : Résultantes de courants de marée et zone d'action dominante du flot et du jusant à l'échelle régionale. D'après Vicaire, 1991.

Sur la façade littorale régionale, le courant de flot se met en place entre la basse mer et le mi-montant pour atteindre sa vitesse maximale entre le mi-montant et la pleine mer, puis son intensité diminue jusqu'à disparaître et laisser place au courant de jusant entre la pleine mer et le mi-descendant. Le courant de flot est présent entre 3h avant et 3h après la pleine mer. D'après Vicaire (1991), le flot entre les deux ports est orienté vers le nord-est avec des vitesses moyennes comprises entre $0,75$ et $1,1 \text{ m.s}^{-1}$ pour des coefficients compris entre 52 et 88, mais ces vitesses sont plus élevées pour des coefficients de marée plus forts. Les valeurs du SHOM nous donnent des vitesses pouvant atteindre $1,9 \text{ m.s}^{-1}$ avec une direction moyenne orientée vers l'est-nord-est.

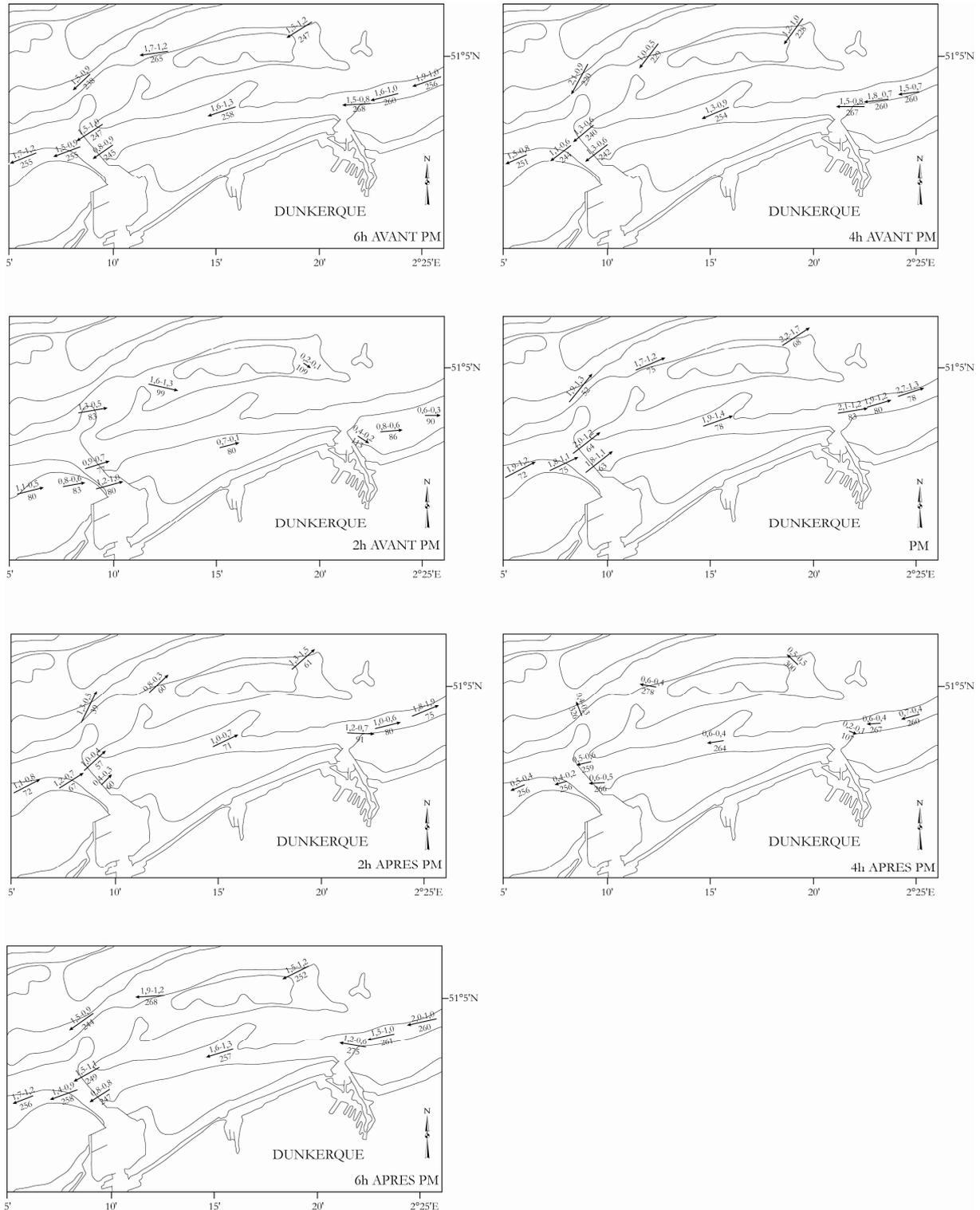


Figure.I.9 : Courants de marée en Mer du Nord au devant de la zone d'étude. Les chiffres sur les flèches correspondent aux vitesses pour des coefficients de 95 et 45, les chiffres en dessous indiquent la direction moyenne des courants. D'après SHOM, 1988.

Le courant de jusant est moins intense que le courant de flot. Ce phénomène s'explique par l'impact du détroit du Pas de Calais. En effet, l'onde tidale, lors de la marée montante, se propage de la Manche vers la Mer du Nord. Lors du passage du détroit, l'espace disponible se rétrécit puis s'ouvre à nouveau, les courants se trouvent donc accélérés par effet

Venturi. Le courant de jusant se met en place 3h après la pleine mer et s'achève 3h avant la pleine mer. Sa vitesse est moins importante que celle du flot. Toujours selon Vicaire (1991), entre les deux ports le jusant est orienté vers le sud-ouest avec des vitesses comprises entre 0,40 et 0,70 m.s⁻¹ pour des coefficients inférieurs à 88 et ces vitesses sont aussi plus élevées lors des coefficients de marée plus forts. Selon le SHOM, les valeurs maximales atteignent 1,6 m.s⁻¹ avec une direction moyenne vers l'ouest-sud-ouest.

III.3 La houle

Les données de houle au niveau de Dunkerque proviennent d'études faites par le L.N.H (Laboratoire National d'Hydraulique) pour la construction de l'avant-port-Ouest de Dunkerque (Bonnefille *et al.*, 1971), et des mesures réalisées par le L.N.H dans le cadre de l'étude de Corbau (1995) (Mancel, 1993). D'après Corbau (1995), au large de la zone d'étude, les houles les plus fréquentes sont de secteur nord-nord-est (26 %), nord (16 %) et ouest-sud-ouest (16 %). Les périodes sont comprises entre 5 et 7 s et l'amplitude moyenne des houles est de 1 à 1,5 m. Mais ces amplitudes peuvent atteindre 2 à 2,5 m (11,6 %) et même 4 à 5,5 m (10 %).

Au niveau de la côte (Fig.I.10), les vagues de déferlement sont principalement de secteur nord (40 %) à nord-ouest (18 %). Ceci indique une réfraction considérable des vagues du secteur ouest-sud-ouest enregistrées au large. La bathymétrie peu profonde de l'avant-côte et la présence de nombreux bancs tidaux sont à l'origine de cette réfraction. La houle montre aussi un comportement en deux saisons bien distinctes coïncidant avec le rythme saisonnier des vents. D'avril à octobre, le régime des vagues est plutôt calme. Les houles les moins hautes (inférieures à 1,25 m) sont dominantes (plus de 70%) avec, durant la période de mai à août, au moins 50% des hauteurs inférieures à 0,5 m. Les vagues de 1,25 à 2,5 m représentent environ 30 % des cas, et environ 10 % des vagues sont supérieures à 2,5 m. D'octobre à mars, le régime saisonnier se caractérise par une plus grande agitation du plan d'eau. Les vagues inférieures à 0,5 m représentent moins de 40 % des observations. Si les vagues comprises entre 0,5 et 1,25 m restent aussi fréquentes, nous notons une sensible augmentation des vagues les plus hautes. Celles comprises entre 1,25 et 2,5 m représentent plus de 30 % des cas et celles supérieures à 2,5 m sont comprises entre 10 et 20 %. Au niveau de Dunkerque, les houles décennales sont en moyenne de 5,7 m d'amplitude et les houles centennales de 7,4 m.

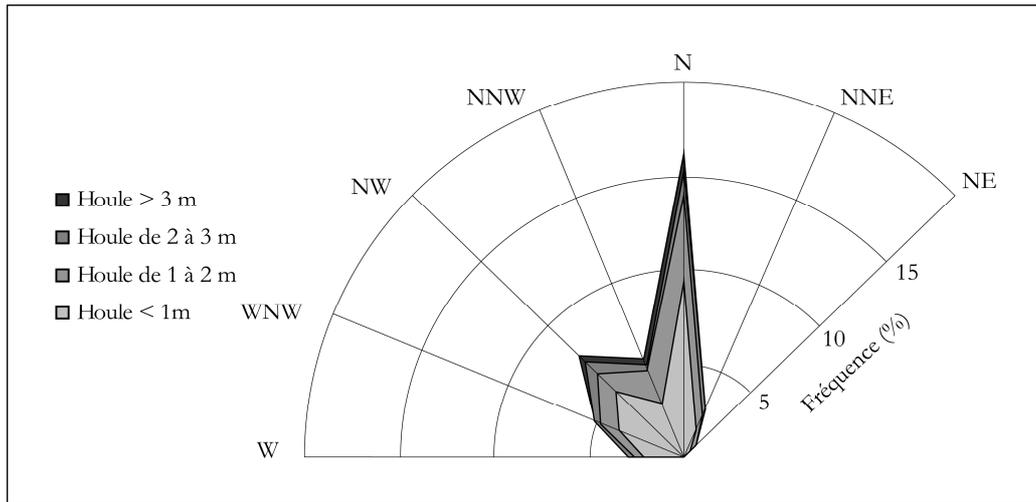


Figure.I.10 : Rose des houles de Dunkerque, d'après Bonnefille *et al.* 1971.

III.4 L'impact sur le transport sédimentaire

La circulation hydrodynamique proche de la côte montre des particularités qui sont importantes dans la compréhension de la composition granulométrique, la morphologie et les tendances évolutives de la Côte d'Opale à long terme, ainsi que sur la morphodynamique des plages (Anthony, 2002) (Fig.I.11). Cette circulation organise, à long terme, les stocks sédimentaires mobilisables au large en un schéma simple comportant des zones de partage et de convergence sédimentaire (Kenyon et Stride, 1970), dont l'existence est confirmée par la modélisation numérique des transports sédimentaires (Grochowski *et al.*, 1993). Il est intéressant de noter l'abondance de sable en domaine côtier des abords de l'estuaire de la Somme jusqu'en Mer du Nord. Il existe globalement un transit résiduel d'eau dirigé de la Manche vers la Mer du Nord essentiellement lié au forçage météorologique par les vents dominants de secteur sud-ouest (Anthony, 2002). Cette zone côtière est dominée par les courants de flot dirigés vers la Mer du Nord et la Belgique. Il semblerait que cette concentration des écoulements côtiers vers la Mer du Nord soit à l'origine d'une concentration nette à long terme de sables dérivés de la Manche le long de Côte d'Opale entre l'estuaire de la Somme et la Belgique (Anthony, 2000, 2002). Un transit sableux actif mais modéré a été identifié dans ce couloir de dérive (Beck *et al.*, 1991) qui inclut les plages à barres intertidales caractéristiques des plages de la Côte d'Opale (Reichmüth, 2003).

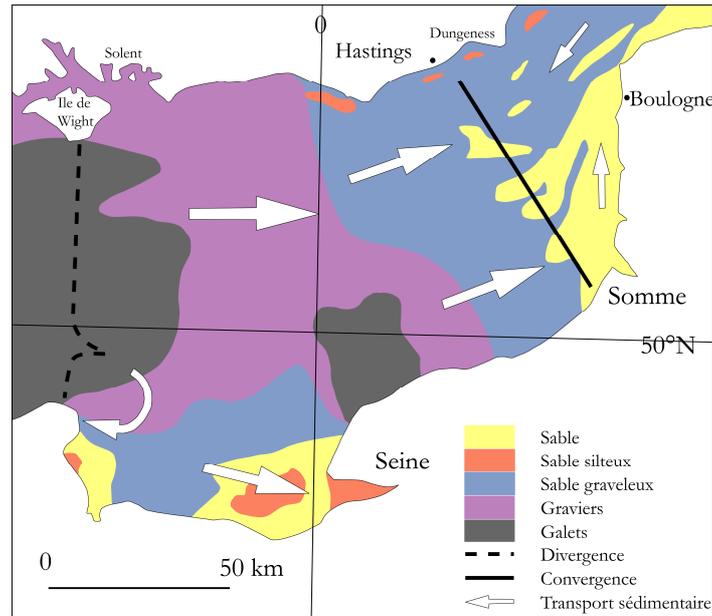


Figure.I.11 : Couverture superficielle et circulation hydrodynamique en Manche et Mer du Nord (adapté de divers travaux cités in [Anthony, 2002](#)).

IV La morphologie de la plage du Clipon

IV.1 La variabilité spatiale de la morphologie du site

Comme nous l'avons évoqué plus haut, la plage du Clipon est très étendue (plus de 15 km), la largeur de l'estran n'est pas homogène sur l'ensemble du site, et le faciès général de la plage change. Les 10 profils de plage suivis ([Fig.I.12](#)) illustrent bien la variation longitudinale dans la morphologie générale de l'estran ([Fig.I.13](#) et [I.14](#)). Nous allons présenter brièvement la morphologie générale de chacun des 10 profils, d'ouest en est ([Tab.I.2](#)).



Figure.I.12 : Photo aérienne (2000) montrant la localisation des 10 profils topographiques suivis au cours de l'étude.

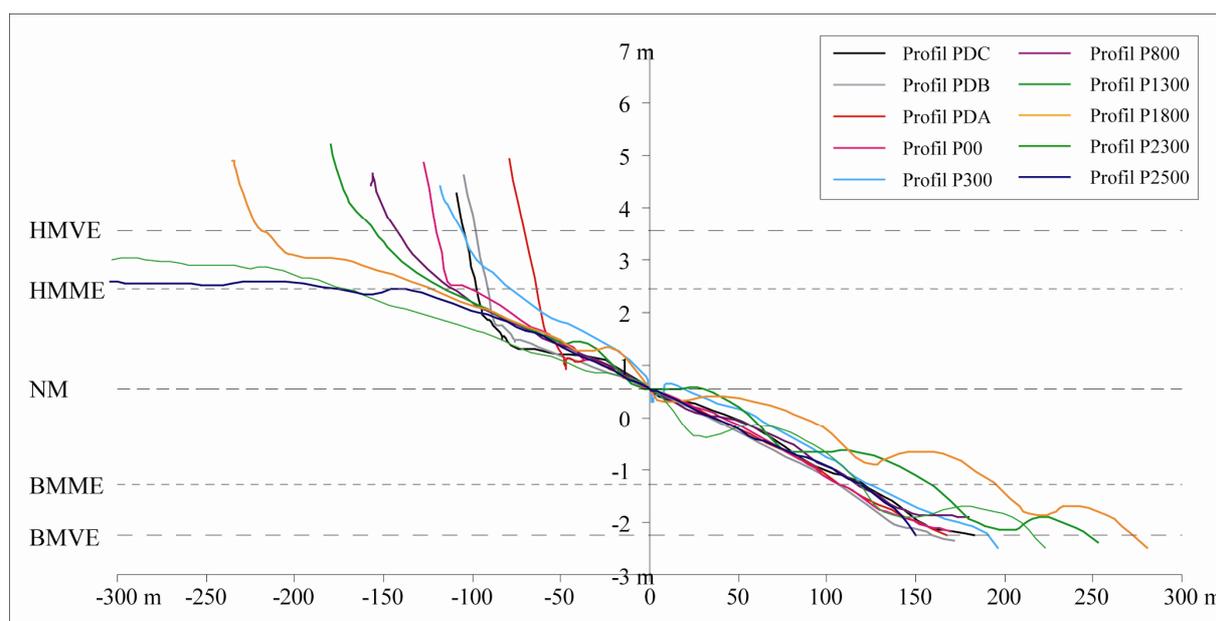


Figure.I.13 : Superposition des 10 profils (levés de février 2005) recalés par rapport au Niveau Moyen (NM en IGN69). Les niveaux de marée, correspondant à des niveaux moyens, sont les suivants : BMVE = Basses Mers de Vive-Eau ; BMME = Basses Mers de Morte-Eau ; NM = Niveau Moyen ; HMME = Hautes Mers de Morte-Eau ; HMVE = Hautes Mers de Vive-Eau.

Tableau.I.2 : Caractéristiques générales des 10 profils topographiques.

Profils	Distance	Haut de plage	Plage
PMP	900 m	Dune abrupte stable	Plateforme de 500 m, puis estran à 2 barres
P2300	700 m	Dune en accréation	Plateforme de 200 m, puis estran à 2 ou 3 barres
P1800	600 m	Dune en accréation	Estran avec 3 à 4 barres marquées
P1300	500 m	Dune en accréation	Estran avec 3 à 4 barres marquées
P800	450 m	Falaise dunaire de 2 m	Estran assez lisse avec 2 à 3 barres peu marquées
P300	400 m	Falaise dunaire de 5 m	Estran assez lisse avec 2 à 3 barres peu marquées
P00	400 m	Jonction digue-dune	Estran assez lisse avec 2 à 3 barres peu marquées
PDA	300 m	Digue	Estran assez lisse adossé à la digue avec 2 barres
PDB	350 m	Digue	Estran adossé à la digue avec 2 barres marquées
PDC	350 m	Digue	Estran adossé à la digue avec 2 barres marquées

L'analyse des pentes moyennes des différents profils (Tab.I.3), calculées sur l'ensemble des relevés d'un même profil, montre aussi une variation longitudinale de la morphologie de l'estran. Les profils PMP et P2300 sont particuliers avec la présence d'une plateforme à faible pente. Si nous regardons simplement la partie estran sans la plateforme, nous pouvons voir, d'ouest en est, que la pente générale augmente, du profil P2300 vers le profil P300 (la pente passe de 1,2 à 2,06 %), puis la pente diminue à nouveau (de 2,06 à 1,46 %). La partie centrale du site (P800, P300 et P00) est la zone la plus pentue et la zone où l'estran devient moins large avec un estran plus lisse et la présence de barres moins marquées.

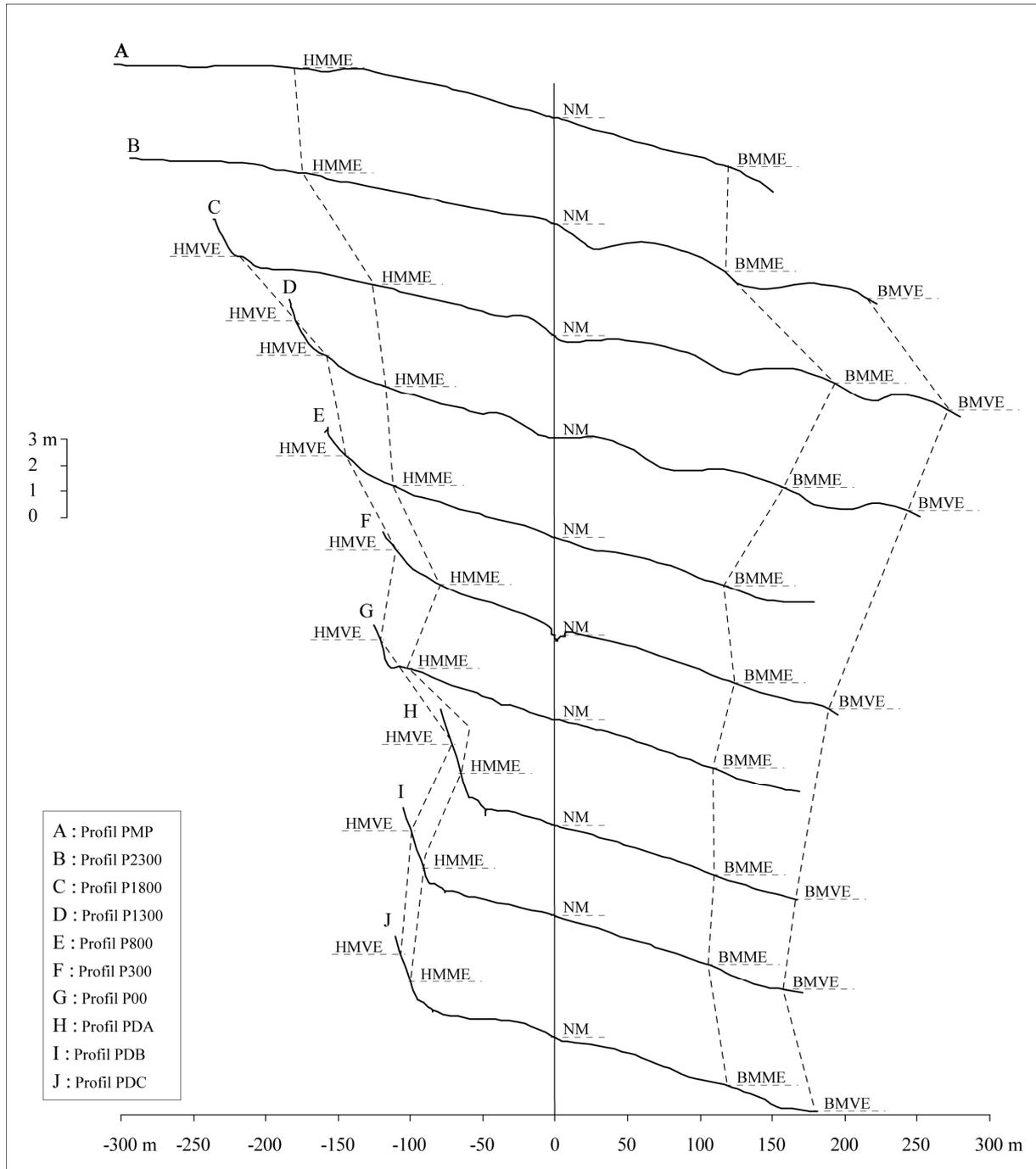


Figure.I.14 : Evolution morphologique longitudinale d'ouest en est des 10 profils suivis (levés de février 2005). Les niveaux de marée, correspondant à des niveaux moyens, sont les suivants : BMVE = Basses Mers de Vive-Eau ; BMME = Basses Mers de Morte-Eau ; NM = Niveau Moyen ; HMME = Hautes Mers de Morte-Eau ; HMVE = Hautes Mers de Vive-Eau.

Tableau.I.3 : Pente moyenne des 10 profils topographiques. Moyenne effectuée sur l'ensemble des profils réalisés au cours de l'étude. Pour les profils PMP et P2300, nous avons calculé la pente du profil en entier, de la plateforme et de la partie ne comprenant pas la plateforme.

PMP			P2300			
Total	Plateforme	Reste	Total	Plateforme	Reste	P1800
0,5 %	0,18 %	1,29 %	1,04 %	0,63 %	1,22 %	1,22 %
P1300	P800	P300	P00	PDA	PDB	PDC
1,54 %	1,84 %	2,06 %	1,83 %	1,65 %	1,60 %	1,46 %

IV.2 Les profils types

Comme nous avons pu le voir ci-dessus, la morphologie du site est très variée (Fig.I.19). Nous avons décidé, après avoir analysé les caractéristiques des différents profils, de déterminer 4 types de morphologies différentes avec un profil représentatif. Nous avons décidé de présenter les profils de février 2005, car le relevé s'est effectué lors de grandes marées permettant d'observer une grande partie de la zone intertidale. D'ouest en est, nous avons les profils avec une plateforme avec les profils PMP et P2300. Nous avons décidé de prendre comme profil type le profil PMP car la plateforme y est plus développée (Fig.I.15). Le profil PMP est caractérisé, en haut de plage, par une dune assez abrupte dont le pied se situe sous les HMVE. Les marées de vive-eau sont susceptibles d'atteindre ce pied de dune et d'éroder le trait de côte. Au niveau de l'estran, si on se dirige vers le bas de plage, nous traversons une vaste plateforme large de près de 500 m avec une pente très faible (0,18 %) puis nous avons une rupture de pente assez marquée, l'estran voit sa pente s'accroître (1,29 %) et nous pouvons noter la présence de 2 barres à certaines périodes de l'année.

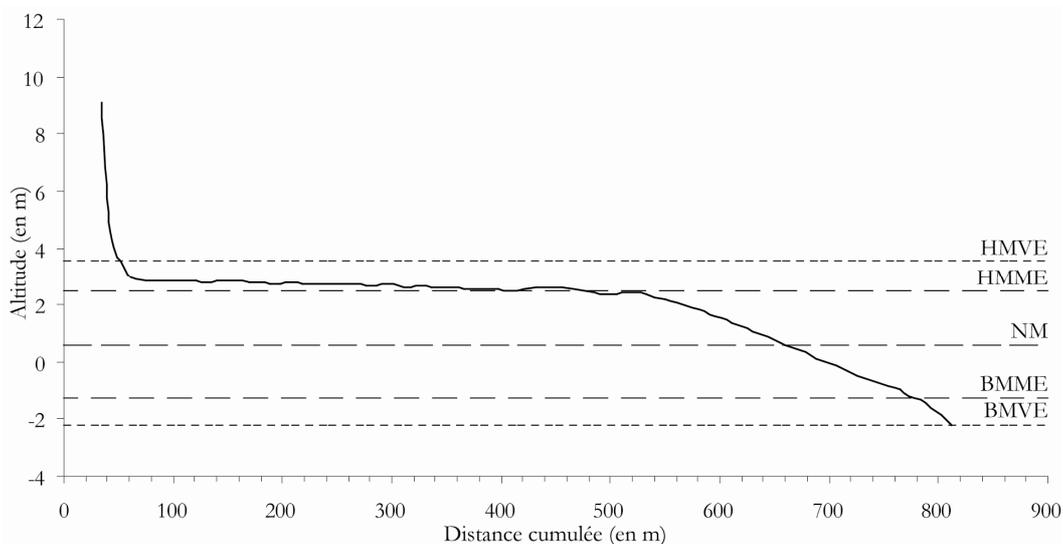


Figure.I.15 : Morphologie du profil PMP en février 2005.

Les profils P1800 et P1300, représentent une autre morphologie, typique des plages à barres et à bâches de la région. Nous avons opté pour le profil P1800 (Fig.I.16). Le profil est caractérisé par un haut de plage sous forme de dunes en accrétion avec la présence de dunes embryonnaires. La plateforme n'est plus présente. L'estran est caractérisé par la présence de 4 barres intertidales assez marquées typiques des plages à barres et à bâches de la région. La pente de la plage reste assez faible (1,22 %). Les barres sont plutôt présentes vers le bas de plage entre le NM et le BMVE. Le haut de plage est lui beaucoup plus lisse.

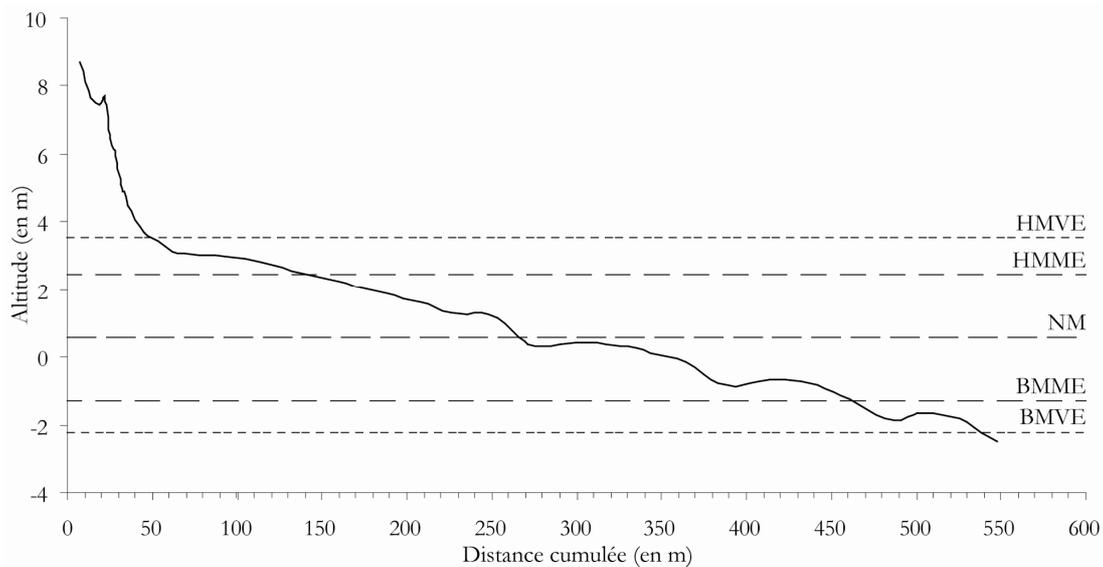


Figure.I.16 : Morphologie du profil P1800 en février 2005.

Les profils P800, P300 et P00 ont une morphologie équivalente, le P800 et le P300 ont des falaises dunaires tandis que le P00 est adossé à la digue. Mais l'estran est assez lisse et plus pentu. Nous avons décidé de choisir le profil P300 comme profil type (Fig.I.17). Le haut de plage est particulier avec la présence d'une falaise dunaire vive haute de plus de 5 m. Cette falaise permet de voir les sédiments hétérogènes utilisés pour créer la plateforme dunaire lors de la création du canal des Dunes. L'estran est beaucoup plus pentu dans ce secteur (2,06 %) est beaucoup plus lisse. En période calme, 2 barres peu marquées sont présentes. La présence de rochers et de matériel grossier sur l'estran est assez fréquente, ils proviennent de l'érosion de la falaise dunaire lors d'épisode de forte agitation.

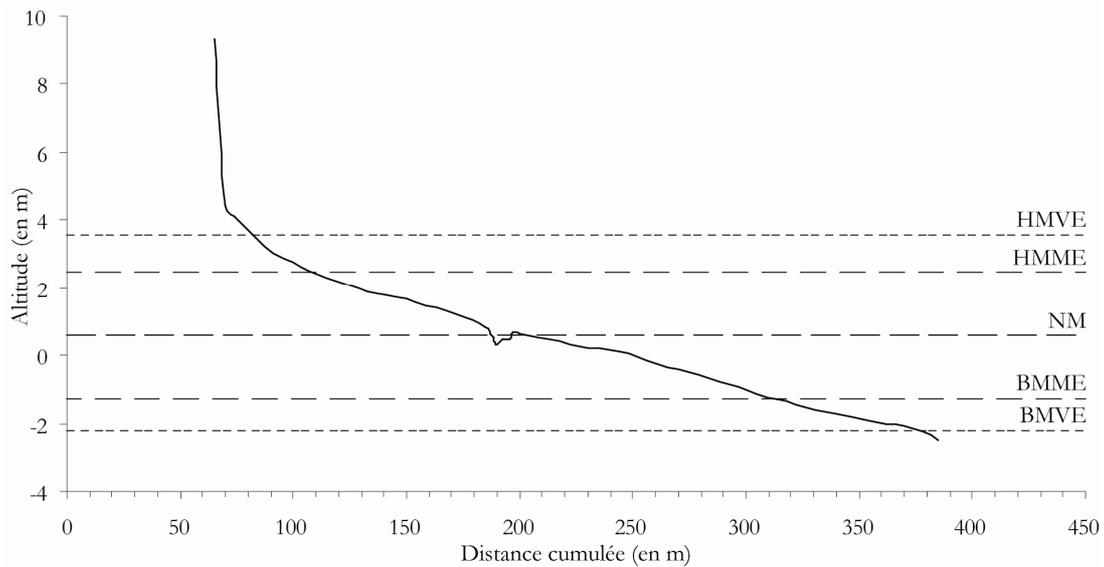


Figure.I.17 : Morphologie du profil P300 en février 2005.

Les profils PDA, PDB et PDC, peuvent être regroupés ensemble, il s'agit de profils adossés à la digue avec la présence de 2 barres intertidales. Nous avons choisi de prendre le profil PDB comme profil type (Fig.I.18). Le haut de plage est caractérisé par la digue du Braek qui est une construction solide évitant tout recul du trait de côte dans ce secteur. L'estran est adossé à la digue, il est recouvert totalement à marée haute, le pied de digue se situant sous les HMME. L'estran est moins pentu (1,60 %) avec la présence de 2 barres plus ou moins marquées lors des périodes calmes.

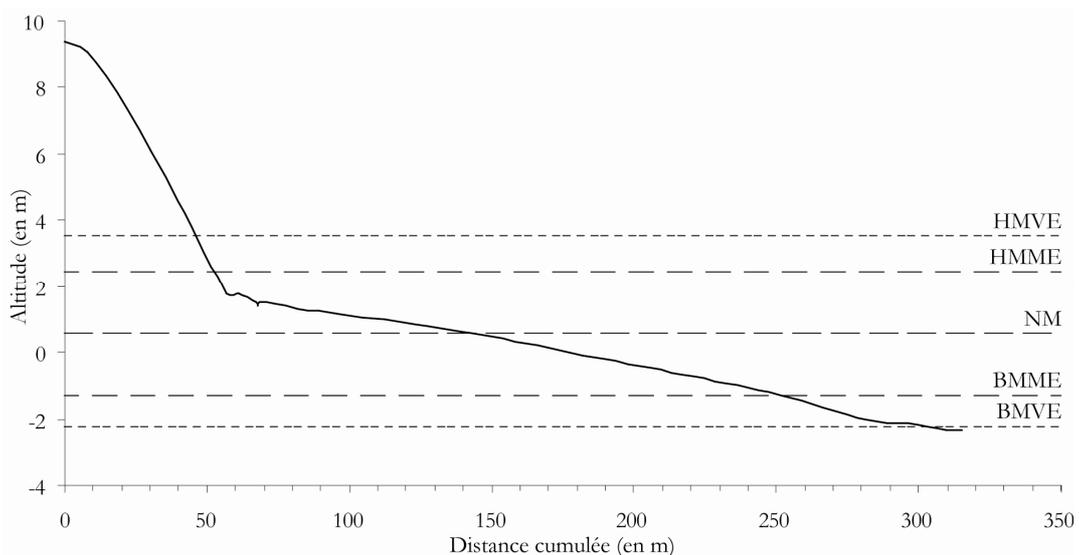


Figure.I.18 : Morphologie du profil PDB en février 2005.

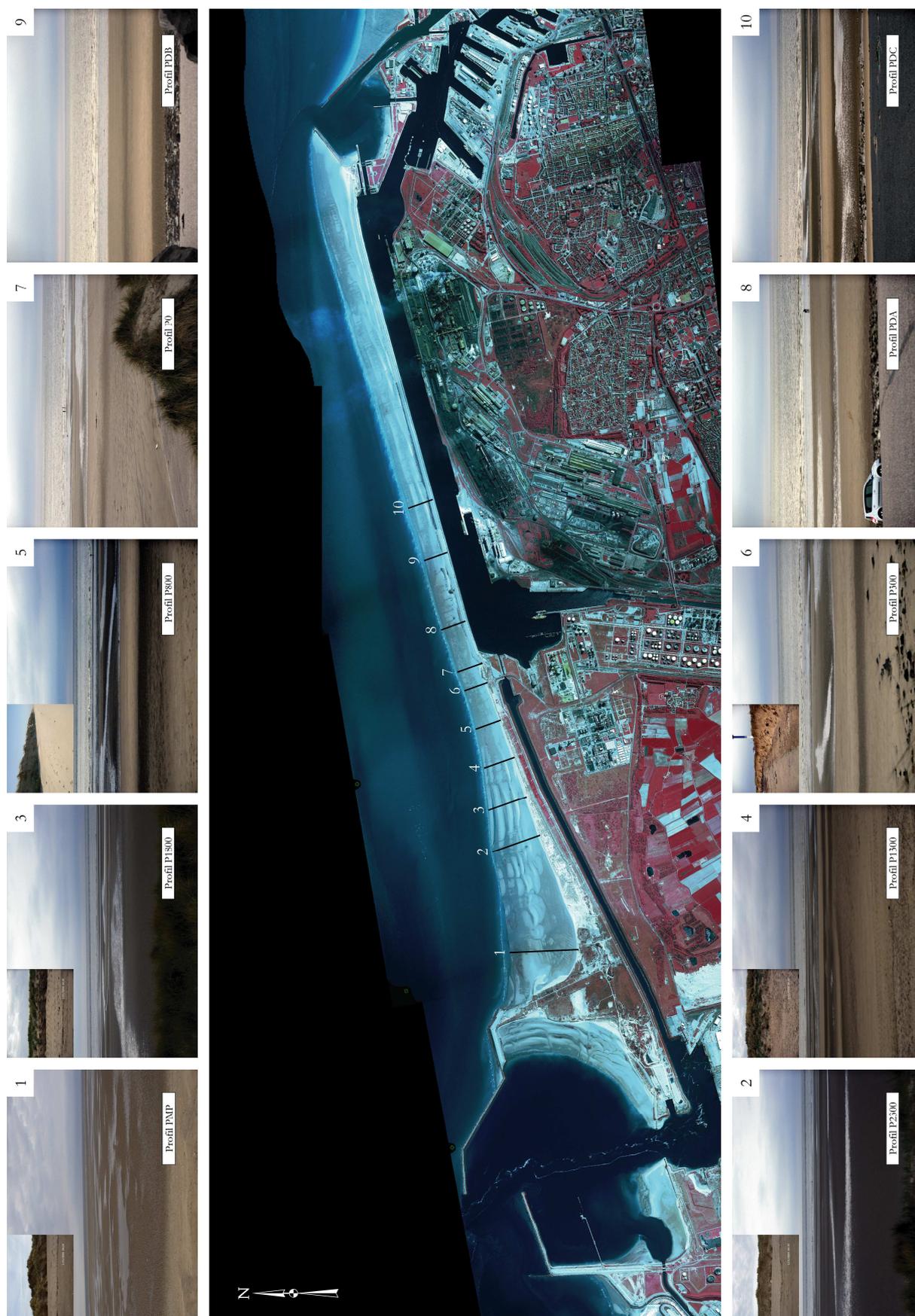


Figure.I.19 : Planche photographique représentant les profils topographiques suivis ; au centre : localisation des 10 profils sur l'orthophotoplan de 2000 ; et en périphérie : photographies pour chacun des profils de l'estran au niveau de la tête de station et du type de trait de côte pour les profils ne se situant pas sur la digue.

Conclusion

Le site du Clipon, comme le reste du littoral de la Côte d'Opale, est caractérisé par un contexte hydrodynamique particulier, avec des marées fortes de type macrotidal, des courants de marées importants dominés par le flot et une houle courte à fetch limité atténuée par la présence de nombreux bancs tidaux proches de la côte. Ce site artificiel, créé entre les années 60 et la fin des années 80, lors des phases d'extension du PAD, est un site unique et particulier le long du littoral de la Côte d'Opale. En effet, le site se trouve cloisonné entre la jetée du Clipon à l'ouest et la jetée Ouest du port-Est, susceptible de modifier le transit longitudinal continu observé sur l'ensemble de la façade littorale. Ce site étendu est particulier aussi dans sa morphologie générale et son évolution. La variation morphologique de l'estran le long de la plage nous donne l'occasion de suivre et d'analyser la variation de ces différentes morphologies face aux agents hydrodynamiques locaux, aux conditions météorologiques et au transit sédimentaire régional.

CHAPITRE II : L'APPROCHE METHODOLOGIQUE

Introduction

La démarche méthodologique, adoptée pour mener à bien notre étude, s'est effectuée selon différentes échelles temporelles. Il a été nécessaire, pour comprendre la dynamique globale du site, d'étudier son évolution à diverses échelles : (1) Une vision à moyen terme, sur la période 1949 à 2000, permettant de percevoir l'impact des différents aménagements entrepris par le Port Autonome de Dunkerque (P.A.D) lors de son extension vers l'ouest. Cette analyse a été effectuée à l'aide de l'analyse diachronique de photographies aériennes et de levés bathymétriques. (2) Une étude plus fine basée sur un suivi de 10 profils topographiques transversaux au cours de la période 2001-2006, ainsi qu'une série de 4 campagnes de terrains couplant des mesures hydrodynamiques, topographiques et sédimentologiques sur des périodes d'environ 15 jours, afin d'observer et de comprendre la morphodynamique du site en fonction des caractéristiques météorologiques et hydrodynamiques locales. (3) Et enfin une partie modélisation, où nous avons utilisé le modèle de propagation de houle SWAN permettant de percevoir l'impact des houles à la côte, ainsi qu'une analyse statistique basée sur les caractéristiques morphologiques de l'estran en fonction des conditions hydrodynamiques et météorologiques présentes sur le site. Le but de ce chapitre est de présenter les différentes techniques choisies et les méthodes utilisées au cours de cette étude ainsi que leurs limites et les obstacles rencontrés.

I L'analyse à moyen terme

I.1 L'évolution du trait de côte

I.1.1 Les photographies aériennes verticales

Nous avons décidé d'étudier l'évolution du trait de côte de la plage du Clipon, afin de comprendre comment le site a évolué depuis la fin de la Seconde Guerre mondiale et les

nombreux aménagements entrepris pas le PAD. Pour ce faire, nous avons utilisé l'analyse diachronique de photographies aériennes du secteur. Nous avons pu obtenir différentes campagnes de photographies aériennes verticales de l'Institut Géographique National (IGN) (1949, 1963, 1971, 1977, 1982, 1988, 1994) (Tab.II.1), ainsi qu'une campagne ortho-rectifiée de 2000, fournie par l'Espace Naturel Régional du Nord-Pas-de-Calais (ENR), pour mener à bien cette analyse.

Tableau.II.1 : Echelles des différentes campagnes de photographies aériennes utilisées pour l'analyse de l'évolution du trait de côte.

1949	1963	1971	1977	1982	1988	1994	2000
1/25000e	1/25000e	1/25000e	1/20000e	1/20000e	1/30000e	1/30000e	1/25000e

1.1.2 La rectification des photographies aériennes

La photographie aérienne est un très bon outil pour étudier la ligne de rivage sur une période de plusieurs décennies. Cependant, des déformations liées à la prise de vue existent, comme l'inclinaison de l'axe optique (limitée à 3° par l'IGN, soit une erreur de 60 m sur le bord d'une photographie au 1/20000e) et les erreurs de parallaxe inhérentes à la représentation d'un objet réel. Pendant le vol, il y a d'autres sources d'erreurs qui viennent s'additionner comme l'altitude, la température et la tension exercée sur l'appareil de prise de vue. L'accumulation de toutes ces erreurs possibles peut engendrer une erreur totale de plusieurs dizaines de mètres entre la réalité et la photographie, il est donc nécessaire de corriger les clichés pour réduire au maximum les déformations de l'image (Thieler et Danforth, 1994).

Nous avons utilisé le logiciel de traitement d'images *ER Mapper*® qui permet la rectification de photographies aériennes verticales. La technique consiste à rectifier la photographie afin de limiter les déformations présentes. Nous avons utilisé la rectification polynomiale avec, comme image de référence, l'orthophotoplan infrarouge couleur de 2000 fourni par l'ENR. La rectification s'effectue en repérant les coordonnées d'un maximum de points communs ou amers, entre la photographie à rectifier et l'image de référence (plus de 10 amers sont nécessaires pour la rectification polynomiale). Les amers doivent être répartis sur la totalité de la photographie pour obtenir un résultat cohérent, ce qui a été difficile en général. En effet, nous sommes dans une zone littorale où les amers se trouvent exclusivement dans les terres ou sur la bordure côtière mais pas en mer ou sur l'estran. De plus, l'extension du port de Dunkerque, vers l'ouest et le large, a causé de grands bouleversements dans le

paysage rendant très difficile le repérage d'amers. Nous avons utilisé comme image de référence, l'orthophotoplan infrarouge couleur de 2000 qui a une précision de ± 3 m, pour les campagnes de 1982 à 1994. Pour les campagnes plus anciennes, l'évolution du paysage étant trop importante nous avons utilisé comme image de référence la campagne subséquente pour chaque photographie aérienne (la campagne de 1977 a été rectifiée à l'aide de la campagne 1982 rectifiée et géo-référencée). Pour chaque photographie, l'erreur quadratique moyenne au niveau des amers est inférieure à 1,5 m.

D'après Aernouts (2005) qui a réalisée une étude similaire, la marge d'erreur associée à la délimitation du trait de côte sur les photographies aériennes verticales a été estimée à $\pm 9,5$ m compte tenu des différentes sources d'erreurs possibles. Cette marge d'erreur correspond à la précision de l'orthophotoplan infrarouge (± 3 m), au repérage des amers sur la photographie aérienne à rectifier (± 2 m), au repérage du trait de côte (± 3 m) et à l'erreur résiduelle calculée par le logiciel pour l'ensemble des amers ($\pm 1,5$ m). L'erreur maximale possible s'élève donc à ± 19 m pour la comparaison du trait de côte à deux dates différentes. Cette marge d'erreur implique que le trait de côte évolue de manière significative entre deux campagnes de photographies aériennes, ce qui est le cas ici, puisque notre site a connu de grands bouleversements suite aux travaux réalisés au cours de la période d'étude.

Une fois les photographies aériennes verticales rectifiées, les déformations sont fortement atténuées et l'image est géo-référencée. L'association des photographies d'une même campagne permet d'obtenir une image complète du site pour cette date (Fig.II.1). Ensuite, nous avons uniformisé les différentes images géo-référencées pour chaque année, afin d'obtenir une échelle commune pour chacune d'elle, et ainsi pouvoir décalquer le trait de côte, le comparer et quantifier son évolution.

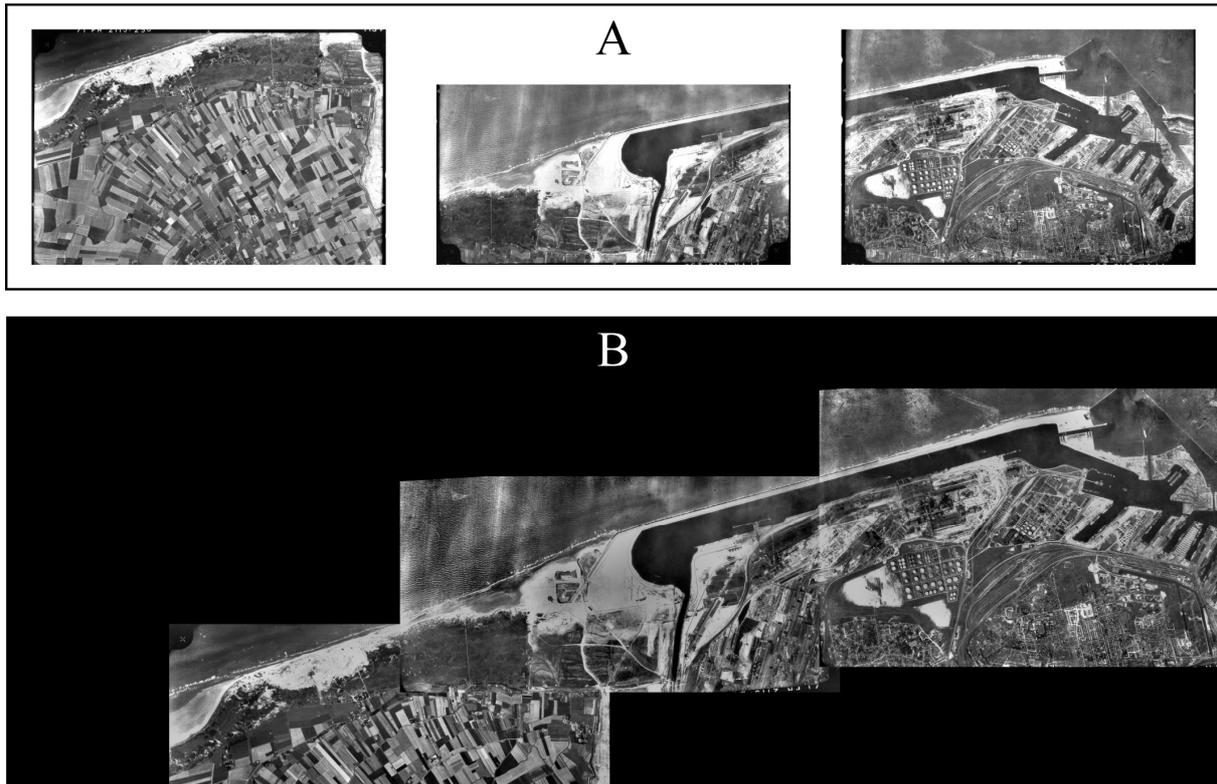


Figure.II.1 : Photographies aériennes de la plage du Clipon en 1971 avant (A) et après rectification (B). Source : IGN. Image au 1/25000°.

1.1.3 La délimitation et la représentation du trait de côte

La représentation du trait de côte est différente selon les secteurs du site. Pour la zone de la digue du Braek, sur la partie est du site, nous avons opté pour la ligne de contact entre la digue et le sable, et pour le reste du site la limite choisie est représentée par le pied de dune. Ce dernier est symbolisé par la limite de la végétation. L'analyse de l'évolution du trait de côte s'est effectuée à l'aide de transects transversaux servant à mesurer l'avancée ou le recul du linéaire côtier (Fig.II.2). Ces transects (nommés $T1, T2, \dots$ d'est en ouest) sont au nombre de 135, espacés de 100 m selon une orientation de 345°N . Nous avons calculé les rythmes d'évolution du trait de côte sur toute la période d'étude (1949-2000) et aussi entre chaque campagne de photographies aériennes. Ainsi nous pouvons comparer et évaluer l'évolution du trait de côte au fil des années et des aménagements effectués par le PAD.

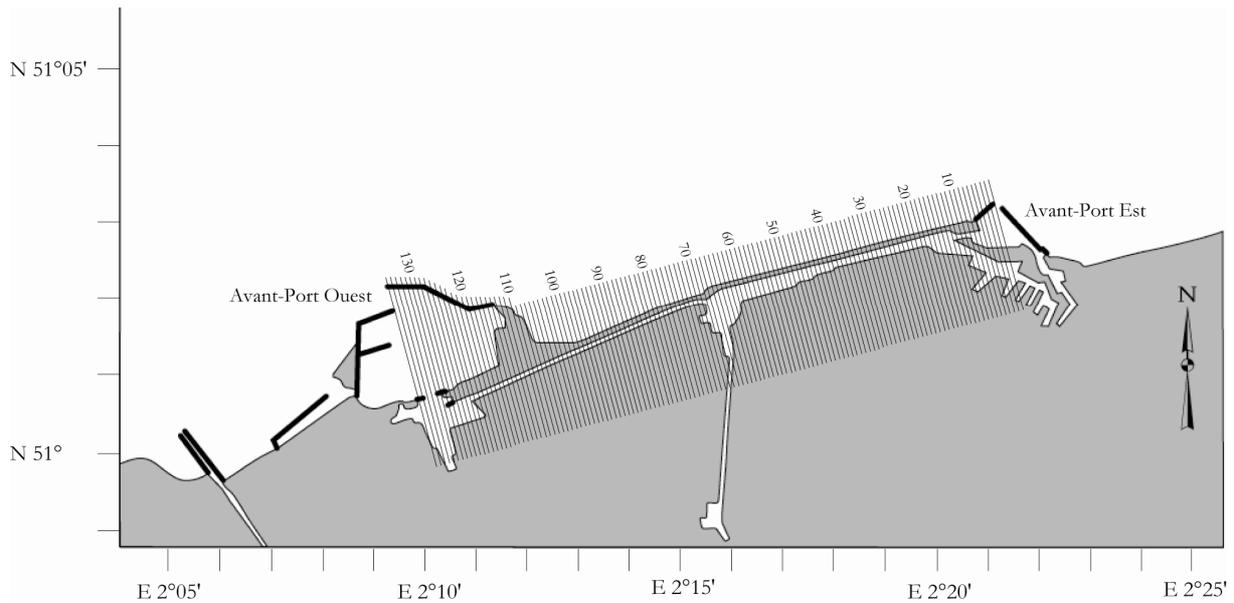


Figure.II.2 : Localisation de la zone du suivi des 135 transects transversaux pour l'étude de l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000.

I.2 L'évolution des petits-fonds

I.2.1 Les levés bathymétriques

Pour approfondir cette étude à long terme, nous avons décidé de coupler l'évolution du trait de côte par photographies aériennes à l'évolution de la bathymétrie des petits-fonds. Nous avons préféré l'utilisation des minutes par rapport aux cartes bathymétriques pour leur plus grande précision (Aernouts et Héquette, 2003, 2004). Les cartes bathymétriques étant des mosaïques de plusieurs campagnes de mesures effectuées à différentes dates, elles ne représentent donc pas l'état des fonds au moment d'édition de la carte. Pour notre étude, nous disposons de trois campagnes de mesures, fournies par le Port Autonome de Dunkerque et le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, sur l'ensemble de la zone d'étude (1911, 1962 et 2000) ainsi qu'une campagne de 1988, fournie par le Service Maritime Nord, réalisée dans le cadre une étude d'implantation d'activité mytilicole au devant de la digue du Braek (Fig.II.3).

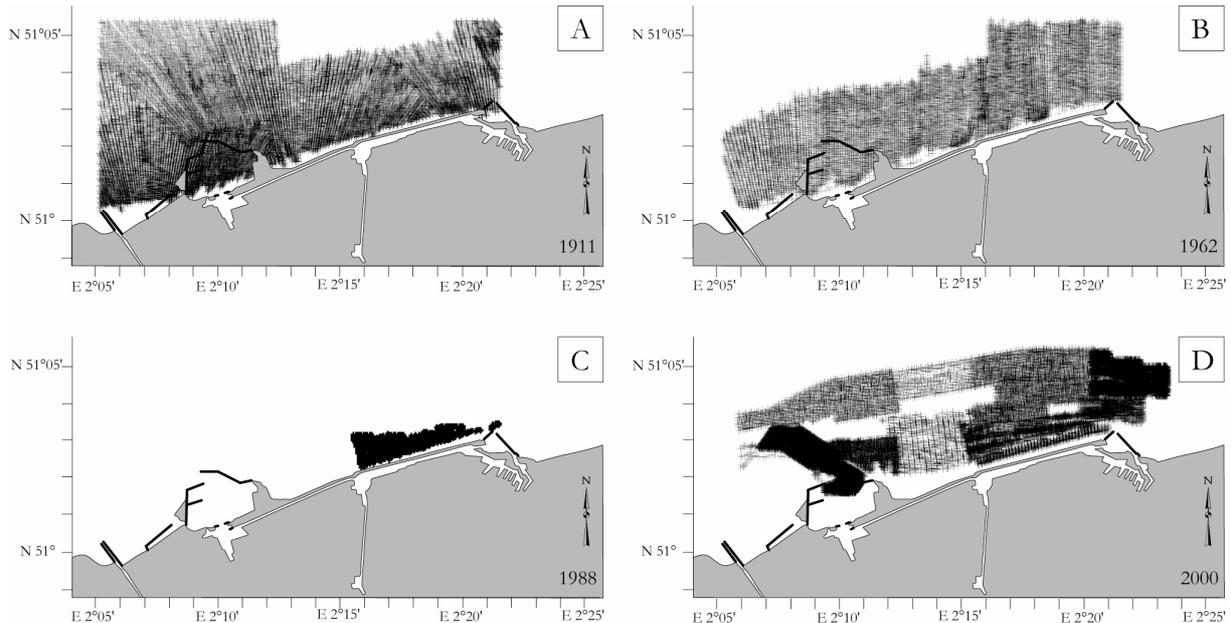


Figure.II.3 : Représentation des minutes bathymétriques disponibles pour chaque campagne utilisée dans cette étude. A : minutes de 1911 ; B : minutes de 1962 ; C : minutes de 1988 ; D : minutes de 2000.

Les minutes bathymétriques des années 1911 et 1962 fournies sous format papier ont été numérisées par David Aernouts, nous avons numérisé celles de 1988, et les données de 2000 nous ont été fournies sous format numérique par le Port Autonome de Dunkerque.

1.2.2 La représentation des levés sous forme de cartes bathymétriques

Une fois toutes les minutes transformées en données numériques, nous avons utilisé le logiciel Surfer 8.0® afin d'interpoler ces données sous forme de cartes bathymétriques pour chaque date. Nous avons employé pour toutes les cartes, une interpolation par triangulation, avec un espacement de 20 m, ce qui permet d'obtenir des cartes de grande précision (Fig.II.4). Pour les cartes différentielles, représentant l'évolution des petits-fonds entre 2 campagnes, nous avons choisi une zone commune aux trois campagnes complètes (1911, 1962 et 2000). La même opération a été réalisée pour la zone commune entre les campagnes de 1911, 1962, 2000 et la campagne de 1988. La campagne de 1988, bien que ne portant que sur une petite partie de la zone d'étude, est importante pour comprendre l'évolution des petits-fonds entre 1962 et 2000, car les grands travaux d'extension du port se sont achevés à la fin des années 1980.

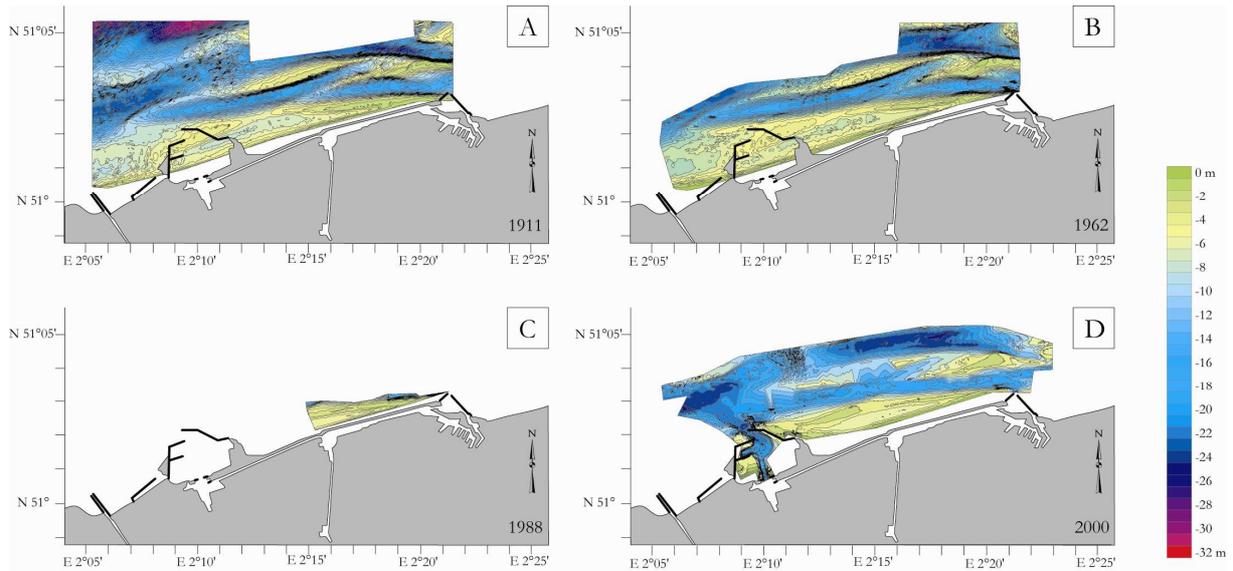


Figure.II.4 : Cartes bathymétriques interpolées à l'aide des minutes bathymétriques et du logiciel Surfer 8.0®. A : bathymétrie de 1911 ; B : bathymétrie de 1962 ; C : bathymétrie de 1988 ; D : bathymétrie de 2000.

En plus de ces cartes bathymétriques et des cartes différentielles, nous avons réalisé une série de 15 profils bathymétriques équidistants de 1 km selon un angle de 345°N (Fig.II.5). Ces profils, longs de 2 à 4 km, atteignent en général une profondeur de 15 à 20 m, et jusqu'à 30 m dans certains secteurs. Ils permettent de mieux percevoir l'évolution des petits-fonds et les éventuels mouvements de bancs et chenaux qui sont parfois difficiles à évaluer sur une simple carte différentielle. Les variations du stock sédimentaire ont été également calculées pour les cartes différentielles et l'ensemble des profils. La marge d'erreur maximale utilisée a été estimée sur le plan horizontal et sur le plan vertical. L'erreur de positionnement du navire peut être évaluée à ± 10 m, même au début XX^{ème} siècle (Sabatier et Raivard, 2002), erreur à laquelle il faut rajouter une imprécision de ± 4 m liée à la digitalisation des minutes bathymétriques. L'erreur verticale totale calculée par Aernouts (2005), pour des fonds similaires, est de $\pm 0,84$ m en intégrant des levés bathymétriques diachroniques. L'erreur verticale directe de mesure peut être estimée en 1911 à la somme des erreurs de mesure de la sonde ($\pm 0,2$ m), de la variation du plan d'eau liée à la houle ($\pm 0,2$ m) et du marégraphe ($\pm 0,24$ m) (Sabatier et Raivard, 2002). Pour les relevés post 1977, l'erreur verticale directe est nettement plus faible et peut être estimée à $\pm 0,7$ m. Cette valeur ajoutée à la valeur de $\pm 0,84$ m obtenue pour l'erreur associée à l'imprécision horizontale donne une marge d'erreur de $\pm 1,54$ m. Nous avons donc retenu une marge de $\pm 1,5$ m pour l'ensemble des données pour comparer les différentes années de relevés disponibles bien que les données post 1977 soient plus précises (Aernouts, 2005).

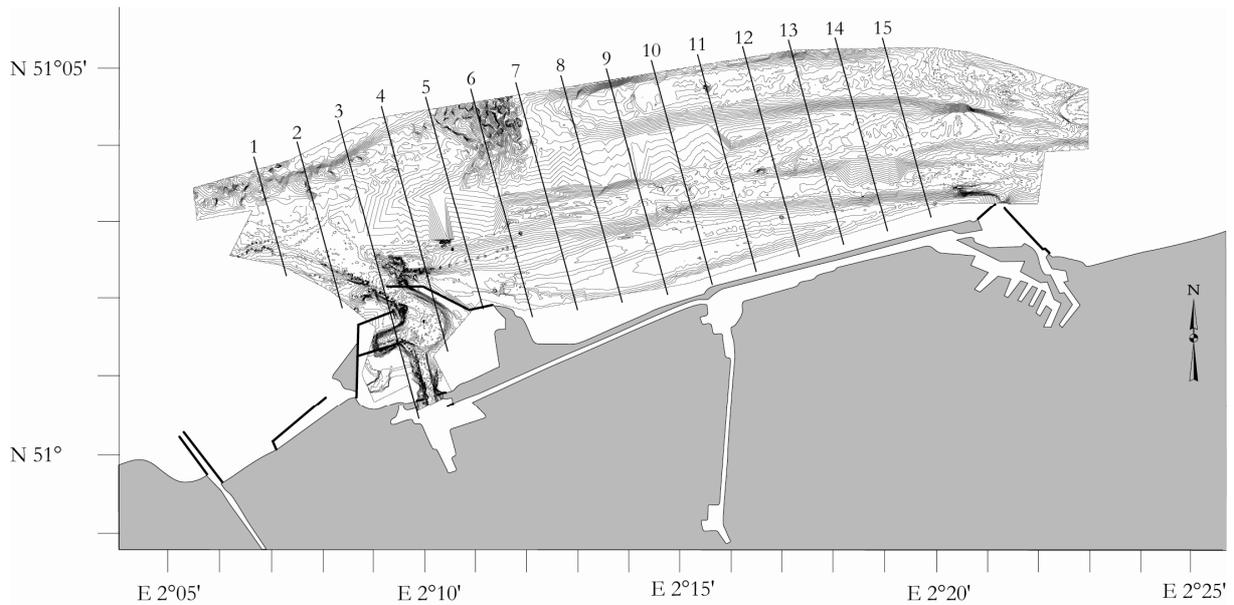


Figure.II.5 : Localisation des 15 profils bathymétriques suivis pour chaque carte bathymétrique et chaque carte différentielle.

II L'analyse à court terme

II.1 Les techniques et instruments utilisés

II.1.1 La topographie

II.1.1.1 Le tachéomètre

Toutes les mesures topographiques ont été effectuées à l'aide d'une station électronique de type *Leica* entre octobre 2001 et juillet 2006. Entre 2001 et 2002, elles ont été réalisées à l'aide d'un *TC600* et *TC407* pour le reste des relevés. Le degré de précision du fabricant est de l'ordre de ± 2 mm et $0,2^\circ$. La marge d'erreur pour les mesures topographiques a été fixée à ± 3 cm, intégrant la précision de l'appareil, et les incertitudes de mesures liées à l'opérateur. Les levés ont été rattachés au zéro IGN 69 pour l'altitude, et au système géodésique français.

II.1.1.2 Les profils topographiques

A l'aide de deux points géo-référencés, fournis par le PAD au début de notre étude, nous avons pu mettre en place une dizaine de profils topographiques transversaux le long de la plage pour couvrir au mieux l'ensemble du site en fonction de ces caractéristiques. Tous les profils possèdent une tête de station au niveau du trait de côte et une autre sur la route bordant le site (Fig.II.6). Ces têtes de station permettent de réimplanter une station rapidement en cas de perte de la station de mesures (recul du trait de côte, ensablement ou vandalisme) ou pour servir de point d'orientation par mauvais temps. Ces points de repère sont situés dans le même axe que le profil.

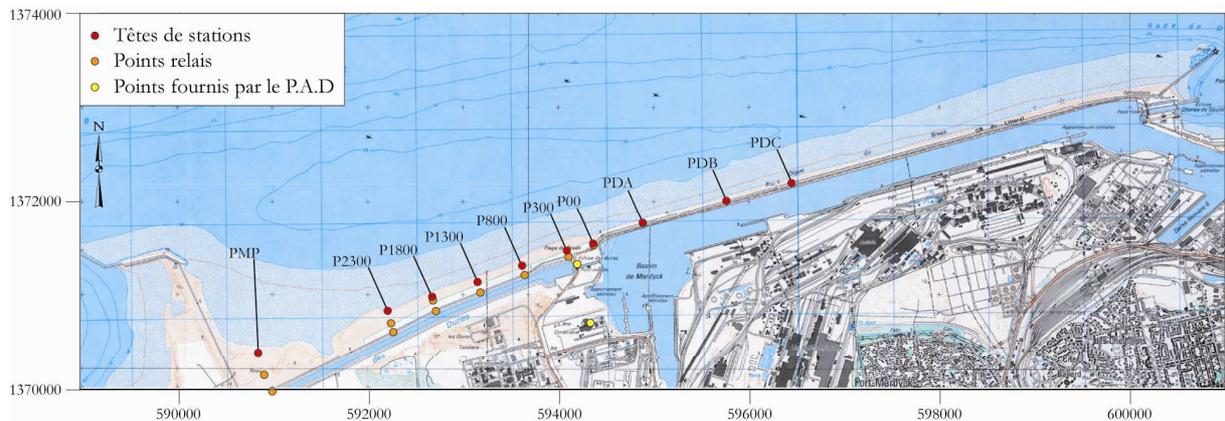


Figure.II.6 : Localisation des têtes de stations, des points relais et des points fournis par le P.A.D au début de l'étude. Source : Carte IGN 1/25000e de Dunkerque.

L'orientation des profils transversaux permet un suivi régulier du même profil pour une comparaison temporelle. Cette orientation a été définie lors de la mise en place des têtes de station afin que les profils soient plus ou moins perpendiculaires au trait de côte, lors de leur implantation. L'ensemble des profils est orienté à 383,6 grades ($\approx 345^\circ\text{N}$) sauf le profil PMP qui est orienté à 397,7 grades ($\approx 358^\circ\text{N}$). Pour le relevé des profils transversaux, le tachéomètre est mis en place sur la tête de station la plus proche du trait de côte et l'opérateur à la canne de prisme se positionne en bas de plage et remonte l'estran, le long de l'axe défini, en effectuant des mesures tous les six à sept pas et aussi pour chaque changement de pente (Fig.II.7).



Figure.II.7 : Station électronique Leica TC407 en station (A) et opérateur à la canne de prisme sur l'estran (B).
Prise de vue : A.A.

II.1.1.3 Les Modèles Numériques de Terrain

Nous avons aussi effectué des relevés de type M.N.T (Modèle Numérique de Terrain) nous permettant d'obtenir une représentation de l'estran en 3 dimensions. Ces relevés ont été réalisés en début et en fin de chaque campagne de mesures in situ afin d'avoir une vision plus précise de l'évolution morphologique de la zone étudiée au cours du déploiement. Nous avons utilisé la technique du semi de points consistant à effectuer un maximum de mesures, en moyenne un point tous les 5 à 10 m, sur une surface délimitée auparavant (200 à 300 m de large allant du pied de dune ou pied de digue au bas de plage) (Fig.II.8).

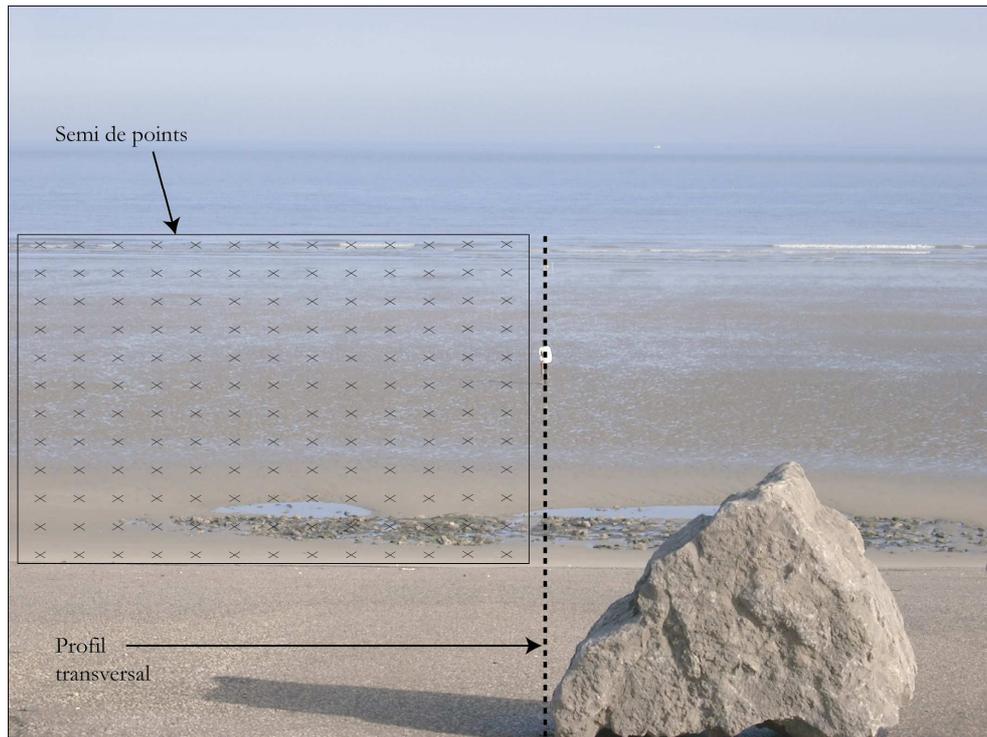


Figure.II.8 : Relevés de points pour un Modèle Numérique de Terrain par semi de points.

II.1.2 Les mesures hydrodynamiques

II.1.2.1 Les paramètres mesurés

Pour chaque campagne de mesures hydrodynamiques, nous avons recueilli différents types de paramètres. Les paramètres météorologiques ont été recueillis sur l'ensemble de la période de mesures. Ce sont des données horaires comprenant la vitesse du vent en m.s^{-1} et sa direction en °N. Les autres paramètres sont fournis par les données enregistrées par les appareils déployés. Ces paramètres sont de trois types :

1. Les données du niveau du plan d'eau qui permet de connaître la taille de la colonne d'eau au-dessus des appareils en m.

2. Les paramètres de courant :

- La direction du courant en °N.
- La vitesse moyenne en m.s^{-1} .
- La vitesse selon la composante Est et la composante Nord en m.s^{-1} .

3. Les paramètres de houle :

- La direction de la houle en °N.
- La hauteur significative (H_s) en m.
- La période pic (T_p) et la période significative (T_s) en s.

Lors de ces campagnes de mesures, nous avons utilisé plusieurs courantomètres houlographes, les S4 ADW, l'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*), et les ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*).

II.1.2.2 Le S4 ADW

Le courantomètre houlographe S4 ADW (Fig.II.9) a été le plus utilisé au cours de nos campagnes. Le champ magnétique, produit par les deux paires d'électrodes situées symétriquement sur l'équateur de l'appareil, est traversé par l'eau en mouvement qui induit une tension linéairement proportionnelle à la vitesse du courant hydrodynamique. Les vitesses et les directions des courants sont orientées par rapport au Nord magnétique à l'aide d'un compas interne. Nous avons recalé les données par rapport au Nord géographique. L'appareil est aussi équipé d'un capteur de pression qui permet d'enregistrer les fluctuations du niveau de l'eau, liées à la marée et à la houle.

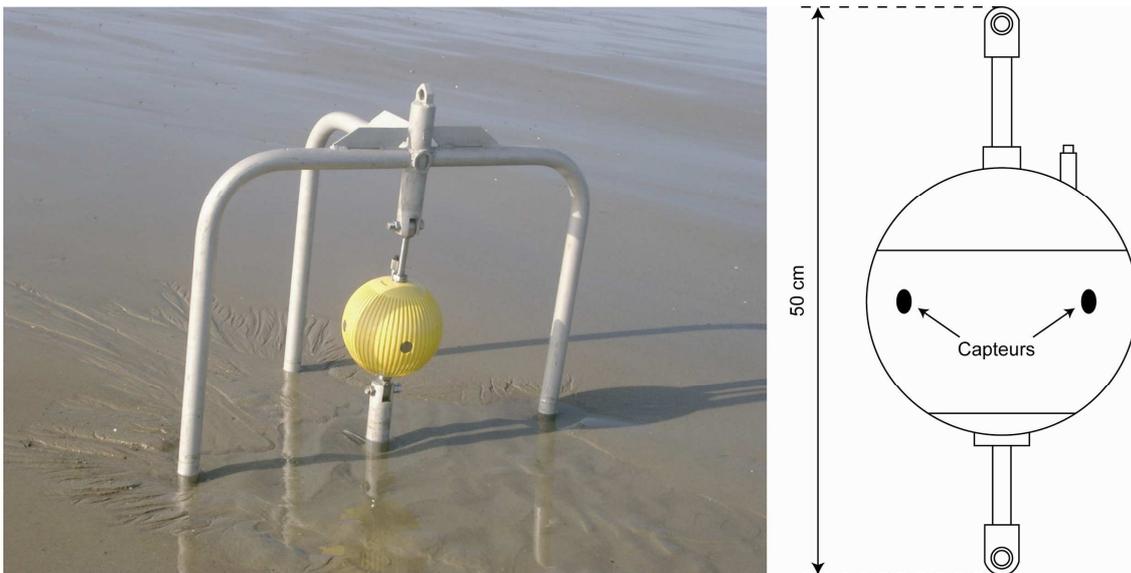


Figure.II.9 : Photographie d'un S4 ADW déployé en bas de plage sur sa structure et schéma de l'appareil.

La programmation des appareils a été effectuée avec une durée d'enregistrement ou "burst" de 9 minutes toutes les 15 minutes à une fréquence de 2 Hz. Les S4 ont été déployés sur des structures lestées en bas de plage généralement, la hauteur des capteurs se situant entre 40 et 50 cm du sol. Les marges d'erreur du constructeur sont de l'ordre de 1 cm.s^{-1} pour la vitesse du courant, $\pm 2^\circ$ pour la direction du courant, et $\pm 2 \text{ cm}$ pour le capteur de pression. Les données recueillies en-dessous de 0,8 m n'ont pas été prises en compte car la tranche

d'eau est trop faible pour utiliser ces données. Nous avons utilisé un "cut-off" des fréquences des houles entre 0,02 et 0,2 Hz soit des houles comprises entre 5 et 50 s.

II.1.2.3 L'ADCP

Le courantomètre houlographe ADCP (Fig.II.10) est un courantomètre de type Doppler. La mesure de la direction et de la vitesse des courants est basée sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. L'appareil, à l'aide de ces 4 capteurs, émet une impulsion acoustique à une fréquence de 1200 Hz et calcule la vitesse du courant en se basant sur les variations de fréquences de l'écho retransmis. Cet appareil est capable de fournir des profils verticaux haute résolution des courants permettant d'obtenir la vitesse et la direction des masses d'eau dans différentes couches ou cellules de la colonne d'eau définies lors de la programmation. Cet appareil possède aussi un capteur de pression qui nous fournit les caractéristiques de la houle et la hauteur de la colonne d'eau. Pour notre étude l'appareil a été programmé comme le courantomètre S4 ADW soit un burst de 9 minutes toutes les 15 minutes. L'épaisseur des cellules a été choisie à 20 cm. La marge d'erreur est de $2,5 \text{ mm.s}^{-1}$ pour la vitesse du courant et de 2° pour la direction.



Figure.II.10 : Photographie d'un A.D.C.P mis en place sur l'estran du Clipon.

II.1.2.4 L'ADV

L'ADV (Fig.II.11) est aussi un courantomètre houlographe à effet Doppler. La tête de l'appareil est constituée d'un axe central, où se situe la cellule d'émission, et de trois branches où sont positionnées les cellules réceptrices. Il émet une courte pulsation de son et ces trois récepteurs en perçoivent l'écho. Ce dernier n'est pas issu de la réflexion du son sur l'eau, mais de la réflexion du son sur les particules fines en suspension qui se déplacent en moyenne, selon le fournisseur, à la même vitesse que les particules d'eau. La mesure du courant est située à 15,7 cm de la tête d'émission. Le fait d'avoir trois récepteurs permet d'obtenir trois composantes de la vitesse du courant soit, la vitesse par rapport au N, la vitesse par rapport à l'E et la vitesse verticale. L'ADV possède aussi un capteur de pression permettant de connaître les caractéristiques de la houle et la hauteur de la colonne d'eau. La période de travail choisie est de 9 minutes toutes les 15 minutes à une fréquence de 4 Hz. L'appareil est déployé sur une structure lestée permettant d'obtenir des mesures à ± 10 cm du sol.

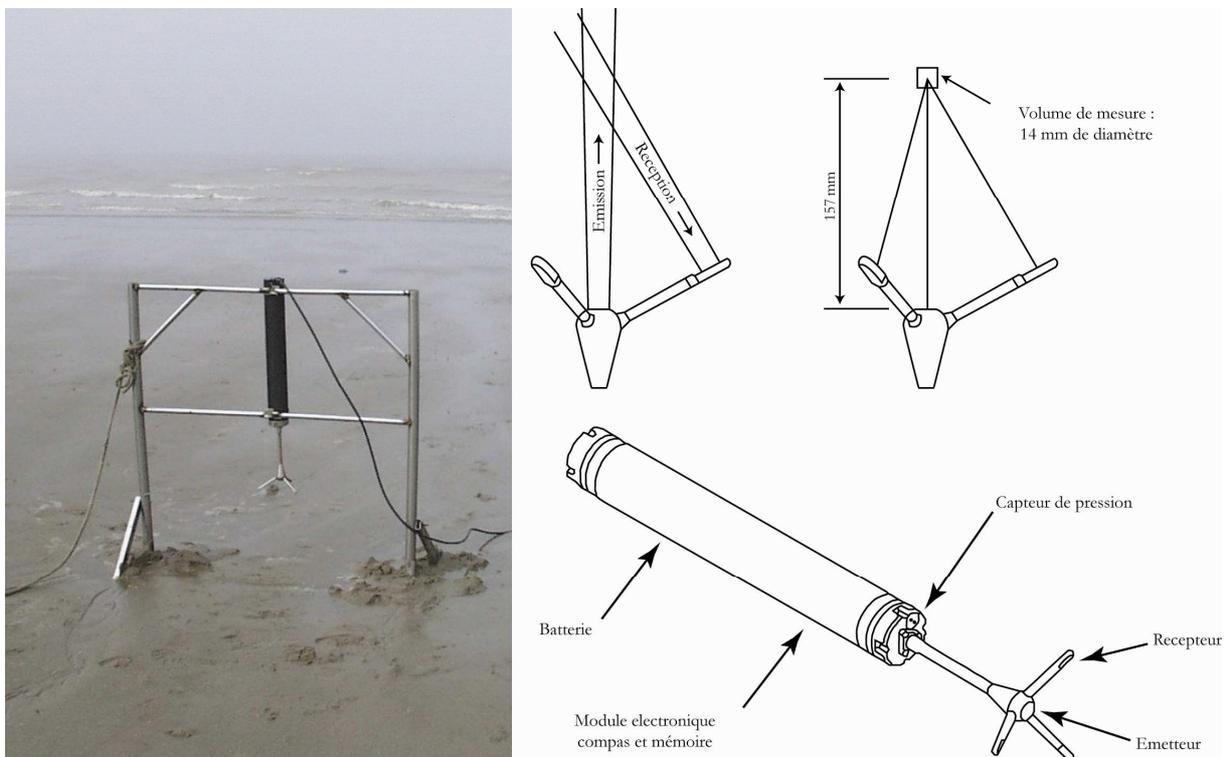


Figure.II.11 : Photographie d'un ADV déployé en bas de plage lors d'un téléchargement de données sur l'estran et schéma de l'appareil.

II.1.3 Les mesures de transport sédimentaire

II.1.3.1 Les indices granulométriques utilisés

Tous les échantillons granulométriques ont été traités à l'aide d'un granulomètre laser Coulter LS 230. Il s'agit d'un appareil optique utilisant le principe de diffraction de Fraunhofer. Il permet d'analyser la granulométrie pour des sédiments compris entre 0,04 μm et 2000 μm . Les données recueillies sont analysées et transférées à l'aide du logiciel LS 32 qui permet d'obtenir les données en échelle AFNOR ou phi (Φ), celle-ci ayant été retenue pour notre étude. Trois indices granulométriques ont été calculés par la méthode des moments statistiques (Mc Bride, 1971) : le grain moyen (σ), le sorting ou indice de tri ou de classement (μ) et le skewness ou indice d'asymétrie (Sk).

II.1.3.2 Détermination des directions potentielles de transports sédimentaires : la méthode Gao et Collins

La méthode d'analyse Gao et Collins (1991, 1992, 1994a et 1994b) consiste à effectuer des prélèvements de sédiments superficiels selon un quadrillage régulier. Cette méthode est basée sur la probabilité d'occurrence d'une direction nette de transport en fonction des points de prélèvements adjacents. A l'instar d'une étude réalisée par Pedreros *et al.*, (1996), nous avons choisi d'effectuer nos prélèvements selon un quadrillage de 40 m (transversal) sur 30 m (longitudinal) permettant d'obtenir une grille assez homogène sur notre site et permettant d'obtenir une distance critique facile à calculer de 50 m (Fig.II.12).

A l'aide des trois indices granulométriques (grain moyen (σ), sorting (μ) et skewness (Sk)), nous obtenons 8 types de tendances possibles entre l'échantillon et son voisin (Tab.II.2). Mc Laren et Bowles (1985), et Gao et Collins (1992) ont montré de façon théorique et empirique que les deux cas les plus fréquents lorsqu'un transport sédimentaire se produit d'un échantillon B vers un échantillon A sont les suivants :

$$\text{Cas 1 : } \sigma_A > \sigma_B, \mu_A < \mu_B \text{ et } Sk_A < Sk_B$$

Ce qui correspond à une diminution de la taille moyenne du sédiment, une amélioration du tri et une asymétrie négative de plus en plus prononcée dans la direction de transport.

$$\text{Cas 2 : } \sigma_A < \sigma_B, \mu_A < \mu_B \text{ et } Sk_A > Sk_B$$

Ce qui correspond à une augmentation de la taille du grain moyen, une amélioration du tri et une asymétrie positive de plus en plus prononcée dans le sens du transport.

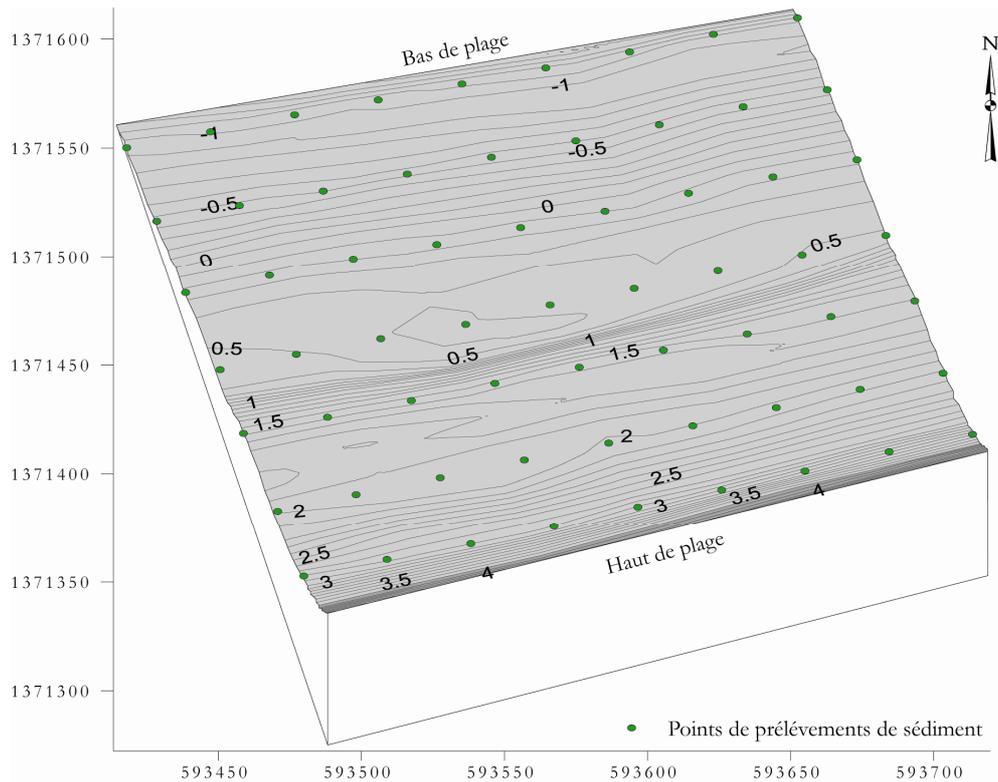


Figure.II.12 : Grille des points d'échantillonnage pour la méthode de type Gao et Collins.

Tableau.II.2 : Types de tendances granulométriques, entre un échantillon et son voisin, reconnues par le modèle de Gao et Collins (1992).

Type 1	$\sigma_2 < \sigma_1$	$\mu_2 > \mu_1$	$Sk_2 < Sk_1$
Type 2	$\sigma_2 < \sigma_1$	$\mu_2 < \mu_1$	$Sk_2 > Sk_1$
Type 3	$\sigma_2 < \sigma_1$	$\mu_2 > \mu_1$	$Sk_2 > Sk_1$
Type 4	$\sigma_2 < \sigma_1$	$\mu_2 < \mu_1$	$Sk_2 < Sk_1$
Type 5	$\sigma_2 > \sigma_1$	$\mu_2 > \mu_1$	$Sk_2 < Sk_1$
Type 6	$\sigma_2 > \sigma_1$	$\mu_2 < \mu_1$	$Sk_2 > Sk_1$
Type 7	$\sigma_2 > \sigma_1$	$\mu_2 > \mu_1$	$Sk_2 > Sk_1$
Type 8	$\sigma_2 > \sigma_1$	$\mu_2 < \mu_1$	$Sk_2 < Sk_1$

II.1.4 Les données de houle au large et météorologiques

Au cours de notre étude nous avons pu acquérir les données horaires de direction, hauteur et période de houle au large au niveau de la bouée *Sandettie* fournies gracieusement par le "Climate Enquiry Officer" du "Met Office" de Grande-Bretagne. Pour les données météorologiques, nous avons obtenu, lors de chaque campagne, les vitesses et direction horaires du vent par Météo France.

II.2 Le traitement des données

II.2.1 La topographie

II.2.1.1 Les profils topographiques transversaux

Les données recueillies à l'aide du tachéomètre sont transférées sur PC puis traitées à l'aide du tableur Microsoft Excel, et du logiciel Profiler 3.0®, un "add-in" (module inclus dans) d'*Excel* développé par Olivier Cohen, Maître de conférences à l'ULCO, qui ont permis d'effectuer diverses opérations :

- ❖ La représentation de profils transversaux en deux dimensions (l'altitude en IGN 69 en fonction de la distance cumulée).
- ❖ Le calcul de volume. Pour chaque calcul de volume le plancher a été fixé à -3 m IGN 69.
- ❖ La standardisation des données permettant de déterminer l'évolution le long d'un profil transversal à deux dates différentes que ce soit pour l'altitude ou le volume.
- ❖ Le calcul de la pente ($\tan\beta$) en % ou en degrés.
- ❖ Des calculs sur les barres et les bâches (hauteur et positionnement des crêtes).

II.2.1.2 Les Modèles Numériques de Terrain

Pour les M.N.T., les données sont aussi transférées sur le tableur *Excel*. Puis à l'aide du logiciel Surfer 8.0® nous pouvons interpoler par triangulation les données afin d'obtenir une représentation en trois dimensions de la zone mesurée (estran ou dune). Ces M.N.T. sont utiles pour une meilleure perception des variations morphologiques de la zone étudiée. En effet, à l'aide d'un différentiel entre deux relevés du même secteur nous pouvons obtenir une carte représentant les variations morphologiques subies au cours d'une période (Fig.II.13). Un calcul de volume a aussi été réalisé sur ces M.N.T, avec un plancher à -3 m. La marge d'erreur de ± 3 cm a été intégrée dans le calcul des volumes et des variations d'altitudes.

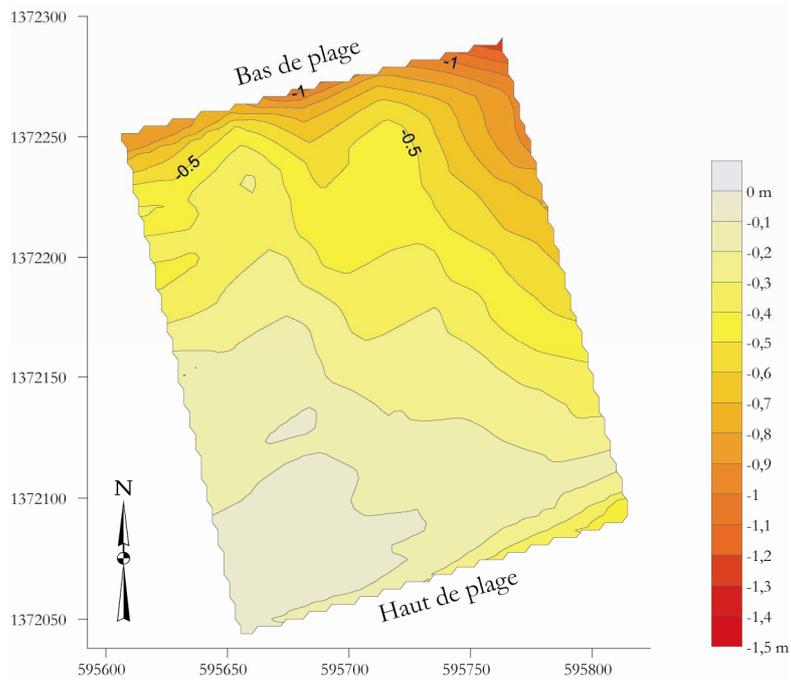


Figure.II.13 : Différentiel de deux M.N.T. au cours d'une campagne de terrain.

II.2.2 L'hydrodynamique

II.2.2.1 La marée et la hauteur d'eau

Pour les valeurs théoriques de la marée sur notre secteur d'étude, nous avons utilisé le logiciel PREDIT du S.H.O.M. De plus, nous avons obtenu les niveaux moyens de la marée (Tab.II.3) à l'aide des constantes harmoniques de la marée rapportées au référentiel IGN 69. La correction entre le 0 IGN 69 et le 0 Côte Marine pour la plage du Clipon est de 2,84 m. Les hauteurs d'eau enregistrées par les différents appareils ont été corrigées en fonction du positionnement du capteur par rapport au sol par une valeur moyenne au cours de la campagne. En effet, les structures des appareils peuvent s'ensabler, s'enfouir ou se déchausser et la position du capteur s'en trouve changée.

Tableau.II.3 : Niveaux marins pour la plage du Clipon.

Niveau marin	Côte en m IGN 69
Niveau moyen des pleines mers de vives-eaux (PMVE)	3, 56 m
Niveau moyen des pleines mers de mortes-eaux (PMME)	2, 46 m
Niveau moyen de la mer (NM)	0,56 m
Niveau moyen des basses mers de mortes-eaux (BMME)	-1,26 m
Niveau moyen des basses mers de vives-eaux (BMVE)	-2, 44 m

II.2.2.2 La houle

Les calculs des paramètres de la houle, présentés plus haut, en zone intertidale ont été réalisés à l'aide des logiciels fournis par les constructeurs des différents appareils :

- Pour le S4 ADW, nous avons utilisé le logiciel *Wave* qui effectue les calculs par transformées de Fourier. Les coefficients Fourier des fluctuations de la surface libre de l'eau ont été obtenus à partir des fluctuations correspondantes des séries temporelles de pression mesurée, en utilisant la théorie d'Airy.

- Pour l'ADCP, c'est le logiciel *WaveView* qui effectue le pré-traitement des données de houle. L'appareil permet de calculer les paramètres de la houle par trois méthodes (deux interpolations des mesures de courants sur les différents cellules et une par le capteur de pression). Nous avons opté pour la méthode utilisant le capteur de pression pour une meilleure comparaison des données avec celles enregistrées par les autres appareils. Le logiciel permet d'obtenir un fichier ASCII qui est ensuite traité à l'aide d'*Excel* pour obtenir les 4 paramètres étudiés.

- Pour l'ADV, les paramètres sont obtenus, pour chaque burst, à partir des données V_e , V_n et l'élévation de la surface libre, à l'aide d'un programme développé sur *Matlab* (Morasz, 2002).

II.2.2.3 Les courants

Les courants moyens, enregistrés par les différents appareils utilisés lors de nos campagnes, ont été mesurés par rapport aux axes Nord et Est (V_n et V_e). Pour mieux comprendre et analyser l'impact de ces courants de marée et courants induits par la houle, sur le trait de côte et l'estran du site, nous avons projeté ces données sur des axes parallèles et perpendiculaires au trait de côte afin d'obtenir des vitesses longitudinales (V_l) et transversales

(Vt) (Fig.II.14). Pour notre site, la rotation s'est faite selon un angle de 20° représentatif de la position du trait de côte par rapport à l'axe Est-Ouest.

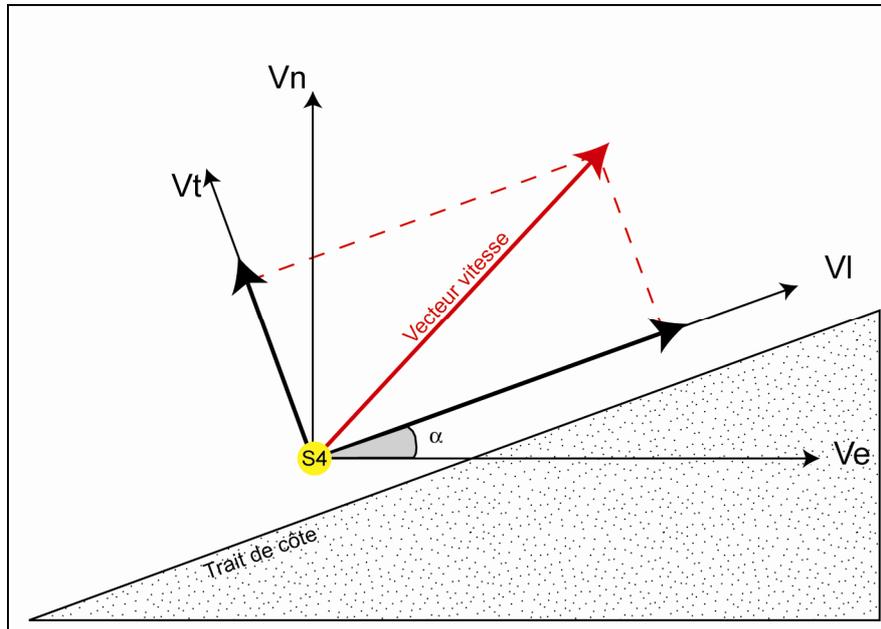


Figure.II.14 : Décomposition du vecteur du courant moyen en courant longitudinal et transversal (Reichmüth, 2003).

Pour le S4 ADW, les données sont pré-traitées par le logiciel *App273* qui nous permet d'obtenir par analyses statistiques la vitesse et la direction des courants moyens ainsi que la hauteur d'eau et les composantes Nord et Est des courants (V_n et V_e). Pour l'ADCP, le logiciel *Wavemon* permet d'obtenir des fichiers lisibles par le logiciel *WinADCP*. Les données de courants sont extraites sous forme de fichiers ".txt" que nous analysons à l'aide du tableur *Excel* afin d'obtenir toutes les composantes de la vitesse du courant, la direction et les variations de hauteur de la colonne d'eau. Il nous est possible de représenter les variations de vitesse et de direction des courants en fonction du niveau où nous nous trouvons dans la colonne d'eau. Pour l'ADV, les données de courants sont transformées à l'aide du tableur *Excel* afin d'obtenir les caractéristiques du courant (V_e , V_n , $V_{up/down}$) et la hauteur d'eau. Nous pouvons calculer ainsi la direction du courant, sa vitesse moyenne et les composantes longitudinales et transversales (V_l et V_t).

II.2.2.4 Homogénéité des données

Lors de nos campagnes de mesures, nous avons utilisé trois types d'appareils de mesures des S4 ADW, un ADCP et des ADV. Les ADV ont été seulement utilisés, sur un profil transversal, pour la campagne de mars 2003 et nous n'avons plus déployé ces instruments dont la structure n'était pas assez forte pour résister aux grands coups de vent et aux tempêtes. Les S4 ADW et l' ADCP ont été eux utilisés pour des mesures longitudinales. Selon Rørbaek et Andersen (2004), les données d'un S4 ADW et d'un ADCP peuvent être comparées. Sedrati (2006) a montré lors de ces études que les corrélations sur les différentes mesures été très bonnes sur nos côtes pour des données recueillies par un S4 ADW et un ADCP l'un à côté de l'autre (Fig.II.15).

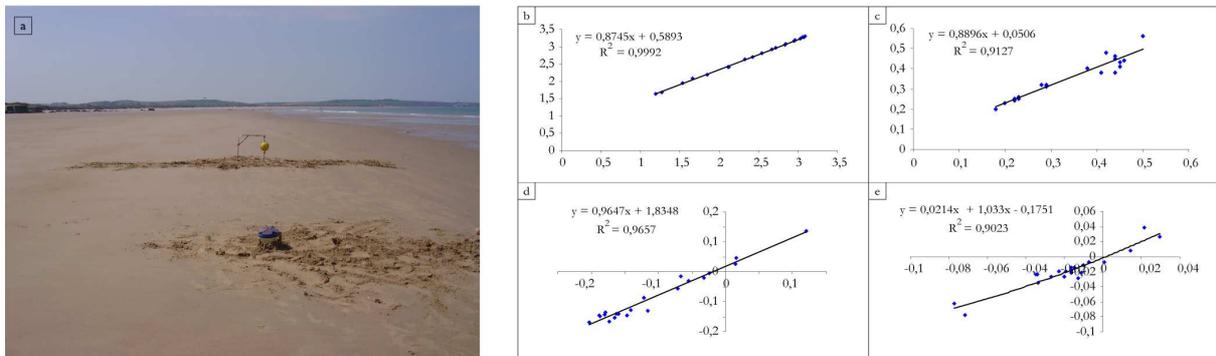


Figure.II.15 : Déploiement côte à côte d'un S4 ADW et d'un ADCP (a), et les corrélations de la hauteur d'eau en mètre (b), la hauteur significative de la houle en mètre (c), le courant longitudinal en mètre par seconde (d) et le courant transversal en mètre par seconde (e) à partir d'enregistrements simultanés des deux courantomètres, en Baie de Wissant (Sedrati, 2006). Nous avons en abscisse les données du S4 ADW et en ordonnée les données de l'ADCP.

II.2.3 Le transport sédimentaire

II.2.3.1 La méthode Gao et Collins

L'application du modèle, pour les échantillonnages effectués sur le site du Clipon, s'est faite à l'aide du logiciel GSTA "Grain Size Trend Analysis" de Gao (1996). Ce logiciel permet d'obtenir une carte de représentation des directions de transport sédimentaire potentiel, dans laquelle la probabilité de transport entre deux points d'échantillonnage est proportionnelle à la longueur du vecteur résiduel (Fig.II.16). Ce modèle semi-statistique a été très utilisé dans la littérature, y compris dans des travaux récents sur le littoral de la Côte d'Opale (Héquette *et al.*, 2005 ; Hemdane, 2006 ; Sedrati, 2006 ; Sedrati et Anthony, 2006).

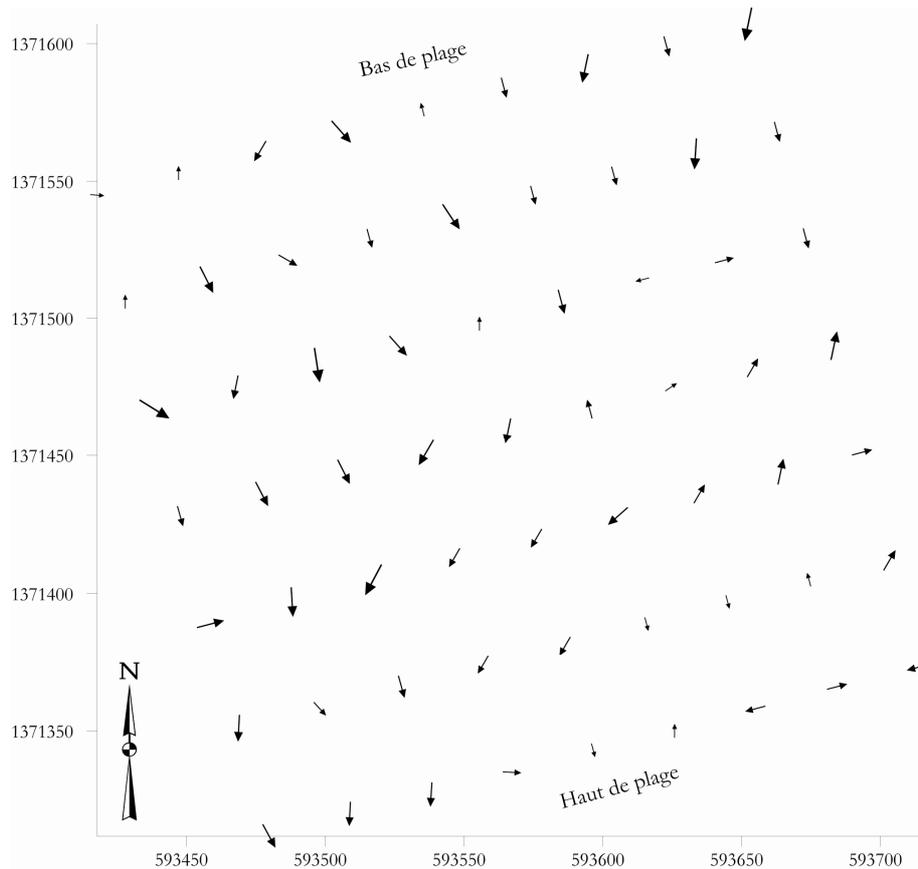


Figure.II.16 : Carte des vecteurs résiduels obtenus à l'aide du logiciel GSTA.

II.2.4 Calcul de la vitesse de cisaillement sur le fond

Pour pallier au manque de mesures de transport sédimentaire sur le site et ne pouvant ainsi quantifier des volumes de sédiments en transit, nous avons décidé de calculer la vitesse de cisaillement critique, nous donnant la vitesse nécessaire à la mise en mouvement des sédiments, ainsi que les vitesses de cisaillement sur le fond sous l'interaction de la houle et des courants. Ces vitesses ont été calculées à l'aide des formules de Van Rijn (1990) et nous permettent de voir quand le transport sédimentaire potentiel est plus ou moins important.

La vitesse de cisaillement critique est liée à la taille du sédiment présent sur l'estran, nous avons utilisé pour notre site un grain moyen de 275 μm . Ce grain permet d'obtenir D_* (diamètre adimensionnel) nous permettant de calculer le paramètre θ_{cr} (paramètre de mobilité de la particule adimensionnelle) utile dans la formule du calcul de la tension de cisaillement τ_{cr} .

$$D_* = D_{50} [(s-1) g / \nu^2]^{1/3} \quad \text{Eq. 2.1}$$

D_{50} : diamètre moyen des particules (m) ;

$$s-1 = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w : \text{densité relative apparente du sédiment;} \quad \text{Eq. 2.2}$$

ρ_s : masse volumique du sédiment (kg.m^{-3});

ρ_w : masse volumique de l'eau de mer (kg.m^{-3});

g : accélération de la pesanteur (m.s^{-2});

ν : viscosité cinématique du fluide (m.s^{-2});

A l'aide du diamètre adimensionnel, nous pouvons calculer θ_{cr}

$$\theta_{cr} = 0,14 D_*^{-0,64} \quad \text{Eq. 2.3}$$

Avec ce paramètre θ_{cr} nous pouvons calculer la tension de cisaillement critique

$$\tau_{cr} = (\rho_s - \rho_w) g D_{50} \theta_{cr} \quad \text{Eq. 2.4}$$

Nous pouvons obtenir ainsi la vitesse de cisaillement critique (U_{cr})

$$U_{cr} = [\tau_{cr} / \rho_w]^{1/2} \quad \text{Eq. 2.5}$$

Nous avons aussi calculé la vitesse de cisaillement combinée du courant et des vagues (U_{cw}), pour chaque marée afin d'obtenir un indice sur le transport sédimentaire potentiel aux différents moments de la marée. Cette vitesse est calculée, tout comme la vitesse de cisaillement critique, à l'aide de la contrainte de cisaillement des vagues et des courants τ_{cw} .

$$\tau_{cw} = \tau_c + \tau_w \quad \text{Eq. 2.6}$$

avec :

$$\tau_c = (\rho_w f_c [(V_r)^2 + (U_r)^2]^{0,5}) / 8 \quad \text{Eq. 2.7}$$

$$\tau_w = [\rho_w f_w (U_\delta)^2] / 4 \quad \text{Eq. 2.8}$$

où

$$f_c = 0,24 \log^{-2}(12h / K_s) \quad \text{Eq. 2.9}$$

$$f_w = \exp [-6 + 5,2 (A_\delta / K_s)^{-0,19}] \quad \text{Eq. 2.10}$$

où

$$K_s = 2,5 * D_{50} \quad \text{Eq. 2.11}$$

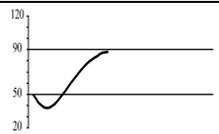
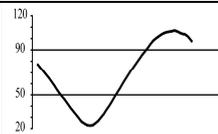
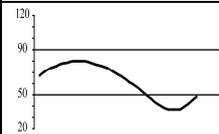
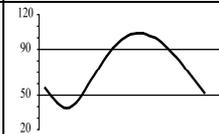
h = hauteur de la colonne d'eau (m) ;

A_δ = excursion orbitale;

III Récapitulatif des campagnes de mesures

Au cours de cette étude, nous avons réalisé 4 campagnes de mesures in situ (Tab.II.4) nous permettant d'obtenir de nombreuses informations sur la dynamique générale du site et aussi lors de certaines conditions particulières.

Tableau.II.4 : Récapitulatif des campagnes et des mesures effectuées.

Campagnes	Mars 2003	Mars 2004	Novembre 2004	Avril 2005
Date	25/03 au 02/04	25/03 au 09/04	22/11 au 08/12	31/03 au 15/04
Topographie	*Suivi des profils P300 et P00 * M.N.T de la zone P300 en début et fin de campagne	* Suivi des profils P800 et P300	*suivi des profils P1800, 800 et P00 * M.N.T de la zone P1800 et P800 en début et fin de campagne	*Suivi des profils P800, P300 et PDB * M.N.T de la zone P300 et PDB en début et fin de campagne
Appareils de mesures	*2 A.D.V *1 S4 ADW	*1 ADCP *2 S4 ADW dont un dans les petits-fonds	*1 ADCP *3 S4 ADW	* 1 ADCP *2 S4 ADW
Sédimentologie			Echantillonnages de type Gao et Collins dans la zone P1800 et P800	Echantillonnages le long des profils P300 et PDB à deux reprises
Coefficients de marée				

III.1 La campagne de mars 2003

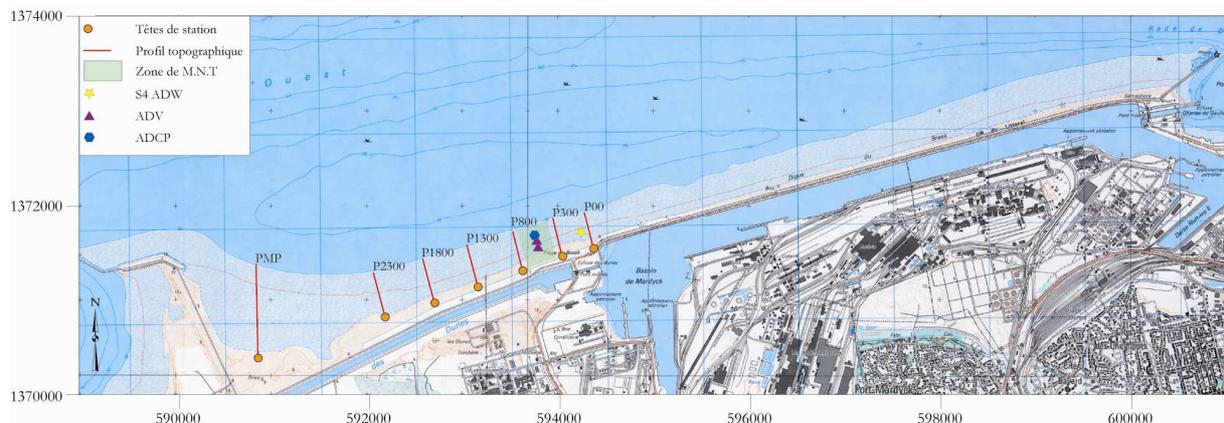


Figure.II.17 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne de mars 2003. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.

Cette campagne s'est déroulée du 25 mars au 2 avril 2003, soit 15 marées (coefficient de marée de 49 au début et de 87 à la fin en passant par un coefficient de 38) (Fig.II.17). Elle s'est déroulée principalement sur le secteur central du site, en forte érosion à cette période. Trois types d'appareils ont été déployés un S4 ADW en milieu d'estran, deux ADV (sur les crêtes de 2 barres) et un ADCP (en bas de plage) sur la même radiale transversale. L'ADCP n'a malheureusement pas fonctionné et les structures des 2 ADV n'ont pas résisté au coup de vent de fin de campagne, la dernière marée n'a pu être mesurée par ces appareils. Un suivi des 7 profils topographiques a été réalisé en début et fin de campagne ainsi qu'un relevé des profils P300 et P00 plusieurs fois au cours de la campagne. Un M.N.T au niveau du profil des ADV a été réalisé sur la zone intertidale en début et fin de campagne.

III.2 La campagne de mars 2004



Figure.II.18 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne de mars 2004. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.

Cette campagne de mesures a été réalisée entre le 25 mars et le 9 avril 2004 sur un cycle morte-eau/vive-eau presque complet (83/32/102/98), soit 29 marées. Deux types d'appareils ont été déployés : deux S4 ADW, un en bas de plage dans le secteur central, du 26 mars au 6 avril (21 marées), et un second au large à environ -5 m Cote Marine, du 25 mars au 9 avril et un ADCP qui a été déployé, en bas de plage, dans la partie ouest du site où l'estran est le plus large, du 29 mars au 6 avril (soit 15 marées) (Fig.II.18). Le courantomètre S4 ADW déployé sur l'estran n'a fourni que des données de houle et de hauteur d'eau. Un suivi des 7 profils topographiques transversaux a été effectué en début et fin de campagne ainsi que la réalisation des profils P300, P800 et PMP au cours de la campagne.

III.3 La campagne de novembre 2004



Figure.II.19 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne de novembre 2004. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.

Cette campagne s'est déroulée entre le 22 novembre et le 8 décembre 2004 (coefficient de marée 59 au début et 71 à la fin en passant par un coefficient de 80 et 38 au cours de la campagne) soit 29 marées. Deux types d'appareils ont été déployés sur l'estran, un ADCP et 3 S4 ADW. Les appareils ont tous été déployés en bas de plage de façon longitudinale. L'ADCP a été placé dans l'axe du profil PMP dans la zone où l'on trouve la plateforme, la marée 10 n'a pu être traitée. Les 3 S4 ADW ont été déployés dans l'axe des profils P00, P800 et P1800. Le S4 situé au niveau du P1800 n'a enregistré des mesures que pour la période du 23 novembre au 6 décembre, soit 25 marées (Fig.II.19). Un relevé de type M.N.T a été réalisé en début et en fin de campagne dans le secteur du P800 et du P1800. Les profils P00, P800 et P1800 ont été suivis au cours de cette campagne et mesurés régulièrement au cours de la campagne. Un échantillonnage de type Gao et Collins a été effectué sur le secteur du P800 (63 échantillons, 9 lignes de 7 points) et P1800 (90 échantillons, 9 lignes de 10 points).

III.4 La campagne d'avril 2005

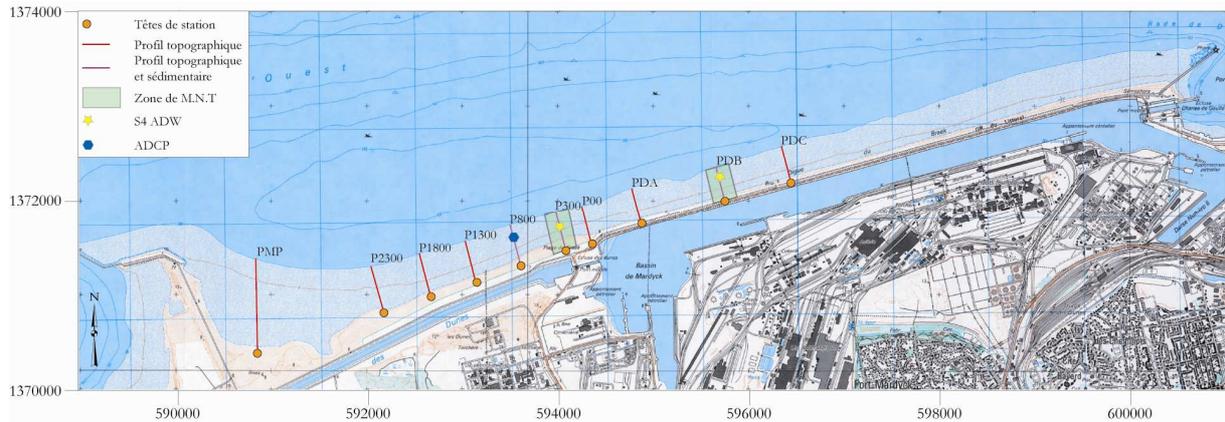


Figure.II.20 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne d'avril 2005. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.

Cette campagne de mesures s'est déroulée du 31 mars au 15 avril, soit 27 marées, sur un cycle morte-eau/vive-eau/morte-eau (coefficient de marée de 69 au début et 51 à la fin en passant par des coefficients de 39 et 104) (Fig.II.20). Deux types d'appareils ont été déployés, un ADCP et deux S4 ADW. L'ADCP a été déployé en bas de plage le long du profil P800. Il a été déplacé légèrement plus haut sur le profil le 10 avril. Les S4 ADW ont été déployés en bas de plage le long des profils PDB et P300. Des M.N.T ont été effectués en début et en fin de campagne pour les zones du P300 et du PDB. Les profils PDB, P300 et P800 ont été suivis jour après jour sauf pour le 9 avril où les conditions de vent ne le permettaient pas.

IV La modélisation de la houle

IV.1 Le modèle SWAN

IV.1.1 Méthode et données utilisées

SWAN 40.11 est un modèle numérique de propagation de la houle développé par *Delft Institute* (Pays-Bas) destiné à obtenir une estimation réaliste des caractéristiques des vagues dans les zones côtières, les lacs et les estuaires (Booij *et al.*, 1999 ; Young, 1999). La comparaison entre les résultats de ce modèle et les enregistrements de houle dans la zone côtière a montré une très bonne correspondance entre les houles théoriques issues du modèle et les mesures dans plusieurs zones côtières à morphologie complexe, notamment dans le sud

de la Mer du Nord (e.g. Padilla-Hernandez *et al.*, 1998 ; Ris *et al.*, 1999 ; Gorman et Neilson., 1999 ; Aernouts, 2005).

Plusieurs processus de propagation, de génération et de dissipation de la houle peuvent être traités à l'aide du modèle SWAN. Pour notre étude basée sur l'impact des vagues du large à la côte, la bathymétrie a été le seul paramètre utilisé pour déterminer l'approche des vagues pour plusieurs conditions représentatives de la houle au large et à proximité de notre zone d'étude (hauteur, période et direction). Le but étant pour nous de propager une houle théorique venant du large sur notre bathymétrie pour observer et comprendre comment cette dernière évolue et agit à l'approche de la côte. L'application du modèle SWAN sur plusieurs bathymétries correspondant à différentes dates a déjà permis de mettre en évidence le rôle important que pouvaient jouer les changements bathymétriques sur la réfraction de la houle et son effet sur la dynamique côtière (Barnard et Hames, 2005 ; Aernouts et Héquette, 2006).

Nous avons utilisé les données bathymétriques des années 1911, 1962 et 2000 au devant de la zone d'étude. Ces trois dates vont nous permettre d'avoir une vue générale de l'action des houles pour chaque époque. Sur les cartes issues de la compilation, le trait de côte est représenté. Pour les années 2000 et 1962, nous disposons de sa localisation grâce à l'orthophotoplan infrarouge et à la série de photographies aériennes de 1963. Pour l'année 1911, nous avons utilisé le trait de côte de 1949 qui est le plus ancien dont nous disposons, ce secteur de la côte n'ayant vraisemblablement pas connu de grands bouleversements durant cette période. Ces cartes bathymétriques sont ensuite traitées sous forme de grille de compilation avec un maillage de 50 m. L'avancée du littoral étant très importante entre 1962 et 2000, la zone étudiée pour la carte de 2000 est différente de celles de 1911 et 1962 qui elles sont semblables.

Pour les données de houle utilisées, nous nous sommes appuyés sur la rose des houles de la région d'étude (cf.Fig.I.10) et sur le catalogue sédimentologique des côtes de France (Cliques et Lepetit, 1986). Les directions nord-ouest, nord et nord-est ont été retenues pour la propagation de la houle. Il s'agit des directions principales pour les houles présentes sur le secteur. En ce qui concerne les caractéristiques de la houle, nous avons propagé une houle faible avec une hauteur significative de 2 m pour une période de 5 s et une houle agitée avec une hauteur significative de 4,7 m pour une période de 8 s qui correspond à la hauteur de la houle annuelle. Ces valeurs ont été choisies à l'aide du catalogue de sédimentologie de Cliques

et Lepetit, ainsi qu'à l'aide des enregistrements réalisés au sein du Port Autonome de Dunkerque. Elles correspondent aux caractéristiques de la houle pour des conditions calmes et lors d'épisodes plus agités.

IV.1.2 Les limites et marges d'erreur

- La diffraction et la réflexion des vagues ne sont pas abordées par le modèle SWAN.
- Il peut paraître réducteur d'étudier les relations entre la propagation de la houle du large à la côte et l'évolution de la ligne de rivage dans un secteur où les courants de marée agissent de façon constante dans la dynamique sédimentaire de la zone côtière, car la composante longitudinale demeure majeure même lors de tempêtes (Clabaut, 1988 ; Reichmüth, 2003 ; Hemdane, 2006 ; Sedrati et Anthony, 2007 ; Héquette *et al*, 2008a). Le but étant ici de percevoir comment les changements morphologiques des petits-fonds agissent sur le comportement des vagues et l'action de ces dernières à la côte lors d'épisodes d'intense énergie.
- La limite majeure est liée à la provenance de la houle sur les grilles de compilation. En effet, lorsque l'on propage une houle d'ouest, le départ du plan de vague s'effectue à partir de la partie gauche de la grille.

Conclusion

La démarche méthodologique adoptée pour cette étude a été basée sur deux approches. Tout d'abord, une étude à moyen terme (1949 à 2000) de l'évolution de la ligne de rivage et de la bathymétrie, permettant d'avoir une vue globale des bouleversements et des changements subis par le site au cours des phases d'extension du Port Autonome de Dunkerque. Puis une étude sur une échelle de temps plus courte (2001 à 2006), à l'aide d'un suivi de profils topographiques transversaux et de campagnes de mesures in situ permettant de définir les aspects morphodynamiques du site et sa réaction face aux différents agents locaux. Nous avons également, dans le cadre de cette étude, utilisé la modélisation de la houle afin de déterminer l'action de la bathymétrie sur la réfraction des vagues et l'impact de ces dernières sur la ligne de rivage, ainsi qu'une ébauche d'un modèle d'évolution des différentes morphologies de l'estran en fonction des agents météo-marins locaux.

CHAPITRE III: EVOLUTION DES PETITS-FONDS ET DU TRAIT DE COTE AU COURS DU XX^{ème} SIECLE

Introduction

Le littoral étudié a connu de grands bouleversements au cours du dernier siècle que ce soit au niveau du trait de côte ou des petits-fonds. Ces grands changements ont eu lieu au cours des diverses phases d'extension du port de Dunkerque vers l'ouest. Dans ce chapitre, nous présenterons d'abord l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000. Les données disponibles pour l'étude de l'évolution de la ligne de rivage ne sont pas régulières dans le temps. Nous avons utilisé l'analyse diachronique de photographies aériennes verticales pour l'étude de l'évolution du trait de côte. Cette analyse a été faite à l'aide de 7 campagnes rectifiées et géoréférencées et de l'orthophotoplan infrarouge de 2000. Les positions successives du trait de côte ont été relevées au niveau de 135 transects équidistants de 100 m. En parallèle, nous avons aussi étudié les variations des petits-fonds au devant de la zone d'étude, sur la majeure partie du XX^{ème} siècle est ensuite présentée. Nous avons utilisé 3 campagnes bathymétriques complètes au devant de la zone d'étude (1911, 1977, 2000) et une campagne de 1988 ne couvrant que la partie est du site au devant de la digue du Braek. L'analyse de profils bathymétriques a permis d'observer les déplacements des bancs sableux proches de la côte, ce qui est difficile à percevoir sur les cartes différentielles réalisées à l'aide de deux campagnes bathymétriques successives. Ensuite, à l'aide du modèle de propagation de la houle "Swan", nous avons pu simuler différentes conditions d'agitation à l'approche de la côte. Ces simulations des caractéristiques des vagues ont été réalisées sur les différentes bathymétries disponibles afin d'évaluer les effets potentiels des variations de la morphologie de l'avant-côte sur la propagation des houles et leur impact sur la côte.

I L'évolution de la ligne de rivage entre 1949 et 2000

Le trait de côte a fortement évolué au niveau du site du Clipon depuis la fin de la Seconde Guerre mondiale. L'analyse des photographies aériennes ([Fig.III.1](#)) nous permet d'observer et de quantifier cette évolution au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle.

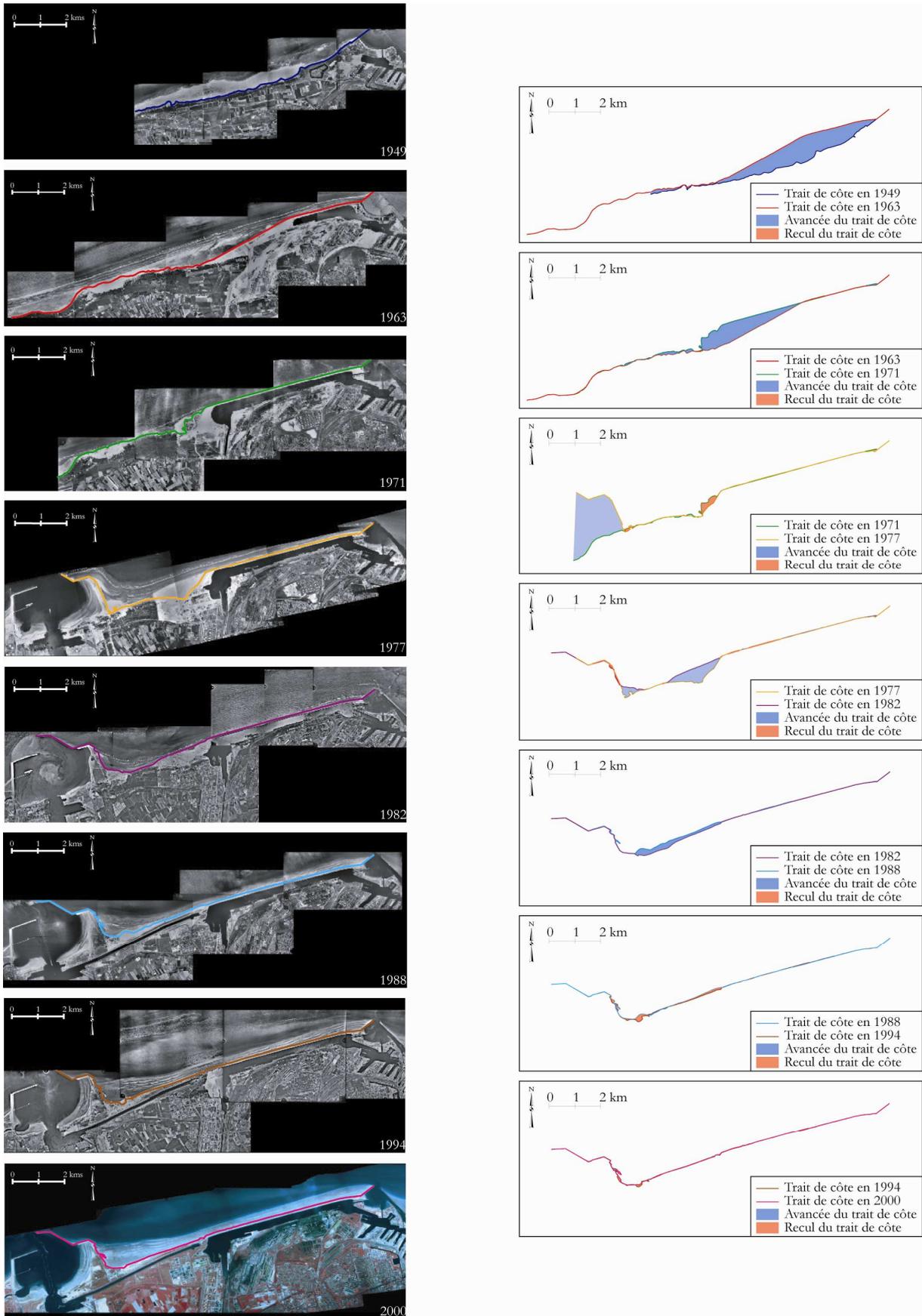


Figure.III.1 : Représentation de la position du trait de côte pour chaque campagne de photographies aériennes (entre 1949 et 2000) et de son évolution au cours de deux campagnes successives.

L'analyse des 135 transects (Fig.III.2) a permis d'observer et de calculer l'évolution du trait de côte au cours de la période 1949-2000. L'évolution de ce dernier et les surfaces gagnées ou perdues sur la mer ont été calculées en tenant compte de la marge d'erreur de ± 19 m. Les rythmes d'évolution ont été calculés pour les secteurs qui ont évolué de façon plus naturelle, c'est à dire sans l'impact direct des grands bouleversements liés aux extensions portuaires.

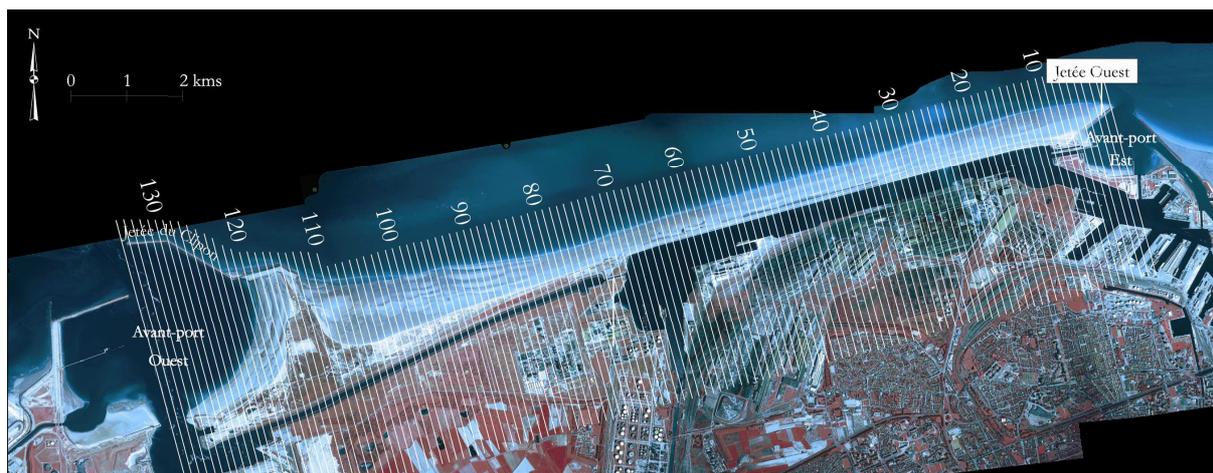


Figure.III.2 : Localisation des 135 transects suivis pour l'étude de l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000.

I.1 L'évolution de 1949 à 1963

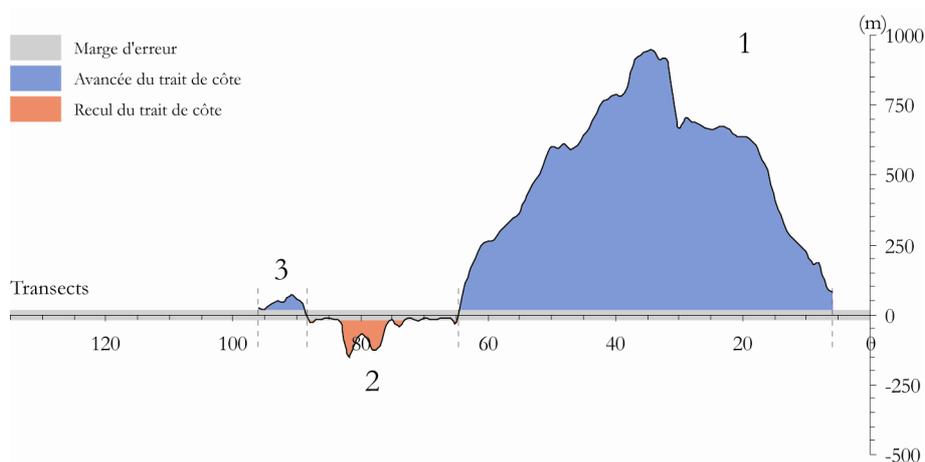


Figure.III.3 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1949 et 1963.

Bien que les données pour l'année 1949 ne couvrent pas l'ensemble du site d'étude, nous avons pu tout de même observer de grands bouleversements, notamment au niveau de l'entrée du port Est, au cours de la période 1949-1963 (Fig.III.1). Nous pouvons observer trois secteurs d'évolution (Fig.III.3), un premier très fortement positif du transect *T6* à *T64*, un

deuxième négatif du *T65* au *T88* et un troisième positif du *T89* au *T96*. Le secteur 1 représente une avancée du trait de côte très importante, sur une largeur de 5 900 m, avec une avancée maximale d'environ 925 m au niveau de *T34* et *T35* et une avancée supérieure à 500 m du *T17* au *T51*. Cette avancée représente une superficie de 3 062 100 m². Les changements observés sont, principalement, liés à la création de la première partie de la digue du Braek, pour toute la partie est du site. Le secteur 2 est en recul naturel sur une largeur de 3 400 m avec un recul maximal de -127 m au niveau du *T82* soit un recul moyen de -9,8 m.an⁻¹. Pour ce secteur, si nous effectuons un recul moyen sur la totalité de la zone, ce dernier est de -26 m soit -2 m.an⁻¹. La superficie perdue représente -58 500 m². Le secteur 3 représente une légère avancée naturelle sur la mer sur une bande de 800 m. L'avancée la plus importante s'effectue au niveau du *T91* avec 51 m soit 3,9 m.an⁻¹. L'avancée moyenne pour ce secteur est de 24 m soit 1,9 m.an⁻¹. La superficie gagnée représente un peu plus de 17 100 m². Pour la période 1949-1963, l'avancée du trait de côte représente un gain sur la mer de 3 020 700 m².

I.2 L'évolution de 1963 à 1971

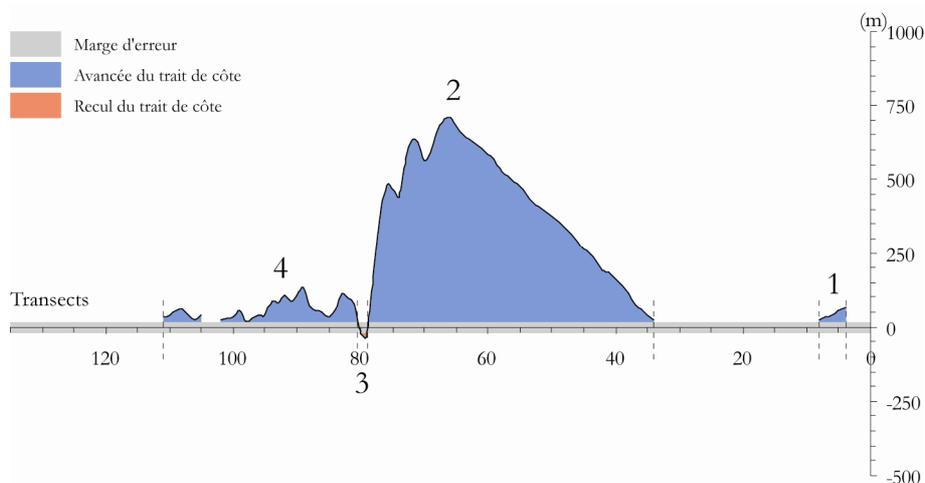


Figure.III.4 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1963 et 1971.

Au cours de cette période, le trait de côte continue à fortement évoluer dans la partie est du site (Fig.III.1). Nous pouvons distinguer quatre secteurs différents (Fig.III.4) au niveau de l'évolution du trait de côte. Un premier secteur montrant une avancée du *T4* au *T8*, puis un deuxième avec une très forte avancée du *T34* au *T78*, un troisième en érosion au niveau des *T79* et *T80* et un dernier en avancée du *T81* au *T111*. Le premier secteur, assez étroit (500 m), est une évolution naturelle de la ligne de rivage. Il s'agit d'une accumulation de sédiments contre la jetée ouest du port Est. L'avancée la plus importante se situe au niveau du *T4* avec

48 m soit une progression de la ligne de rivage de $5,9 \text{ m.an}^{-1}$, l'avancée moyenne pour ce secteur étant de 28 m soit $3,6 \text{ m.an}^{-1}$. La surface gagnée représente $9\,600 \text{ m}^2$. Le secteur 2, large de 4 500 m, a fortement avancé sur la mer, avec 691 m au niveau du *T66* et une avancée supérieure à 500 m du *T58* au *T73*. L'avancée pour l'ensemble de ce secteur représente une surface de $1\,752\,000 \text{ m}^2$. Cette forte avancée du trait de côte correspond à la seconde phase de construction de la digue de Braek, qui permettra de fixer la ligne de rivage pour toute cette partie est du site jusqu'à aujourd'hui encore. Le secteur 3 est le seul en recul sur une étroite bande de 200 m. Il s'agit d'une évolution naturelle, avec un recul maximal au niveau de *T79* à -12 m soit $-1,5 \text{ m.an}^{-1}$. En moyenne, pour ce secteur 3, le recul est de -7 m soit $-0,9 \text{ m.an}^{-1}$. La surface perdue représente -700 m^2 . Le dernier secteur représente une avancée de la ligne de rivage sur une bande large de 3 100 m avec une zone stable du *T102* au *T105*. L'avancée maximale observée est de 116 m au niveau de *T89* soit une moyenne de $14,5 \text{ m.an}^{-1}$. L'avancée moyenne du secteur 4 est de 38 m soit $4,7 \text{ m.an}^{-1}$. La surface gagnée représente $114\,000 \text{ m}^2$. Le trait de côte a connu une avancée importante au cours de cette période avec le gain d'une surface de $1\,874\,900 \text{ m}^2$.

I.3 L'évolution de 1971 à 1977

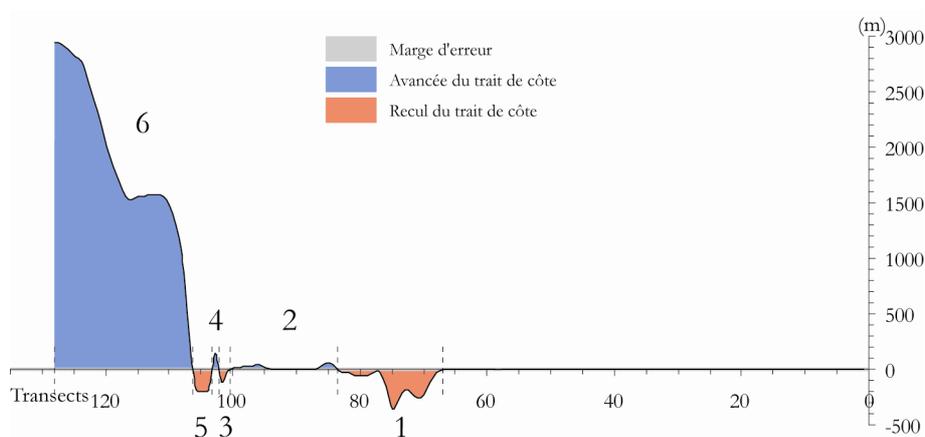


Figure.III.5 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1971 et 1977.

C'est au cours de cette période que le gain sur la mer est le plus important, notamment à l'ouest du site avec la création de l'avant-port Ouest (Fig.III.1). Entre 1971 et 1977, nous pouvons distinguer six secteurs différents au niveau de l'évolution du trait de côte (Fig.III.5). Le premier secteur, compris entre *T68* et *T83*, est en érosion, le secteur 2 est en légère accrétion de *T84* à *T100*. Les secteurs 3 à 5 représentent une bande étroite du *T101* au *T106*, où se succèdent deux zones de recul entrecoupées d'une zone d'avancée. Le secteur 6 est

celui qui a connu la plus grande avancée du trait de côte entre *T107* et *T128*. Le secteur 1, large de 1 600 m, se situe au centre du site à proximité de la digue du Braek et connaît un recul important atteignant -373 m au niveau de *T75* soit $-56,2 \text{ m.an}^{-1}$. Sur l'ensemble de ce secteur, le recul moyen est de -113 m soit $-18,9 \text{ m.an}^{-1}$. La surface perdue représente $-181\,300 \text{ m}^2$. Dans le secteur 2, large de 1 700 m, nous observons une avancée de la ligne de rivage sauf de *T87* à *T95* où il y a une certaine stabilité. L'avancée maximale atteint 44 m au niveau de *T85* soit $7,3 \text{ m.an}^{-1}$. Pour l'ensemble du secteur l'avancée moyenne est de 8 m soit $1,3 \text{ m.an}^{-1}$. La superficie gagnée est de $10\,500 \text{ m}^2$. Le secteur 3 est une zone étroite (200 m) en recul atteignant -98 m, soit une perte de $-4\,900 \text{ m}^2$. Le secteur 4 est tout aussi étroit (100 m) mais connaît une avancée atteignant 143 m, soit un gain de $2\,300 \text{ m}^2$. Le secteur 5 est une zone peu large (300 m) où le recul du trait de côte est homogène atteint -175 m au niveau du *T105*, soit -29 m.an^{-1} , la perte de terrain équivaut à $-36\,000 \text{ m}^2$. Le secteur 6 est une zone de forte avancée vers la mer sur une largeur de 2 200 m. Elle atteint 2 923 m au niveau de *T128*, et dépasse le kilomètre entre *T108* et *T128*. Il s'agit d'une avancée anthropique, représentant $4\,023\,300 \text{ m}^2$, liée à la construction de l'avant-port Ouest et des différentes infrastructures portuaires nécessaires comme la jetée du Clipon et la jetée du Ruytengen. Pour l'ensemble du site, le bilan des surfaces gagnées et perdues représente un gain de surface de $3\,813\,900 \text{ m}^2$.

I.4 L'évolution de 1977 à 1982

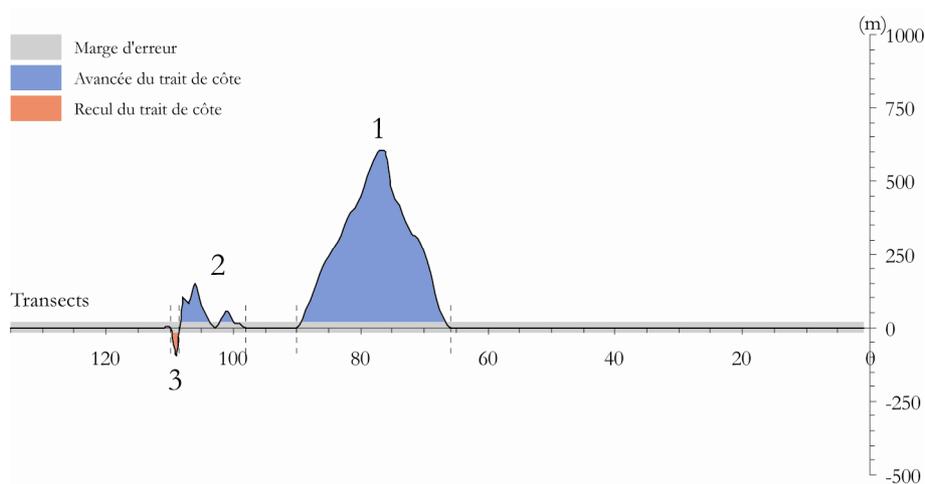


Figure.III.6 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1977 et 1982.

Pour la période 1977-1982, les changements au niveau du trait de côte sont moins importants que pour les périodes précédentes (Fig.III.1). Nous avons pu définir trois secteurs pour l'évolution de la ligne de rivage (Fig.III.6). Nous observons un premier secteur de *T67* à

T89 où la ligne de rivage avance fortement, puis un deuxième secteur suivant la même tendance mais avec une ampleur plus faible entre *T100* et *T108*, et un dernier secteur couvrant une zone étroite en érosion au niveau du *T109*. Le secteur 1, large de 2 300 m, est une avancée artificielle atteignant 585 m au niveau de *T77* et dépassant 500 m entre *T76* et *T79*. La surface gagnée sur la mer est de 684 000 m². Cette avancée s'explique par le dépôt des rejets de dragage de l'avant-port Ouest dans cette zone pour faciliter l'avancée du trait de côte pour la mise en place de la future écluse des Dunes permettant de relier le bassin de Mardyck, en arrière de la digue du Braek, au futur canal des Dunes. Le secteur 2, large de 900 m est aussi une avancée sur la mer mais de façon naturelle. Le gain maximal atteint 128 m au niveau du *T106* soit 25,6 m.an⁻¹. L'avancée moyenne sur ce secteur est de 32 m soit 6,5 m.an⁻¹, la surface gagnée représentant 36 000 m². Le secteur 3 est une zone étroite (100 m) en érosion avec un recul de -74 m au niveau du *T109*, soit -15 m.an⁻¹, ce qui représente une perte de -200 m². Pour l'ensemble du site nous avons une période où le trait de côte a avancé entraînant un gain total de 719 800 m².

I.5 L'évolution de 1982 à 1988

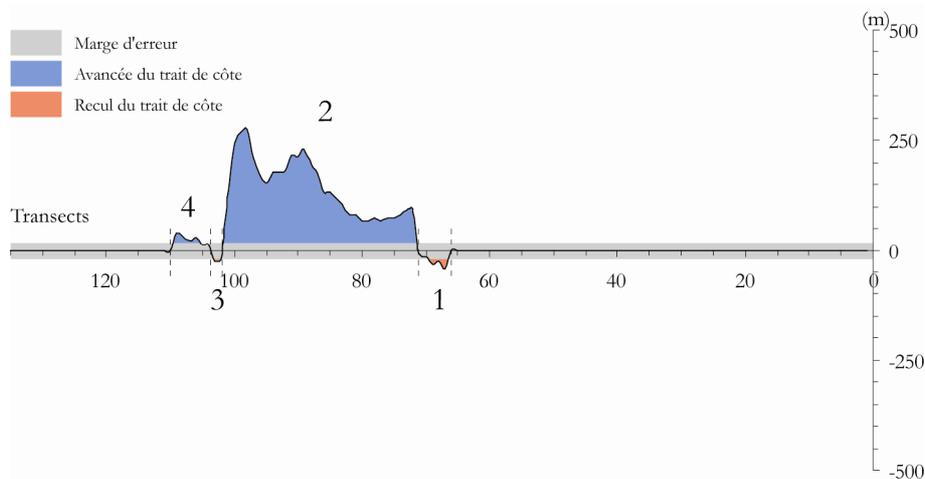


Figure.III.7 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1982 et 1988.

A partir de cette période, les grands travaux d'extension du port étant achevés, l'évolution du trait de côte ne sera plus aussi importante que pour les périodes précédentes (Fig.III.1). Nous avons pu définir quatre secteurs au niveau de l'évolution de la ligne de rivage (Fig.III.7) : un premier secteur en recul entre *T67* et *T71*, un deuxième en progression plus marquée de *T72* à *T101*, un troisième en recul de *T102* à *T103*, et un dernier qui prograda entre *T104* et *T109*. Le secteur 1, large de 500 m, est en recul avec une valeur maximale de

-23 m soit $-3,8 \text{ m.an}^{-1}$ et une moyenne pour l'ensemble du secteur de -9 m soit $-1,5 \text{ m.an}^{-1}$, ce qui correspond à une perte de $-4\,500 \text{ m}^2$. Le secteur 2, le plus étendu (3 000 m), est le secteur qui progresse le plus vers la mer. L'avancée n'est pas naturelle et atteint 258 m au niveau du *T98*, soit un gain total de $381\,000 \text{ m}^2$. Cette avancée s'explique par l'implantation d'une dune bordière, constituée à l'aide des sédiments recueillis lors du creusement du canal des Dunes, servant à protéger le nouveau canal face à d'éventuelles submersions marines. Le secteur 3, étroit (200 m), est en légère érosion avec un recul de -7 m au niveau de *T103* soit $-1,2 \text{ m.an}^{-1}$, soit en moyenne un recul sur le secteur de -5 m soit $-0,8 \text{ m.an}^{-1}$. La surface perdue représente -800 m^2 . Le secteur 4, large de 600 m, est en légère avancée, 21 m au niveau du *T109* soit $3,5 \text{ m.an}^{-1}$, et une moyenne de 12 m soit $2,1 \text{ m.an}^{-1}$ pour l'ensemble de ce secteur, soit un gain de $5\,000 \text{ m}^2$. Au cours de cette période 1982-1988, l'évolution du trait de côte sur l'ensemble du site représente un gain de terre de $380\,700 \text{ m}^2$.

I.6 L'évolution de 1988 à 1994

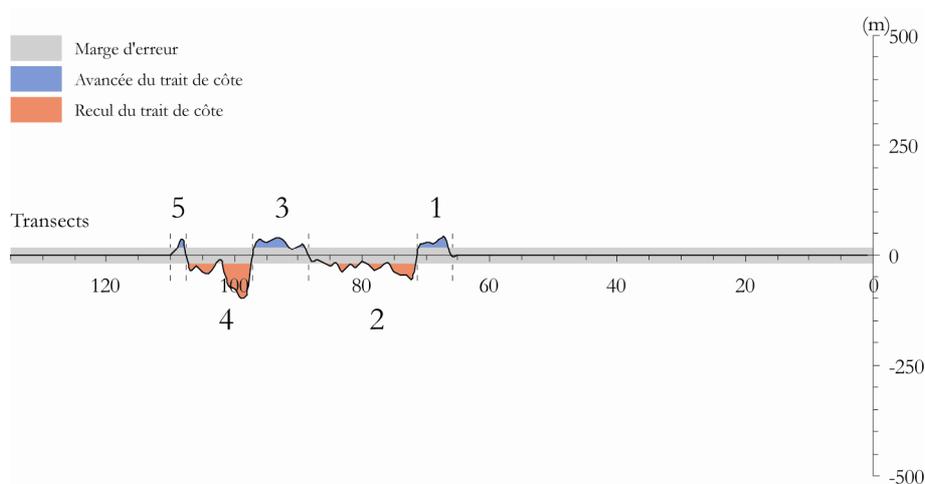


Figure.III.8 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1988 et 1994.

Au cours de la période 1988-1994, l'évolution du trait de côte continue à être moins prononcée avec des évolutions inférieures à 80 m (Fig.III.1). A partir de cette période le site ne va plus connaître de travaux importants entraînant de grands changements et l'évolution est totalement naturelle. Nous pouvons tout de même distinguer cinq secteurs d'évolution différents sur l'ensemble du site (Fig.III.8). Le premier secteur est en progradation entre *T67* et *T71*, le deuxième est en recul entre *T72* et *T88*, le troisième est en progression entre *T89* et *T97*, le quatrième secteur est en érosion entre *T98* et *T107*, et le dernier secteur avance entre *T108* et *T109*. Le secteur 1, large de 500 m, est en légère avancée. Cette dernière atteint 20 m

au niveau de *T67* soit $3,4 \text{ m.an}^{-1}$, ce qui représente pour ce secteur une moyenne de 11 m soit $1,8 \text{ m.an}^{-1}$, et un gain de $5\,300 \text{ m}^2$. Le secteur 2, beaucoup plus large (1 700 m), est en érosion avec un recul maximum de -35 m au niveau du *T72*, soit $-5,8 \text{ m.an}^{-1}$. En moyenne, pour ce secteur, l'érosion est de -11 m soit $-1,9 \text{ m.an}^{-1}$, ce qui correspond à la perte d'une surface de $-19\,300 \text{ m}^2$. Le secteur 3, large de 900 m, est une avancée du trait de côte atteignant 22 m au niveau du *T93* soit $3,7 \text{ m.an}^{-1}$, ce qui représente en moyenne une avancée de 9 m soit $1,5 \text{ m.an}^{-1}$ et un gain de $7\,900 \text{ m}^2$. Le secteur 4, large de 1 000 m, est en recul plus marqué, atteignant -78 m au niveau du *T99* soit $-13,1 \text{ m.an}^{-1}$. En moyenne sur ce secteur le recul est de -33 m soit $-5,4 \text{ m.an}^{-1}$ et correspond à une perte de $-31\,900 \text{ m}^2$. Cette petite zone de recul du trait de côte correspond à la formation de deux brèches dans la dune bordière. Le secteur 5, assez étroit (200 m), est en légère avancée avec un maximum de 16 m au niveau du *T108* soit $2,7 \text{ m.an}^{-1}$ et un gain de 800 m^2 . La période 1988-1994 est une période particulière, car elle est la première et la seule période où le trait de côte est en recul, ce dernier entraînant une perte de $-37\,200 \text{ m}^2$.

I.7 L'évolution de 1994 à 2000

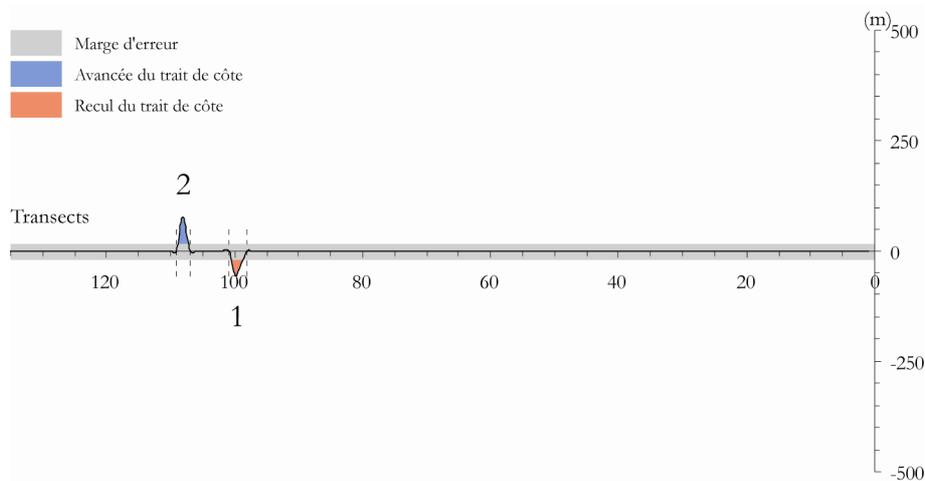


Figure.III.9 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1994 et 2000.

Entre 1994 et 2000 (Fig.III.1), les variations du trait de côte sont imperceptibles en tenant compte de la marge d'erreur, sauf dans deux secteurs où des variations dans la position du trait de côte ont pu être distinguées (Fig.III.9). Un premier secteur est en érosion sur 200 m de longueur entre *T99* et *T100* avec un recul de -37 m soit $-6,2 \text{ m.an}^{-1}$, ce qui représente en moyenne un recul de -24 m soit -4 m.an^{-1} et une perte de $-4\,800 \text{ m}^2$. Le second secteur, tout

aussi étroit (100 m), au niveau du T108, est une avancée de 58 m soit $9,7 \text{ m.an}^{-1}$ et un gain de 5 800 m². Au total, le trait de côte reste assez stable avec un gain de 1 000 m².

I.8 Synthèse

Nous venons de présenter l'évolution de trait de côte entre 1949 et 2000, pour chaque période séparant deux photographies aériennes (Tab.III.1). Nous avons pu voir que le trait de côte a fortement avancé au cours de la deuxième partie du XX^{ème} siècle. Cependant, nous pouvons retenir trois grandes périodes distinctes :

- De 1949 à 1977

C'est au cours de cette période que l'avancée du trait de côte est la plus importante avec plus de 8 700 000 m² gagnés sur la mer, soit près de 90 % de l'avancée générale du trait de côte entre 1949 et 2000. Ces avancées sont exclusivement anthropiques et liées aux grands travaux d'extension du port de Dunkerque. La ligne de rivage se trouve ainsi fortement avancée vers le large avec la création des différents aménagements portuaires massifs ; tout d'abord la digue du Braek construite en deux phases, puis les travaux de création du port Ouest et des digues érigées pour l'avant-port Ouest.

- De 1977 à 1988

Cette seconde période est une période où le trait de côte est toujours en progradation, mais à une échelle moins importante. Les travaux majeurs sont achevés et l'avancée du trait de côte est liée à la construction d'une dune bordière pour protéger le canal des Dunes, permettant de relier le port Ouest et le port Est, de toute submersion marine éventuelle. Au cours de cette période le trait de côte est avancé de plus de 1 100 500 m² soit plus de 10 % de l'évolution du trait de côte.

- De 1988 à 2000

Au cours de cette période, le trait de côte a connu une évolution très faible par rapport aux avancées recensées lors des périodes précédentes. La ligne de rivage est pour la première fois en recul entre 1988 et 1994 puis se stabilise entre 1994 et 2000. Durant cette période, les grands travaux d'aménagements du port de Dunkerque sont achevés et le trait de côte évolue de manière plus naturelle. La première phase de recul est une réponse directe aux différents aménagements entrepris, puis lors de la seconde période nous pouvons voir la présence d'un

certain équilibre qui ne doit pourtant pas omettre des évolutions que nous ne pouvons inclure en fonction de la marge d'erreur choisie.

Comme nous venons de le voir, le trait de côte a connu de grands bouleversements au cours de la seconde partie du siècle dernier avec la mise en place de nombreuses infrastructures portuaires nécessitant une avancée spectaculaire du trait de côte. Cette évolution s'est faite d'est en ouest (Fig.III.10) avec tout d'abord la digue du Braek, puis la création de l'avant-port Ouest. C'est au cours de ces aménagements que le trait de côte a le plus évolué. Puis ce sont les aménagements pour relier les deux sites portuaires qui ont favorisé l'avancée du trait de côte dans la partie centrale. A la suite de tous ces travaux, l'évolution redevient plus naturelle avec tout d'abord une phase érosive entre 1988 et 1994, puis une certaine stabilité jusque 2000.

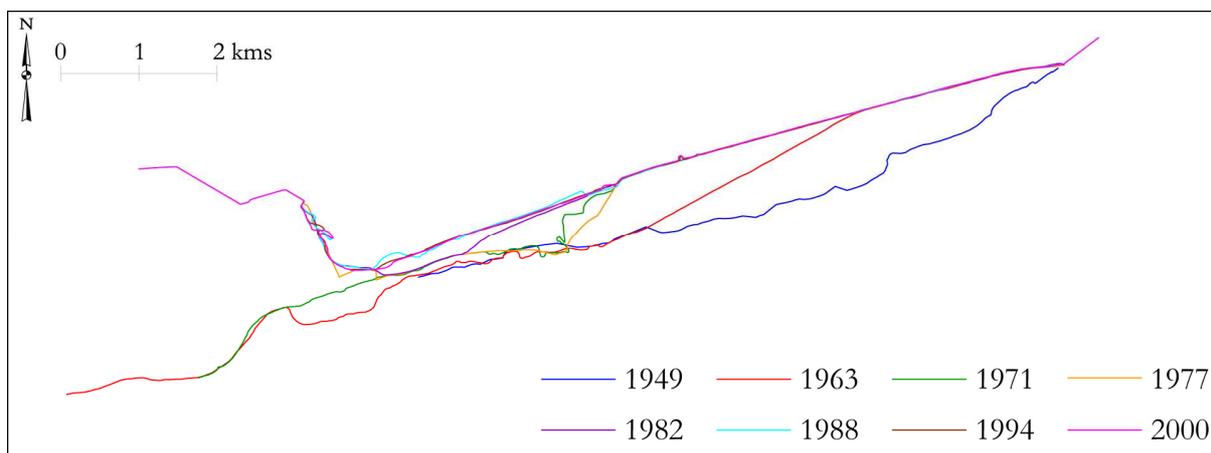


Figure.III.10 : Evolution de la position du trait de côte entre 1949 et 2000.

Tableau.III.1 : Tableau de synthèse de l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000.

Période d'étude	Nombre de secteurs	Avancée ou recul	Distance (en m)	Type d'évolution	Evolution maximale (en m)	Rythme d'évolution (en m.an-1)	Evolution moyenne par secteur (en m)	Rythme d'évolution moyen (en m.an-1)	Surface (en m ²)	Surface totale (en m ²)
1949-1963	1	+	5 900	Artificielle	925	/	/	/	3 062 100	3 020 700
	2	-	3 400	Naturelle	-127	-9,8	-26	-2	-58 500	
	3	+	800	Naturelle	51	3,9	24	1,9	17 100	
1963-1971	1	+	500	Naturelle	48	5,9	28	3,6	9 600	1 874 900
	2	+	4500	Artificielle	691	/	/	/	1 752 000	
	3	-	200	Naturelle	-12	-1,5	-7	-0,9	-700	
	4	+	3100	Naturelle	116	14,5	38	4,7	114 000	
1971-1977	1	-	1 600	Naturelle	-373	-56,2	-113	-18,9	-181 300	3 813 900
	2	+	1 700	Naturelle	44	7,3	8	1,3	10 500	
	3	-	200	Naturelle	-98	/	/	/	-4 900	
	4	+	100	Naturelle	143	/	/	/	2 300	
	5	-	300	Naturelle	-175	-29	/	/	-36 000	
	6	+	2 200	Artificielle	2 923	/	/	/	4 023 300	
1977-1982	1	+	2 300	Artificielle	585	/	/	/	684 000	719 800
	2	+	900	Naturelle	128	25,6	32	6,5	36 000	
	3	-	100	Naturelle	-74	-15	/	/	-200	
1982-1988	1	-	500	Naturelle	-23	-3,8	-9	-1,5	-4 500	380 700
	2	+	3 000	Artificielle	258	/	/	/	381 000	
	3	-	200	Naturelle	-7	-1,2	-5	-0,8	-800	
	4	+	600	Naturelle	21	3,5	12	2,1	5 000	
1988-1994	1	+	500	Naturelle	20	3,4	11	1,8	5 300	-37 200
	2	-	1 700	Naturelle	-35	-5,8	-11	-1,8	-19 300	
	3	+	900	Naturelle	22	3,7	9	1,5	7 900	
	4	-	1 000	Naturelle	-78	-13,1	-33	-5,4	-31 900	
	5	+	200	Naturelle	16	2,7	/	/	800	
1994-2000	1	-	200	Naturelle	-37	-6,2	-24	-4	-4 800	1 000
	2	+	100	Naturelle	58	9,7	/	/	5 800	

II Evolution de la bathymétrie

Afin de mieux comprendre la dynamique morphosédimentaire générale du site d'étude, nous avons associé l'étude de l'évolution de la morphologie des petits-fonds au devant de la plage du Clipon et de la digue du Braek à celle de l'évolution du trait de côte. Nous disposons de minutes bathymétriques couvrant une grande partie du site pour les années 1911, 1962 et 2000, ainsi que des minutes couvrant la zone au devant de la digue du Braek pour 1988 (cf fig.II.3 et II.4). L'une des limites de cette étude est que toutes les données ne sont pas homogènes et ne couvrent pas exactement la même zone. L'analyse de l'évolution des relevés bathymétriques permet simplement d'apprécier quelques étapes de la variation de la morphologie des petits-fonds au cours du siècle, mais pas les variations à court terme. Les cartes différentielles obtenues à l'aide de deux campagnes de données bathymétriques ne permettant que d'observer des zones d'abaissement ou d'exhaussement des petits-fonds, nous avons en outre réalisé une série de 15 profils bathymétriques transversaux (Fig.III.11) afin de mieux percevoir les variations liées au mouvement et à la migration des corps sédimentaires présents dans la zone d'étude.

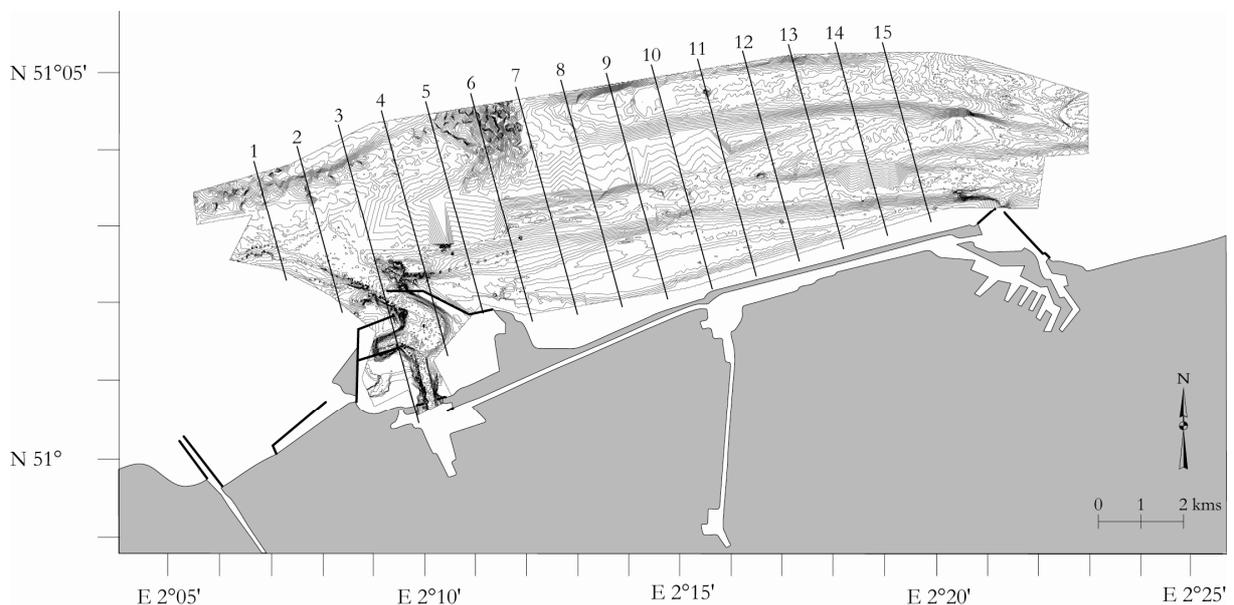


Figure.III.11 : Localisation des 15 profils bathymétriques.

II.1 L'évolution entre 1911 et 1962

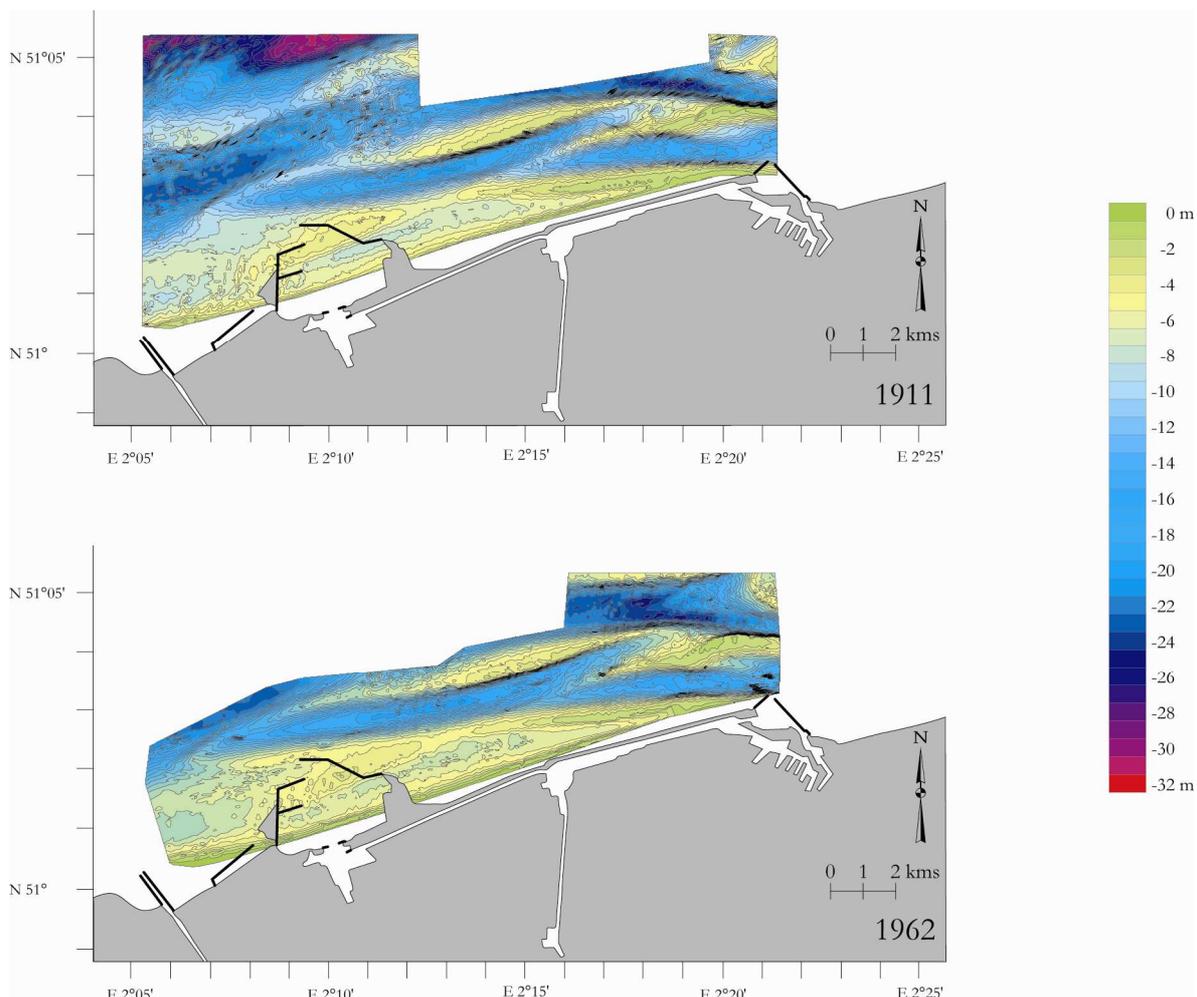


Figure.III.12 : Cartes bathymétriques de 1911 et 1962 d'après les minutes bathymétriques du SHOM (contrat ED70/2001).

Bien que les cartes bathymétriques de 1911 et 1962 (Fig.III.12) ne couvrent pas la même surface, une zone commune à ces deux cartes a permis d'obtenir une carte différentielle des petits-fonds au niveau de la plage du Clipon (Fig.III.13). Ces différentes cartes montrent que la morphologie des petits-fonds a évolué au cours de la période 1911-1962. Cette évolution peut être considérée comme naturelle, car les grands travaux d'extension du port de Dunkerque n'ont débuté qu'à partir de 1949 au niveau de l'avant-port Est avec la première phase de construction de la digue du Braek. Sur les cartes bathymétriques de 1911 et 1962, nous observons la présence d'une morphologie complexe avec la présence de bancs sableux longitudinaux et de chenaux d'accès au port Est de Dunkerque. La carte différentielle montre de nombreuses zones d'abaissement et d'exhaussement plus ou moins importante des petits-fonds. Nous avons calculé, pour chaque campagne, le volume de sédiments présents dans la zone commune à ces deux campagnes. Ce volume a été calculé avec une base

commune fixée à -30 m. Pour la campagne de 1911 nous avons un volume de 1 410 millions de m³ de sédiments et pour 1962, nous avons 1 558 millions de m³, soit un gain de 148 millions de m³ équivalant à 10 % du volume recensé en 1911. L'analyse des profils bathymétriques (Fig.III.14, 15 et 16) permet de mieux comprendre cette évolution et d'expliquer les variations observées. Nous présenterons, tout d'abord, les zones d'exhaussement d'ouest en est et du large vers la plage, puis nous ferons de même pour les zones d'abaissement.

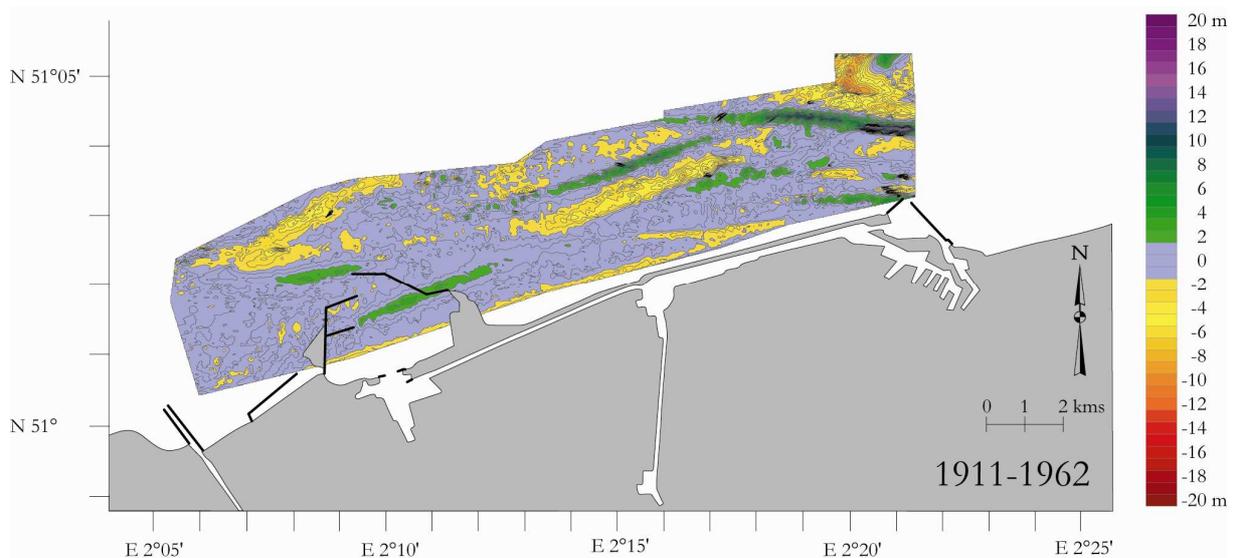


Figure.III.13 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1911 et 1962.

La première zone en exhaussement se situe au devant de l'actuel avant-port Ouest à une distance comprise entre 2 000 et 2 500 m visible sur les profils 1 à 3 (Fig.III.14). Cet exhaussement ne dépasse pas 5 m et correspond à un déplacement de sédiments vers la côte entraînant une accumulation sur le sommet du flanc externe d'une plateforme présente entre 0 et 2 000 m. Le deuxième exhaussement, situé au sud-est du précédent entre 500 et 1 500 m, est lui aussi une avancée de sédiments vers la côte, comme nous pouvons le voir sur les profils 3 à 8 (Fig.III.14 et 15). Cette accumulation, inférieure à 5 m, nous montre l'exhaussement d'un banc et sa migration vers la côte. La troisième zone en exhaussement est située au centre de la zone suivie. Elle se situe entre 2 200 et 3 000 m visible sur les profils 7 à 12 (Fig.III.15 et 16). L'exhaussement maximal pour cette zone atteint près de 10 m et correspond à la migration d'un banc vers la côte. La quatrième zone observée se situe au nord est de la carte. Contrairement aux exhaussements précédents, ce dernier n'est pas parallèle à la côte, mais avec une orientation ouest/est. Nous pouvons l'observer sur les profils 12 à 15

(Fig.III.16) avec une augmentation de l'exhaussement d'ouest en est. Cette accumulation débute mais reste assez faible (inférieure à 5 m) entre 3 000 et 3 500 m pour le profil 12 et s'accroît pour atteindre près de 10 m entre 2 000 et 2 700 m au niveau du profil 15 (Fig.III.16). Cette zone d'exhaussement peut s'expliquer par le déplacement longitudinal d'ouest en est du banc présent dans cette zone avec un exhaussement plus important vers l'est. Les profils 12 à 15 (Fig.III.16), nous montre bien ce phénomène d'élargissement et d'exhaussement de ce banc. La cinquième zone en exhaussement se situe au sud de la dernière et est visible sur les profils 12 et 13 (Fig.III.16) entre 1 500 et 2 000 m. Cette accumulation reste inférieure à 5 m et correspond à l'avancée vers la côte d'un petit banc qui vient s'accoler, au niveau de cette zone, au banc plus important au nord. Le dernier exhaussement visible au sud est de la zone suivie n'est visible que sur le profil 15 (Fig.III.16) entre 300 et 700 m. Cette accumulation avoisine les 5 m et peut s'expliquer par la création de la première partie de la digue du Break ou une simple accumulation en avant de la jetée.

Pour les abaissements des fonds, nous observons que les zones d'évolution sont en général parallèles au trait de côte, mais plus larges que les zones d'exhaussement. La première zone, au nord-ouest, est un abaissement assez faible, inférieur à 5 m. Cette zone est orientée sud-ouest/nord-est et est visible du profil 1 à 4, entre 2 500 et 3 500 m au niveau du profil et au-delà de 3 500 m pour le profil 4 (Fig.III.14). La deuxième zone se situe au nord de la zone d'exhaussement central. Elle est minime et scindée en deux parties visibles sur les profils 7 et 10 à 11, entre 3 200 et 3 800 m. La troisième zone est située au sud de cette même zone en exhaussement. Elle est présente sur les profils 8 à 13 entre 1 500 et 2 500 m avec une perte minime sur les profils 8 à 10 et 13, puis plus importante, près de 10 m, pour les profils 11 et 12 (Fig.III.15 et 16). Cette perte est liée à l'érosion du sommet du banc présent dans cette zone. Une quatrième zone se situe dans la zone proche de la côte, mais n'est visible que sur les profils 9 à 13 entre 0 et 500 m (Fig.III.15 et 16). Nous pouvons penser qu'il s'agit d'une réponse de la morphologie des petits-fonds à l'implantation de la première partie de la digue du Braek. La dernière zone en abaissement, au nord-est, est la zone où l'abaissement est le plus important, entre 2 800 et 3 500 m, visible sur le profil 15 (Fig.III.16). Ce profil ne nous apporte que peu d'informations car situé en bordure de cette zone d'abaissement. Nous pouvons, toutefois, penser que cet abaissement est lié aux travaux au niveau du port Est avec la mise en place de chenaux d'accès au port et aux dragages.

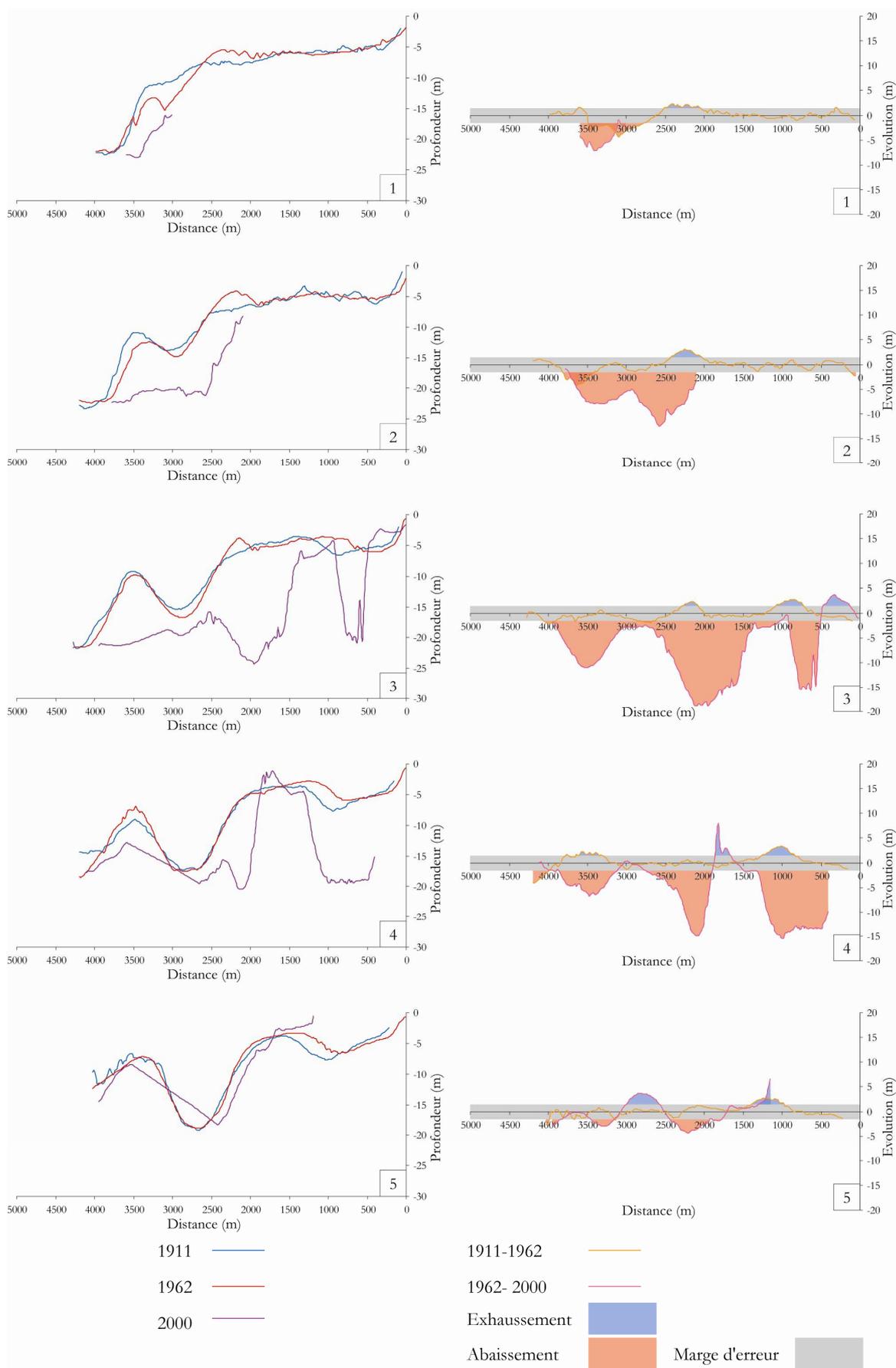


Figure.III.14 : Profils bathymétriques 1 à 5 et évolution de la morphologie des fonds au cours du XX^{ème} siècle.

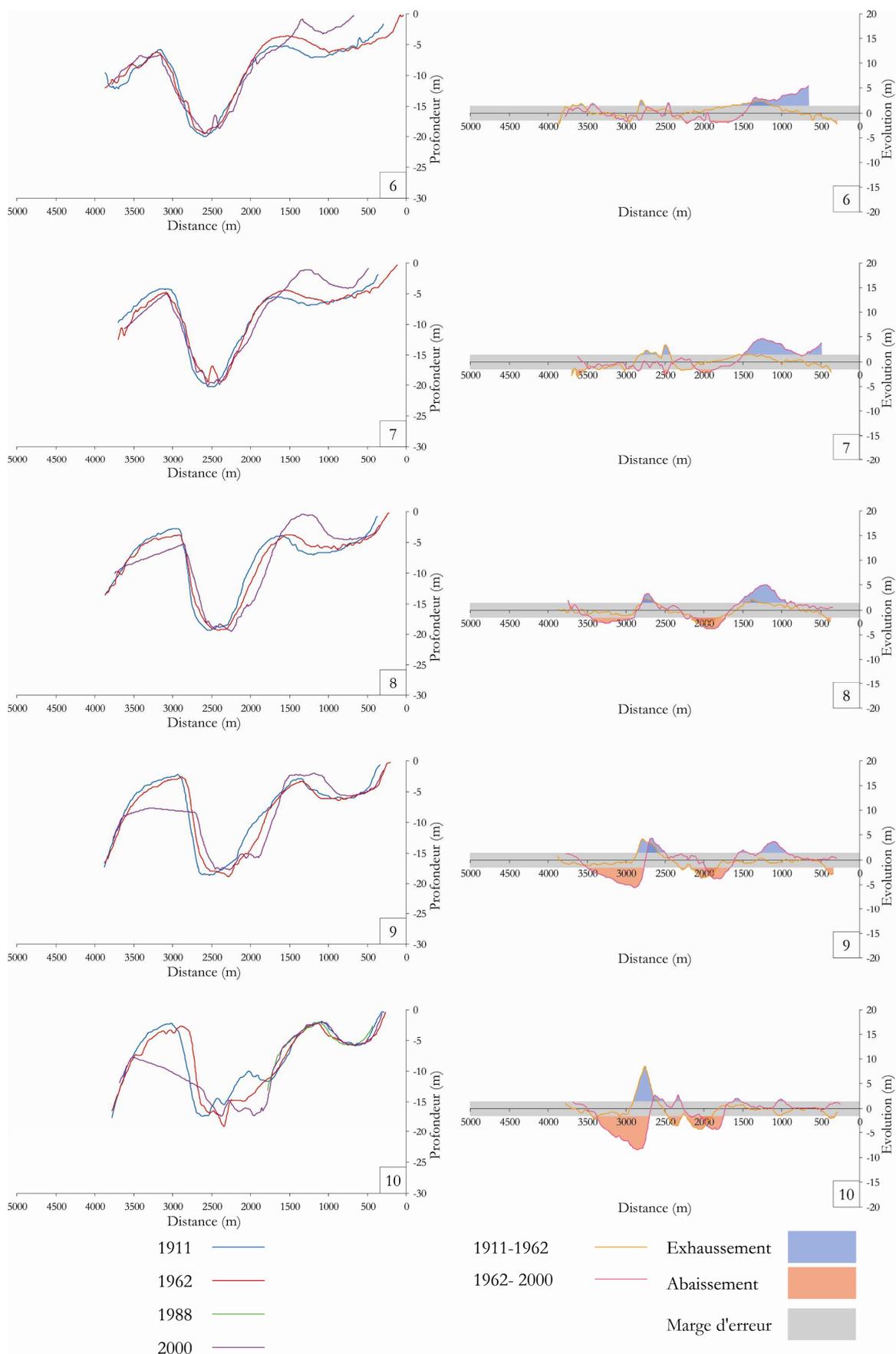


Figure.III.15 : Profils bathymétriques 6 à 10 et évolution de la morphologie des fonds au cours du XX^{ème} siècle.

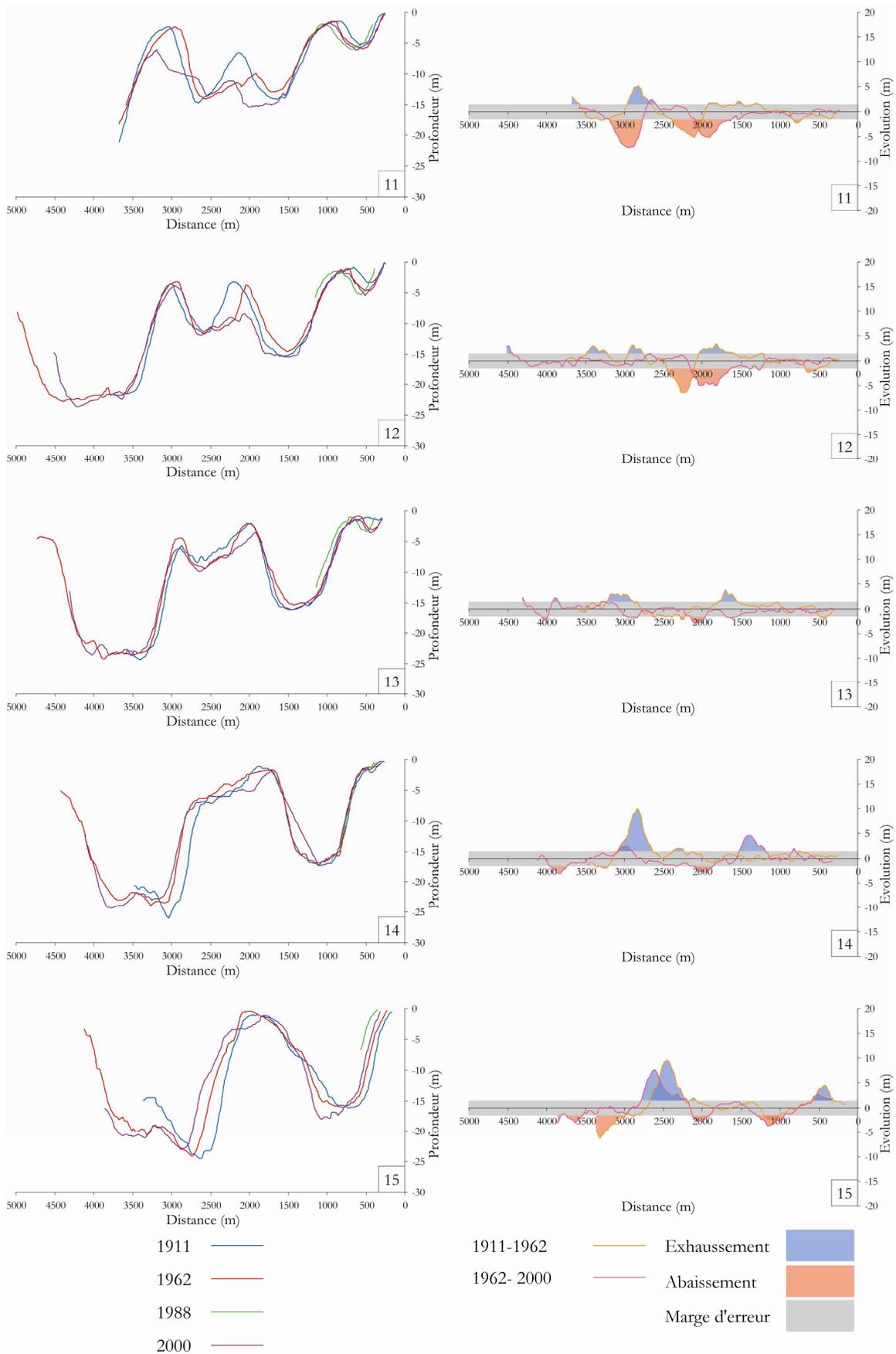


Figure.III.16 : Profils bathymétriques 11 à 15 et évolution de la morphologie des fonds au cours du XX^{ème} siècle.

L'analyse de l'évolution de la morphologie des petits-fonds au devant de la plage du Clipon entre 1911 et 1962 ne nous montre que de faibles variations. Ces dernières sont en partie naturelles, sauf pour la partie est de la zone étudiée, et principalement liées au déplacement vers la côte de plusieurs bancs tidaux.

II.2 L'évolution entre 1962 et 2000

Les cartes bathymétriques de 1962 et 2000 (Fig.III.17) montrent des différences importantes dans la morphologie de l'avant-côte. Ces modifications des fonds sont liées aux grands travaux entrepris durant cette période pour les diverses extensions du port, notamment la construction complète de la digue du Braek, de l'avant-port Ouest et la création du canal des Dunes. Ces aménagements portuaires ont fortement influés sur la morphologie des petits-fonds. L'analyse de la carte différentielle de l'évolution de la morphologie à l'aide des 15 profils bathymétriques nous permet de mieux comprendre cette évolution. Tout comme pour la période 1911-1962, nous présenterons toutes les évolutions de la même façon. Pour cette période, les zones d'exhaussement sont moins importantes, en nombre et en surface, par rapport aux zones d'abaissement des fonds. Le calcul du volume de sédiments présents dans la zone commune aux campagnes bathymétriques de 1962 et 2000 nous permet d'obtenir plus d'informations sur la variation générale de la morphologie des petits-fonds au cours de cette période. Pour la campagne de 1962 nous avons un volume de 1 082 millions de m³ de sédiments et pour 2000, nous avons 1 009 millions de m³, soit une perte de 73 millions de m³ équivalant à 6,7 % du volume recensé en 1962.

Le premier exhaussement est situé au nord-est de l'avant-port Ouest à une distance de 2 500 à 3 000 m observable sur les profils 5 et 6 (Fig.III.14 et 15). Cette accumulation est assez faible, inférieur à 5 m, et s'explique par les travaux et aménagements liés à la création de l'avant-port Ouest. Le deuxième exhaussement, le plus important en surface pour cette période, se situe à l'est de l'avant-port Ouest. Il est visible sur les profils 4 à 9 avec des variations plus ou moins importantes (Fig.III.14 et 15). Au niveau des profils 4 et 5, nous pouvons l'observer entre 1 000 et 2 000 m avec des valeurs comprises entre 5 et 10 m. Cet exhaussement est directement lié à l'implantation de la jetée du Clipon et du Ruytengen. Pour les profils 6 à 9, nous pouvons observer cet apport sédimentaire entre 500 et 1 500 m avec un exhaussement inférieur à 5 m. Cette partie de la zone en exhaussement, se situant au devant de la partie de l'estran caractérisée par une plateforme sableuse, s'explique par l'impact de

l'implantation de l'avant-port Ouest qui entraîne une accumulation de sédiments en arrière des jetées, favorisant l'apparition de la plateforme sableuse présente actuellement. Le troisième secteur, situé au centre de la carte différentielle, est observable sur les profils 8 à 11 entre 2 200 et 2 700 m (Fig.III.15 et 16). Cette zone est peu large et bordée vers le large par 2 zones en érosion. Cet exhaussement peut s'expliquer par la migration vers la côte du banc le plus au large, observé sur ces mêmes profils entre 2 500 et 4 000 m.

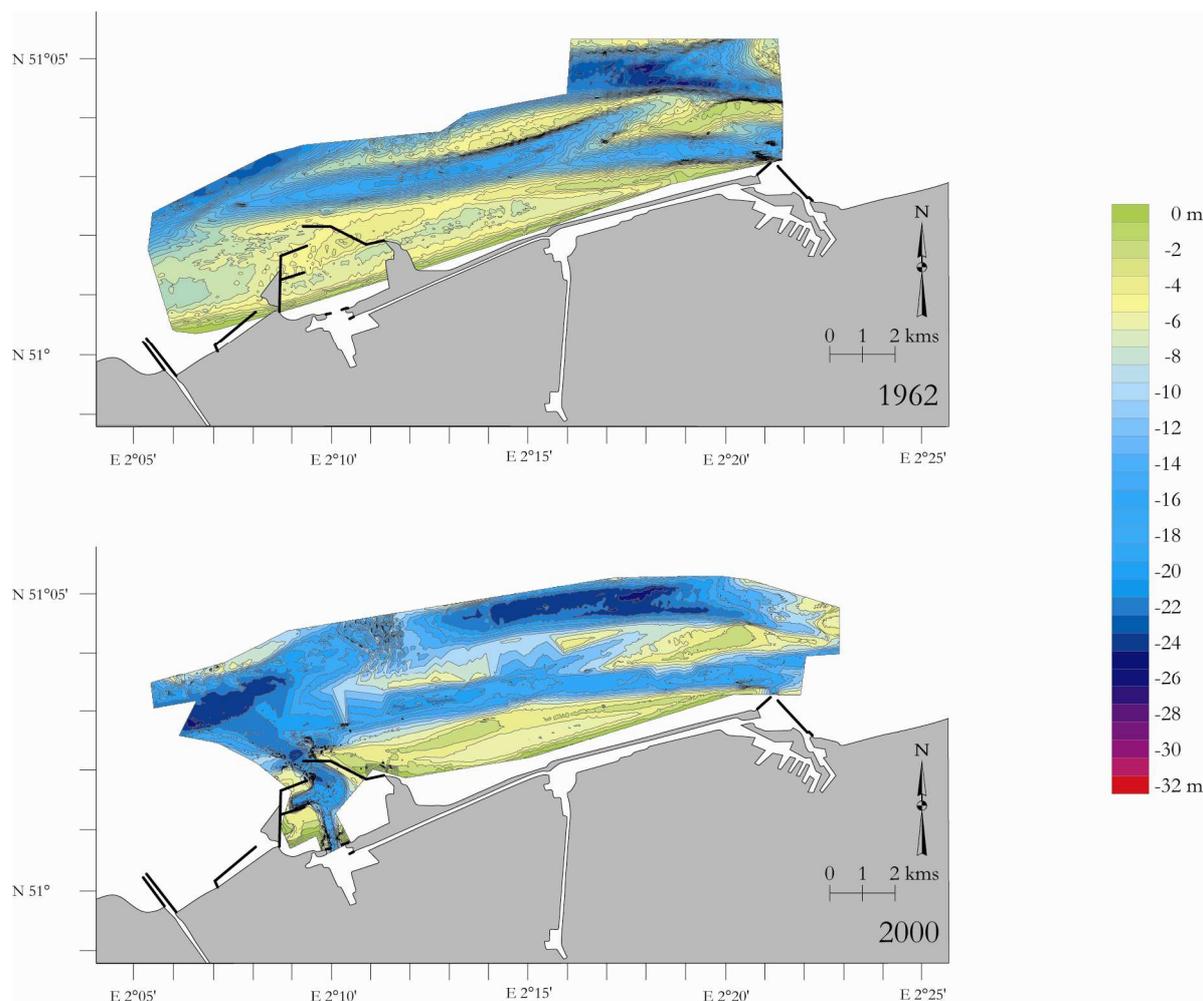


Figure.III.17 : Cartes bathymétriques de 1962 et 2000 d'après les minutes bathymétriques du SHOM (contrat ED70/2001).

Les 3 derniers secteurs en exhaussement se situent dans la partie est du site. Nous pouvons en observer un premier plus au large, axé ouest/est, visible sur les profils 13 et 15 (Fig.III.16). Nous pouvons le distinguer entre 2 300 et 3 000 m pour le profil 15. L'exhaussement est plus important vers l'est où il approche les 10 m au niveau du profil 15 et atteint près de 15 m plus encore vers l'est. Cet exhaussement correspond à une accumulation dans l'interbanc et le débordement du banc, compris entre 1 000 et 3 000 m, vers le large. La zone suivante se situe au sud de la précédente, elle est visible sur les profils 14 entre 1 000 et

1 500 m (Fig.III.16). Cet exhaussement est moins important que ce soit au niveau de son étendue ou de sa valeur maximale inférieure à 5 m. Il correspond au débordement du banc cité ci-dessus mais vers la côte. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse d'un transfert de sédiments longitudinalement dans ce secteur entraînant un accroissement de ce banc que ce soit vers le large ou la côte, bien que son sommet soit en légère érosion comme nous le verrons par la suite. Le dernier exhaussement n'est visible que sur le profil 15 entre 0 et 700 m (Fig.III.16). Ce dernier correspond à l'accolement des sédiments au devant de la jetée ouest du port Est.

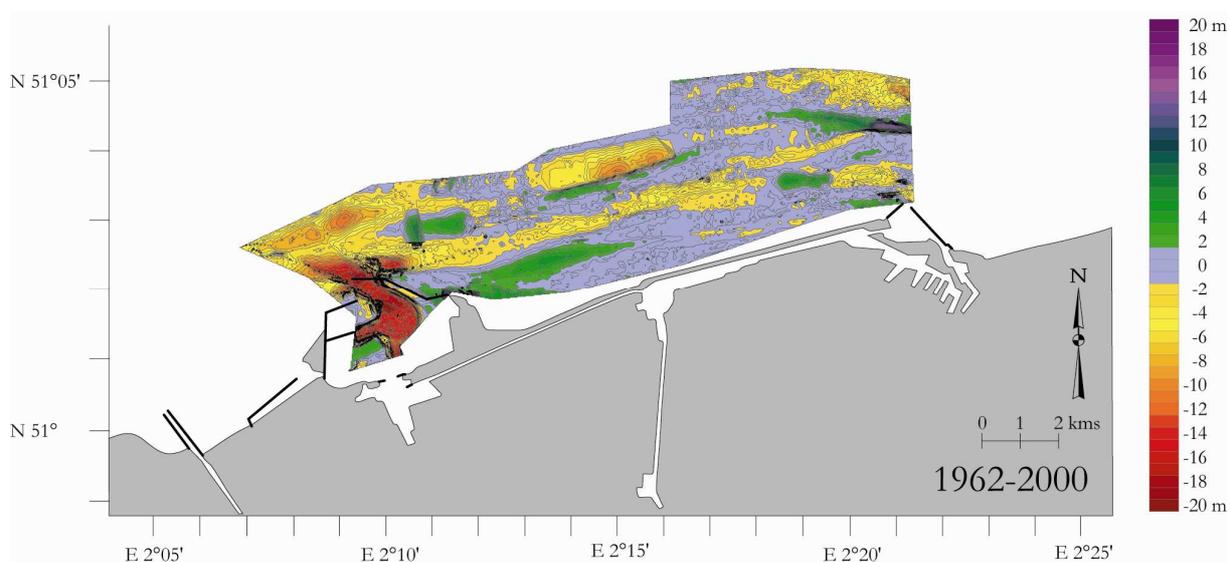


Figure.III.18 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1962 et 2000.

Les zones d'abaissement prédominent au cours de cette période surtout pour la partie ouest de la zone d'étude. En effet, la création de l'avant-port Ouest a entraîné une avancée de la ligne de rivage et un abaissement important des petits-fonds pour la mise en place des bassins et des chenaux d'accès. Deux zones ont pu être délimitées dans cette partie ouest, une première plus au large et une seconde au sein de l'avant-port Ouest. La première zone est visible sur les profils 1 à 5 entre 3 000 et 4 000 m avec un abaissement des fonds de 10 m environ (Fig.III.14). Cet abaissement des fonds est d'origine anthropique et lié aux travaux d'aménagements de l'avant-port Ouest. Le second abaissement dans la partie ouest du site correspond à l'actuel emplacement du port Ouest. Nous pouvons l'observer sur les profils 2 à 4 (Fig.III.14) entre 500 et 3 000 m, avec un abaissement supérieur à 15 m. Une troisième zone d'abaissement apparaît ensuite au centre de la zone d'étude et au large. Nous pouvons l'observer sur les profils 9 à 11 entre 2 700 à 3 500 m avec une perte comprise entre 5 et 10 m

(Fig.III.15 et 16). Cette perte de sédiments est liée à l'érosion d'un banc situé dans cette zone entre 2 500 et 4 000 m. La quatrième zone couvre en partie l'ensemble du site, elle est visible sur les profils 5 à 15 entre 1 500 et 2 500 m, mais l'abaissement observé est relativement moins marqué, inférieur à 5 m (Fig.III.14, 15 et 16). Cette érosion est plus ou moins anthropique avec l'impact des dragages des chenaux d'accès entre les ports. Sur l'est de la zone, nous avons encore une zone en abaissement assez importante, près de 10 m, qui est visible sur le profil 15 (Fig.III.16). La majorité des abaissements présents entre 1962 et 2000 sont liés à l'impact humain, aux travaux d'extension du port et à la création de l'avant-port Ouest.

II.3 L'apport des minutes de 1988

L'évolution de la morphologie des petits-fonds, entre 1962 et 2000, est très importante et résulte principalement des aménagements portuaires réalisés entre 1962 et 1984. Mais il ne faut pas omettre l'évolution qui suit ces grands travaux. Nous avons pu obtenir des minutes bathymétriques de 1988 couvrant une petite zone du secteur au devant de la digue du Braek (Fig.III.19). Cette zone est de faible superficie, mais peut néanmoins nous apporter des informations importantes sur l'évolution de la bathymétrie au cours des grands travaux entre 1962 et 1988 et sur celle qui suit entre 1988 et 2000 où l'intervention de l'homme a été moindre.

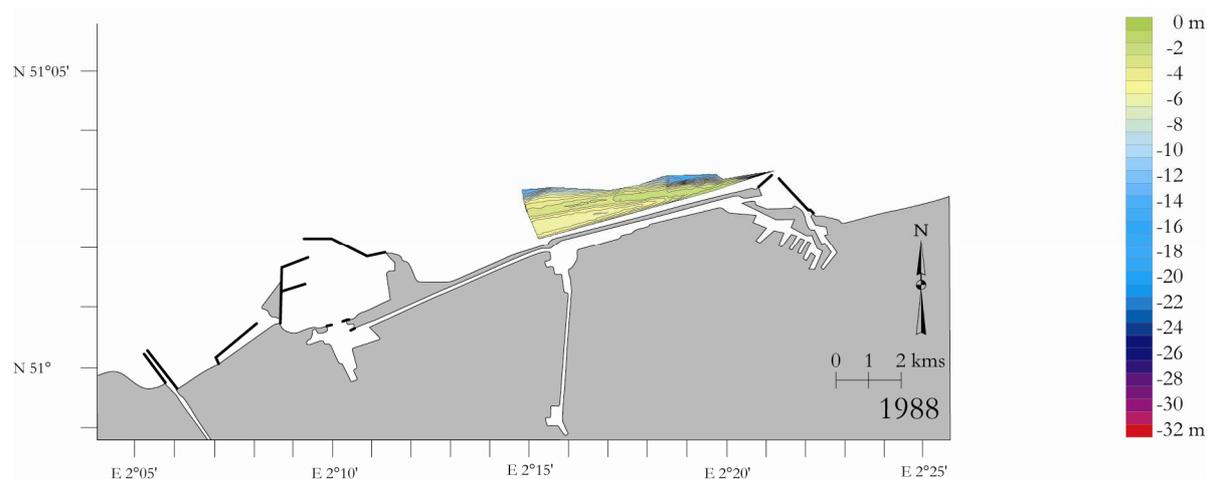


Figure.III.19 : Carte bathymétrique de 1988 d'après les minutes bathymétriques fournies par le P.A.D.

II.3.1 L'évolution entre 1962 et 1988

L'analyse de la carte différentielle de l'évolution de la morphologie des petits-fonds (Fig.III.20) sur la petite zone au devant de la digue du Braek nous montre que les variations sont en majeure partie comprises dans la marge d'erreur. Nous devons préciser que cette zone se trouve à proximité de la côte et que les profondeurs ne dépassent pas -15 m. Sur ce petit secteur nous pouvons percevoir une zone en abaissement et deux zones en exhaussement. La zone en abaissement, très léger, est liée à l'apparition d'un chenal entre l'estran et le banc proche du littoral, entre 200 et 800 m, comme le montrent les profils 11 à 13 (Fig.III.16). Pour les deux zones en exhaussement, la première se situe au nord de la zone en abaissement que nous venons de présenter, visible entre 900 et 1 500 m sur les profils 12 et 13 (Fig.III.16), elle correspond à la migration vers le large du flanc externe d'un banc proche de la côte, entre 700 et 1 200 m, tandis que sa face interne reste stable en raison de la présence d'un chenal qui semble se creuser sous l'effet des courants tidaux locaux. La seconde est située plus à l'est et résulte de la jetée sur la dynamique sédimentaire qui favorise le dépôt de sédiments comme nous le voyons sur le profil 15 (Fig.III.16).

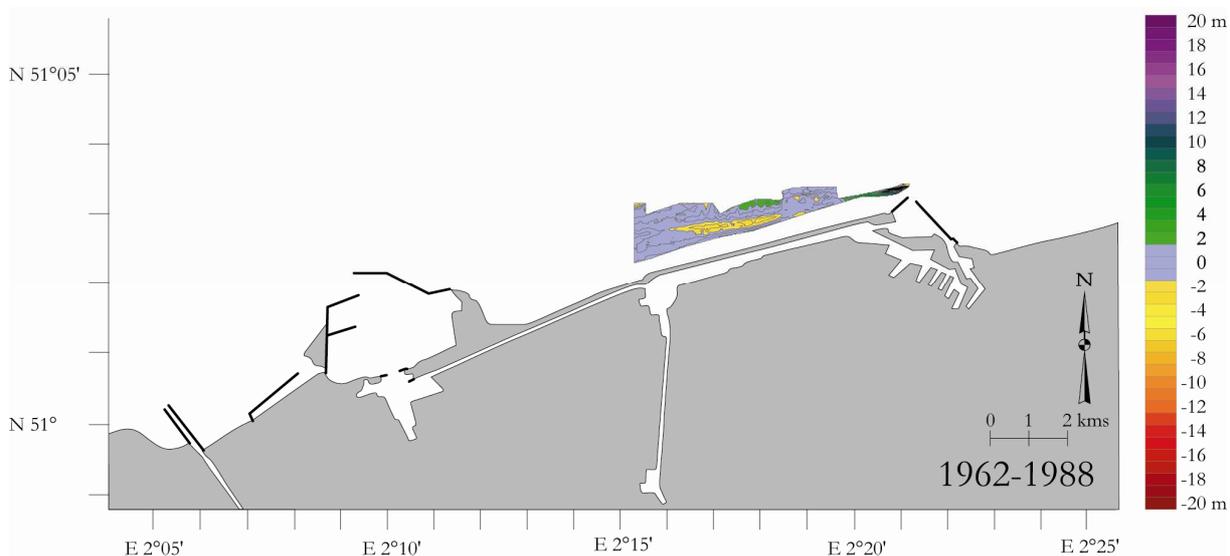
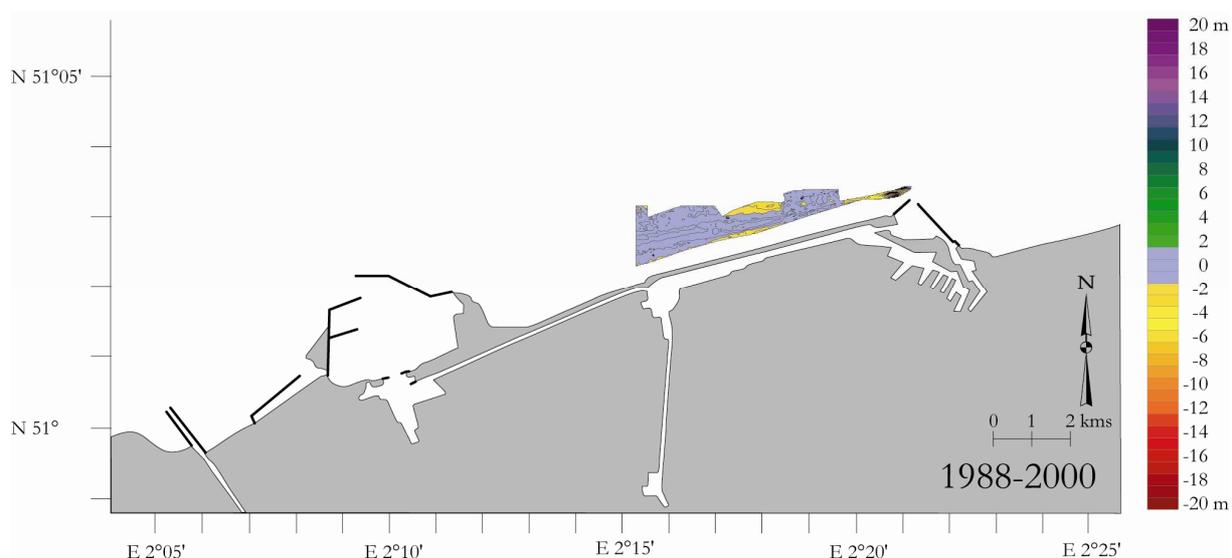


Figure.III.20 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1962 et 1988.

II.3.2 L'évolution de 1988 à 2000

Entre 1988 et 2000, tous les grands travaux d'extension du port de Dunkerque sont achevés et l'évolution de la morphologie des petits-fonds est en grande partie naturelle. La carte différentielle de cette période montre tout comme la précédente que la majeure partie de

l'évolution des petits-fonds est comprise au sein de la marge d'erreur. Nous observons trois zones d'abaissement des petits-fonds. La première se situe au centre de la petite zone disponible, visible sur les profils 12 et 13 entre 800 et 1 200 m (Fig.III.16). Elle est liée à l'avancée d'un banc qui tend à venir s'accoler à la côte comme nous pouvons le voir sur les profils 12 et 13 (Fig.III.16). Nous observons, dans le même temps, un mouvement vers la côte d'un chenal séparant l'estran de ce banc, visible aussi sur ces mêmes profils. Pour ces deux zones, les évolutions observées entre 1962 et 1988 et entre 1988 et 2000 sont parfaitement inverse et conduisent à une stabilité entre 1962 et 2000. Enfin, la dernière zone où l'on observe un abaissement de l'estran à proximité de la jetée du port Est, visible sur le profil 15 entre 300 et 600 m (Fig.III.16). Cet abaissement est sûrement lié aux dragages effectués pour éviter l'ensablement de l'avant-port Est, mais aussi sous l'impact des courants tidiaux longitudinaux.



II.4 Synthèse

La morphologie des petits-fonds a connu de grands bouleversements au cours du XX^{ème} siècle. L'étude des différentes campagnes bathymétriques à notre disposition a permis d'obtenir une vision assez générale des phases d'évolution de la morphologie des petits-fonds au devant de la plage du Clipon. Afin de compléter et de mieux percevoir cette évolution, nous avons calculé le volume de sédiments présents, sur une zone commune aux trois campagnes de levés bathymétriques, avec une base fixée à -30 m. Entre 1911 et 1962, l'évolution est essentiellement naturelle, et les changements observés sont causés par le

déplacement des bancs sableux présents dans la zone d'étude vers la côte et aussi vers l'est sous l'action des courants tidaux longitudinaux. Au cours de cette période, il n'y a que peu de changements au niveau du trait de côte, sauf ceux liés à la seconde guerre mondiale et la première phase de construction de la digue du Braek. Le volume présent en 1911 représente 961,8 millions de m³ et, en 1962, ce volume est de 959,2 millions de m³. La variation entre ces deux dates est donc infime et correspond à une perte de 0,3 % du volume présent en 1911. Puis entre 1962 et 2000, les variations sont beaucoup plus importantes et marquées. En effet, le volume calculé pour 1962 est de 959,2 millions de m³ et pour 2000 il est de 904,1 millions de m³, soit une perte de 5,8 % entre ces deux dates. Tous les volumes ont été calculés par rapport à un plancher de -30 m. Cette variation résulte principalement des grands travaux d'aménagement du port de Dunkerque au cours de la période 1962-1984. L'utilisation des données de 1988, bien que ne couvrant qu'une petite zone proche du littoral, nous permet de voir que l'implantation des divers aménagements a eu un impact direct sur les petits-fonds, avec un apport de sédiments de la partie ouest, et que pour la période 1988-2000, les évolutions sont à nouveau plus naturelles et les petits fonds ont tendance à retrouver leur morphologie de 1962, pour ce petit secteur. L'analyse de l'évolution des petits-fonds nous apporte de nombreuses indications sur les tendances générales d'évolution des fonds, mais ne permet pas de percevoir l'impact d'événements se produisant sur de courts pas de temps.

III Modélisation de la propagation de la houle

L'analyse de l'évolution de la morphologie des petits-fonds, a permis d'observer d'importants changements dans la bathymétrie de la zone d'étude liés notamment à la migration des bancs tidaux, que ce soit en direction ou parallèlement à la côte, mais aussi par l'impact des actions anthropiques comme les creusements et dragages. Nous avons utilisé le modèle de propagation de la houle SWAN afin de simuler les impacts de ces changements dans la bathymétrie sur la propagation des houles vers la côte. A l'aide des données de houle au niveau du port de Dunkerque (cf Fig.I.10) et au niveau du banc du Sandettie, situé au large de Calais, nous avons pu retenir les caractéristiques principales de la houle que nous voulons étudier. Nous avons retenu trois directions pour la propagation de la houle qui sont les houles prépondérantes au niveau de Dunkerque c'est-à-dire le nord-ouest, le nord et le nord-est. Pour les caractéristiques de la houle nécessaires pour le modèle SWAN, hauteur significative et période, nous avons opté pour deux types de houle. Une première, représentant des houles

importantes présentes lors de gros coups de vent, c'est-à-dire une hauteur significative de 2 m pour une période de 5 s. La seconde houle utilisée est la houle annuelle avec une hauteur significative de 4,7 m pour une période de 8 s (Clique et Lepetit, 1986). Ces choix ont été effectués pour être les plus représentatifs des données présentes dans la zone et de la surface sur laquelle nous avons propagé la houle. Nous allons présenter les résultats obtenus à l'aide de ce modèle pour les bathymétries de 1911, 1962 et 2000. Nous avons défini une zone commune parallèle au trait de côte pour l'ensemble des données bathymétriques à notre disposition. Ces données nous ont permis de définir une zone couvrant l'ensemble du secteur d'étude jusqu'à une profondeur d'environ -25 m, mais sur une largeur assez faible d'environ 4 000 m (Fig.III.22). Le suivi de 6 à 8 profils transversaux permet de mieux percevoir la propagation de la houle et l'évolution de la hauteur significative vers la côte.

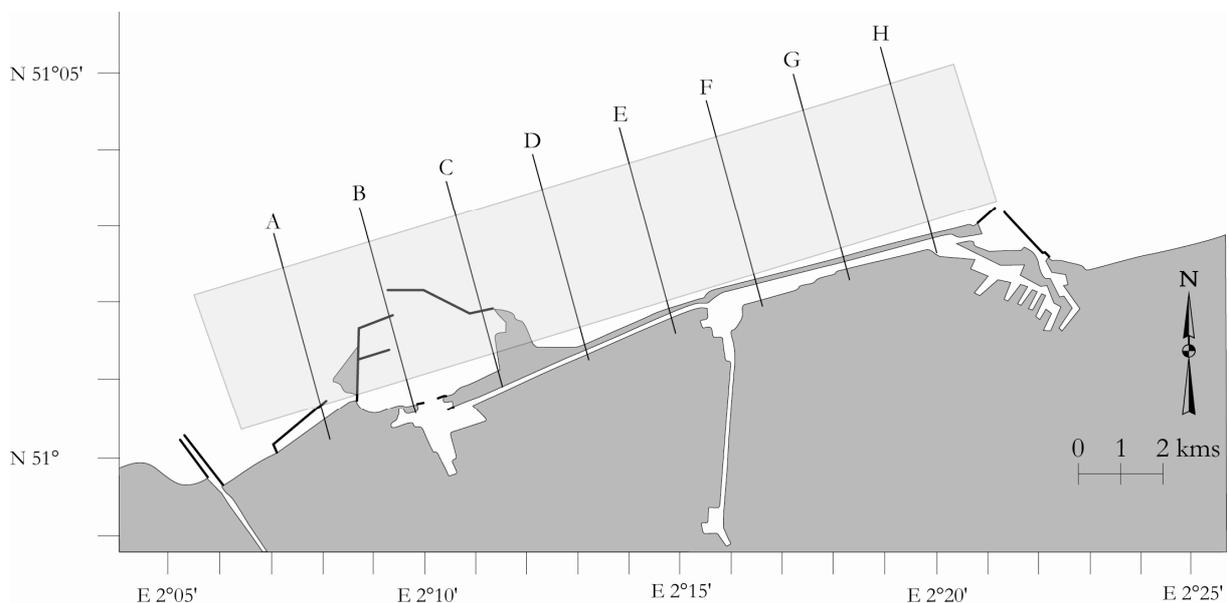


Fig.III.22 : Localisation de la zone de propagation du modèle SWAN et des profils transversaux suivis.

III.1 Propagation de la houle sur la bathymétrie de 1911 (Fig.III.23 (a, b et c))

La bathymétrie de 1911 utilisée pour la propagation de la houle, à l'aide du modèle SWAN, nous montre la présence de deux bancs et de deux chenaux principaux. Nous pouvons percevoir un premier banc dans la partie centrale de la zone de propagation, visible sur les profils C à F (Fig.III.23a). Ce banc se situe à une distance de 3 500 m en moyenne du rivage et son sommet est plus proche de la surface pour sa partie est. Au niveau du profil C, le banc est à environ -8 m contre -3 m pour le profil F (Fig.III.24 et III.25). Un second banc plus proche de la côte est visible sur les profils F à H, entre 2 000 et 3 000 m de la côte. Tout

comme pour le banc plus au large, son sommet est plus affleurant dans sa partie est (-8 m au niveau du profil F contre -2 m au niveau du profil H (Fig.III.24 et III.25)). Cette accumulation plus importante dans la partie est des bancs est liée à la dominance des courants tidaux vers l'est le long de la façade méridionale de la Mer du Nord (cf.chapitre I). Nous pouvons aussi observer deux chenaux dans cette zone, un premier situé à l'est de la zone étudiée et orienté ouest-nord-ouest/est-sud-est. Il est visible sur le profil G entre 3 000 et 4 000 m au niveau du profil H avec une profondeur de -25 m environ (Fig.III.25). Le second chenal est présent sur la majeure partie de la zone de propagation. Il est orienté ouest/est, visible sur les profils B à H avec une profondeur comprise entre -13 et -20 m (Fig.III.24 et III.25).

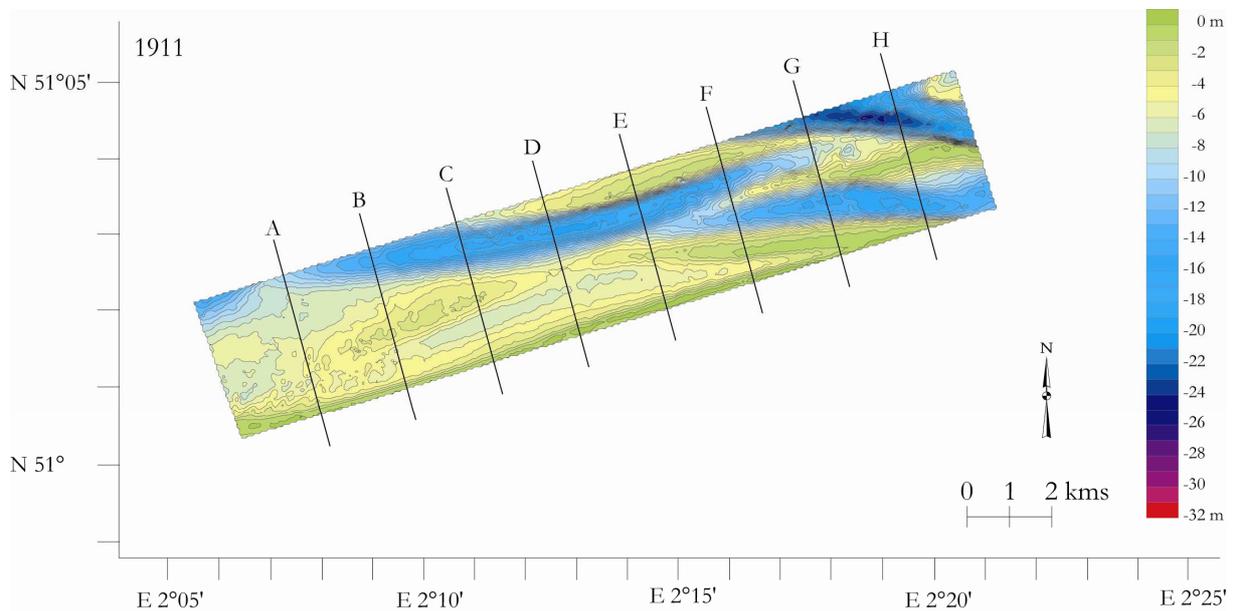


Figure.III.23a : Bathymétrie de 1911 pour la zone de propagation de houles à l'aide du modèle SWAN.

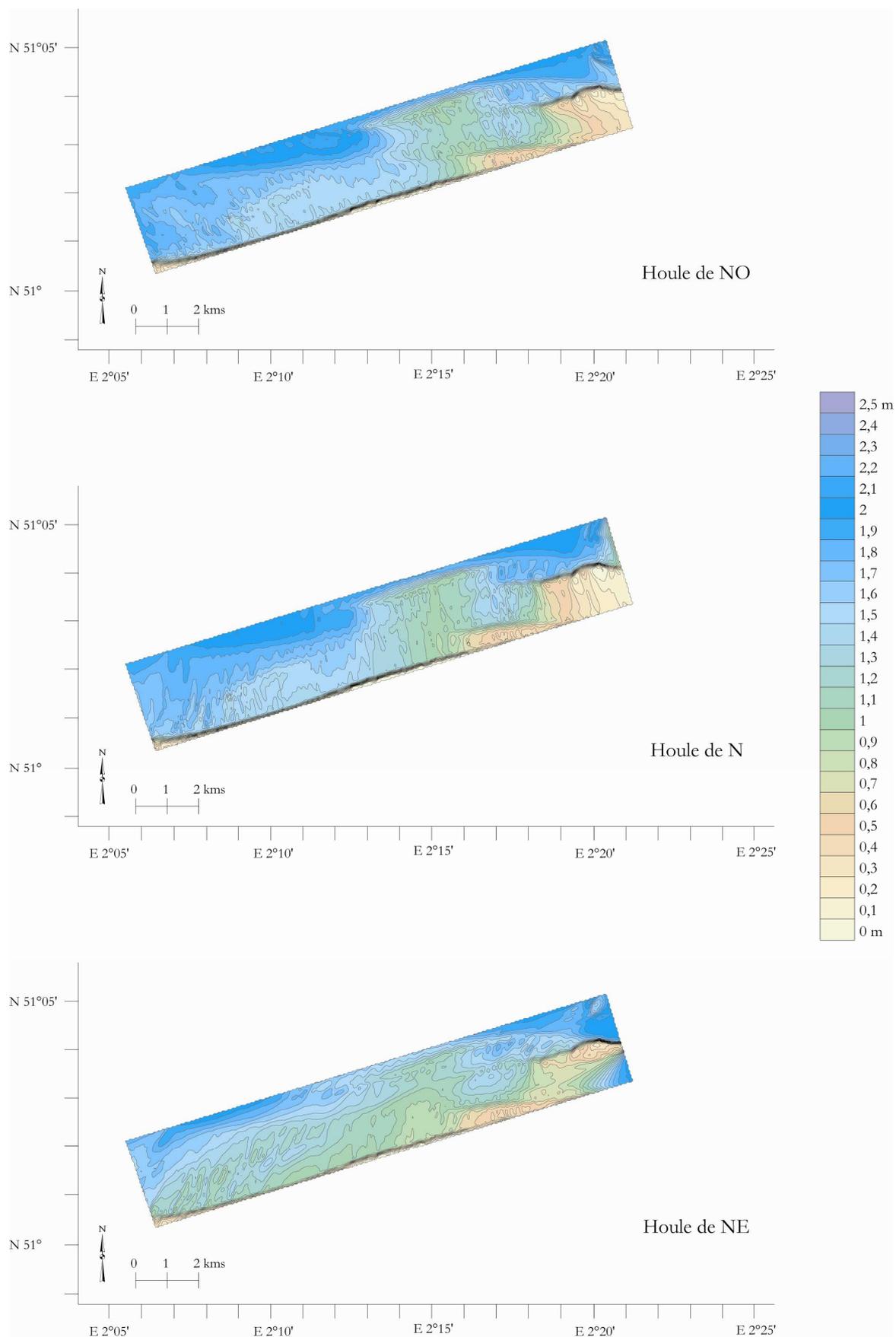


Figure.III.23b : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1911 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 2m avec une période de 5 s.

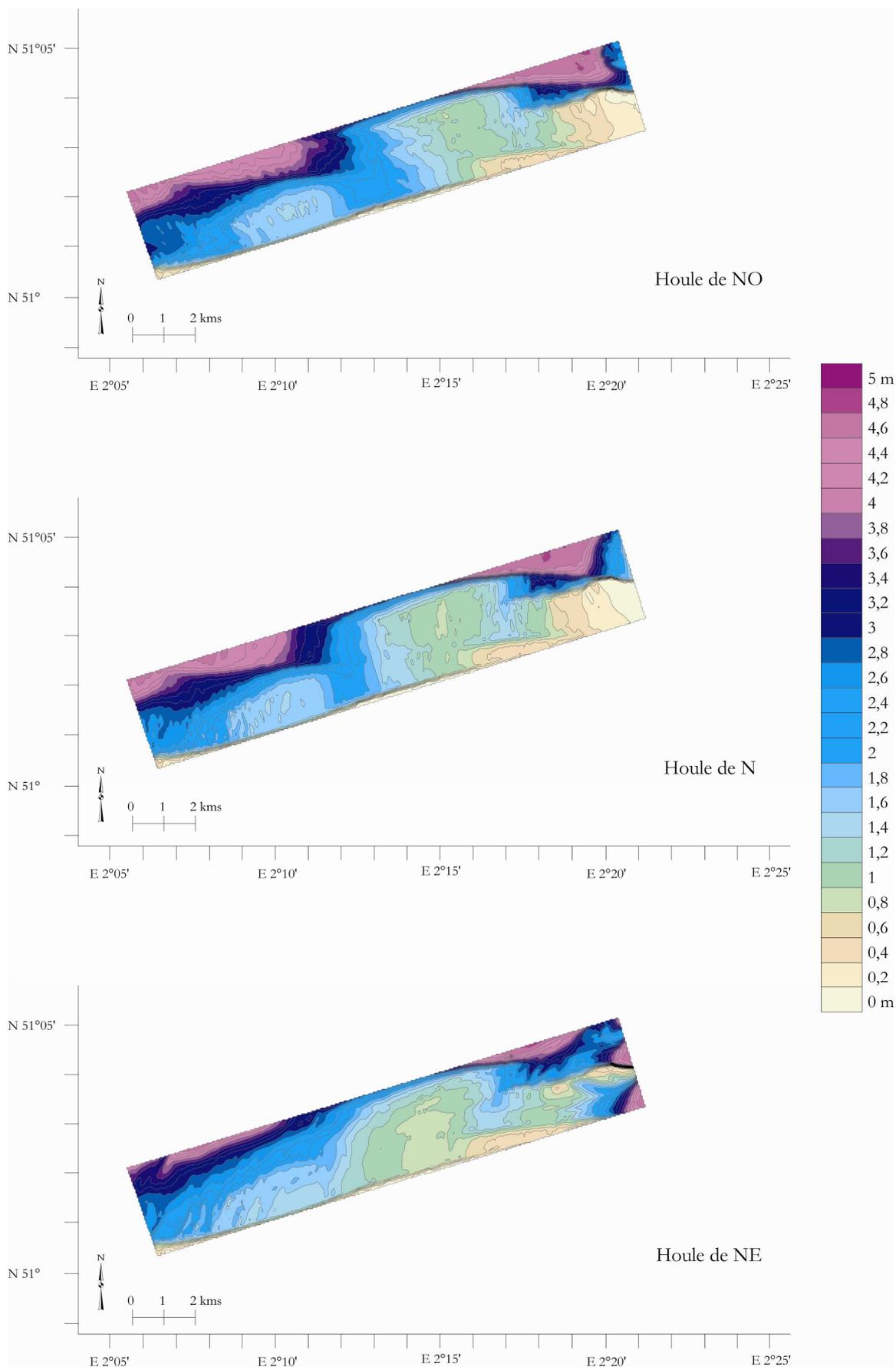


Figure.III.23c : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1911 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 4,7m avec une période de 8 s.

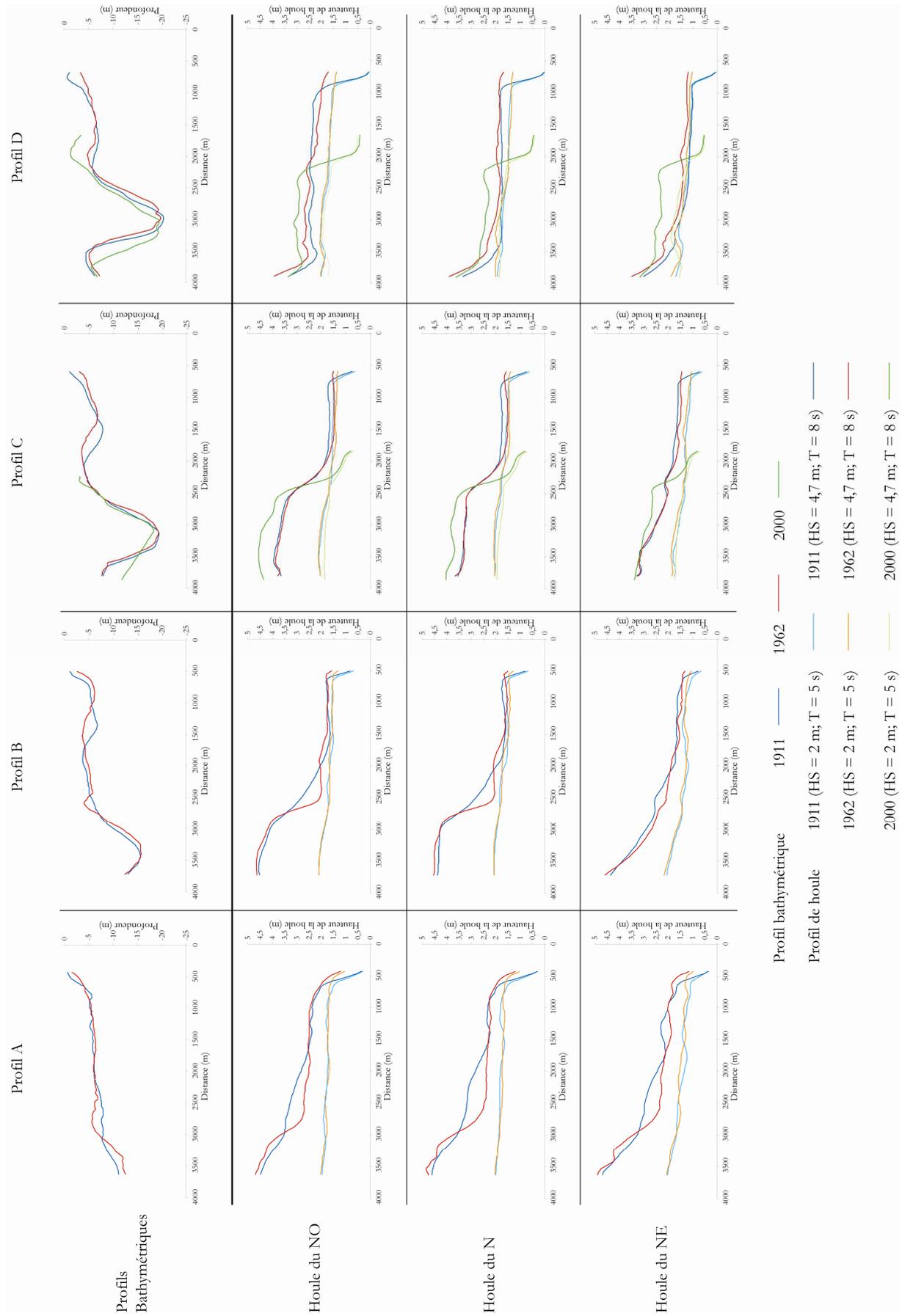


Figure.III.24 : Profils bathymétriques et profils de houle A à D.

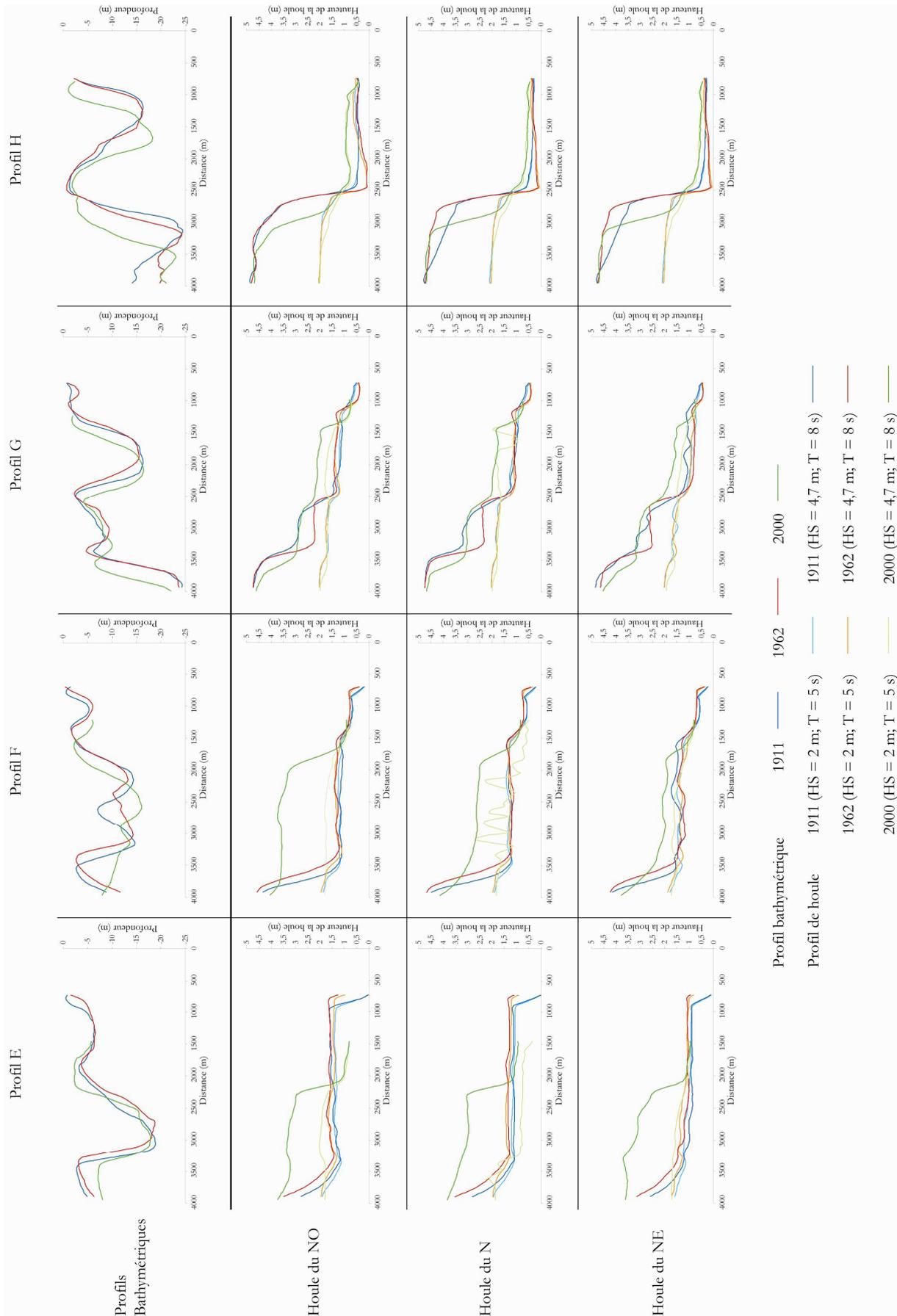


Figure.III.25 : Profils bathymétriques et profil de houle E à H.

III.1.1 La houle de nord-ouest

Pour chaque campagne bathymétrique à notre disposition, nous avons simulé la propagation de la houle selon les trois directions retenues pour les deux types de houle étudiés. Pour la propagation d'une houle de nord-ouest, nous pouvons voir que cette dernière atteint la côte avec des hauteurs significatives assez faibles, qu'il s'agisse d'une houle de 2 m ou de 4,7 m (Fig.III.23b et c). La houle arrive à la côte avec une hauteur de 0,4 m sur l'ensemble de la zone suivie sauf au niveau des profils D à F où la houle est quasi-nulle (Fig.III.24 et III.25). Pour la propagation d'une houle de 2 m (Fig.III.23b) avec une période de 5 s, nous pouvons observer sur les profils A à E une diminution brutale de la hauteur de la houle à proximité de la côte, les bancs présents dans cette zone n'ont aucune incidence sur la propagation et le déferlement de la houle (Fig.III.24 et III.25). Pour les profils F et G, la diminution principale de la houle s'effectue toujours à proximité de la côte, mais nous pouvons observer que les bancs plus affleurant dans cette partie de la zone suivie entraînent une diminution de la hauteur de la houle. Cette diminution s'effectue à 3 500 m sur le banc le plus au large pour le profil F et à 2 500 m et pour le profil G au niveau du second banc (Fig.III.25). Pour le profil H, la houle déferle assez loin de la ligne de rivage (à 2 500 m) par la présence du banc plus affleurant dans cette zone (Fig.III.25).

Pour les houles de 4,7 m (Fig.III.23c) avec une période de 8 s, nous observons la plupart du temps une double diminution des hauteurs sauf au niveau du profil A où la houle diminue progressivement avec la pente, jusqu'à déferler au même niveau que pour une houle de 2 m. Pour le reste du site, nous pouvons voir une première diminution dès que les fonds atteignent la profondeur de 10 m. Cette diminution est progressive au niveau des profils B et C, puis une seconde diminution intervient au même niveau que celle observée pour la houle de 2 m (Fig.III.25). Pour les profils D à F la première diminution se fait au large par la présence du banc situé dans cette zone puis le second s'effectue à la même distance de la côte que les houles de 2 m (Fig.III.24 et III.25). Cependant les houles arrivant proche de la côte pour les profils D et E sont plus élevées que celles observées après la diminution principale de hauteur des houles pour le reste du site. La houle déferle avec une hauteur de 2,5 m environ au niveau de ces 2 profils contre 1,5 à 2 m pour le reste du site. Pour le profil G on observe trois diminutions de la hauteur des houles, deux successives sur le banc entre 2 500 et 3 500 m, puis une troisième à la côte (Fig.III.25). Pour le profil H, tout comme pour la houle

de 2 m, la diminution d'effectue plus au large (2 000 m), et la houle arrivant à la côte est minime voir nulle (Fig.III.25).

III.1.2 La houle de nord

La propagation d'une houle de secteur nord, nous donne des résultats similaires, dans l'ensemble, à ceux observés pour la propagation d'une houle de secteur nord-ouest. Pour une houle de 2 m (Fig.III.23b), la propagation de la houle diffère au niveau de la zone centrale par rapport à une houle de nord-ouest. Nous pouvons observer au niveau des profils D et E (Fig.III.24 et III.25) que la houle arrive à la côte avec une hauteur légèrement inférieure à celle d'une houle de nord-ouest. Cette diminution est d'environ 0,3 m au niveau du profil D, est plus importante au niveau du profil E, avec une diminution de 0,3 à 0,5 m environ. Ces variations sont visibles entre 800 et 3 500 m et sont liées à l'impact plus important du banc situé à 3 500 m dans ce secteur pour une houle plus frontale. Pour les houles de 4,7 m (Fig.III.23c), nous observons une propagation assez semblable à celle d'une houle de nord-ouest, sauf, au niveau de la zone centrale comme pour les houles de 2m, ainsi que dans la partie est de la zone suivie. Ces variations sont visibles au niveau des profils C à E (Fig.III.24 et III.25) ainsi que pour la zone proche de l'avant port Est visible sur le profil H (Fig.III.25). Au niveau de la zone centrale, nous observons une diminution de la hauteur des houles de 0,5 m environ entre 2 500 et 4 000 m au niveau du profil C, et de 0,5 à 0,6 m entre 800 et 3 500 m pour les profils D et E. Ces variations sont liées, comme celles observées pour la propagation des houles de 2 m à l'impact des bancs au large de la zone suivie pour une houle plus frontale. La dernière zone où nous pouvons voir des variations se situe à l'est de la zone et est visible sur le profil H entre 2 500 et 3 800 m avec une baisse de la hauteur des houles de 0,5 m. Cette variation est aussi liée à l'impact plus frontal de la houle sur le banc plus au large situé dans cette zone.

III.1.3 La houle de nord-est

Pour la propagation d'une houle de nord-est, les résultats sont assez différents de ceux obtenus pour les deux autres directions de propagation. Pour la houle de 2 m (Fig.III.23b), nous avons la partie ouest et la partie centrale du site qui sont beaucoup plus protégées, comme le montrent les profils A à E (Fig.III.24 et III.25), tandis que la partie est l'est un peu moins. En effet, les houles dans cette zone sont nettement plus atténuées, avec une diminution

de la hauteur des houles de 0,5 m environ jusqu'à la zone où la hauteur de la houle diminue fortement (environ 800 m de la côte). Pour la houle de 4,7 m (Fig.III.23c), nous observons, là encore, des résultats différents à ceux recueillis pour les deux autres directions. Pour la partie ouest de la zone étudiée, nous observons une houle nettement moins marquée que pour les deux autres directions. En effet, sur les profils A à C (Fig.III.24) nous pouvons observer une diminution d'environ 0,5 m sur le profil A et une plus forte diminution, comprise entre 1 et 2 m, entre 2 000 et 4 000 m au niveau des profils B et C. La zone centrale reste très protégée avec une houle déjà très atténuée au large (de 2,5 à 3 m) comme nous pouvons le voir sur les profils D et E (Fig.III.24 et III.25). Nous observons aussi pour cette zone une diminution de la hauteur de la houle de plus de 0,5 m entre 800 et 3 500 m. La partie est de la zone est celle où les houles sont les plus hautes, mais elles sont assez semblables à celles enregistrées pour les deux autres directions. Nous pouvons toutefois apercevoir qu'au niveau du profil F (Fig.III.25) la houle se reforme entre les deux bancs présents dans cette zone, soit entre 1 500 et 2 500 m. La hauteur de la houle augmente de 0,3 m environ. Nous pouvons ainsi voir que la partie ouest du site est plus protégée pour les houles de ce secteur.

III.2 Propagation de la houle sur la bathymétrie de 1962 (Fig.III.26 (a, b et c))

La bathymétrie des petits-fonds en 1962 (Fig.III.26a), présente des caractéristiques similaires à celles observées en 1911, avec la présence d'un chenal principal coupant la zone d'étude du nord-ouest au sud-est et un second situé au nord est de la zone d'étude. Les deux cartes bathymétriques sont assez semblables, comme nous avons pu le voir lors de l'étude de la variation de la bathymétrie entre 1911 et 1962 (cf. II.1). Les quelques variations visibles sont liées à la migration des bancs tidaux que ce soit vers la côte, ou le long de cette dernière.

III.2.1 La houle de nord-ouest

Comme pour les résultats obtenus pour la bathymétrie de 1911, la houle de 2 m se trouve fortement atténuée en arrivant à la côte (inférieure à 0,5 m environ) (Fig.III.26b). Ces résultats sont assez similaires à ceux observés précédemment, avec une diminution de la hauteur des houles à proximité de la côte (800 m environ) pour la partie ouest, visible sur les profils A à E (Fig.III.24 et III.25), et une partie est plus protégée, sous l'action des deux bancs affleurant successifs dans ce secteur (moins de 5 m de la surface), avec une première diminution plus au large (entre 2 500 et 3 500 m) puis un second à proximité de la côte

(800 m), profils F à H (Fig.III.25). Pour les houles de 4,7 m (Fig.III.26c), nous observons la même tendance que pour la propagation sur la bathymétrie de 1911. La zone est du site, au devant de la digue du Braek reste très protégée des houles en raison de la présence des bancs qui dissipent leur énergie. Nous pouvons aussi voir deux zones où la houle arrive à la côte avec une hauteur plus importante (près de 2 m) à l'ouest du site, visibles sur le profil A (Fig.III.24) et plus au centre, visible sur les profils D et E (Fig.III.24 et III.25). Ces deux zones correspondent à celles déjà observées sur la bathymétrie de 1911.

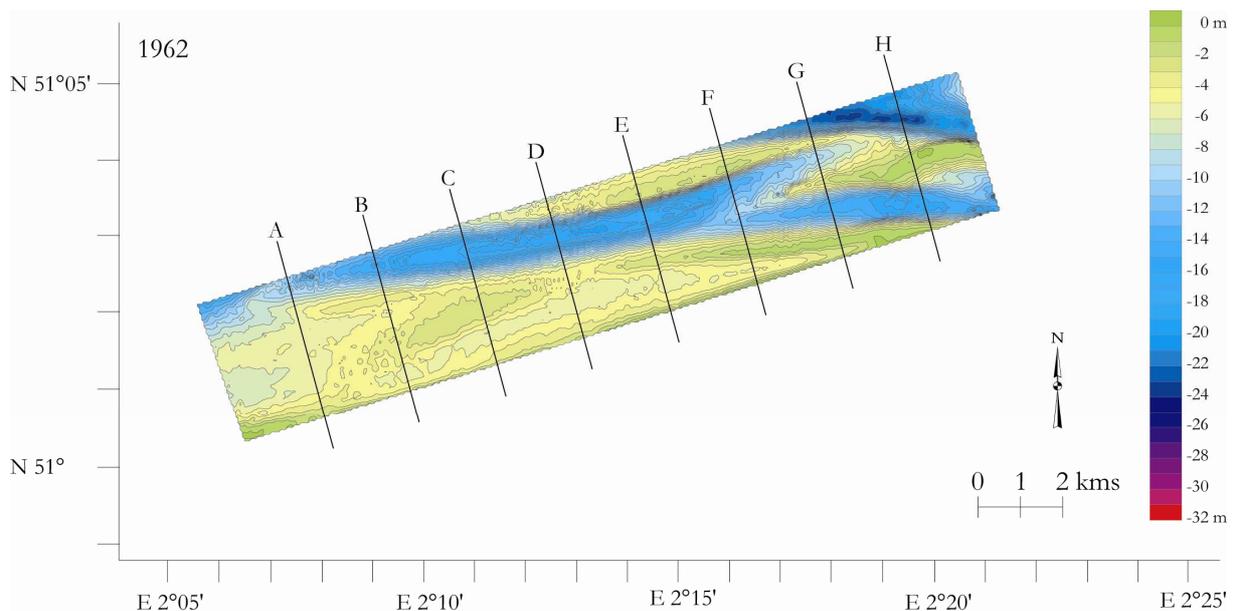


Figure.III.26a : Bathymétrie de 1962 pour la zone de propagation de houles à l'aide du modèle SWAN.

III.2.2 La houle de nord

La propagation d'une houle de nord sur la bathymétrie de 1962 donne des résultats semblables à ceux recueillis sur la bathymétrie de 1911. Ces résultats sont aussi analogues à ceux d'une propagation de nord/ouest pour les bathymétries de 1911 et 1962. Pour la propagation d'une houle de 2 m (Fig.III.26b), nous pouvons observer quelques légères variations dans la zone ouest et centrale (des profils A à F (Fig.III.24 et III.25)), où la diminution de la hauteur des houles s'effectue légèrement plus proche de la ligne de rivage par rapport à 1911. Cette diminution, plus tardive, s'explique par la modification, dans toute cette zone, des petits-fonds proches de la côte avec une augmentation de la profondeur et une diminution de la pente. La propagation de la houle pour la zone est reste semblable avec peu de variations.

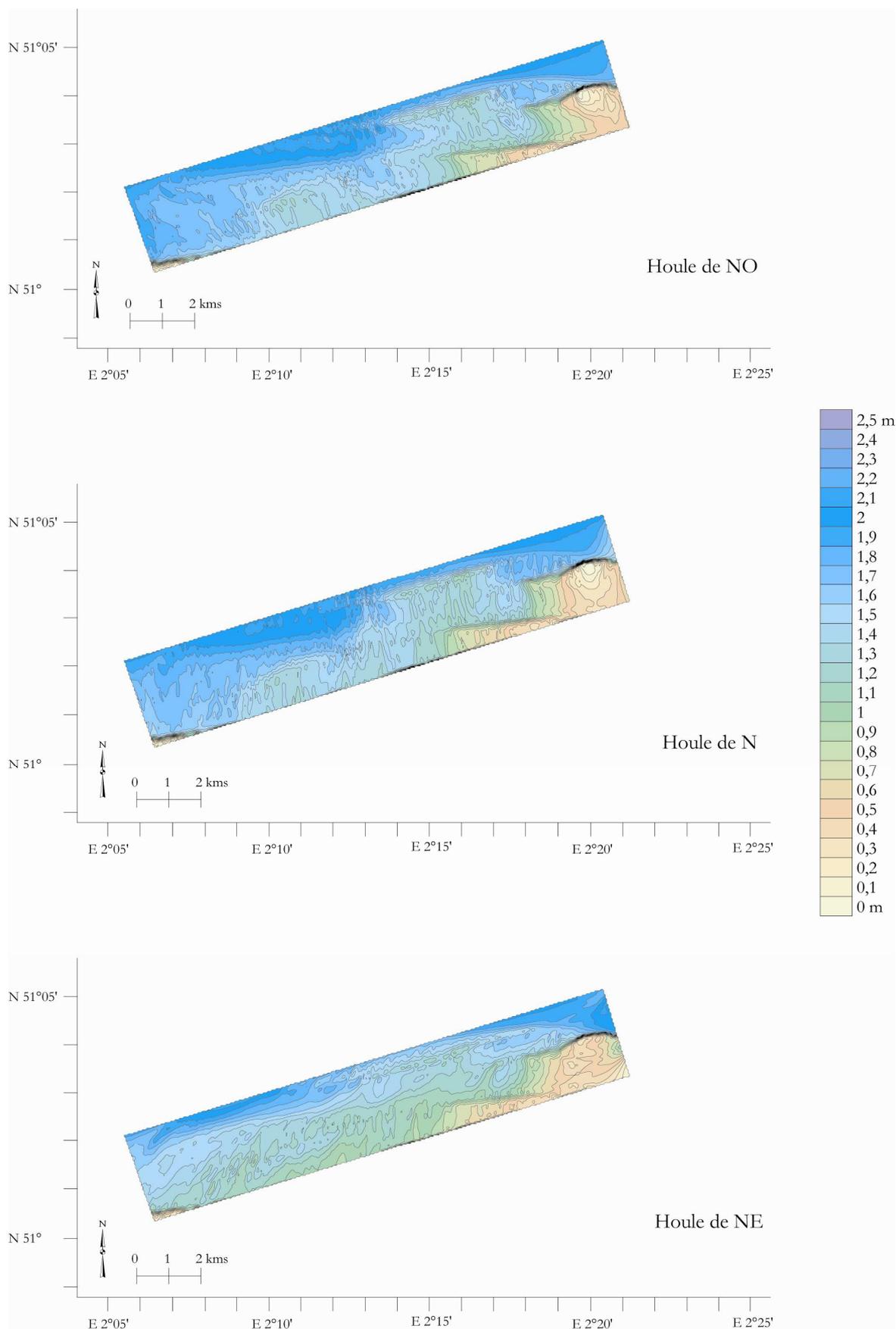


Figure.III.26b : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1962 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 2m avec une période de 5 s.

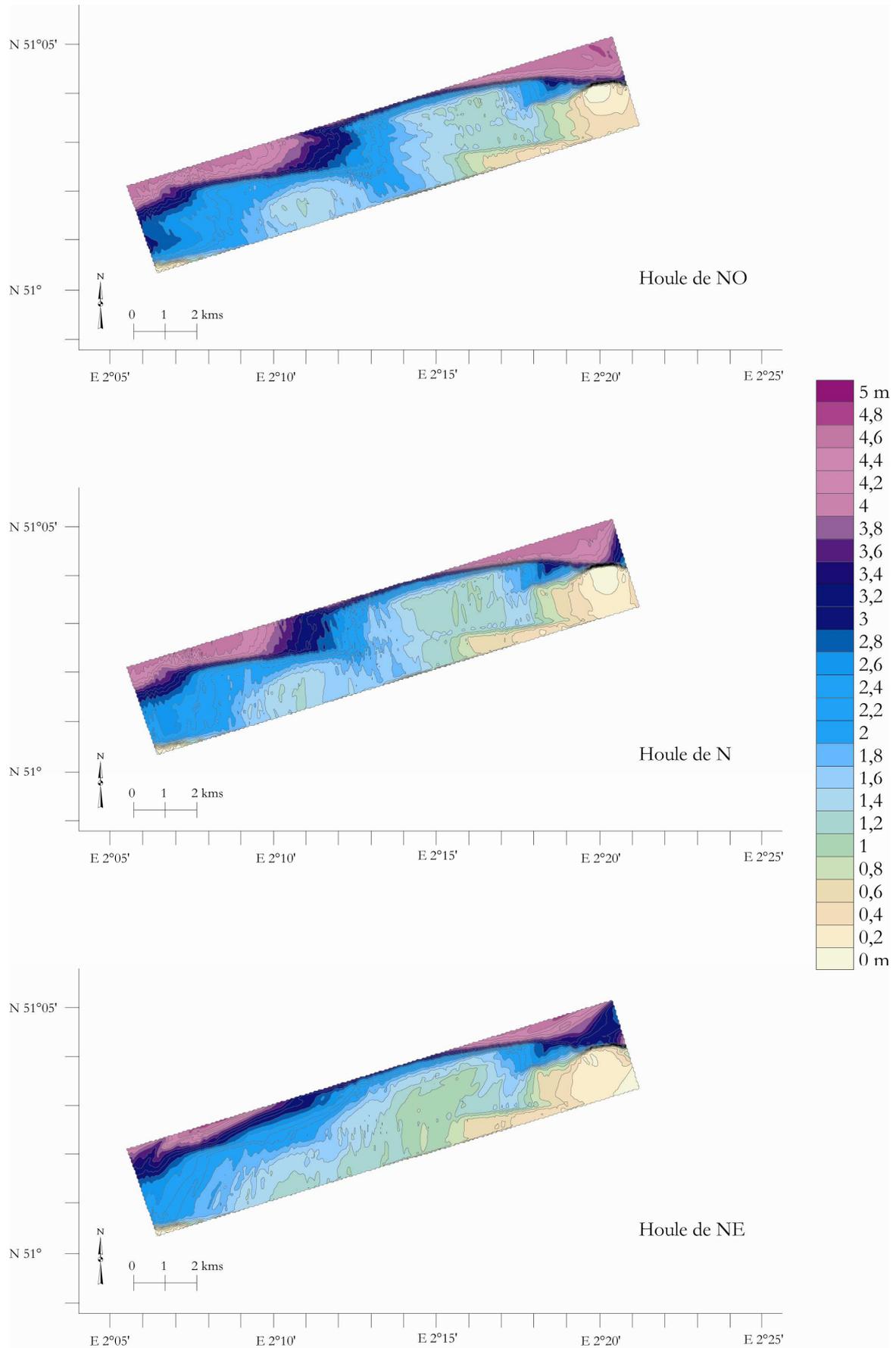


Figure.III.26c : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1962 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 4,7m avec une période de 8 s.

Pour la propagation de la houle de 4,7 m (Fig.III.26c), les variations observées sont un peu plus marquées. Ces variations sont directement liées aux modifications de la bathymétrie au cours de la période 1911-1962. La zone est, au devant la digue du Braek, reste protégée. Les houles arrivent très atténuée à la côte ($< 0,5\text{m}$). Nous pouvons observer sur les profils G et H (Fig.III.25) que les changements, subis par le banc présent entre 2 000 et 3 500 m, agissent sur la diminution de la hauteur de la houle en fonction de l'élévation ou de l'abaissement du sommet du banc. Les zones ouest et centrale restent plus exposées aux houles qui atteignent la côte avec une hauteur d'environ 0,5 m, comme nous pouvons le voir sur les profils A à E (Fig.III.24 et III.25). Tout comme nous avons pu l'observer pour la zone est, les variations bathymétriques ont une répercussion directe sur la hauteur de la houle, mais les tendances générales de propagation restent similaires à celles observées pour la bathymétrie de 1911. La propagation pour une houle de nord-ouest et pour une houle de nord sont assez semblables dans l'ensemble.

III.2.3 La houle de nord-est

La propagation d'une houle de nord-est sur la bathymétrie de 1962 est différente de celle observée pour des houles de nord-ouest et nord, comme pour la bathymétrie de 1911. Les tendances observées sur la bathymétrie de 1911 restent semblables, avec la zone ouest et centrale plus protégée, que pour des houles de nord-ouest et nord. Pour les houles de 2 m (Fig.III.26b), nous pouvons voir que la zone est, profil F à H (Fig.III.25), reste la plus protégée avec une diminution de la hauteur de la houle s'effectuant entre 2 500 et 3 500 m, sous l'effet du banc présent dans cette zone. La houle arrive à la côte, dans la partie ouest et la partie centrale (profil A à E (Fig.III.24 et III.25)), avec une hauteur plus faible ($< 0,5\text{ m}$) que pour des propagations de nord-ouest et nord. Les résultats enregistrés sont similaires à ceux de 1911 pour le même type de houle. Pour les houles plus marquées (4,7 m) (Fig.III.26c), nous pouvons voir des résultats très proches de ceux observés en 1911. En effet, quelque soit la zone, les résultats observés sont réellement semblables à ceux recueillis en 1911. Nous pouvons observer une légère variation au niveau du profil H (Fig.III.25) où les houles ne diminuent que très faiblement entre 4 000 et 2 500 m contrairement à 1911 où les hauteurs diminuaient plus rapidement avant une autre baisse significative à 2 500 m. Nous pouvons expliquer ce phénomène par l'abaissement à 4 000 m des fonds avec la disparition d'un petit banc présent dans cette zone, liée au creusement du chenal d'accès de l'avant-port Est.

III.3 Propagation de la houle sur la bathymétrie de 2000 (Fig.III.27 (a, b et c))

La bathymétrie de 2000 (Fig.III.27a) est très différente de celle de 1911 et 1962. La morphologie des petits-fonds a fortement évolué par rapport à celle de 1962. Les données bathymétriques à notre disposition ne nous ont pas permis de propager la houle sur la même surface que pour les années 1911 et 1962. En effet les profils A et B se situent au niveau de l'avant-port Ouest et il est difficile d'effectuer une simulation de propagation de houle dans cette zone. Nous avons dû, suite aux grandes transformations subies par le site, modifier la zone de propagation aussi bien à l'ouest qu'au sud suite à l'avancée importante du trait de côte au cours de cette période. Les chenaux sont toujours présents mais ont subi des variations au niveau de la profondeur et de leur emplacement. Le banc situé le plus au large est encore présent, mais lui a aussi beaucoup évolué avec un abaissement important (entre 5 et 10 m) au niveau des profils E et F (Fig.III.25). Nous pouvons aussi observer que le banc situé à l'est entre les deux chenaux est encore présent. Au niveau de la côte, nous observons une zone d'accumulation de sédiments et d'exhaussement des petits-fonds qui forment un banc tidal très proche de la côte visible sur les profils F à H (Fig.III.25).

III.3.1 La houle de nord-ouest

Les variations des petits-fonds et du trait de côte, au cours de la période 1962-2000, ont entraîné de nombreuses modifications au niveau de la propagation de la houle. Pour des houles de 2 m (Fig.III.27b), nous pouvons voir que les houles arrivent très atténuées (< 0,5 m) sur l'ensemble de la zone d'étude, alors qu'il n'y avait que la zone est qui était protégée pour les années 1911 et 1962. L'apparition d'un banc affleurant (< 5m de la surface), entre 1 500 et 2 500 m, engendre une diminution de la hauteur des houles, qui arrivent très atténuées malgré la proximité du trait de côte (Fig.III.24). Pour les houles de 4,7 m (Fig.III.27c), nous observons des variations importantes par rapport à la propagation effectuée sur les cartes bathymétriques de 1911 et 1962. Les houles arrivent atténuées à la côte sur la majeure partie de la zone d'étude tout comme pour les houles de plus faible hauteur. Dans les parties ouest et centrale, le trait de côte a fortement avancé, mais la houle arrive à la côte avec une hauteur faible (environ 0,5 m). Cependant, la diminution principale s'effectue à proximité de la côte avec une diminution importante de la hauteur des houles, passant de 3,5 à 1 m au niveau du profil C, de 2,5 à 0,5 m au niveau du profil D et de 3 à 1 m pour le profil E (Fig.III.24 et III.25).

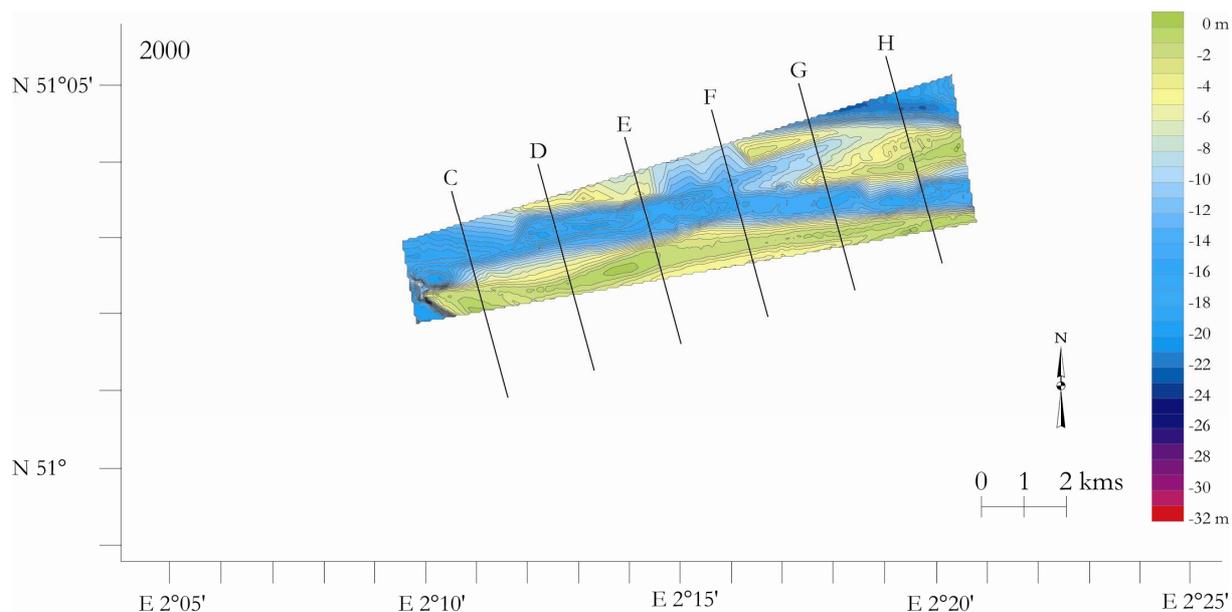


Figure.III.27a : Bathymétrie de 2000 pour la zone de propagation de houles à l'aide du modèle SWAN.

Dans cette zone la houle au large est aussi moins atténuée avec l'abaissement des petits-fonds, et le creusement du chenal d'accès entre les deux ports et les travaux de création de l'avant-port Ouest. La partie est du site reste aussi assez protégée, mais nous observons aussi des résultats différents de ceux obtenus pour les années précédentes. Au niveau du profil F (Fig.III.25), la houle arrive à la côte avec une hauteur d'environ 0,5 m, mais avant de déferler à 1 800 m sa hauteur est supérieure à 3,5 m, contrairement aux résultats obtenus sur les bathymétries antérieures où la principale diminution de la hauteur des houles s'effectue plus au large. Cette différence est liée à l'abaissement dans ce secteur des petits-fonds qui favorise la propagation de cette houle. Au niveau du profil G (Fig.III.25), nous observons aussi une houle faible à la côte, mais les variations de la morphologie des petits-fonds sont moins marquées. Nous observons un abaissement de quelques mètres du sommet du banc présent entre 2 500 et 3 500 m. Ce dernier entraîne une atténuation moins importante de la houle dans cette zone (2 m en 2000 contre un peu plus d'un mètre auparavant). La houle arrive donc aussi avec une hauteur plus importante à la côte avant la dernière diminution significative de hauteur des houles. Pour la partie la plus à l'est, profil H (Fig.III.25), l'élargissement du banc présent entre 1 700 et 3 500 m entraîne une diminution plus précoce de la hauteur des houles, mais l'abaissement même léger de son sommet entraîne la présence de houles légèrement plus importantes à celles présentes par le passé (1 m contre 0,5 m pour les années 1911 et 1962).

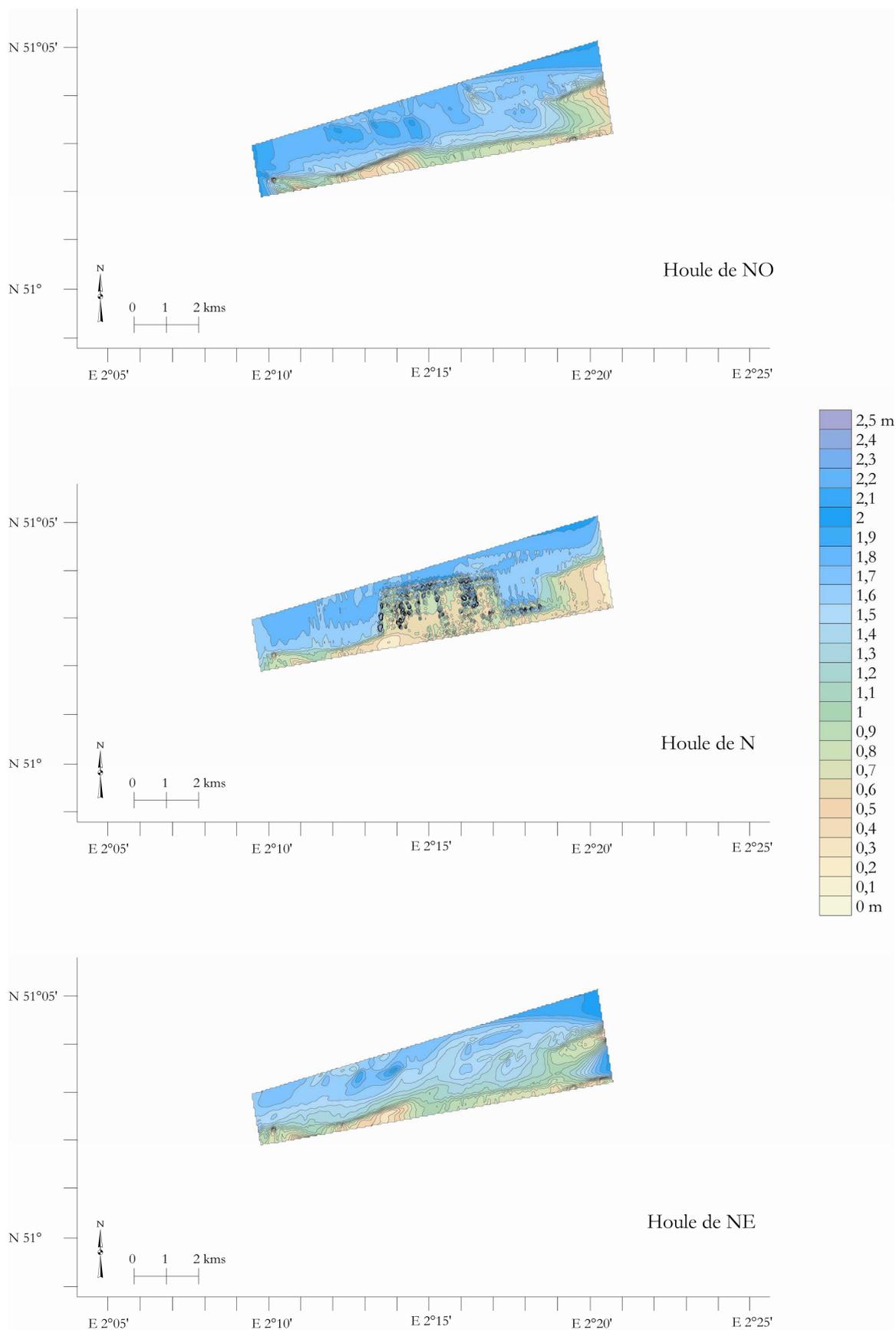


Figure.III.27b : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 2000 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 2 m avec une période de 5 s.

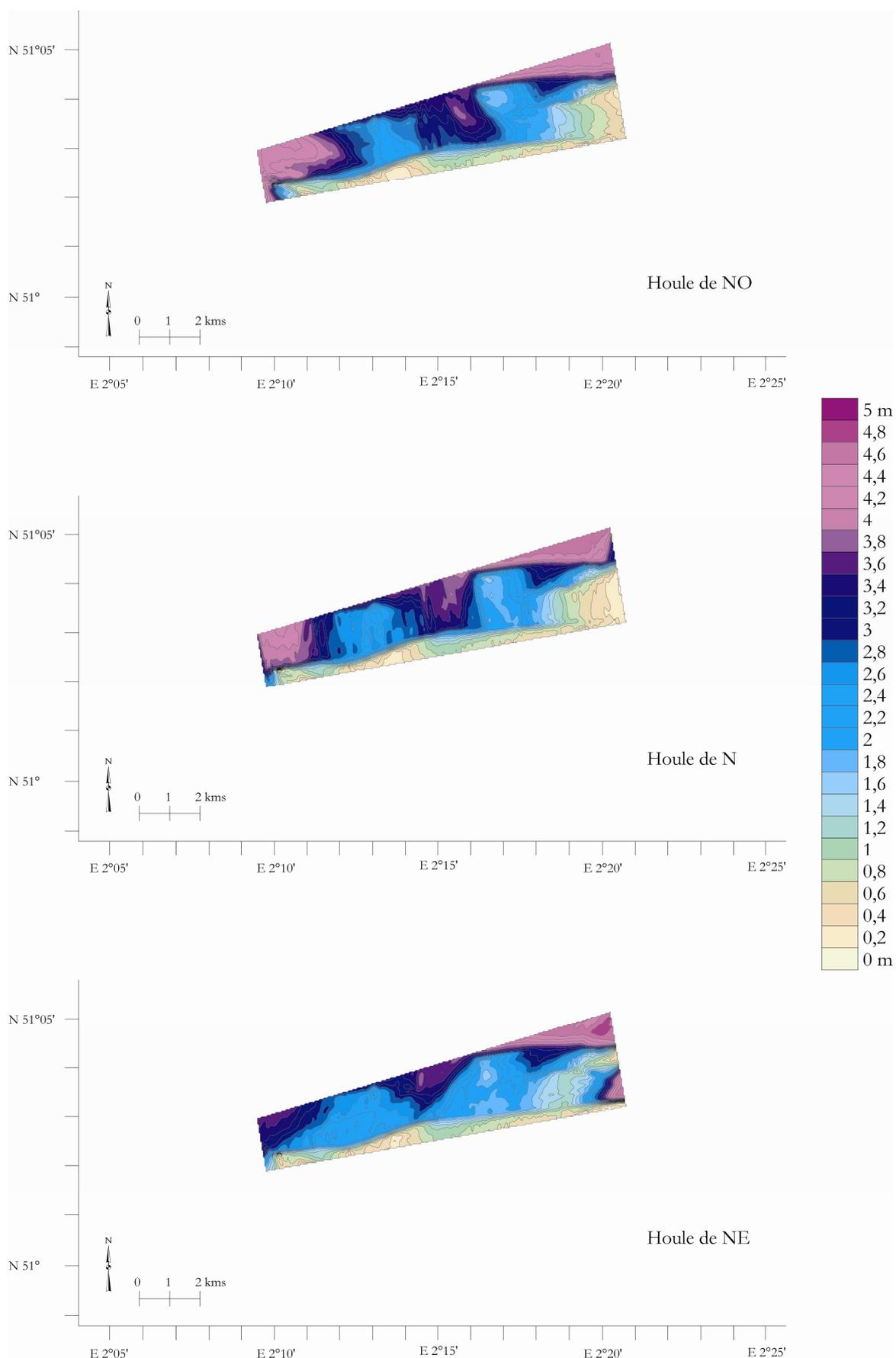


Figure.III.27c : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 2000 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 4,7 m avec une période de 8 s.

III.3.2 La houle de nord

La propagation d'une houle de secteur nord est légèrement différente. Pour une houle de 2 m (Fig.III.27b), nous observons toujours une zone protégée à l'est, avec des houles arrivant à la côte avec des hauteurs d'environ 0,5 m (Fig.III.25). Nous observons aussi que la hauteur des houles est plus importante que pour les bathymétries précédentes comme pour une houle de nord-ouest. Cependant, nous pouvons voir, au niveau du profil H (Fig.III.25), que les résultats obtenus entre 2 500 m et le rivage sont assez semblables à ceux de 1911 et 1962. Dans la partie centrale, nous observons des résultats très particuliers avec une propagation complexe et agitée. Nous ne pouvons dire si ce phénomène est lié au modèle ou si la bathymétrie de ce secteur engendre une telle propagation. Pour l'ouest de la zone étudiée, les résultats sont similaires à ceux recueillis pour une houle de nord-ouest. Pour les houles de 4,7 m (Fig.III.27c), nous obtenons une propagation assez proche de celle observée pour une houle de nord-ouest. La propagation complexe observée pour la houle de 2 m n'apparaît plus, nous pouvons donc penser qu'il s'agit d'une erreur liée au modèle. Nous observons toujours dans cette partie centrale, profil E et F (Fig.III.25), des houles plus importantes que lors des années 1911 et 1962.

III.3.3 La houle de nord-est

La propagation de la houle de nord-est nous donne des résultats totalement différents, que ce soit pour une houle de 2 m ou 4,7 m. Pour la houle de 2 m (Fig.III.27b), nous pouvons voir, au niveau de la zone est, profil F à H (Fig.III.25), que la houle est moins atténuée dans l'ensemble, bien qu'elle arrive à la côte avec des hauteurs équivalentes à 0,5 m. Le reste de la zone d'étude est assez protégée comme lors de la propagation de houle de nord-ouest et nord. Les grandes variations sont visibles pour les houles de 4,7 m (Fig.III.27c). La zone ouest, profils C et D (Fig.III.24), est plus protégée. Les houles ne dépassent pas 3 m contre 4 m et plus pour des houles de secteur nord-ouest et nord. La zone centrale, profil E (Fig.III.25), présente toujours des houles assez importantes (> 3 m), entre 2 500 et 4 000m, mais la houle à la côte est similaire à celle observée lors des autres propagations. La zone est, profils F à H (Fig.III.25), est beaucoup plus exposée à ces fortes houles. Nous pouvons voir sur les profils F et G que les hauteurs de houle sont plus importantes à celles enregistrées pour les bathymétries antérieures. En effet, l'abaissement des petits-fonds visible sur le profil F, et du

sommet du banc présent entre 2 500 et 3 500 m entraîne une atténuation moins importante de la houle dans cette zone.

III.4 Synthèse

La modélisation de la propagation de la houle sur différentes bathymétries nous a permis de mieux comprendre le comportement de la houle, en fonction de sa direction et de son amplitude, dans les petits-fonds au devant de la zone d'étude à différentes périodes. Nous avons pu voir dans un premier temps, que quelque soit la bathymétrie utilisée la propagation d'une houle de nord-ouest est assez proche de celle d'une houle de nord, aussi bien pour une houle de 2 ou 4,7 m. La houle de nord-est donne pour chaque campagne bathymétrique des résultats différents à ceux d'une houle de nord-ouest ou nord.

Nous pouvons voir aussi que les résultats obtenus pour la bathymétrie de 1911 et 1962 sont assez semblables quelque soit le type de houle propagée. Pour une houle de nord-ouest et de nord nous avons l'ouest et le centre de la zone d'étude qui est plus exposé par rapport à l'est, qui est plus protégé. Pour une houle de nord-est, la tendance s'inverse légèrement avec une partie est légèrement plus exposée et une partie ouest et centrale un peu plus protégée. Pour ces deux dates la diminution importante de la hauteur des houles s'effectue assez loin de la côte en général entre 2 000 et 3 000 m.

Les résultats pour l'année 2000 sont très différents de ceux enregistrés lors des campagnes précédentes. La forte avancée du trait de côte et les grandes modifications des petits-fonds, occasionnées lors de la création de l'avant-port Ouest sont responsables de ces grandes variations observées. Nous pouvons voir sur l'ensemble du site que les houles arrivent proche de la côte avec une hauteur plus importante et la diminution brutale de la hauteur des houles s'effectue aussi plus près du rivage entraînant un apport énergétique plus important au niveau du bas de plage et de l'avant-plage.

Pour finir, nous devons rappeler que tous les résultats obtenus par le modèle sont critiquables par la couverture qui n'est peut être pas assez importante, ne couvrant pas assez d'espace vers le large, omettant l'impact des bancs présents plus au large. Autre paramètre important, la propagation a été uniquement présentée pour un niveau moyen de marée et ne prend pas l'impact des houles à marée sur l'estran. Enfin, l'impact des infrastructures portuaires présentes (jetées et avant-port) n'a pas été pris en compte dans la propagation, le but de notre analyse étant d'avoir une simple vue générale de la propagation de la houle pour

définir les zones exposées et calmes et les zones où la hauteur des houles diminuait fortement à proximité de la côte.

Conclusion

L'analyse diachronique des photographies aériennes verticales au cours de la seconde partie du XX^{ème} siècle a permis de mettre en évidence et de mesurer les différentes phases d'évolution du port de Dunkerque ayant entraîné une importante avancée du trait de côte (près de 3 km pour l'implantation de l'avant-port Ouest). Cette avancée a engendré, sur la période 1949-2000, un gain sur la mer de près de 10 km². Nous avons pu voir que cette avancée s'est faite d'est en ouest, à la faveur de plusieurs phases d'aménagements portuaires. A la suite de ces grands bouleversements, le site de la plage du Clipon a connu une phase de recul du trait de côte, entre 1988 et 1994, à la suite de laquelle le rivage a été beaucoup plus stable.

L'avancée du trait de côte entre 1963 et 1988 a eut un impact immédiat sur la morphologie des petits-fonds. L'analyse de l'évolution des cartes bathymétriques a permis de voir une phase d'évolution naturelle entre 1911 et 1962 et une phase de grands changements et bouleversements entre 1962 et 2000, liée directement à l'avancée du trait de côte. L'apport de la bathymétrie de 1988 nous a permis de voir les variations des petits-fonds entre la fin des grands travaux et 2000. Cette petite campagne nous a permis aussi de voir les limites d'une telle analyse. Elle ne nous permet que d'observer l'évolution générale liée aux grands travaux d'aménagements portuaires et aucun impact lié à une étape en particulier.

La modélisation de la propagation de la houle, à l'aide du modèle SWAN, a permis de voir comment les houles se propagent sur différentes bathymétries des petits-fonds et quelles sont leurs caractéristiques lorsqu'elles bordent le rivage. Nous avons pu ainsi délimiter les zones plus sensibles aux différentes houles en fonction des cartes bathymétriques pour les trois années pour lesquelles une couverture bathymétrique était disponible. Ces zones sont différentes selon que la houle soit de nord-ouest et nord ou de nord-est. Les houles annuelles sont celles qui ont le plus d'incidence sur la morphologie et ont permis de percevoir les zones où la houle reste élevée, comme dans le secteur central au niveau de la jonction entre la digue du Braek et du massif dunaire. Les houles annuelles de nord-est sont celles qui sont susceptibles d'avoir l'impact le plus important sur l'ensemble du site, et les houles de nord-ouest et nord restent plus élevées dans la partie centrale. L'analyse de cette propagation sur les cartes bathymétriques plus anciennes a permis de voir comment la houle pouvait agir et se

propager à ces époques et comment la propagation a évolué en fonction de l'évolution de la morphologie des fonds. Nous avons pu voir que la propagation pour 1911 et 1962 est semblable et qu'elle évolue fortement en 2000 avec une houle plus élevée en générale et une diminution de la hauteur des houles qui s'effectue plus à proximité de la côte.

L'étude de l'évolution du trait de côte et des petits-fonds nous donne donc des tendances générales pour la période étudiée. Il est nécessaire de passer à une étude morphodynamique à l'aide d'instruments de mesures hydrodynamiques et topographiques afin d'examiner le comportement morphodynamique de l'estran et du trait de côte à des échelles de temps plus courtes allant de l'échelle instantanée à événementielle à une échelle saisonnière et annuelle.

CHAPITRE IV : EVOLUTION ET VARIABILITE ANNUELLE DE LA MORPHOLOGIE DE L'ESTRAN

Introduction

L'étude des variations du trait de côte sur un siècle et des changements bathymétriques sur un demi-siècle, nous a apporté de nombreux enseignements sur l'évolution à long terme du site d'étude. Les nombreux travaux d'extension du port entre 1962 et 2000 ont fortement changé la position du trait de côte, des petits-fonds mais aussi de la morphologie générale de l'estran. Cette morphologie varie fortement le long du site d'étude, et nous avons pu déterminer quatre grandes zones morphologiques différentes (Fig.IV.1). Le suivi des dix profils topographiques transversaux entre 2001 et 2006 (Tab.IV.1), permet d'obtenir des informations sur l'évolution de l'estran et de chacune des différentes zones morphologiques à l'échelle annuelle, et de définir si ces zones ont été en accrétion, en érosion ou si elles ont été stables. Nous allons dans un premier temps, faire un rappel des différentes zones morphologiques de l'estran, puis étudier plus en détail l'évolution annuelle des différents profils topographiques et les variations de volume. Dans un second, l'acquisition de profils bathymétriques réalisés dans les petits-fonds au devant de la station d'atterrage "Statoil", dans le cadre d'un suivi annuel, nous permettra de comparer l'évolution annuelle de l'estran à celle des petits-fonds pour des périodes similaires.

I Morphologie des différents profils topographiques transversaux

Au cours de notre étude, dix profils topographiques transversaux ont été suivis et relevés à différentes dates (Tab.IV.1). En octobre 2001, le suivi a commencé avec 6 profils situés dans la partie ouest et centrale du site, allant du PMP au P300 (Fig.IV.1). En mars 2003, le profil P00 est ajouté, puis les trois profils adossés à la digue (PDA, PDB et PDC) à partir de septembre 2004, date du début du suivi mensuel.

Tableau.IV.1 : Date de réalisation des levés des 10 profils topographiques transversaux.

Nom	Date	Zone 1	Zone 2			Zone 3			Zone 4		
		PMP	P2300	P1800	P1300	P800	P300	P00	PDA	PDB	PDC
Oct 2001	23/10/2001	X	X	X	X	X	X				
Déc 2001	10/12/2001	X	X	X	X		X				
Mars 2002	07/03/2002		X	X		X	X				
Juil 2002	24/07/2002	X	X	X	X	X	X				
Mars 2003	28/03/2003	X		X	X	X	X	X			
Mars 2004	23/03/2004	X	X	X	X	X	X	X			
Juil 2004	28/07/2004	X	X	X	X	X	X	X			
Sept 2004	21/09/2004	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Oct 2004	21/10/2004	X	X		X	X	X	X	X	X	X
Nov 2004	23/11/2004	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Déc 2004	08/12/2004			X	X		X	X	X	X	X
Fév 2005	25/02/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Mars 2005	31/03/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Avr 2005	14/04/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Mai 2005	17/05/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Juin 2005	14/06/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Juil 2005	11/07/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Oct 2005	07/10/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Déc 2005	08/12/2005	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Jan 2006	06/01/2006	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Juil 2006	06/07/2006	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

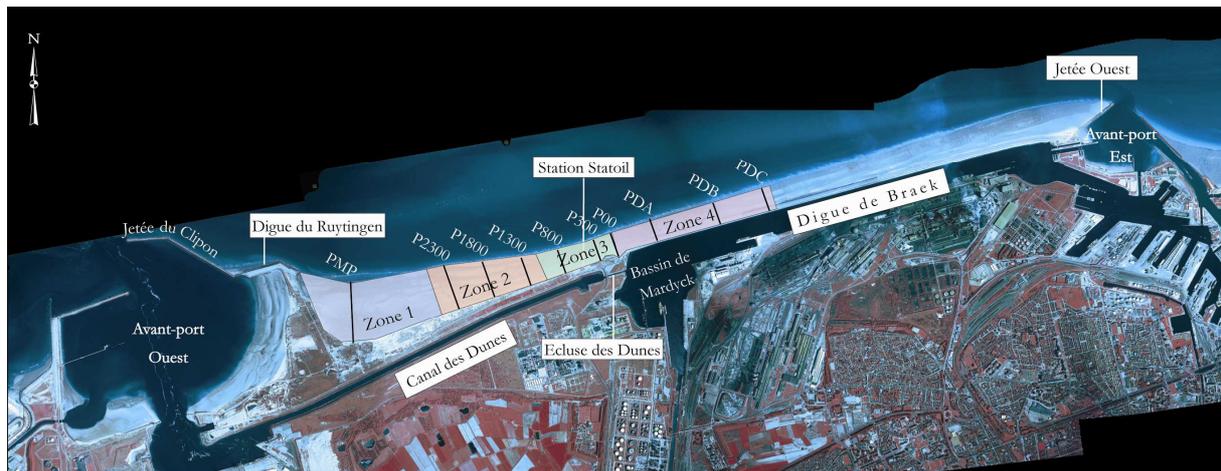


Figure.IV.1 : Localisation des profils topographiques et des zones morphologiques de la plage du Clipon.
Source : orthophotoplan de 2000, ENR.

Quatre zones morphologiques différentes sont présentes d'ouest en est (Fig.IV.1). Les dix profils topographiques transversaux suivis couvrent ces quatre zones. Avant de présenter l'évolution annuelle des profils topographiques transversaux, il est nécessaire de rappeler la morphologie générale de chacune des zones et des profils topographiques qui les traversent (cf.chp.I).

I.1 La zone morphologique 1

La zone morphologique 1 se situe la plus à l'ouest, elle est traversée par le profil PMP (Fig.IV.2). Cette zone est celle où l'estran est le plus étendu, de 1 000 m dans la partie

occidentale à 700 m dans la partie orientale. La caractéristique de cette zone est la présence d'une vaste plateforme entre le haut et le milieu de plage (sur le profil PMP la plateforme est large de 500 m environ). Cette plateforme se situe juste au-dessus du niveau des HMME (Hautes Mers de Mortes-Eaux). La partie basse de l'estran est caractérisée par un estran avec une pente plus importante (1,3 % environ) pouvant présenter deux barres à certaines périodes. Cette morphologie a déjà été observée au niveau du site de Calais Hoverport (Anthony *et al*, 2006 ; Reichmüth et Anthony, 2007) avec des caractéristiques assez similaires.

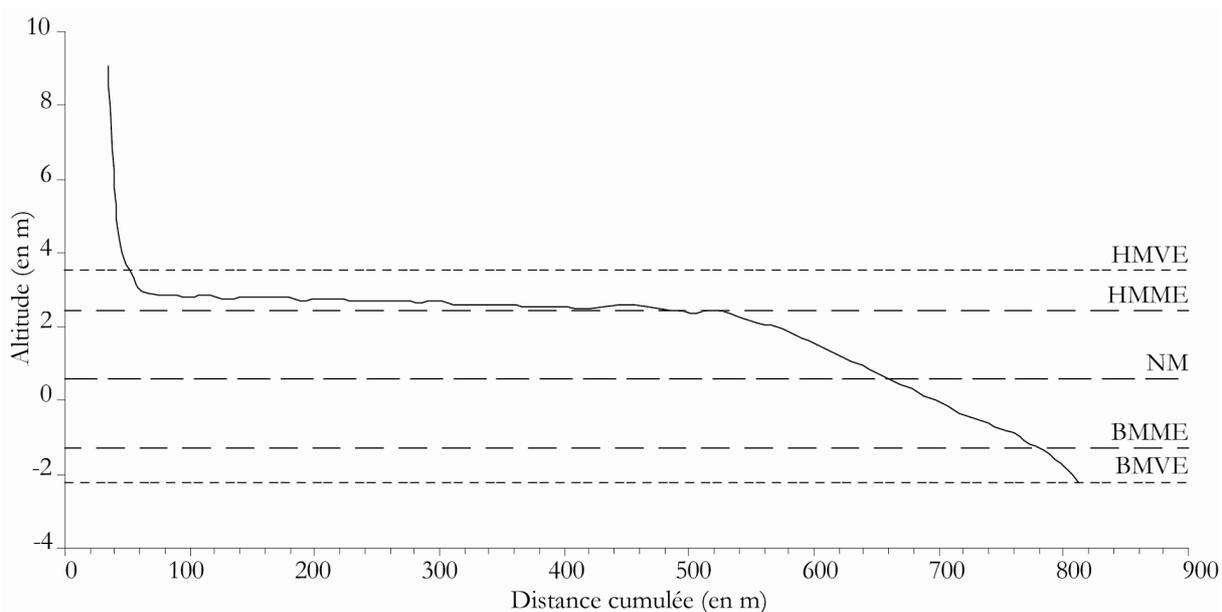


Figure.IV.2 : Morphologie du profil PMP représentatif de la zone morphologique 1 en février 2005.

I.2 La zone morphologique 2

La zone morphologique 2, située à l'est de la zone 1 (Fig.IV.1), est traversée par 3 profils, le P2300, le P1800 et le P1300 (Fig.IV.3). La morphologie générale est typique des plages à barres et à bâches du littoral de la région Nord-Pas-de-Calais. Le profil P2300, se situe à la jonction des zones 1 et 2, avec la présence résiduelle de la plateforme sur le haut de plage sur environ 100 m. Comme pour la zone 1, la largeur de l'estran diminue d'ouest en est, passant de 650 m environ pour le P2300 et 500 m pour le P1300. Le haut de plage de cette zone est caractérisé par des dunes et quelques dunes embryonnaires. La partie haute de l'estran est assez lisse, les barres et bâches, au nombre de trois ou quatre, apparaissent au niveau du NM et sont présentes jusqu'en bas de plage. La pente de l'estran varie de 1,2 % au niveau du P2300 et P1800, à 1,5 % au niveau du P1300.

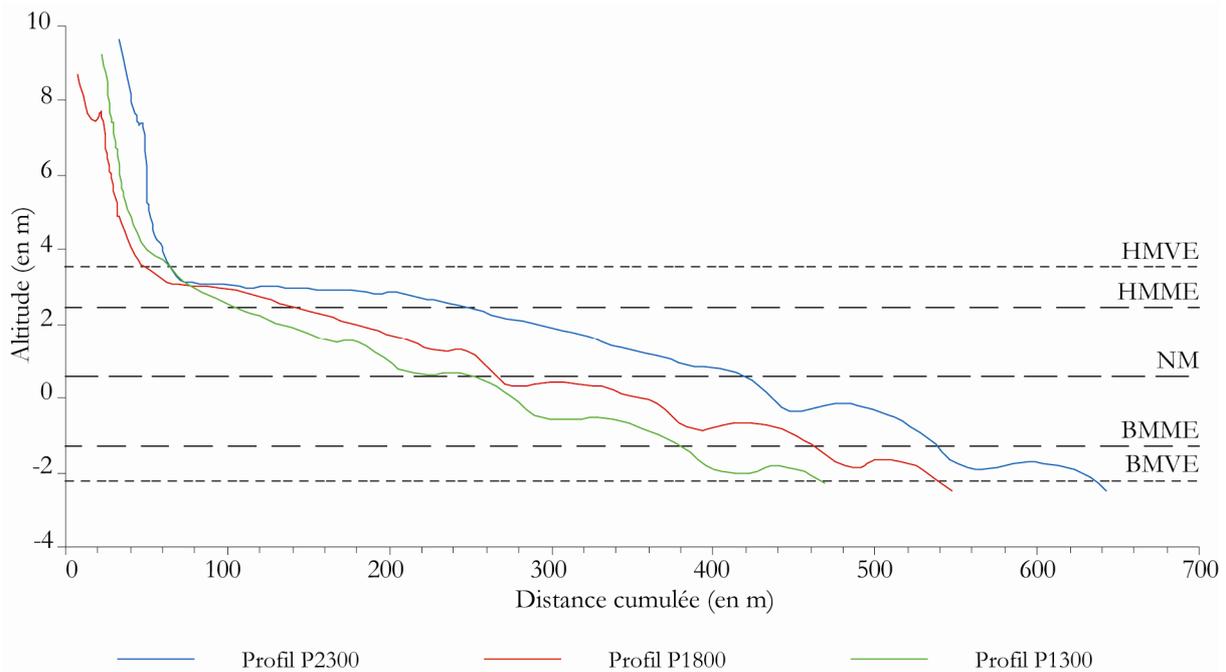


Figure.IV.3 : Morphologie des profils de la zone morphologique 2 (P2300, P1800 et P1300) relevé en février 2005.

I.3 La zone morphologique 3

La troisième zone morphologique, se situe à l'est de la zone 2 (Fig.IV.1), elle est traversée par les profils P800, P300 et P00 (Fig.IV.4). Cette zone est caractérisée par la présence en haut de plage de falaises dunaires plus ou moins hautes (2 à 3 m au niveau du P800 et 5 à 6 m au niveau du P300). Le profil P00 se situe à la limite des zones morphologiques 3 et 4 à la jonction de la digue du Braek et des falaises dunaires. Au niveau des profils P800 et P300, le pied de la falaise dunaire se situe au niveau des marées hautes de vives-eaux. Au niveau du P00, la plage est adossée à la digue au niveau des HMME. La largeur de l'estran diminue encore dans cette zone avec un estran de 350 m au niveau du P800, de 300 m au niveau du P300 et du P00. L'estran est lisse avec la présence à certaines périodes de l'année de deux barres faiblement marquées. La pente de l'estran est plus forte dans cette zone, avec des pentes comprises entre 1,8 % au niveau du P800 et du P00 et de 2 % au niveau du P300.

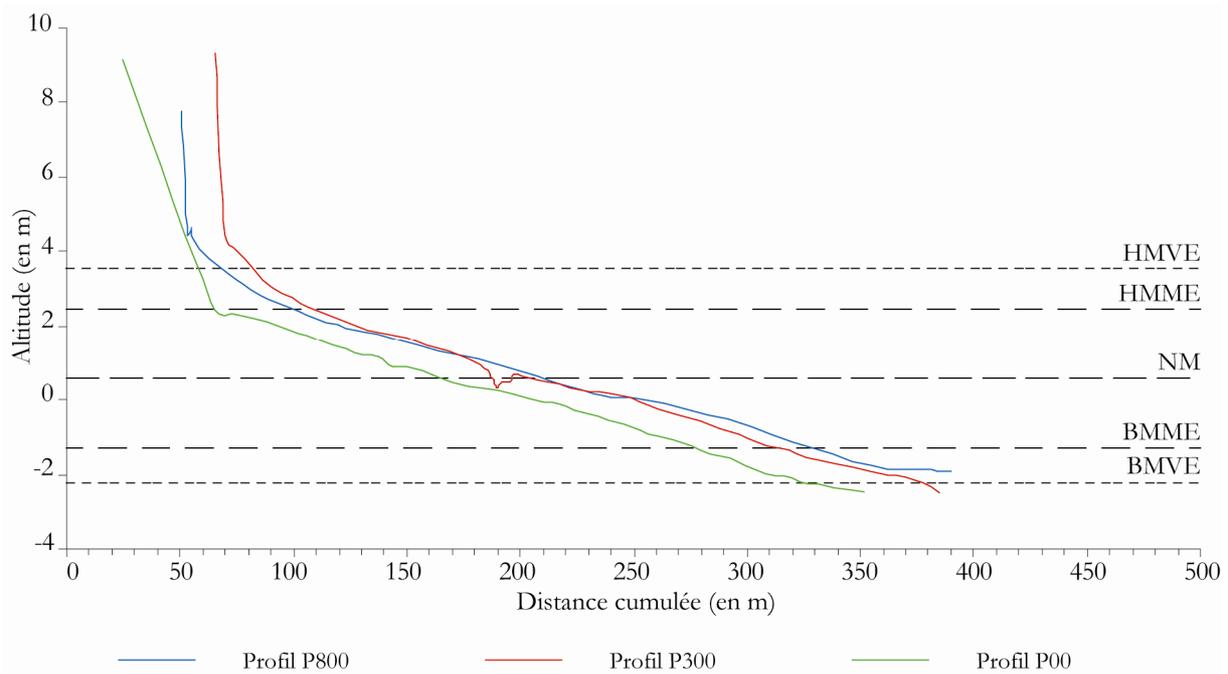


Figure.IV.4 : Morphologie des profils de la zone morphologique 3 (P800, P300 et P00) relevé en février 2005.

I.4 La zone morphologique 4

La zone morphologique 4 se situe la plus à l'est (Fig.IV.1), elle est traversée par les profils PDA, PDB et PDC (Fig.IV.5). La plage est adossée à la digue du Braek dans cette zone, sous le niveau des HMME. La largeur de l'estran est assez faible et augmente vers l'est, passant de 200 m au niveau du PDA à 250 m au niveau du PDC. La pente générale de l'estran redevient plus faible dans cette zone passant de 1,65 % au niveau du PDA à 1,5 % au niveau du PDC. L'estran est aussi caractérisé par la présence de deux barres plus ou moins marquées au cours de l'année. La figure IV.2 permet de voir aussi que l'estran est légèrement plus bas au niveau du PDA pour la période où ces profils topographiques ont été relevés.

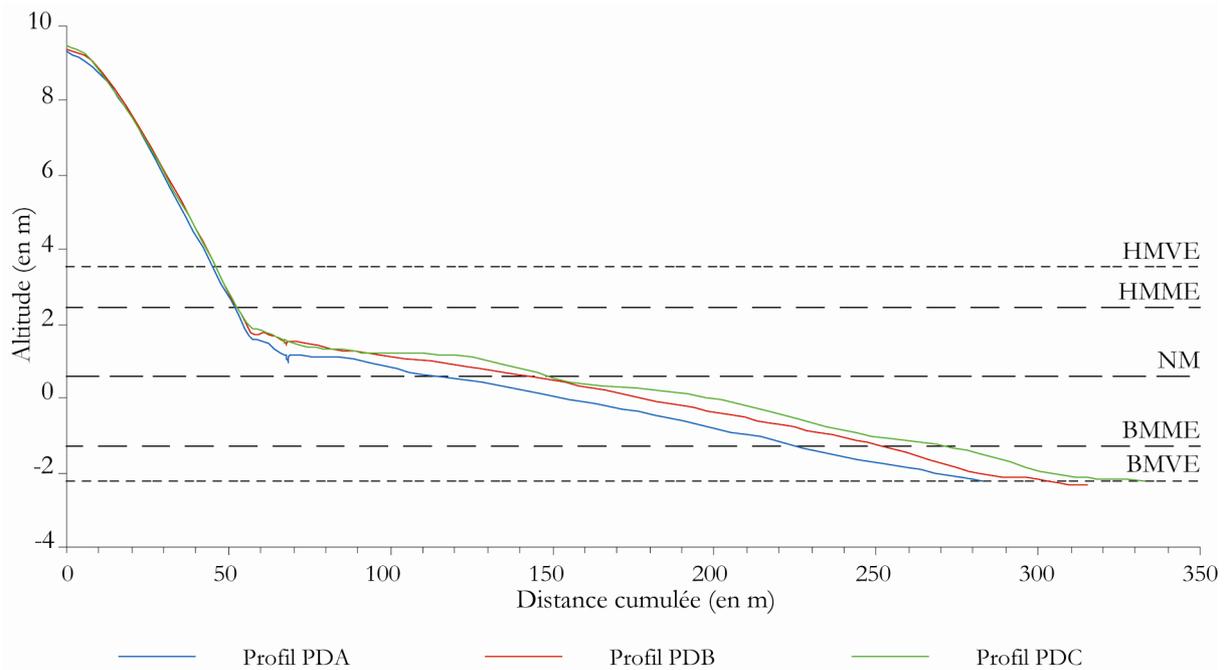


Figure.IV.5 : Morphologie des profils de la zone morphologique 4 (PDA, PDB et PDC) relevé en février 2005.

II Evolution annuelle de la morphologie de l'estran

Les relevés des dix profils topographiques entre octobre 2001 et juillet 2006 ont permis d'étudier et d'analyser l'évolution annuelle de la morphologie de l'estran, d'ouest en est le long des différents profils. Pour ce faire, différentes dates de relevés ont été retenues : octobre 2001, mars 2002, mars 2003, mars 2004, mars 2005, janvier 2006 et juillet 2006. L'acquisition d'anciens suivis topographiques par le Port Autonome de Dunkerque entre 1988 et 1994 a permis d'observer l'évolution antérieure à nos relevés pour certains profils.

II.1 La zone morphologique 1

Le profil topographique PMP a été suivi sur la période octobre 2001 à juillet 2006, avec l'absence de relevés pour mars 2002 (Fig.IV.6). Entre octobre 2001 et mars 2003, la morphologie générale reste stable, mais certaines variations sont visibles. En effet, le niveau des HMME (Hautes Mers de Mortes-Eaux) se déplace vers le bas de plage et le niveau moyen de la marée (NM) vers le haut de plage. Ces variations correspondent à un exhaussement de la plateforme et une accentuation de la pente en bas de plage. Entre mars 2003 et mars 2004, la tendance se poursuit mais avec moins d'ampleur. Entre mars 2004 et mars 2005, la morphologie reste la même. Les variations morphologiques apparaissent en janvier et juillet

2006, avec la présence de deux barres en bas de plage. Les variations observées par rapport aux relevés précédents peuvent s'expliquer par la période de relevé du profil qui est différente (mars pour 2003 à 2005 et janvier et juillet en 2006). Reichmüth et Anthony (2008), ont montré que les barres sur la plage est de Dunkerque ont tendance à être plus développées pendant l'été par rapport à l'hiver. Dans l'ensemble, la morphologie de l'estran au niveau du PMP reste assez stable sur cette période. La plateforme est stable, et le bas de plage, plus pentu, n'évolue que faiblement au cours d'une année.

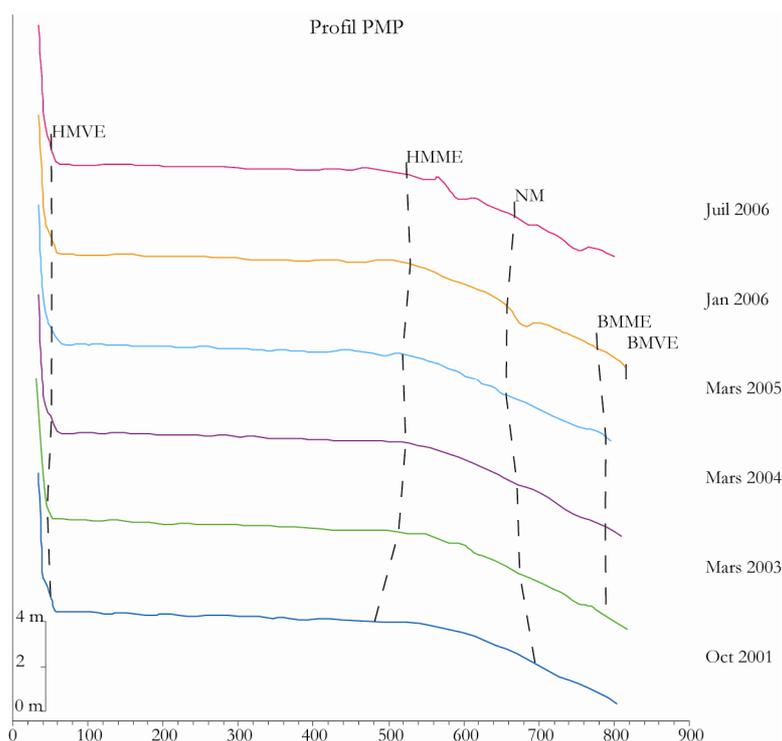


Figure.IV.6 : Evolution annuelle du profil PMP représentatif de la zone morphologique 1 entre octobre 2001 et juillet 2006.

Le suivi des profils permet de visualiser les mouvements morphologiques le long du profil, mais rend difficile l'estimation du bilan sédimentaire du profil. Afin de mieux percevoir l'évolution du profil PMP au cours de cette période, une évaluation de la variation de volume du profil entre deux dates successives a été effectuée (Tab.IV.2 et Fig.IV.7). Ces volumes ont été calculés en utilisant une distance commune à tous les relevés d'un même profil et un plancher commun. Un indice correspondant à la variation de volume entre deux dates successives sur la distance du profil a été calculé. Cet indice permet de comparer les évolutions entre différents profils comme le PMP et le P300 bien que la distance de ces deux profils ne soit pas équivalente.

Tableau.IV.2 : Variations annuelles du volume du profil PMP entre octobre 2001 et juillet 2006.

	Oct 2001	Mars 2002	Mars 2003	Mars 2004	Mars 2005	Jan 2006	Juil 2006	Total
PMP	3629 m ³		3567 m ³	3597 m ³	3550 m ³	3560 m ³	3600 m ³	
Variation de volume			-62 m ³	30 m ³	-47 m ³	10 m ³	40 m ³	-29 m ³
			-0,091 m ³ .m ⁻¹	0,044 m ³ .m ⁻¹	-0,069 m ³ .m ⁻¹	0,015 m ³ .m ⁻¹	0,059 m ³ .m ⁻¹	-0,043 m ³ .m ⁻¹

Sur la période suivie, le bilan sédimentaire est légèrement négatif avec une perte de 29 m³ soit -0,43 m³.m⁻¹ (Fig.IV.7). Entre octobre 2001 et mars 2003, le profil est en érosion avec une perte de 62 m³ ou -0,091 m³.m⁻¹, cette perte s'effectuant principalement en bas de plage où l'on observe une remontée vers le haut de plage du niveau moyen de la marée (NM) (Fig.IV.6). Entre mars 2003 et mars 2004 le profil est en accrétion avec un gain de 30 m³ ou 0,044 m³.m⁻¹, mais il est difficile de percevoir quel secteur de l'estran profite de cet apport de sédiments. Entre mars 2004 et mars 2005, le profil est de nouveau en érosion avec une perte de 47 m³ ou 0,069 m³.m⁻¹, elle se produit de nouveau en bas de plage avec dans le même temps un déplacement vers le haut de plage du NM (Fig.IV.6). Pour les deux dernières périodes, l'estran est en légère accrétion avec un gain de 10 m³ entre mars 2005 et janvier 2006 et de 40 m³ entre janvier et juillet 2006 (Fig.IV.7). C'est au cours de ces deux périodes que l'évolution morphologique est la plus marquée (Fig.IV.6). Le bilan général pour ce profil montre que cette zone morphologique est assez stable dans l'ensemble avec deux périodes érosives, touchant le profil principalement au niveau du NM.

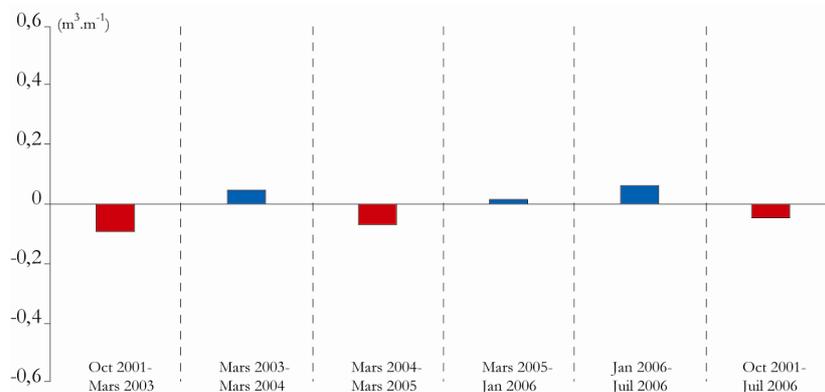


Figure.IV.7 : Evolution du volume, au niveau du profil PMP, entre octobre 2001 et juillet 2006.

II.2 La zone morphologique 2

Les profils P2300, P1800 et P1300 ont été suivis entre octobre 2001 et juillet 2006 pour cette zone. Le profil P2300 n'a pu être relevé en mars 2003 et le P1300 en mars 2002. Les anciens relevés réalisés entre 1988 et 1994 par le P.A.D. sont disponibles (Fig.IV.8).

II.2.1. Evolution du profil P2300

Au niveau du profil P2300, les anciennes données du P.A.D ne représentent que le haut de plage (Fig.IV.8). En décembre 1988, la plateforme n'est pas aussi marquée, le haut de plage est plus élevé qu'en octobre 2001 et pour les deux autres dates. En octobre 1990, le trait de côte est plus en retrait par rapport à décembre 1988, et un abaissement du niveau de l'estran est visible. En mars 1994, la plateforme semble se développer vers le bas de plage, tandis que le haut du profil n'évolue que faiblement. En octobre 2001, le trait de côte s'est avancé, la plateforme s'est agrandie et son niveau s'est élevé.

Sur la période d'octobre 2001 à juillet 2006, de nombreuses variations morphologiques sont perceptibles (Fig.IV.8). Entre octobre 2001 et mars 2002, la plateforme, visible en haut de plage, se nivèle et les trois barres présentes disparaissent pour une morphologie plus complexe. Une remontée du niveau des HMME est visible, s'expliquant par le nivellement de la plateforme. Au niveau du volume du profil (Tab.IV.3 et Fig.IV.9), le bilan sédimentaire est stable avec un léger gain de 5 m^3 ou $0,011 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$. Entre mars 2002 et mars 2004, la morphologie est moins chaotique et trois barres sont à nouveau visibles, bien que nettement moins marquées qu'en octobre 2001 (Fig.IV.8). Le profil semble être en accrétion avec le déplacement vers le bas de plage des différents niveaux marins. La variation de volume confirme cette tendance avec un gain de 31 m^3 ou $0,069 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$. Entre mars 2004 et mars 2005, la barre située sous les HMME disparaît et trois barres bien marquées sont présentes entre le NM et le bas de plage (Fig.IV.8). Le niveau des BMME remonte vers le haut de plage, mais ce phénomène est lié à la présence d'une barre développée dans ce secteur du profil. Le bilan sédimentaire est positif pour cette période avec un gain similaire à la période précédente (Fig.IV.9). Entre mars 2005 et janvier 2006, les trois barres migrent vers le haut de plage. Le NM et le BMME se déplacent aussi vers le haut de plage pouvant présager une érosion. La variation de volume lors de cette période montre une perte de 14 m^3 ou $-0,031 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Fig.IV.9). Lors de la dernière période, entre janvier et juillet 2006, les trois barres migrent de nouveau vers le haut de la plage, atteignant les HMME (Fig.IV.8). Le bilan sédimentaire est positif avec un gain de 10 m^3 ou $0,022 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9).

II.2.2 Synthèse sur l'évolution du profil P2300 de 2001 à 2006

Sur la période d'octobre 2001 à juillet 2006, la tendance est à l'accrétion avec un gain de 58 m^3 ou $0,129 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Au niveau de la morphologie, le niveau des HMME se déplace lentement vers le bas de plage (Fig.IV.8), représentant un développement de la plateforme située en haut de plage. L'autre phénomène marquant est le déplacement vers le haut de plage des barres et bâches.

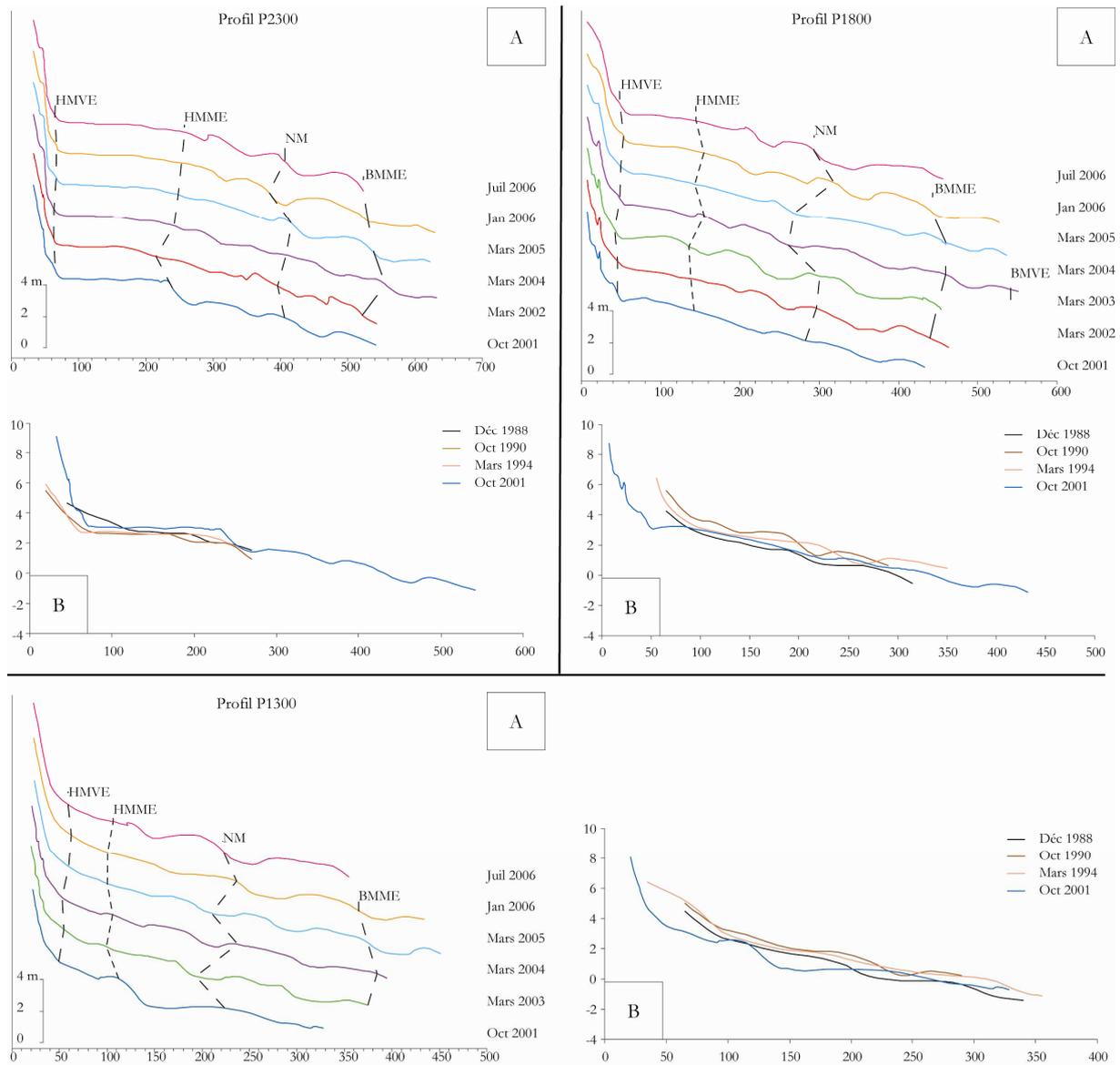


Figure.IV.8 : Evolution annuelle des profils P2300, P1800 et P1300 représentatifs de la zone morphologique 2.
 A : Evolution entre octobre 2001 et juillet 2006.
 B : Evolution entre décembre 1988 et octobre 2001 à l'aide d'anciens relevés réalisés par le P.A.D.

II.2.3 Evolution du profil P1800

Pour le profil P1800, les profils antérieurs à octobre 2001 sont aussi disponibles (Fig.IV.8). Entre décembre 1988 et octobre 1990, le niveau de l'estran s'élève de près d'un mètre dans certains secteurs, la morphologie générale et la position du trait de côte n'évolue quasiment pas. Entre octobre 1990 et mars 1994, le niveau de l'estran ne varie que faiblement comme la morphologie générale, mais le trait de côte semble aussi reculer. Entre mars 1994 et octobre 2001, le trait de côte recule et le niveau de l'estran s'abaisse fortement avec des pertes de 2 à 3 m en haut de plage. Les barres et bâches présentes sur les anciens relevés sont toujours visibles mais leur amplitude est plus faible.

La morphologie du profil P1800 continue d'évoluer entre octobre 2001 et juillet 2006 (Fig.IV.8). Entre octobre 2001 et mars 2002, un exhaussement est visible au niveau des HMVE, et trois barres bien marquées sont présentes entre les HMME et les BMME. Le niveau moyen de la marée se déplace légèrement vers le bas de plage. Au cours de cette période, l'estran est en légère érosion avec une perte de 23 m^3 soit $-0,059 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2002 et mars 2003, les trois barres observées précédemment migrent vers le haut de plage et une quatrième barre apparaît entre les HMVE et HMME. Le niveau moyen de la marée (NM) et le niveau des BMME se déplacent vers le bas de plage. Lors de cette période le volume reste constant avec un léger gain de 5 m^3 ou $0,013 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2003 et mars 2004, une légère accrétion en haut de plage est visible et le niveau des HMVE se déplace vers le bas de plage (Fig.IV.8). Les quatre barres sont toujours présentes mais se déplacent légèrement vers le bas de plage. La plupart des niveaux marins suivis se déplacent vers le bas de plage, sauf le niveau moyen (NM) qui lui migre vers le haut de plage mais cette migration est liée à la mobilité des barres. Au cours de cette période, l'estran s'engraisse légèrement avec un gain de 27 m^3 ou $0,069 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2004 et mars 2005, la dune bordière se développe, les quatre barres bien marquées disparaissent pour laisser place à trois petites barres (une au niveau du NM et les deux autres au niveau des BMME) (Fig.IV.8). L'estran est toujours en légère accrétion avec un gain de 20 m^3 ou $0,051 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2005 et janvier 2006, le développement de la dune bordière se poursuit. Sur l'estran, quatre barres bien marquées sont à nouveau visibles et le niveau moyen de la marée se déplace vers le bas de plage (Fig.IV.8). Pendant cette période, le bilan sédimentaire du profil P180 est positif avec un gain de 24 m^3 soit $0,062 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre janvier et juillet 2006, trois barres sont

visibles, elles migrent vers le haut de plage et ont une amplitude plus importante (Fig.IV.8). Au cours de ce premier semestre 2006, le bilan sédimentaire est négatif avec une perte de 45 m³ ou 0,116 m³.m⁻¹ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9).

II.2.4 Synthèse sur l'évolution du profil P1800 de 2001 à 2006

Sur la période d'octobre 2001 à juillet 2006, la tendance générale est à une légère accrétion avec un gain total de 8 m³ ou 0,021 m³.m⁻¹ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Malgré ce bilan assez stable dans l'ensemble, le profil n'a cessé de s'engraisser mais deux périodes érosives masquent ce gain et nivellent la tendance, surtout la période de janvier à juillet 2006. Les barres et bâches sont présentes et assez marquées sur l'ensemble des profils sauf pour octobre 2001 et mars 2005. Ces barres et bâches ont tendance à migrer vers le haut de plage comme cela à été observé aussi au niveau du profil P2300. Mais entre mars 2002 et mars 2003 les barres ne migrent pas vers le haut de plage mais se déplacent légèrement vers le bas de plage alors que le bilan sédimentaire reste stable.

Tableau.IV.3 : Variations annuelles du volume des profils P2300, P1800 et P1300 entre octobre 2001 et juillet 2006.

	Oct 2001	Mars 2002	Mars 2003	Mars 2004	Mars 2005	Jan 2006	Juil 2006	Total
P2300	2067 m ³	2072 m ³		2098 m ³	2129 m ³	2115 m ³	2125 m ³	
Variation de volume		5 m ³ 0,011 m ³ .m ⁻¹		31 m ³ 0,069 m ³ .m ⁻¹	31 m ³ 0,069 m ³ .m ⁻¹	-14 m ³ -0,031 m ³ .m ⁻¹	10 m ³ 0,022 m ³ .m ⁻¹	58 m ³ 0,129 m ³ .m ⁻¹
P1800	1619 m ³	1596 m ³	1601 m ³	1628 m ³	1648 m ³	1672 m ³	1627 m ³	
Variation de volume		-23 m ³ -0,059 m ³ .m ⁻¹	5 m ³ 0,013 m ³ .m ⁻¹	27 m ³ 0,069 m ³ .m ⁻¹	20 m ³ 0,051 m ³ .m ⁻¹	24 m ³ 0,062 m ³ .m ⁻¹	-45 m ³ -0,116 m ³ .m ⁻¹	8 m ³ 0,021 m ³ .m ⁻¹
P1300	1161 m ³		1201 m ³	1230 m ³	1245 m ³	1233 m ³	1256 m ³	
Variation de volume			40 m ³ 0,137 m ³ .m ⁻¹	29 m ³ 0,099 m ³ .m ⁻¹	15 m ³ 0,051 m ³ .m ⁻¹	-12 m ³ -0,041 m ³ .m ⁻¹	23 m ³ 0,079 m ³ .m ⁻¹	95 m ³ 0,325 m ³ .m ⁻¹

II.2.5 Evolution du profil P1300

Pour le profil P1300, le plus à l'est de la zone morphologique 2, les anciens relevés du P.A.D sont disponibles (Fig.IV.9). Entre décembre 1988 et octobre 1990, l'estran s'exhausse de plus de 0,5 m sur la quasi-totalité du profil. Le nombre de barres passe de deux en décembre 1988 à trois en octobre 1990. Entre octobre 1990 et mars 1994, le niveau de l'estran évolue faiblement, mais le profil devient plus lisse avec la présence de deux barres peu marquées. Entre mars 1994 et octobre 2001, le trait de côte recule et le niveau de l'estran baisse fortement, notamment en haut de plage (près de 3 m) et en milieu de plage (presque de 2 m). En bas de plage cet abaissement de l'estran est nettement moins important. En octobre

2001, deux barres sont toujours présentes, une première très marquée en haut de plage (100 m en distance cumulée) et une seconde plus plate et très large entre 150 et 300 m (Fig.IV.9).

Entre octobre 2001 et mars 2003, la barre présente en haut de plage se réduit nettement et le niveau de l'estran s'élève dans ce secteur du profil. La seconde barre se développe et se dédouble, et une troisième barre apparaît en bas de plage. Au cours de cette période l'estran connaît une accrétion représentant un gain de 40 m^3 ou $0,137 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2003 et mars 2004, la barre de haut de plage située au niveau des HMME est toujours présente, une barre se développe entre les HMME et le niveau moyen de la marée, et les deux autres barres présentes auparavant s'exhaussent légèrement. Le bilan sédimentaire pour cette période est positif avec un gain de 29 m^3 soit $0,099 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2004 et mars 2005, la barre située au niveau des HMME disparaît et celle sous le NM devient moins large (Fig.IV.8) tandis que celle située au niveau des BMME s'élève. L'estran est en accrétion légère avec un gain de 15 m^3 ou $0,051 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre mars 2005 et janvier 2006, les barres migrent vers le haut de plage, mais l'amplitude, des deux barres situées le plus haut sur le profil, diminue (Fig.IV.8). Lors de cette période le profil perd 12 m^3 ou $-0,041 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Entre janvier et juillet 2006, l'amplitude des barres augmente et elles migrent vers le haut de plage (Fig.IV.8). Le volume du profil augmente de 23 m^3 ou $0,079 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9).

II.2.6 Synthèse sur l'évolution du profil P1300 de 2001 à 2006

Au cours de cette période d'octobre 2001 à juillet 2006, le profil P1300 est en très nette accrétion avec un bilan sédimentaire positif équivalent à 95 m^3 ou $0,325 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.3 et Fig.IV.9). Le profil n'a cessé de voir son volume augmenter tout au long de la période de suivi, sauf entre mars 2005 et janvier 2006. Les barres au nombre de quatre en moyenne se sont développées et ont migré petit à petit vers le haut de plage.

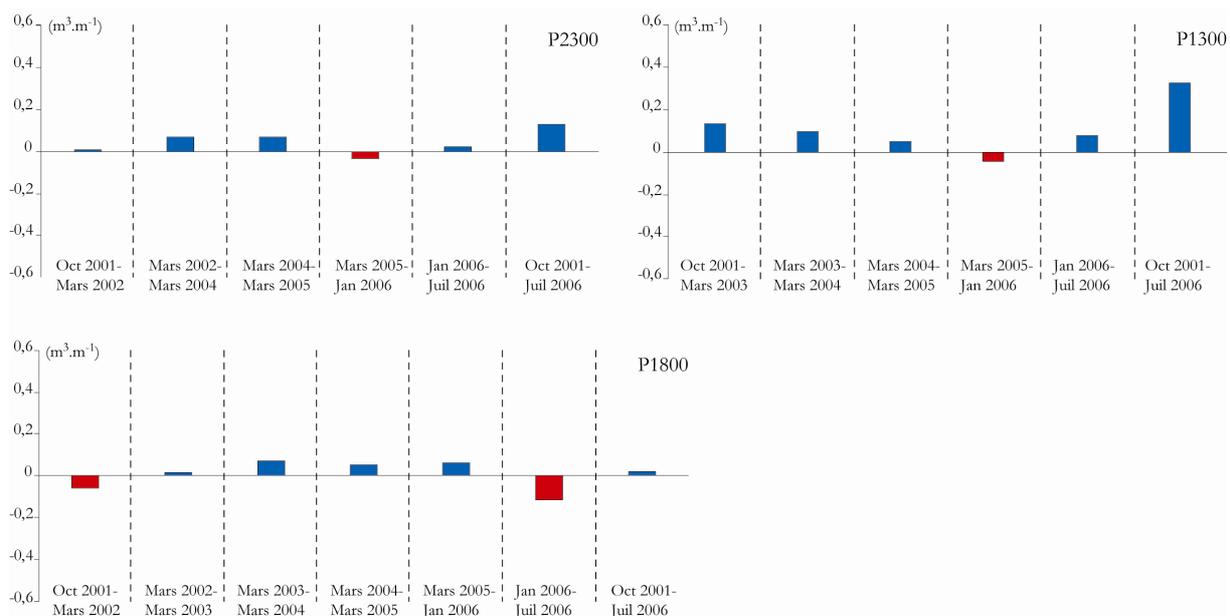


Figure.IV.9 : Evolution du volume, entre octobre 2001 et juillet 2006, au niveau des profils P2300, P1800 et P1300.

II.2.7 Synthèse de la zone morphologique 2

Dans cette zone morphologique 2, le bilan sédimentaire au cours de la période d'octobre 2001 à juillet 2006 est plutôt positif, avec des accrétions importantes au niveau du P2300 et du P1300 et une accrétion plus faible au niveau du P1800. Ces variations entre les différents profils de cette zone sont sûrement liées au déplacement des barres et bâches et à la variation d'amplitude des barres.

II.3 La zone morphologique 3

Les profils P800 et P300 ont été suivi d'octobre 2001 à juillet 2006 et le profil P00 de mars 2003 à juillet 2006. Les anciens relevés du P.A.D étant disponibles pour les profils P800 et P300 (Fig.IV.10).

II.3.1 Evolution du profil P800

Le profil P800, évolue fortement entre décembre 1988 et octobre 2001 (Fig.IV.10), avec un recul de près de 50m. Entre décembre 1988 et octobre 1990, le trait de côte semble avoir reculé, les deux barres présentes en 1988 sont toujours visibles. Le niveau de l'estran s'élève d'environ 0,5 m à partir de la barre la plus haute jusqu'au bas de plage. Entre octobre

1990 et mars 1994, le trait de côte recule encore, et le niveau de l'estran en haut de plage s'exhausse. Pour le reste de l'estran, le niveau de la plage baisse pour revenir au niveau auquel il se situait en décembre 1988. Les deux barres se développent et migrent vers le bas de plage. Entre mars 1994 et octobre 2001, le trait de côte recule de nouveau, une falaise dunaire haute de 2 à 3 m apparaît (Fig.IV.10). Le niveau de l'estran baisse d'environ 4 m en haut de plage et de 1 m sur le reste de l'estran. Deux petites barres se développent en haut de plage entre 100 et 200 m.

Pour la période d'octobre 2001 à juillet 2006, les variations morphologiques se poursuivent mais avec une ampleur plus faible. Entre octobre 2001 et mars 2002, la barre située au niveau des HMME se développe et migre vers le haut de plage, la seconde barre, très faiblement marquée, ne se déplace pas et une troisième barre se forme au niveau moyen de la marée. Le bilan sédimentaire pour cette période est légèrement négatif avec une perte de 4 m^3 ou $-0,020 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.11). Entre mars 2002 et mars 2003, la barre située entre les HMVE et HMME s'engraisse et celle située au niveau du NM migre vers le haut de plage, entre les HMME et NM (Fig.IV.10). Le profil perd 29 m^3 ou $-0,146 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.1). Entre mars 2003 et mars 2004, le profil devient lisse et les barres migrent vers le bas de plage (Fig.IV.10). La falaise dunaire recule légèrement au cours de cette période. Le volume du profil reste stable avec un gain de 3 m^3 ou $0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.11). Entre mars 2004 et mars 2005, la falaise dunaire recule, l'estran reste lisse dans la partie haute du profil, les deux petites barres présentes entre les HMME et le NM disparaissent et deux autres apparaissent, une au niveau des BMME et une seconde au-dessus des BMVE (Fig.IV.10). Le profil, au cours de cette période, perd 6 m^3 ou $-0,030 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.11). Entre mars 2005 et janvier 2006, le trait de côte se stabilise, les deux barres présentes se développent et une troisième apparaît au niveau du niveau moyen de la marée (Fig.IV.10). Le profil est en accrétion avec un gain de 14 m^3 ou $0,070 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, c'est la période où le profil s'engraisse le plus (Tab.IV.4 et Fig.IV.11). Entre janvier et juillet 2006, le trait de côte reste stable, l'amplitude des trois barres augmente et ces dernières migrent vers le haut de profil. Le volume au cours de cette période baisse avec une perte de 28 m^3 ou $-0,141 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.11).

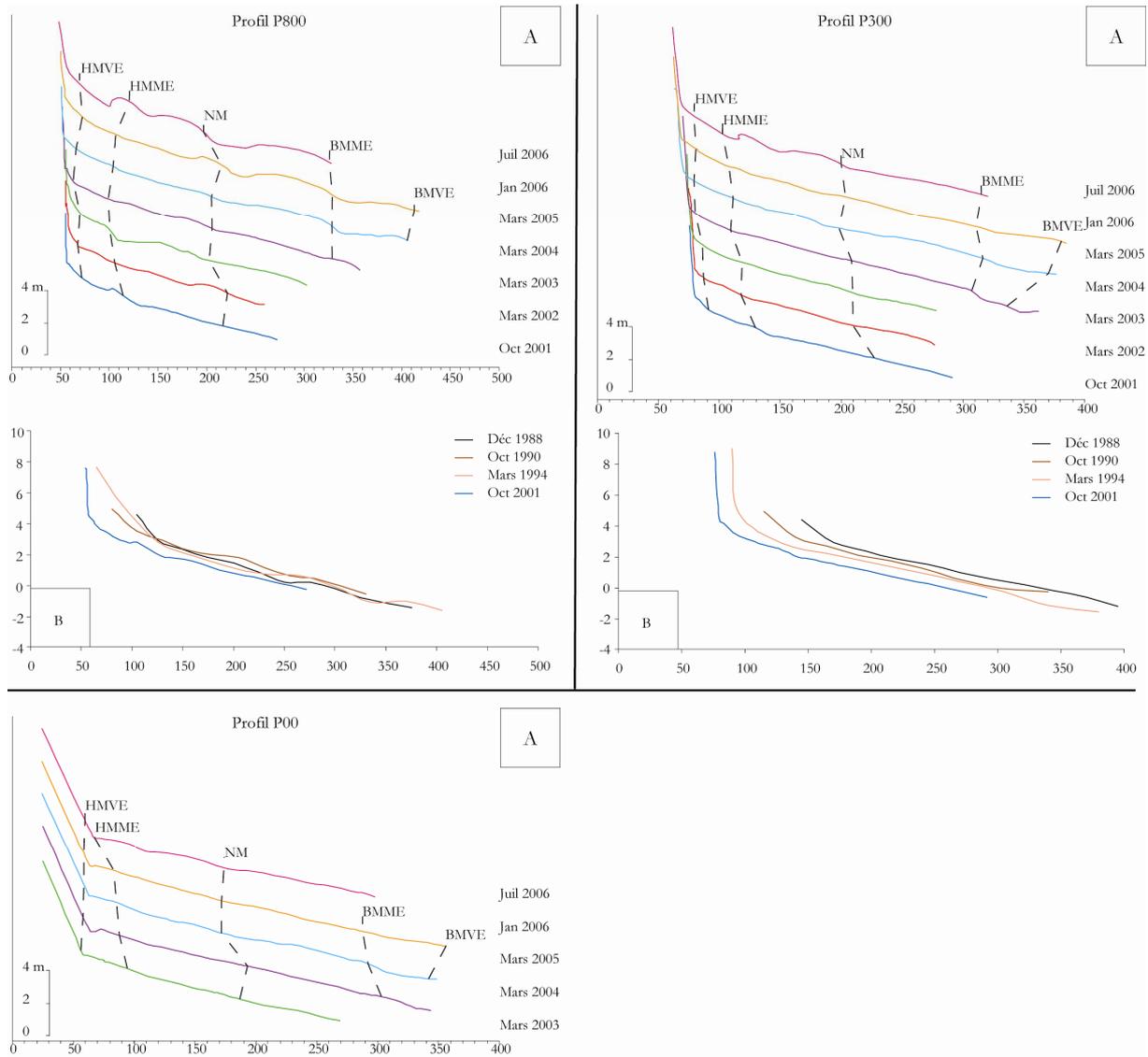


Figure.IV.10 : Evolution annuelle des profils P800, P300 et P00 représentatifs de la zone morphologique 3.
 A : Evolution entre octobre 2001 et juillet 2006 pour les profils P800 et P300 et entre mars 2003 et juillet 2006 pour le profil P00.
 B : Evolution entre décembre 1988 et octobre 2001 à l'aide d'anciens profils relevés par le P.A.D.

II.3.2 Synthèse sur l'évolution du profil P800 de 2001 à 2006

Au cours de cette période d'octobre 2001 à juillet 2006, le bilan sédimentaire est négatif avec une perte de 50 m^3 soit $-0,251 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.11). Le trait de côte a reculé régulièrement au cours de cette période en se stabilisant à partir de mars 2005. Le profil a connu deux grandes périodes érosives (d'octobre 2001 à mars 2002 et de janvier à juillet 2006), une période d'accrétion (de mars 2005 à janvier 2006) et une période stable de mars 2003 à mars 2005.

Tableau.IV.4 : Variations annuelles du volume des profils P800, P300 et P00 entre octobre 2001 et juillet 2006.

	Oct 2001	Mars 2002	Mars 2003	Mars 2004	Mars 2005	Jan 2006	Juil 2006	Total
P800	890 m ³	886 m ³	857 m ³	860 m ³	854 m ³	868 m ³	840 m ³	
Variation de volume		-4 m ³	-29 m ³	3 m ³	-6 m ³	14 m ³	-28 m ³	-50 m ³
		-0,020 m ³ .m ⁻¹	-0,146 m ³ .m ⁻¹	0,015 m ³ .m ⁻¹	-0,030 m ³ .m ⁻¹	0,070 m ³ .m ⁻¹	-0,141 m ³ .m ⁻¹	-0,251 m ³ .m ⁻¹
P300	912 m ³	877 m ³	859 m ³	830 m ³	821 m ³	808 m ³	809 m ³	
Variation de volume		-35 m ³	-18 m ³	-29 m ³	-9 m ³	-13 m ³	1 m ³	-103 m ³
		-0,183 m ³ .m ⁻¹	-0,094 m ³ .m ⁻¹	-0,152 m ³ .m ⁻¹	-0,047 m ³ .m ⁻¹	-0,068 m ³ .m ⁻¹	0,005 m ³ .m ⁻¹	-0,539 m ³ .m ⁻¹
P00			847 m ³	845 m ³	808 m ³	803 m ³	812 m ³	
Variation de volume				-2 m ³	-37 m ³	-5 m ³	9 m ³	-35 m ³
				-0,010 m ³ .m ⁻¹	-0,182 m ³ .m ⁻¹	-0,025 m ³ .m ⁻¹	0,044 m ³ .m ⁻¹	-0,172 m ³ .m ⁻¹

II.3.3 Evolution du profil P300

Le profil P300 a fortement évolué entre décembre 1988 et octobre 2001 (Fig.IV.10). Entre décembre 1988 et octobre 1990, le profil est en forte érosion, avec un recul du trait de côte important (30 m environ) et un abaissement de l'estran sur toute sa largeur. Cette tendance se poursuit lors de la période suivante, d'octobre 1990 à mars 1994, avec un recul du trait de côte de 30 m équivalent à la période précédente et un nouvel abaissement de l'estran sur l'ensemble du profil. Une falaise dunaire, haute de 4 m apparaît aussi pendant cette période. Entre mars 1994 et octobre 2001, l'érosion continue avec un recul de la falaise dunaire de 20 m environ et une augmentation de la hauteur de cette falaise qui atteint 5 m (Fig.V.11). Le niveau de l'estran baisse encore fortement au cours de cette période (près de 0,5 m). Le bilan de cette période est négatif avec un recul important du trait de côte (environ 80 m) et un abaissement important de l'estran sur toute sa largeur (près de 2 m) (Fig.IV.10).



Figure.IV.11 : Localisation des traits de côte en 2001, et 2005 de la falaise dunaire au niveau du P300.

Entre octobre 2001 et juillet 2006, cette tendance semble se poursuivre (Fig.IV.10). Entre octobre 2001 et mars 2002, la morphologie générale du profil reste stable, mais les niveaux NM et BMME migrent vers le haut de plage permettant de penser que le volume du profil a diminué. En effet, la variation du volume au cours de cette période est négative avec une perte de 35 m^3 soit $-0,183 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). De mars 2002 à mars 2003, la falaise dunaire recule, et la morphologie de l'estran reste lisse (Fig.IV.10). Les niveaux NM et BMME continuent leur migration vers le haut de plage. Le bilan sédimentaire pour cette période reste négatif avec une perte de 18 m^3 ou $-0,094 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). Entre mars 2003 et mars 2004, le recul de la falaise se poursuit, tout comme la migration vers le haut de plage des niveaux NM et BMME (Fig.IV.10). Le profil est toujours en érosion avec une perte 29 m^3 ou $-0,152 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). Entre mars 2004 et mars 2005, la falaise recule nettement (environ 10 m) et deux barres peu marquées apparaissent sur l'estran, une première au-dessus du NM et une seconde au-dessus du niveau des BMME (Fig.IV.10). Pendant cette période, malgré le recul important de la falaise, l'estran ne perd que 9 m^3 soit $-0,047 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). Entre mars 2005 et janvier 2006, le profil devient plus lisse mais trois barres restent visibles. Le recul de la falaise continue mais il ralentit (Fig.IV.10). L'estran perd un volume de 13 m^3 ou $-0,068 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). De janvier à juillet 2006, la falaise semble rester stable pour la première fois, et deux barres bien développées se forment, une première sous les HMME et une seconde au-dessus du NM (Fig.IV.10). C'est la première fois au cours de la période de suivi que des barres avec une telle amplitude sont présentes au niveau de ce profil. Le volume de l'estran reste stable pour la première fois avec un léger gain de 1 m^3 ou $0,005 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12).

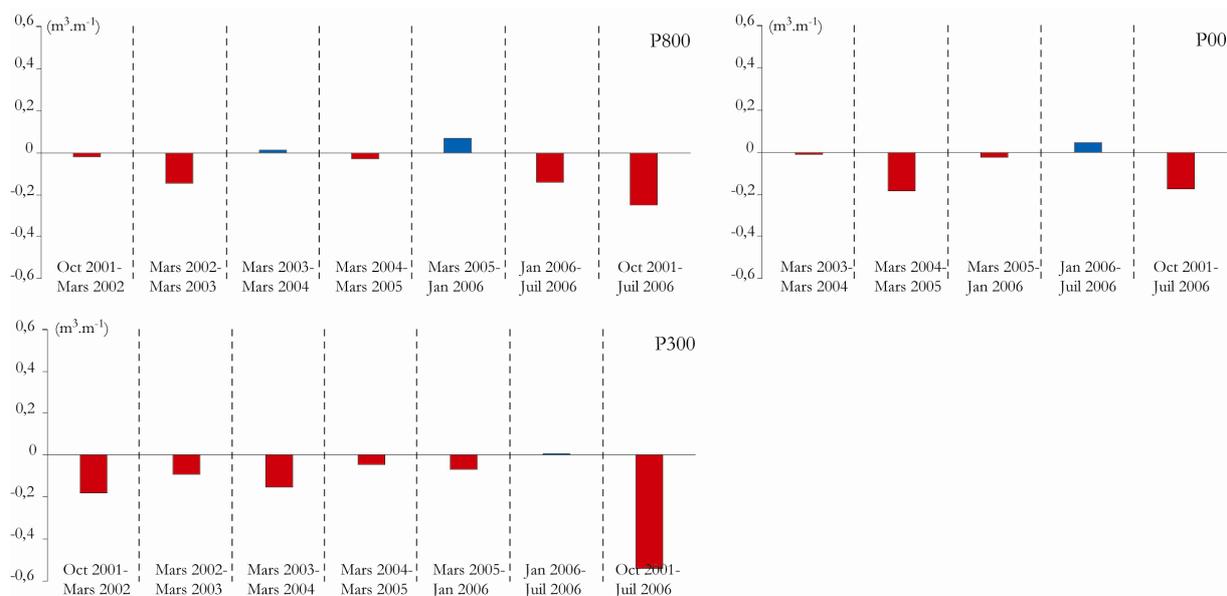


Figure.IV.12 : Evolution du volume, entre octobre 2001 et juillet 2006, au niveau des profils P800 et P300 et entre mars 2003 et juillet 2006 au niveau du P00.

II.3.4 Synthèse sur l'évolution du profil P300 de 2001 à 2006

Le bilan sédimentaire du profil P300, pour cette période d'octobre 2001 à juillet 2006, est fortement négatif, avec une perte de 103 m^3 soit $-0,539 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). La tendance érosive présente de 1988 à 2001 a continué d'octobre 2001 à janvier 2006. La falaise dunaire n'a cessé de reculer aussi au cours de cette période mais à une échelle moindre que celle perçue sur les anciens profils du P.A.D. Lors du premier semestre 2006, le profil devient pour la première fois stable et des barres développées sont apparues.

II.3.5 Evolution du profil P00

Pour le profil P00, se situant à la limite des zones morphologiques 3 et 4, les données ont été relevées entre mars 2003 et juillet 2006. De Mars 2003 à mars 2004, la morphologie générale du profil ne varie pas sauf au niveau du pied de digue où une érosion est perceptible, sinon le reste du profil reste stable est lisse (Fig.IV.10). Le bilan sédimentaire pour cette période est stable avec une légère perte de 2 m^3 ou $-0,010 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). De mars 2004 à mars 2005, la zone creusée au niveau du pied de digue se comble, et l'estran devient moins lisse. Les niveaux HMME, NM et BMME migrent assez fortement vers le haut de plage (Fig.IV.10). Le volume du profil baisse de 37 m^3 soit $-0,182 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). Entre mars 2005 et janvier 2006, l'estran redevient plus lisse, la migration vers le haut de plage des niveaux HMME, NM et BMME se poursuit mais moins fortement. Le

volume reste assez stable avec une légère perte de 5 m^3 ou $-0,025 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). Au cours du premier semestre 2006, le niveau de l'estran baisse fortement au niveau du pied de digue, il se situe au niveau des HMME, alors qu'il se situait au niveau des HMVE auparavant. Deux barres peu développées se forment en haut de plage entre les HMME et le NM (Fig.IV.10). Le volume augmente légèrement au cours de ce semestre, malgré l'érosion en pied de digue. Le gain est de 9 m^3 ou $0,044 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.11).

II.3.6 Synthèse sur l'évolution du profil P00 de 2003 à 2006

Au cours de cette période de mars 2003 à juillet 2006, le bilan sédimentaire est négatif, avec une perte de 35 m^3 soit $-0,172 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ (Tab.IV.4 et Fig.IV.12). Cette érosion s'est produite principalement de mars 2004 à mars 2005, le profil restant assez stable pour les autres périodes.

II.3.7 Synthèse de la zone morphologique 3

Le bilan pour cette zone morphologique 3, est négatif avec de fortes érosions pour les trois profils et plus particulièrement le profil P300. Le trait de côte a régulièrement reculé au niveau des profils P800 et P300, l'adossement à la digue empêchant le recul au niveau du P00. Le profil P800 proche de la zone morphologique 2 est le moins lisse et des barres peu développées sont présentes tandis que les profils P300 et P00 sont nettement plus lisses. Le premier semestre 2006 est significatif d'une période plus stable voire d'accrétion et de développement de barres sur les trois profils.

II.4 La zone morphologique 4

Les profils PDA, PDB et PDC n'ont été suivis qu'entre septembre 2004 et juillet 2006 et ne nous ne disposons pas pour cette zone morphologique de profils levés antérieurement par le P.A.D (Fig.IV.13).

II.4.1 Evolution du profil PDA

Au niveau du profil PDA, deux barres bien développées sont présentes en septembre 2004, une première au-dessus du niveau moyen de la marée et une seconde entre le NM et les BMME (Fig.IV.13). Entre septembre 2004 et mars 2005, le profil devient lisse, les deux barres bien développées disparaissent. Le bilan sédimentaire lors de cette période est légèrement négatif avec une perte de 8 m^3 ou $-0,059 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). De mars 2005 à janvier 2006, le profil évolue en haut de plage, avec l'apparition d'une barre au-dessus du NM comme en septembre 2004. Le pied de digue est en érosion laissant apparaître les fondations de la digue, caractérisées par une forme de marche à la liaison digue/estran (Fig.IV.13). Le volume du profil diminue aussi avec une perte 12 m^3 ou $-0,088 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). Entre janvier et juillet 2006, le profil redevient lisse, la barre visible en haut de plage disparaît quasiment. Les fondations de la digue sont recouvertes à nouveau (Fig.IV.14). Le volume du profil augmente légèrement avec un gain de 9 m^3 ou $0,066 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14).

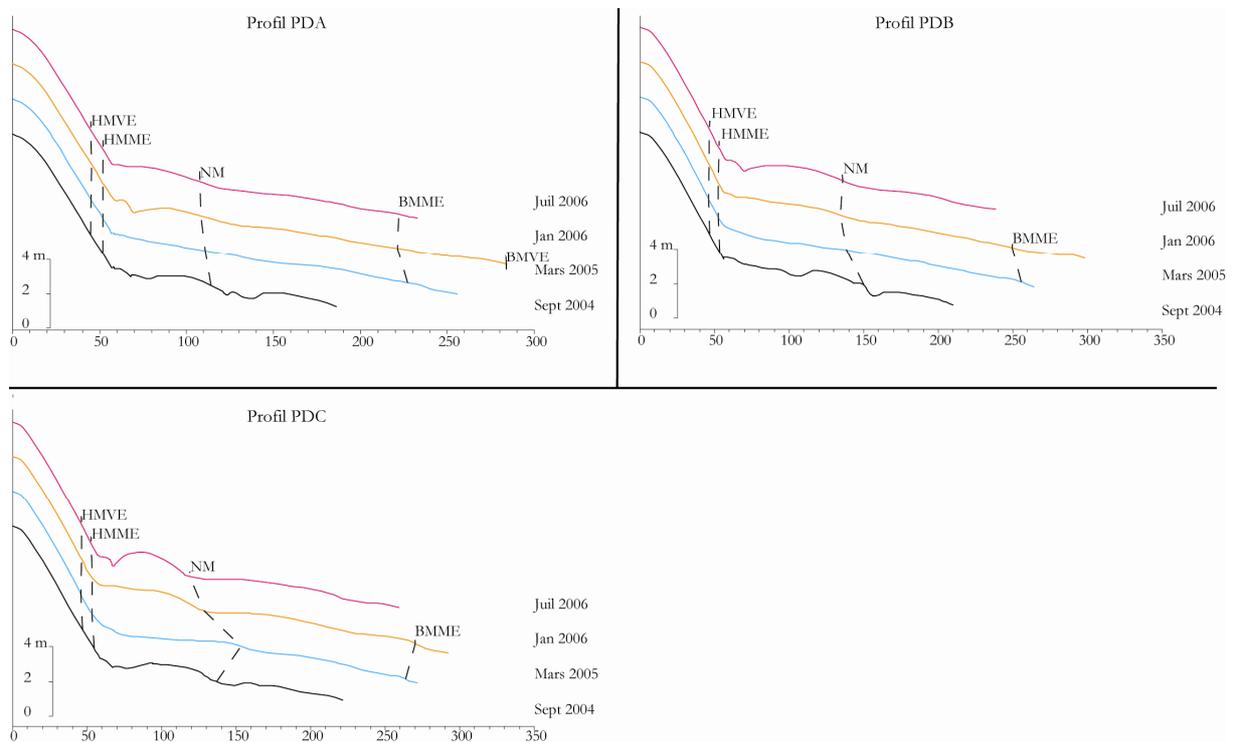


Figure.IV.13 : Evolution annuelle des profils PDA, PDB et PDC caractéristiques de la zone morphologique 4 entre septembre 2004 et juillet 2006.

II.4.2 Synthèse sur l'évolution du profil PDA de 2004 à 2006

Le bilan sédimentaire pour le profil PDA entre septembre 2004 et juillet 2006 est négatif avec une perte de 11 m³ ou -0,081 m³.m⁻¹ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). L'érosion s'est produite principalement entre septembre 2004 et janvier 2006.

II.4.3 Evolution du profil PDB

Au niveau du profil PDB, deux barres sont visibles, une première au-dessus du NM et une seconde entre le NM et les BMME (Fig.IV.13). De septembre 2004 à mars 2005, le profil devient lisse, les deux barres disparaissent totalement. Le volume du profil baisse nettement avec une perte de 32 m³ ou -0,203 m³.m⁻¹ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). Entre mars 2005 et janvier 2006, la morphologie générale du profil évolue peu, mais une barre semble apparaître au niveau du NM (Fig.IV.13). Le volume du profil reste stable avec un gain minime de 1 m³ ou 0,006 m³.m⁻¹ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). De janvier à juillet 2006, le pied de digue s'érode laissant percevoir les fondations de la digue. La barre au niveau du NM se développe et une seconde commence à apparaître entre le NM et les BMME (Fig.IV.13). Le volume du profil reste stable malgré les modifications morphologiques de l'estran avec un gain de 3 m³ ou 0,019 m³.m⁻¹ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14).

II.4.4 Synthèse sur l'évolution du profil PDB de 2004 à 2006

Le bilan sédimentaire du profil PDB entre septembre 2004 et juillet 2006 est négatif avec une perte de 28 m³ ou -0,177 m³.m⁻¹ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). Cette perte s'effectue sur la seule période de septembre 2004 à mars 2005, le volume du profil étant stable par la suite.

Tableau.IV.5 : Variations annuelles du volume des profils PDA, PDB et PDC entre septembre 2004 et juillet 2006.

	Sept 2004	Mars 2005	Jan 2006	Juil 2006	Total
PDA	518 m ³	510 m ³	498 m ³	507 m ³	
Variation de volume		-8 m ³	-12 m ³	9 m ³	-11 m ³
		-0,059 m ³ .m ⁻¹	-0,088 m ³ .m ⁻¹	0,066 m ³ .m ⁻¹	-0,081 m ³ .m ⁻¹
PDB	648 m ³	616 m ³	617 m ³	620 m ³	
Variation de volume		-32 m ³	1 m ³	3 m ³	-28 m ³
		-0,203 m ³ .m ⁻¹	0,006 m ³ .m ⁻¹	0,019 m ³ .m ⁻¹	-0,177 m ³ .m ⁻¹
PDC	688 m ³	667 m ³	691 m ³	668 m ³	
Variation de volume		-21 m ³	24 m ³	-23 m ³	-20 m ³
		-0,123 m ³ .m ⁻¹	0,140 m ³ .m ⁻¹	-0,135 m ³ .m ⁻¹	-0,117 m ³ .m ⁻¹

II.4.5 Evolution du profil PDC

Le profil PDC, comme les deux autres profils de la zone morphologique 4, laisse apparaître deux barres. La première, plus développée, se situe au-dessus du NM et la seconde, moins marquée, entre le NM et le BMME (Fig.IV.13). Entre septembre 2004 et mars 2005, le profil devient lisse et les barres disparaissent quasiment, la barre située au niveau du NM étant encore légèrement présente. Le volume du profil au cours de cette période diminue de 21 m^3 ou $-0,123 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). Entre mars 2005 et janvier 2006, le haut de plage s'engraisse entre les HMME et le NM et la partie basse du profil reste assez lisse (Fig.IV.13). Le volume du profil augmente de 24 m^3 ou $0,140 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). De janvier à juillet 2006, l'amplitude de la barre située au-dessus du NM se développe encore, et le NM se déplace vers le haut de plage. Le pied de digue s'érode, laissant apparaître les fondations de la digue (Fig.IV.13). Le bas de plage reste assez lisse au cours de cette période. Le volume du profil diminue de nouveau au cours de ce semestre avec une perte de 23 m^3 ou $-0,135 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14).

II.4.6 Synthèse sur l'évolution du profil PDC de 2004 à 2006

Le bilan sédimentaire du profil PDC entre septembre 2004 et juillet 2006 est négatif avec une perte globale de 20 m^3 soit $-0,117 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ (Tab.IV.5 et Fig.IV.14). L'érosion du profil s'est effectuée au cours de deux périodes, de septembre à mars 2005 et de janvier à juillet 2006, tandis que de mars 2005 à janvier 2006 le profil s'est engraisé.

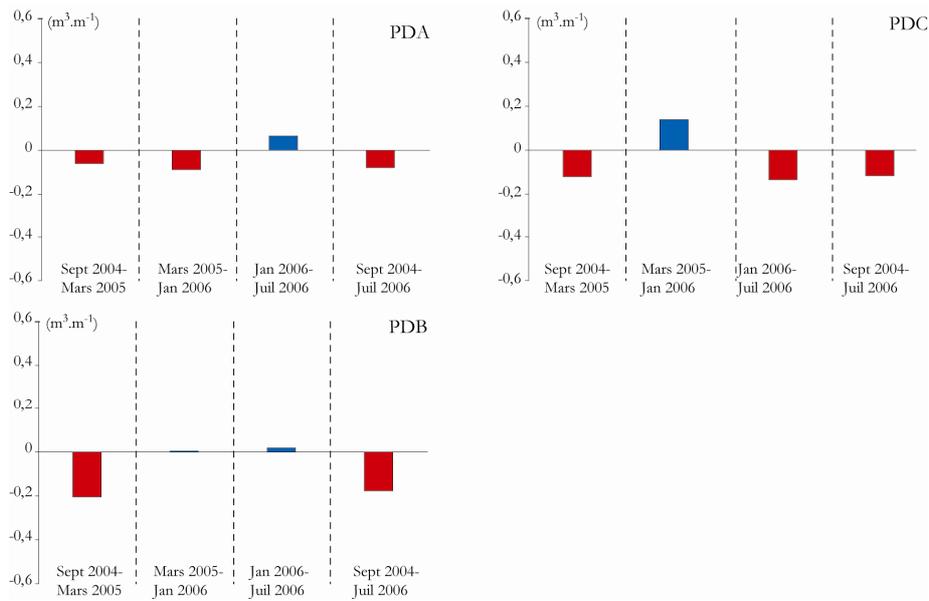


Figure.IV.14 : Evolution du volume, entre septembre 2004 et juillet 2006, au niveau des profils PDA, PDB et PDC.

II.4.7 Synthèse de la zone morphologique 4

Le bilan pour cette zone morphologique 4 est négatif avec une érosion sur la période de suivi pour les trois profils présentés. Cependant, des différences existent entre les évolutions des trois profils. Les trois profils sont en érosion de septembre 2004 à mars 2005, mais par la suite les trois profils ont évolué différemment :

- Le PDA s'est érodé de mars 2005 à janvier 2006, puis engraisé de janvier à juillet 2006.
- Le PDB est resté stable de mars 2005 à juillet 2006.
- Le PDC s'est engraisé de mars 2005 à janvier 2006, puis érodé de janvier à juillet 2006.

II.5 Synthèse

La synthèse de cette étude de l'évolution annuelle des dix profils topographiques transversaux et des quatre zones morphologiques apporte certaines informations et tendances évolutives. La zone morphologique 4, contrairement aux trois autres zones, a été suivie sur une période plus courte. Cependant, l'information recueillie sur cette période plus courte est tout de même importante.

Les anciens relevés réalisés entre décembre 1988 et mars 1994 par le Port Autonome de Dunkerque ont permis de voir l'évolution de cinq profils et de deux zones morphologiques avant le début de nos relevés. Dans la zone morphologique 2, le trait de côte au niveau du P2300 a avancé, tandis qu'il a reculé au niveau des profils P1800 et P1300. Le niveau de l'estran s'est abaissé légèrement au niveau du P1800 et plus fortement en haut de plage au niveau du P1300. Dans la zone morphologique 3, le profil P800 a subi un abaissement de l'estran de près de 1 mètre et un recul du trait de côte d'environ 50 m. Le profil P300 a évolué de façon similaire mais le recul du trait de côte et l'abaissement de l'estran sont plus importants (-100 m environ pour le recul du trait de côte et un abaissement compris entre 1,5 et 2 m).

Au cours de la période d'octobre 2001 à juillet 2006, les quatre zones morphologiques ont évolué différemment :

- La zone morphologique 1 est en légère érosion avec une perte de $0,043 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.
- La zone morphologique 2 est en accrétion avec des gains de $0,129 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ au niveau du P2300 et de $0,325 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ pour le P1300. Le profil P1800 est plus stable avec une légère accrétion de $0,021 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.
- La zone morphologique 3 est en forte érosion des reculs du trait de côte au niveau du P800 et surtout du P300. L'érosion est de $-0,251 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ au niveau du P800, de $-0,539 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ au niveau du P300 et de $-0,172 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ au niveau du P00.
- La zone morphologique 4 est aussi en érosion, mais avec une intensité moindre que la zone morphologique 3. La perte est de $-0,081 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ pour le PDA, de $-0,177 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ et de $-0,117 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ pour le PDC.

En résumé, la partie ouest du site, zone morphologique 1 est plutôt stable et la zone morphologique 2 est en accrétion, la zone centrale ou zone morphologique 3 est en forte érosion et la partie est, zone morphologique 4 est en érosion mais moins forte que la partie centrale.

III Evolution d'un profil complet estran/petits fonds

L'analyse des profils topographiques transversaux a permis d'observer l'évolution de la morphologie de l'estran et le bilan sédimentaire de ce dernier. La présence du gazoduc

reliant la mer de Norvège à la France au niveau du site a entraîné le suivi de la morphologie de l'estran et des petits-fonds sur plusieurs kilomètres. Nous avons pu obtenir gracieusement des données de ce suivi entre 1999 et 2007 (Fig.IV.16), mais pas de données numériques. Cependant le tracé de la morphologie estran/petits-fonds permet de voir l'évolution dans les petits-fonds et de la comparer avec les résultats obtenus lors de nos suivis topographiques au niveau du profil P300, le plus proche de la zone suivie pour le gazoduc. Il est nécessaire de présenter tout d'abord la morphologie générale de ce profil (Fig.IV.15). Le profil a été suivi sur onze kilomètres, partant de l'estran au kilomètre 0 pour aller au large jusqu'au kilomètre 11. En 1999, quatre bancs sont visibles le long du profil, un premier localisé entre le kilomètre 1 et 2 avec un sommet à -6 m, un deuxième banc situé entre les kilomètres 3 et 4,5 avec un sommet aussi à -6 m. Ces deux bancs sont séparés par un chenal dont la profondeur est d'environ -20 m. Le troisième banc se situe entre les kilomètres 5,5 et 7, avec un sommet du banc à -8 m. Ce banc est séparé du deuxième banc par un chenal profond de -26 m qui correspond au chenal d'accès entre le port Ouest et le port Est. Le quatrième banc est le plus large il se situe entre les kilomètres 8 et 11, avec un sommet à -6 m comme les deux premiers bancs. La morphologie de ce banc, le plus au large, est différente des trois autres bancs, il est plus large et son altitude augmente quand on se dirige vers la côte (Fig.IV.15).

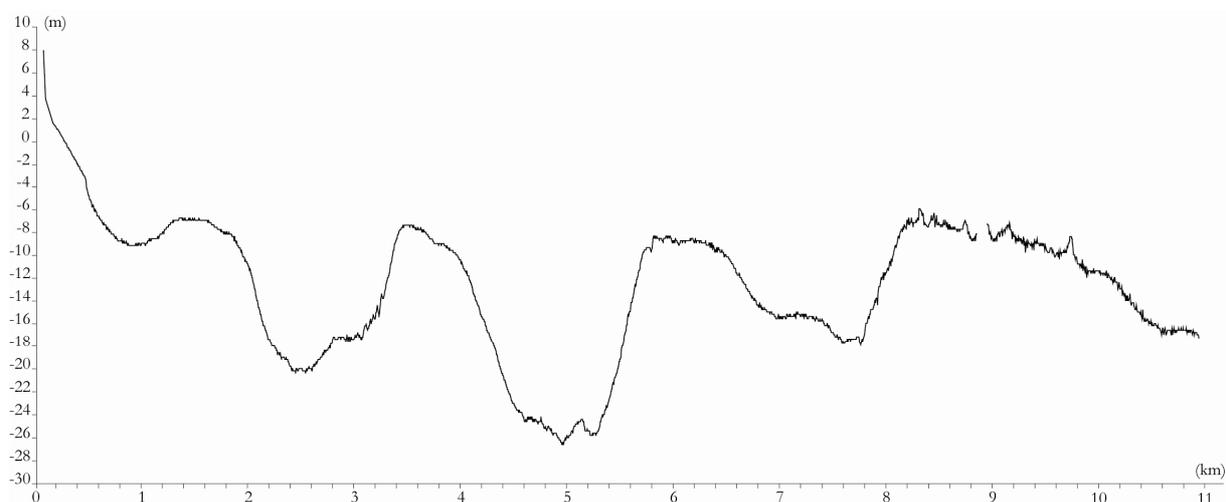


Figure.IV.15 : Profil estran/petits-fonds à proximité du P300, relevé en 1999 dans le cadre d'un suivi annuel pour la compagnie "Statoil". Données fournies par le P.A.D.

Le suivi annuel de ce profil entre 1999 et 2007 permet d'observer les zones qui ont évolué le long de ce profil (Fig.IV.16).

De 1999 à 2000, on peut voir un léger abaissement de l'estran, un exhaussement de la face interne du premier banc et une accentuation de la pente de la face interne du quatrième banc.

De 2000 à 2001, les variations observées sont plus importantes, l'estran semble stable, le petit chenal entre l'estran est le premier banc s'est creusé. Le premier banc s'exhausse sur sa partie externe de près d'un mètre ainsi que le deuxième banc. Le chenal qui les sépare se creuse légèrement. Le troisième banc semble rester stable et le chenal principal se creuse faiblement tout comme le chenal qui sépare les troisième et quatrième bancs. Le quatrième banc est stable dans sa partie externe mais sa partie interne s'érode et la pente de la face interne redevient moins abrupte.

De 2001 à 2002, le trait de côte semble reculer et l'estran s'engraisser, or entre octobre 2001 et mars 2002, nous avons observé un recul du trait de côte et un abaissement de l'estran ($-0,183 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). La différence perçue peut s'expliquer par la période de mesure qui est différente. Un exhaussement est aussi visible au niveau du premier chenal et du premier banc (entre les kilomètres 0 et 2). Le dernier banc et le chenal qui le précède sont aussi en exhaussement, la partie centrale du profil reste assez stable.

De 2002 à 2003, le niveau de l'estran baisse comme nous avons pu le voir aussi entre mars 2002 et mars 2003 ($-0,094 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). Les deux premiers bancs s'exhausent légèrement sur le sommet et le quatrième banc s'érode sur sa partie interne. Les différents chenaux restent assez stables dans l'ensemble.

De 2003 à 2004, les variations sont de nouveau plus marquées, mais il y a une lacune de données en 2004 entre les kilomètres 2 et 3. Le niveau de l'estran baisse aussi au cours de cette période tout comme nous l'avons observé entre mars 2003 et mars 2004 ($-0,152 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). Le premier banc reste stable et le chenal qui le précède est en érosion. Le deuxième banc est en érosion avec un abaissement du sommet. Le chenal principal entre le deuxième et troisième banc se creuse. A partir du troisième banc et jusqu'à la fin du profil on observe un abaissement assez constant que ce soit au niveau des deux derniers bancs ou du chenal qui les sépare.

De 2004 à 2005, l'estran semble s'être exhaussé alors que lors de nos relevés, entre mars 2004 et mars 2005, le niveau de l'estran avait légèrement baissé ($-0,047 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). La lacune entre les kilomètres 2 et 3 est toujours présente. Le premier chenal et le premier banc se sont exhaussés. Cet exhaussement est généralisé à l'ensemble du profil que ce soit au niveau des bancs ou des chenaux.

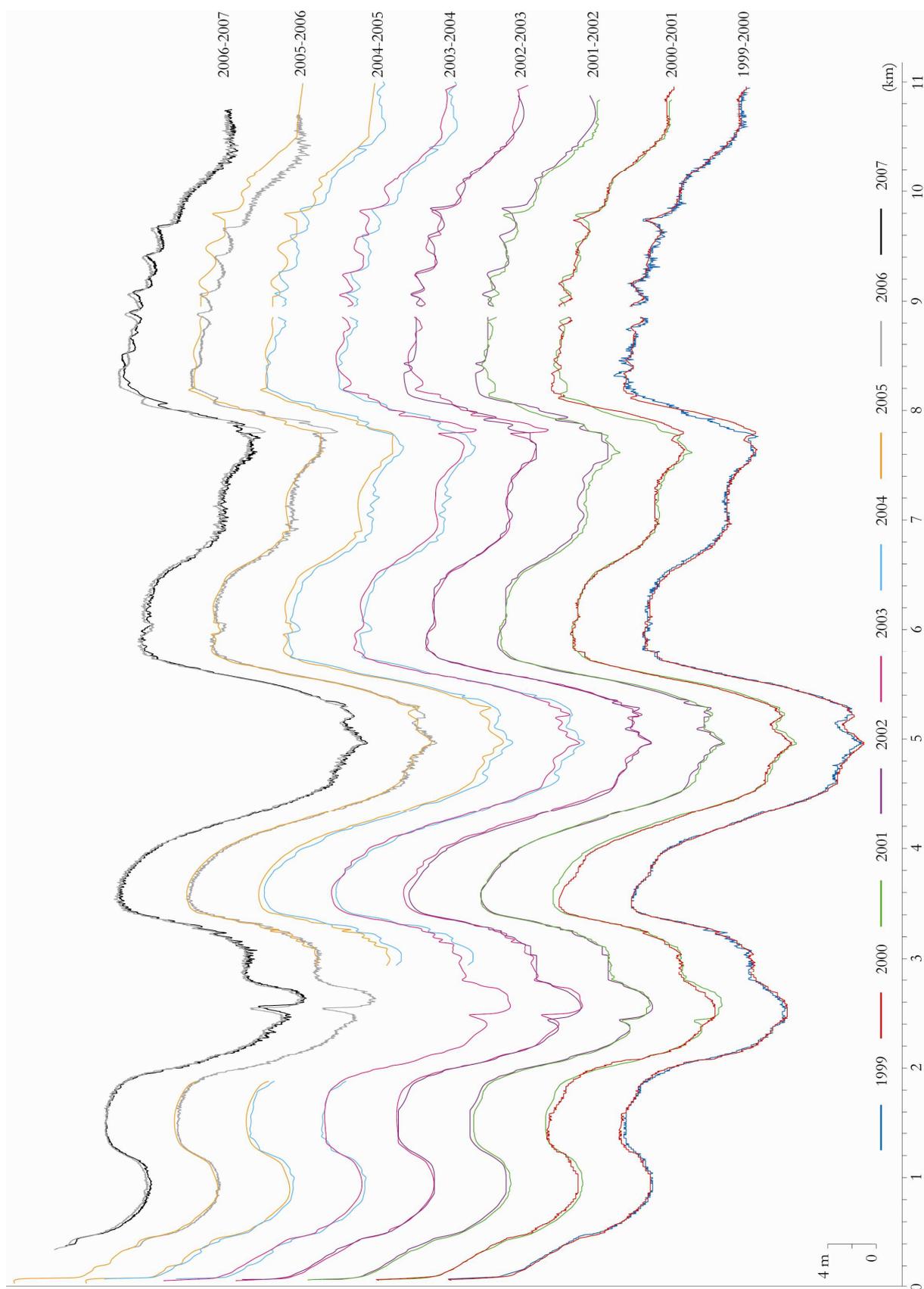


Figure.IV.16 : Evolution du profil estran/petits-fonds, à proximité du P300, relevés par "Statoil" entre 1999 et 2007.

De 2005 à 2006, les variations sont nettement moins marquées. Au niveau de l'estran les données ne sont malheureusement pas disponibles, mais nos relevés nous avaient montré un recul de la falaise dunaire et un léger abaissement de l'estran ($-0,068 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$). Le sommet du premier banc s'exhausse légèrement, le profil reste stable ensuite jusqu'au quatrième banc où celui-ci évolue fortement sur sa face externe avec un exhaussement important supérieur à 2 m.

De 2006 à 2007, le profil reste assez stable dans son ensemble avec juste un exhaussement du sommet interne du quatrième banc. Lors du premier semestre 2006, nos relevés nous indiquaient une certaine stabilité de l'estran ce qui semble correspondre bien que la période de suivi soit plus courte sur l'estran.

En général, les variations observées au niveau du profil estran/petits-fonds correspondent aux résultats obtenus à l'aide de notre suivi topographique. Les variations entre ces deux suivis sont liées à la période de mesures qui n'est pas tout à fait la même. Au niveau des petits-fonds, deux zones évoluent plus fortement, une première proche de la côte allant du premier chenal au premier banc, ainsi qu'un impact sur le deuxième banc à certaine période. L'autre zone en forte évolution se situe au niveau du quatrième banc, le plus au large sur les relevés. Les variations observées au niveau du premier banc et du premier chenal, zone proche de la côte, ont des tendances d'évolution assez semblables à celles observées au niveau de l'estran au cours de cette période de suivi. Les quatre bancs ont des sommets assez constants compris entre -6 et -8 m. La morphologie du quatrième banc, assez chaotique, et son évolution constante sont liées à sa position (le plus au large), c'est celui qui absorbe en premier l'impact des houles et qui les atténue.

Conclusion

Pour conclure sur la variabilité annuelle de la morphologie de l'estran, nous devons retenir les informations suivantes :

- Une zone morphologique 1 stable entre 2001 et 2006.
- Une zone morphologique 2 en accrétion de 2001 à 2006, mais l'analyse de profils antérieurs montre une avancée du trait de côte dans la partie ouest (P2300) et un recul dans la partie centrale et est de cette zone (P1800 et P1300).

- Une zone morphologique 3 en forte érosion avec des reculs importants du trait de côte entre 2001 et 2006. Les profils antérieurs montrent la même dynamique couplée à un abaissement de l'estran très important, près de 1 m.

- Une zone morphologique 4 en érosion tout comme la zone morphologique précédente, mais cette érosion est de moindre importance.

L'analyse de l'évolution des profils bathymétriques recueillis au devant de la station d'atterrage montre les mêmes tendances évolutives que le profil P300 lors de la même période. Deux zones évoluent plus fortement le long de ce profil bathymétrique. La première zone correspond au banc le plus au large qui reçoit en premier l'impact des houles du large et les absorbe. La seconde zone est à proximité de la côte, entre l'estran et le premier banc. Il est probable que les évolutions observées soient liées à des échanges sédimentaires entre l'estran et les petits-fonds.

CHAPITRE V :

EVOLUTION ET VARIABILITE MENSUELLE

DE LA MORPHOLOGIE DE L'ESTRAN

Introduction

L'étude de la variabilité et de l'évolution annuelle de l'estran pour chacune des quatre zones morphologiques a permis de déceler les secteurs de la plage qui évoluent plus ou moins fortement. Si l'échelle annuelle a permis de définir des tendances évolutives pour chaque profil et chaque zone morphologique, le passage à une échelle mensuelle peut permettre d'affiner cette étude de la variabilité morphologie en tenant compte de l'impact des conditions météorologiques. L'ensemble des dix profils topographiques transversaux a été suivi mensuellement entre septembre 2004 et décembre 2005 avec quelques petites lacunes (cf.tab.IV.1). Ce suivi a permis :

- d'observer l'évolution de la morphologie de l'estran pour les quatre zones morphologiques dans un premier temps.
- de dresser le bilan sédimentaire pour chacun des profils au cours du suivi.
- de déterminer les périodes d'évolution de l'estran et les conditions de forçage de cette évolution grâce à la corrélation des évolutions des profils et des conditions météorologiques présentes entre deux relevés successifs.

I Variabilité morphologique de l'estran et bilan sédimentaire

Les quatre zones morphologiques définies précédemment ont été suivies entre septembre 2004 et décembre 2005 permettant de décrire l'évolution morphologique mensuelle de chaque profil et de dégager des périodes d'évolutions plus ou moins marquées pour chacun d'entre eux.

I.1 La zone morphologique 1

La zone morphologique 1 ne comprend que le profil PMP ; seul le relevé de décembre 2004 manque (Fig.V.1). Les profils topographiques transversaux (Fig.V.1.A) ne permettent que de percevoir les variations morphologiques de l'estran ; l'ajout des variations d'altitude entre deux profils successifs (Fig.V.1.B) permet une meilleure perception de l'évolution du profil entre deux dates et des zones de l'estran touchées par ces modifications.

La morphologie du profil PMP est assez stable au cours de la période de suivi (Fig.V.1.A). Cependant, quatre périodes d'évolution de la morphologie peuvent être distinguées :

- Une première période en septembre 2004, lors de laquelle le profil présente une plateforme large (du haut de plage jusqu'au niveau des HMME, soit plus de 500 m), puis une pente plus prononcée avec la présence d'une barre sous le NM.
- Une deuxième période d'octobre 2004 à avril 2005, au cours de laquelle la partie la plus pentue de l'estran devient lisse, la plateforme restant stable.
- Une troisième période de mai à juillet 2005, durant laquelle une barre apparaît et se développe juste au dessous du NM. Le reste du profil restant stable.
- Une dernière période d'octobre à décembre 2005, lors de laquelle une seconde barre se forme au niveau des BMME en octobre. En décembre, les deux barres migrent vers le haut de plage entraînant la disparition de la bêche située au dessus de la première barre. La seconde barre se situe alors entre le NM et les BMME.

L'analyse des variations d'altitudes entre deux relevés successifs permet de distinguer 3 phases (Fig.V.1.B) :

- Une première phase de septembre 2004 à février 2005, durant laquelle les variations morphologiques sont assez faibles et principalement présentes en bas de plage.
- Une deuxième phase de février à juillet 2005, au cours de laquelle les variations morphologiques sont infimes et quasi-nulles.
- Une dernière phase de juillet à décembre 2005, lors de laquelle les variations morphologiques sont importantes mais toujours situées en bas de plage.

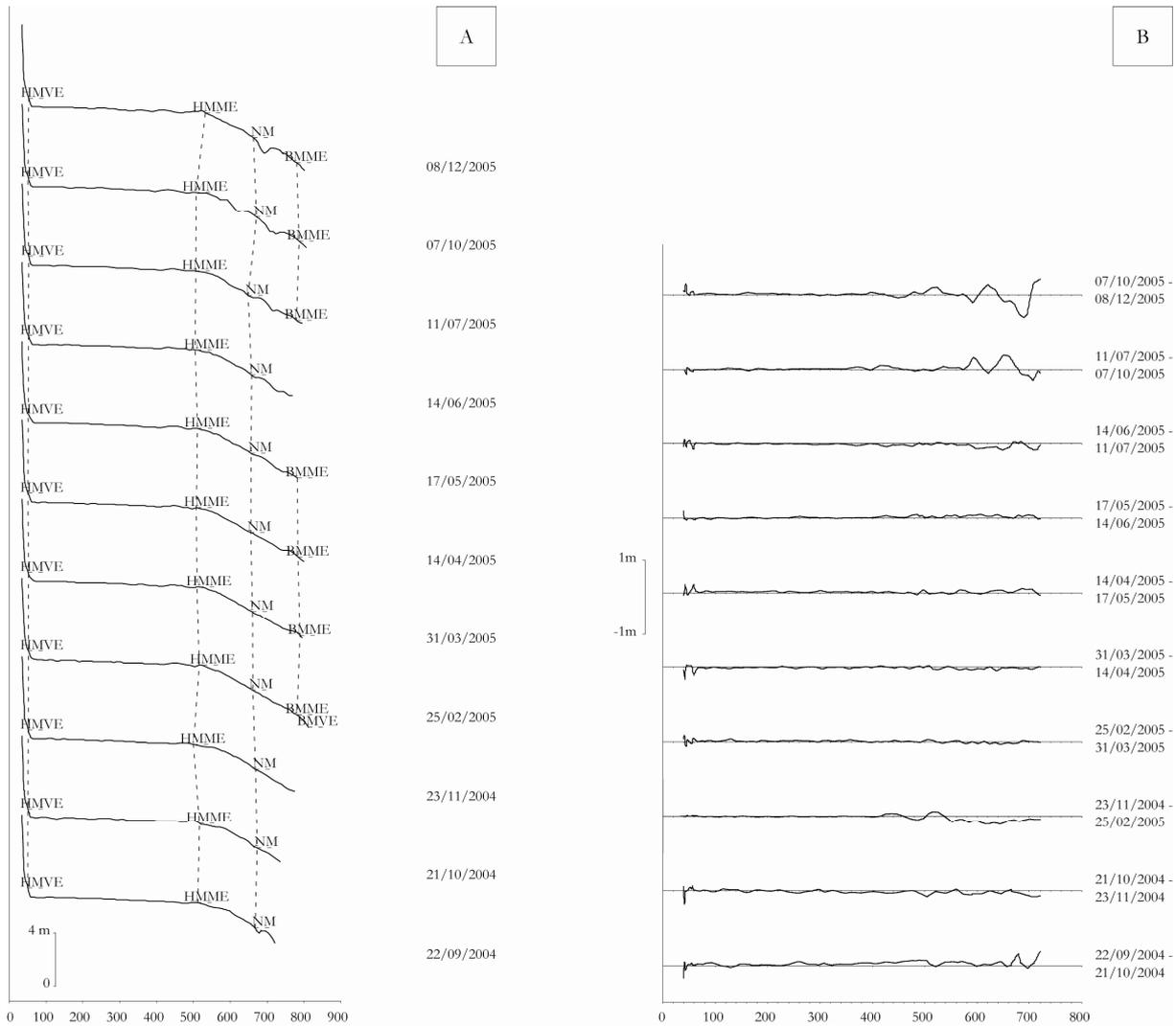


Figure.V.1 : Evolution du profil PMP de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

L'analyse des variations d'altitude apporte des informations, mais le bilan sédimentaire entre deux relevés permet de percevoir l'évolution réelle du profil. L'étude des variations de volume, pour chaque profil suivi dans les différentes zones morphologiques, permet d'observer l'évolution du stock sédimentaire pour chacun des profils. Pour chaque profil, le calcul du volume a été effectué avec un plancher de -3 m NGF et sur une distance commune (780 m) pour toute la période du suivi. Afin de pouvoir comparer les différents profils d'une même zone morphologique et de zones morphologiques différentes, les variations de volume sont calculées en $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Les calculs de volume ont été effectués pour l'ensemble des quatre zones morphologiques.

Les bilans sédimentaires de la zone morphologique 1 (Tab.V.1 et Fig.V.2), apportent des informations supplémentaires pour chacune des phases morphologiques définies précédemment. Lors de la première phase, de septembre 2004 à février 2005, les variations

d'altitude sont faibles mais étendues sur l'ensemble du profil. Les bilans sédimentaires effectués pour chaque période permettent de déceler une période d'accrétion moyenne avec un gain de $0,06 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ de septembre à octobre 2004, puis une période d'érosion moyenne d'octobre 2004 à février 2005 avec une érosion un peu plus importante entre novembre 2004 et février 2005 avec une perte de $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

La deuxième phase de février à juillet 2005, est plus calme en termes de variations d'altitude. Cette stabilité est visible aussi au niveau des bilans sédimentaires avec des valeurs assez faibles. Le bilan sédimentaire est :

- stable de février à mars 2005
- en érosion très faibles de mars à avril 2005 et de juin à juillet 2005
- en accrétion entre avril et juin 2005

La troisième phase est celle où les variations d'altitude sont les plus importantes, cependant, le bilan pour cette phase est assez stable voir en légère érosion entre juillet et octobre 2005.

Le bilan global pour le profil PMP est stable avec un bilan sédimentaire de $-0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Tableau.V.1 : Variations mensuelles du volume du profil PMP entre septembre 2004 et décembre 2005.

	22/09/04	21/10/04	23/11/04	08/12/04	25/02/05	31/03/05	14/04/05
PMP	3605 m ³	3645 m ³	3619 m ³		3586 m ³	3590 m ³	3571 m ³
Variation de volume		40 m ³	-26 m ³		-33 m ³	4 m ³	-19 m ³
		$0,059 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$-0,038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$		$-0,049 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$0,006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$-0,028 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$
	17/05/05	14/06/05	11/07/05	07/10/05	08/12/05	Total	
PMP	3590 m ³	3606 m ³	3580 m ³	3600 m ³	3603 m ³		
Variation de volume	19 m ³	16 m ³	-26 m ³	20 m ³	3 m ³	-2 m ³	
	$0,028 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$0,024 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$-0,038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$0,029 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	$-0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$	

1.1.1 : Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 1

Ce qu'il faut retenir de l'évolution de la zone morphologique 1, est une stabilité de la plateforme. Les quelques variations visibles se produisent dans la partie basse de l'estran. Elles sont visibles durant l'automne et l'hiver où le profil est marqué avec la présence d'une ou deux barres, et elles sont quasi-nulles, lors du printemps et de l'été où le profil est plus lisse. Les bilans sédimentaires nous permettent de dire que le profil PMP, a évolué principalement entre septembre 2004 et février 2005, où les bilans sont les plus importants entre deux relevés, mais le bilan global est stable.

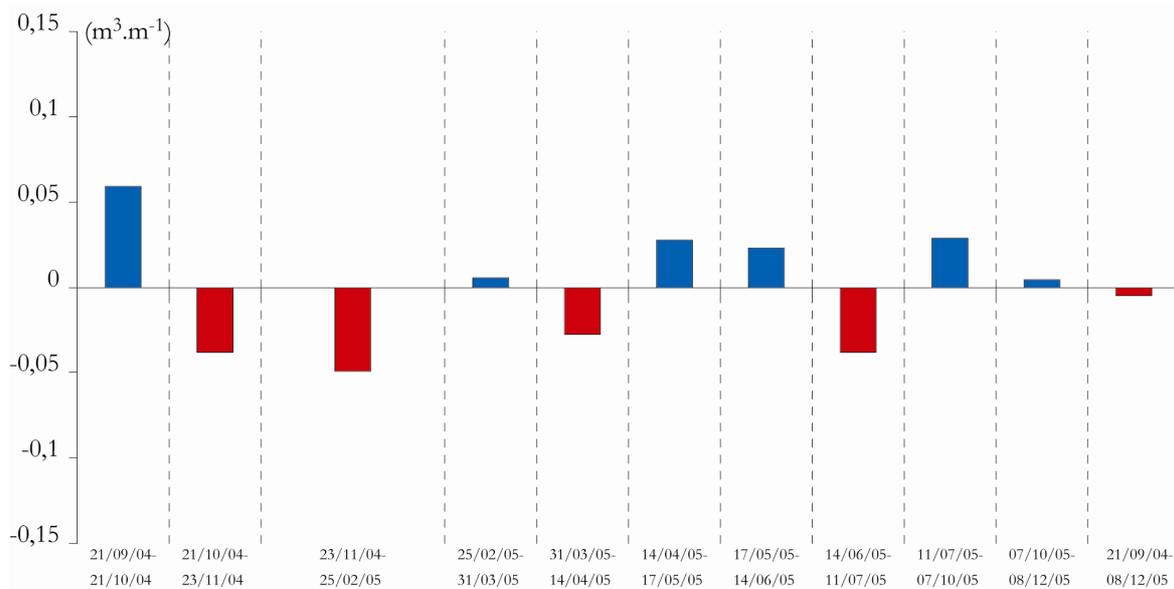


Figure.V.2 : Variations du volume au niveau du profil PMP entre septembre 2004 et décembre 2005.

I.2 La zone morphologique 2

Comme lors de l'étude de l'évolution annuelle, l'évolution mensuelle de la zone morphologique 2, a été étudiée le long des profils P2300 (Fig.V.3), P1800 (Fig.V.5) et P1300 (Fig.V.6).

I.2.1 Evolution mensuelle du profil P2300

Le profil P2300 (Fig.V.3) a été suivi aussi de septembre 2004 à décembre 2005 avec une absence de relevé pour décembre 2004. En septembre 2004, le profil est caractérisé par une dune bordière assez haute en haut de plage, suivi d'une plateforme (située au niveau des HMME) entre 50 et 250 m. Le reste du profil présente trois barres assez marquées, une première sous les HMME, une deuxième plus prononcée au niveau du NM (large de 100m et haute de 0,4 m) et une troisième au dessus des BMME.

Pour ce profil, les barres et les bâches sont visibles tout au long de la période de suivi, mais deux périodes semblent se distinguer tout de même (Fig.V.3.A) :

- De septembre 2004 à avril 2005, la morphologie est légèrement moins marquée. Au cours de cette période, deux barres sont présentes une première au niveau du NM et une seconde entre le NM et les BMME. La première barre devient moins large (30 m) au cours de

cette période, elle migre tout d'abord vers le haut de plage entre février et mai 2005, tandis que la seconde barre voit son amplitude augmenter (0,5 m) mais elle ne migre pas.

- Une seconde de mai à décembre 2005, durant laquelle la morphologie devient plus marquée. Les deux barres visibles au cours de la première période sont toujours visibles. L'amplitude de la première barre est plus importante (0,8 m) et elle migre vers le haut de plage tout au long de la période. Cependant son amplitude diminue au cours des deux derniers relevés. La seconde barre migre, elle aussi, vers le haut de plage et son amplitude augmente fortement entre juillet et décembre 2005 (1 m).

Au niveau des variations d'altitude le long du profil (Fig.V.3.B), trois phases sont visibles :

- Une première phase de septembre 2004 à février 2005, lors de laquelle des variations moyennes sont visibles principalement dans la partie inférieure de l'estran (au niveau du NM). Lors de cette première phase les bilans sédimentaires (Tab.V.2 et Fig.V.4) sont stables entre septembre et octobre 2004 ou positifs entre octobre 2004 et février 2005. L'accrétion du profil est faible entre novembre 2004 et février 2005 et plus importante entre octobre et novembre 2004 avec un gain de $0,051 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

- Une deuxième phase de février à avril 2005, au cours de laquelle les variations sont très faibles et l'estran stable. Au niveau des bilans sédimentaires, les valeurs sont stables aussi.

- Une troisième phase d'avril à décembre 2005, pendant laquelle les variations reprennent, tout d'abord moyennement entre avril et juillet 2005, puis plus fortement entre juillet et décembre 2005. Le bilan sédimentaire évolue plus lors de cette phase, avec une période d'érosion faible d'avril à juin 2005, puis une période d'accrétion faible de juin à juillet 2005 et enfin une période stable de juillet à décembre 2005.

Les bilans sédimentaires ont été calculés sur une distance commune de 448 m et le bilan global sur l'ensemble de la période de suivi pour le P2300 est stable avec un gain de 7 m^3 ou $0,016 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

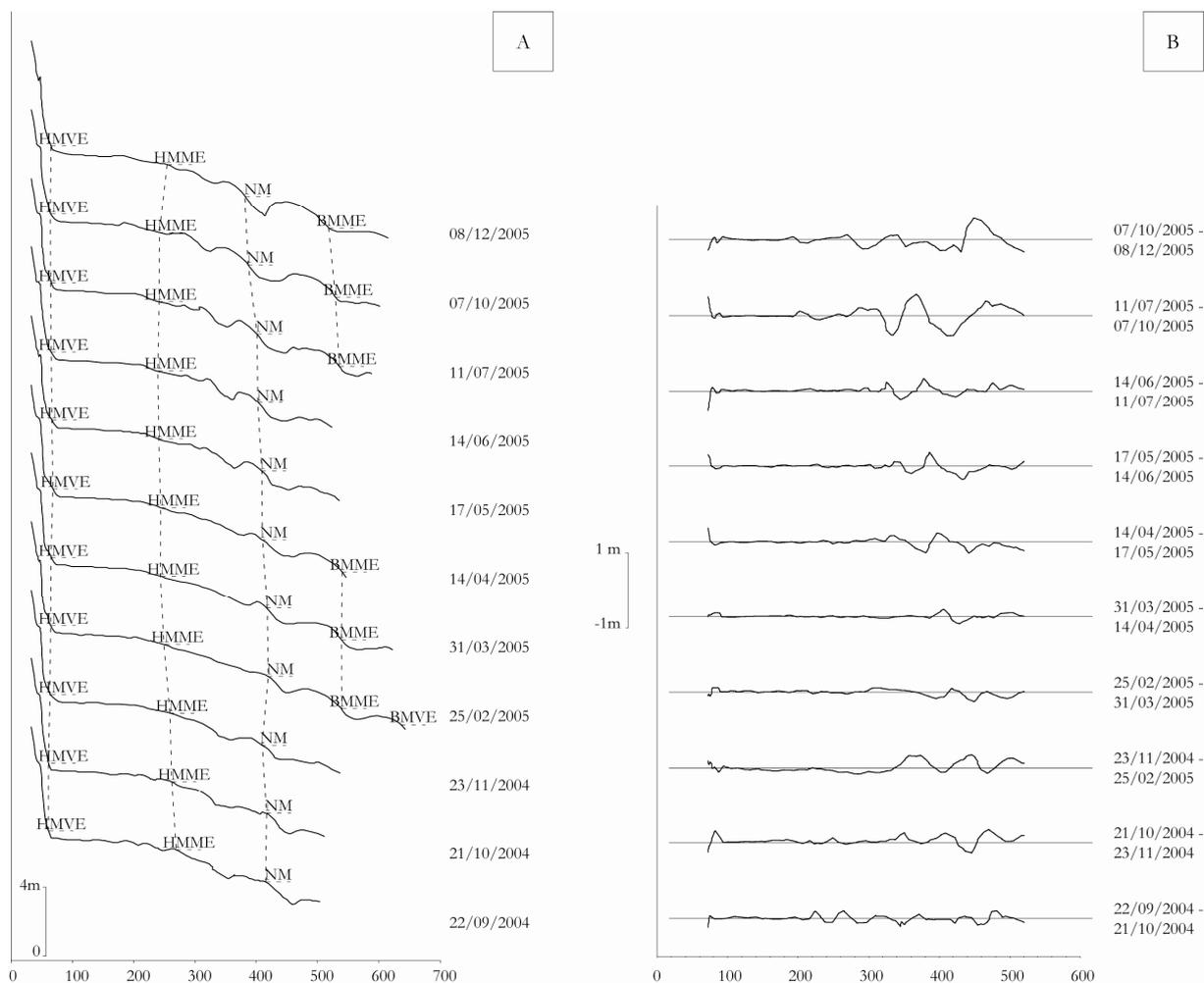


Figure.V.3 : Evolution du profil P2300 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

Tableau.V.2 : Variations mensuelles du volume au niveau des profils P2300, P1800 et P1300 entre septembre 2004 et décembre 2005.

	22/09/04	21/10/04	23/11/04	08/12/04	25/02/05	31/03/05	14/04/05
P2300	2141 m ³	2138 m ³	2161 m ³		2172 m ³	2165 m ³	2163 m ³
Variation de volume		-3 m ³	23 m ³		11 m ³	-7 m ³	-2 m ³
		-0,007 m ³ .m ⁻¹	0,051 m ³ .m ⁻¹		0,025 m ³ .m ⁻¹	-0,016 m ³ .m ⁻¹	-0,004 m ³ .m ⁻¹
P1800	1735 m ³		1744 m ³	1727 m ³	1728 m ³	1733 m ³	1733 m ³
Variation de volume			9 m ³	-17 m ³	1 m ³	5 m ³	0 m ³
			0,023 m ³ .m ⁻¹	-0,044 m ³ .m ⁻¹	0,003 m ³ .m ⁻¹	0,013 m ³ .m ⁻¹	0,000 m ³ .m ⁻¹
P1300	1297 m ³	1317 m ³	1318 m ³	1304 m ³	1287 m ³	1294 m ³	1283 m ³
Variation de volume		20 m ³	1 m ³	-14 m ³	-17 m ³	7 m ³	-11 m ³
		0,068 m ³ .m ⁻¹	0,003 m ³ .m ⁻¹	-0,048 m ³ .m ⁻¹	-0,058 m ³ .m ⁻¹	0,024 m ³ .m ⁻¹	-0,038 m ³ .m ⁻¹

	17/05/05	14/06/05	11/07/05	07/10/05	08/12/05	Total
P2300	2151 m ³	2141 m ³	2152 m ³	2156 m ³	2148 m ³	
Variation de volume	-12 m ³	-10 m ³	11 m ³	4 m ³	-8 m ³	7 m ³
	-0,027 m ³ .m ⁻¹	-0,022 m ³ .m ⁻¹	0,025 m ³ .m ⁻¹	0,009 m ³ .m ⁻¹	-0,018 m ³ .m ⁻¹	0,016 m ³ .m ⁻¹
P1800	1736 m ³	1732 m ³	1753 m ³	1757 m ³	1753 m ³	
Variation de volume	3 m ³	-4 m ³	21 m ³	4 m ³	-4 m ³	18 m ³
	0,008 m ³ .m ⁻¹	-0,010 m ³ .m ⁻¹	0,054 m ³ .m ⁻¹	0,010 m ³ .m ⁻¹	-0,010 m ³ .m ⁻¹	0,046 m ³ .m ⁻¹
P1300	1281 m ³	1282 m ³	1284 m ³	1289 m ³	1286 m ³	
Variation de volume	-2 m ³	1 m ³	2 m ³	5 m ³	-3 m ³	-11 m ³
	-0,007 m ³ .m ⁻¹	0,003 m ³ .m ⁻¹	0,007 m ³ .m ⁻¹	0,017 m ³ .m ⁻¹	-0,010 m ³ .m ⁻¹	-0,038 m ³ .m ⁻¹

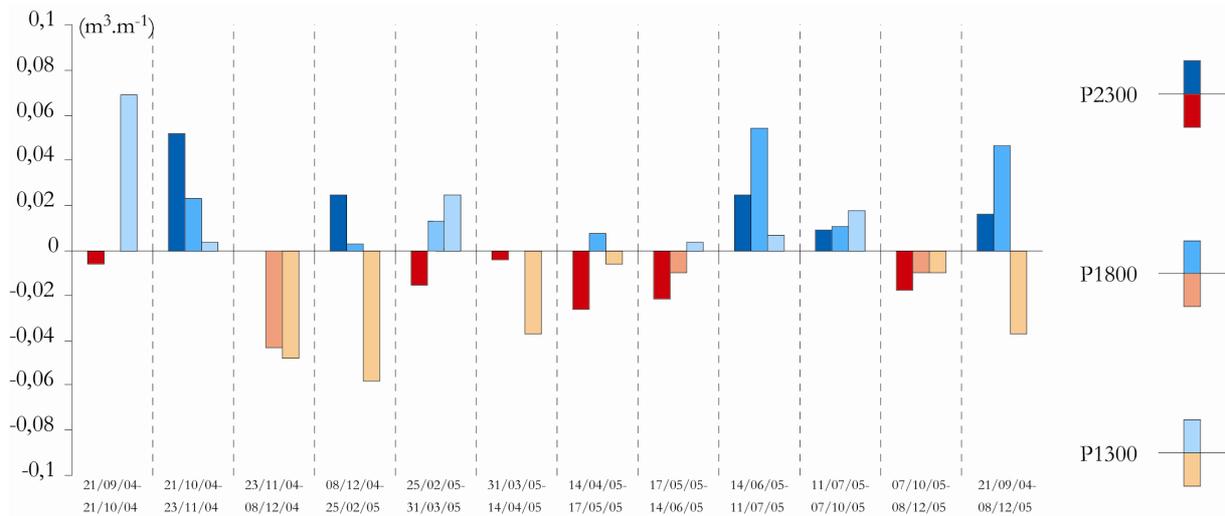


Figure.V.4 : Variations du volume au niveau de la zone morphologique 2, à l'aide des profils P2300, P1800 et P1300, entre septembre 2004 et décembre 2005.

1.2.2 Evolution mensuelle du profil P1800

Le profil P1800 situé 500 m plus à l'est que le profil P2300 a été suivi sur la même période mais le relevé d'octobre 2004 n'est pas disponible (Fig.V.5). En septembre 2004, le profil est caractérisé par la présence d'une dune bordière haute, en haut de plage, et la présence de quatre barres bien marquées le long de l'estran. Une première au dessus des HMME, une deuxième sous les HMME, une troisième au niveau du NM et une dernière entre le NM et les BMME.

Tout comme pour le profil P2300, les barres et bâches sont présentes tout au long de la période de suivi. Trois périodes se distinguent dans la morphologie générale du profil (Fig.V.5.A).

- Une première période de septembre à décembre 2004, avec la présence des trois premières barres, plutôt marquées, qui migrent vers le haut de plage et perdent légèrement de leur amplitude. La première et la deuxième barre deviennent plus larges (près de 100 m) tandis que la troisième semble s'être dédoublée avec un résidu présent au niveau de la bache située entre la deuxième et troisième barre. La quatrième barre reste stable avec une légère migration vers le haut de plage.

- Une deuxième période de février à juillet 2005, au cours de laquelle le profil devient plus lisse. Les quatre barres sont toujours présentes, mais se situent dans la partie basse de l'estran sous le NM. Sur l'ensemble de la période la partie haute de l'estran reste assez lisse. En février 2005, quatre barres sont visibles entre le NM et les BMVE. A partir de mars 2005,

les barres deviennent plus petites et moins larges, et la barre située sous le NM disparaît. En mai 2005, une seule barre est présente sous le NM. De juin à juillet 2005, trois petites barres se reforment, une première entre les HMME et le NM, une seconde sous le NM (la même que pour mai 2005) et une troisième au dessus des BMME.

- Une troisième période d'octobre à décembre 2005, au cours de laquelle la morphologie est de nouveau plus marquée. Les barres ont une amplitude plus importante (0,5 m) et elles deviennent plus larges. De plus, elles migrent vers le haut de plage et la deuxième barre se dédouble.

Les variations d'altitude du profil P1800 au cours de la période suivie peuvent se présenter en trois phases (Fig.V.5.B) :

- Une première phase de septembre 2004 à mars 2005, pendant laquelle les variations sont assez importantes sur l'ensemble de l'estran, alors qu'aucune variation n'est visible pour la période de novembre à décembre 2004 et que les variations se produisent essentiellement dans la partie basse de l'estran entre février et mars 2005. Lors de cette première phase, le bilan sédimentaire varie selon les relevés (Tab.V.2 et Fig.V.4). De septembre à novembre 2004, l'estran est en accrétion faible, puis de novembre à décembre 2004 en légère érosion ($-0,044 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) et enfin en stabilité de décembre 2004 à mars 2005.

- Une deuxième phase de mars à octobre 2005, caractérisée par des variations faibles voir nulles entre mars et avril 2005. Les variations observées lors de cette phase plutôt calme se produisent sur la partie inférieure du profil. Le bilan sédimentaire au cours de cette phase est stable, avec toutefois, une légère accrétion entre juin et juillet 2005 ($0,054 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) bien que les variations d'altitudes soient faibles.

- Une troisième phase d'octobre à décembre 2005, pendant laquelle les variations redeviennent plus importantes et sur une grande partie de l'estran. Le bilan sédimentaire pendant cette courte période est stable malgré des variations d'altitude plus prononcées.

Le bilan sédimentaire, entre septembre 2004 et décembre 2005, ont été calculés sur une distance commune de 389 m. Le bilan global est positif avec une légère accrétion avec un gain de 18 m^3 ou $0,046 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

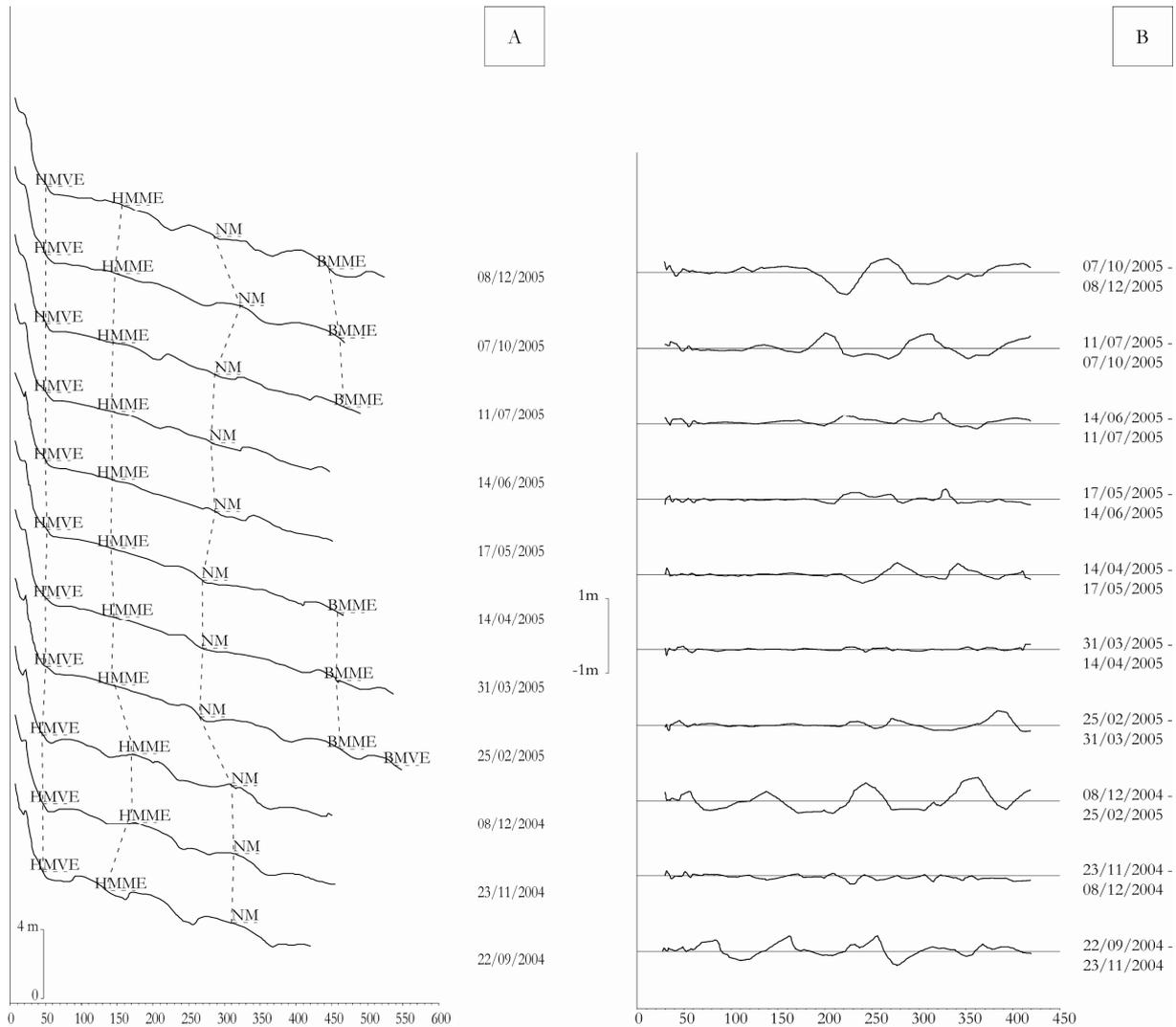


Figure.V.5 : Evolution du profil P1800 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

1.2.3 Evolution mensuelle du profil P1300

Le profil P1300 a été observé sur l'ensemble de la période, sans lacune (Fig.V.6). En septembre 2004, le profil est caractérisé par une dune bordière assez haute, et la présence de trois barres plus ou moins marquées. Une première barre peu marquée au niveau des HMVE, une deuxième sous les HMME, nettement plus marquée (0,5 m) et plus large (80 m), puis une troisième tout aussi développée au niveau du NM.

La morphologie du profil P1300 est aussi accentuée, comme pour les deux autres profils de la zone morphologique 2. Les barres et bâches sont présentes le long du profil durant toute la période suivie. Trois périodes se distinguent aussi dans la morphologie de ce profil (Fig.V.6.A) :

- Une première période de septembre à décembre 2004, au cours de laquelle les barres sont marquées. Au cours de cette période, la première barre disparaît puis réapparaît. Les deux autres barres migrent vers le haut de plage, la deuxième barre très légèrement et la troisième plus fortement.

- Une deuxième période de février à juillet 2005, pendant laquelle la morphologie devient plus lisse bien que les barres et bâches soient toujours présentes. Les barres migrent vers le bas de plage, la première se situant entre les HMME et le NM, la deuxième au niveau du NM, la troisième au dessus des BMME et la dernière au dessus du BMVE. Ces quatre barres sont moins large et de plus faible amplitude. Au cours de cette période les trois premières barres qui restent visibles migrent légèrement vers le haut de plage.

- Une troisième période d'octobre à décembre 2005, durant laquelle la morphologie redevient un peu plus marquée. La première barre visible (entre les HMME et le NM) lors de la période précédente a disparu. Deux barres subsistent pendant cette période, une première au dessus du NM et une seconde au dessus du BMME. Elles deviennent plus larges et leur amplitude augmente un peu.

Les variations d'altitude peuvent être scindées en trois phases (Fig.V.6.B), et les bilans sédimentaires pour le profil P1300 ont été calculés sur une distance commune de 312 m :

- Une première phase de septembre 2004 à février 2005, lors de laquelle les variations sont importantes notamment entre décembre 2004 et février 2005. Les variations sont visibles sur l'ensemble du profil. Le bilan sédimentaire pour cette phase fluctue lui aussi (Tab.V.2 et Fig.V.4). De septembre à octobre 2004, le profil est en accrétion avec un gain de $0,068 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, puis d'octobre à novembre 2004, le bilan devient stable. Enfin de novembre 2004 à février 2005, le profil est en érosion avec une perte maximale de $0,058 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre décembre 2004 et février 2005.

- Une deuxième phase de février à octobre 2005, pendant laquelle les variations sont nettement moins importantes et quasi-nulle entre février et mai 2005. Les variations reprennent à partir de mai 2005, mais elles restent assez faibles jusque juillet 2005. Lors de cette phase plus calme, le bilan sédimentaire du profil fluctue. De février à mars 2005, l'estran est en faible accrétion, puis de mars à avril 2005 en légère érosion, puis l'estran est stable pour la fin de cette phase.

- Une troisième d'octobre à décembre 2005, au cours de laquelle les variations sont de nouveau plus importantes et elles se produisent toujours sur l'ensemble de l'estran. Le bilan

sédimentaire pour cette courte période est stable tout comme le bilan observé au niveau du profil P1800.

Le bilan global sur la période septembre 2004 à décembre 2005 est légèrement négatif avec une perte de 11 m^3 ou $-0,038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

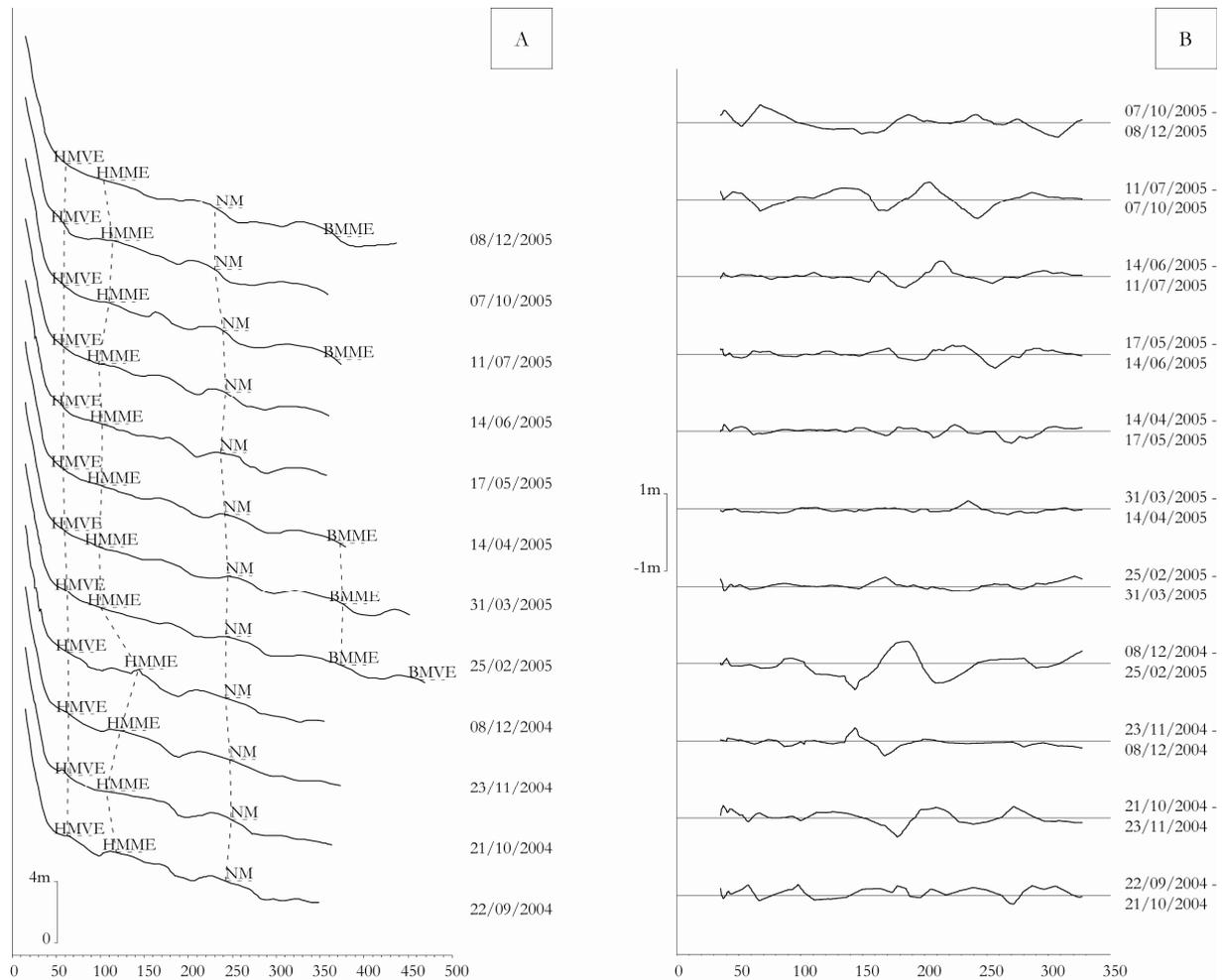


Figure.V.6 : Evolution du profil P1300 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

1.2.4. Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 2

La zone morphologique 2 est caractérisée par une morphologie de type barre et bêche présente tout au long de la période suivie. Le profil P2300, le plus à l'ouest évolue un peu différemment des deux autres profils (P1800 et P1300) qui ont la même évolution que ce soit au niveau de la morphologie générale des profils et des variations d'altitude. Les principales informations à retenir pour cette zone morphologique sont :

- La présence des barres et des bèches entre septembre 2004 et décembre 2005.

- Trois phases de variations d'altitude assez similaires, une période calme entre février-mars et juillet 2005, entourée de deux périodes caractérisées par des variations plus importantes.

- En terme de bilan sédimentaire, le profil P2300 est stable, le P1800 en accrétion faible et le P1300 en érosion faible.

I.3 La zone morphologique 3

L'évolution mensuelle de la zone morphologique 3, caractérisée par la présence de falaises dunaires et d'un estran plus lisse que la zone morphologique 2, a été suivie le long des profils P800 (Fig.V.7), P300 (Fig.V.9) et P00 (Fig.V.10).

I.3.1 Evolution mensuelle du profil P800

Le P800 (Fig.V.7), a été suivi sur toute la période de septembre 2004 à décembre 2005. En septembre 2004, le profil est assez marqué, avec la présence d'une falaise dunaire, haute de trois à quatre mètres, et de trois barres le long de l'estran. Ces barres, bien développées, sont situées au niveau des HMME pour la première, au dessus du NM pour la deuxième (large de 60 m et haute de 0,5 m) et entre les BMME et le NM pour la troisième. Le profil P800 est le plus à l'ouest de la zone morphologique 3, donc le plus proche de la zone morphologique 2 ce qui peut expliquer la présence des barres plus marquées.

Au niveau de la morphologie du profil P800 (Fig.V.7.A), quatre périodes sont visibles :

- Une première période de septembre à décembre 2004, caractérisée par une morphologie assez marquée. En septembre 2004, trois barres sont présentes, puis deux entre octobre et décembre 2004. L'amplitude des barres diminue, et plus fortement la deuxième barre située entre le NM et les HMME.

- Une deuxième période de février à avril 2005, au cours de laquelle la morphologie devient plus lisse, la première barre, au dessus du NM, disparaît quasiment et la seconde est toujours présente et n'évolue guère par rapport à la période précédente.

- Une troisième période de mai à juillet 2005, lors de laquelle deux barres se reforment dans la partie haute de l'estran, une première sous les HMME et la seconde au dessus de la NM. La première barre se développe et migre vers le haut de plage pour se situer au niveau

des HMME, tandis que la seconde reste stable. La barre du bas de plage n'évolue que faiblement.

- Une dernière période d'octobre à décembre 2005, caractérisée par un profil moins marqué. Trois barres sont toujours présentes en octobre 2005, mais les deux barres du haut de plage perdent de l'amplitude, plus particulièrement la première qui migre encore vers le haut de plage. La barre du bas de plage reste stable. En décembre 2005, les deux premières barres disparaissent et la partie haute de l'estran devient lisse, dans le même temps, la barre du bas de plage se développe (son amplitude augmente pour atteindre 0,3 m).

En ce qui concerne les variations d'altitude (Fig.V.7.B), trois phases sont perceptibles :

- Une première phase de septembre 2004 à février 2005, durant laquelle les variations sont assez importantes. De septembre à octobre 2004, le niveau de l'estran s'élève sur la totalité du profil, puis entre décembre 2004 et février 2005, une élévation très marquée se produit dans la partie inférieure de l'estran. Les variations observées se confirment en étudiant le bilan sédimentaire (Tab.V.3 et Fig.V.8). Entre septembre et octobre 2004, l'estran subit une forte accrétion avec un gain de 41 m^3 soit $0,206 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, puis en octobre et novembre 2004, le bilan est stable. De novembre 2004 à février 2005, le bilan fluctue énormément avec tout d'abord une érosion de $-0,302 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ puis une accrétion de $0,256 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Ces bilans nous permettent de penser que le relevé de décembre 2004 présente une erreur, car la perte observée est quasiment comblée le mois suivant. L'accrétion forte observée entre septembre et octobre 2004, peut être liée à une erreur de relevés aussi.

- Une deuxième phase de février à juillet 2005, au cours de laquelle les variations sont faibles, notamment entre avril et juillet 2005, voir très faibles de février à avril 2005. Lors de cette phase calme, les bilans sédimentaires fluctuent plus ou moins. De février à mars 2005, le profil P800 est en faible érosion, puis de mars à avril 2005, le bilan est positif avec un gain de $0,065 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. D'avril à juin 2005 les volumes sont stables, et de juin à juillet 2005 l'estran est en faible érosion.

- Une dernière phase de juillet à décembre 2005, pendant laquelle les variations sont de nouveau plus importantes, notamment dans la partie haute de l'estran entre les HMME et le NM. Le bilan sédimentaire varie aussi lors de cette période avec une érosion de juillet à octobre 2005 ($-0,075 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) puis une faible accrétion d'octobre à décembre 2005.

Les bilans sédimentaires du P800 ont été calculés sur une distance commune de 277 m. Le bilan global est positif avec un gain de 35 m^3 ou $0,176 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Les bilans calculés lors de

la première phase de variations d'altitude sont à négliger et sont surement liés à un ou deux relevés erronés. Si nous retirons les bilans de ces périodes, le bilan global serait stable.

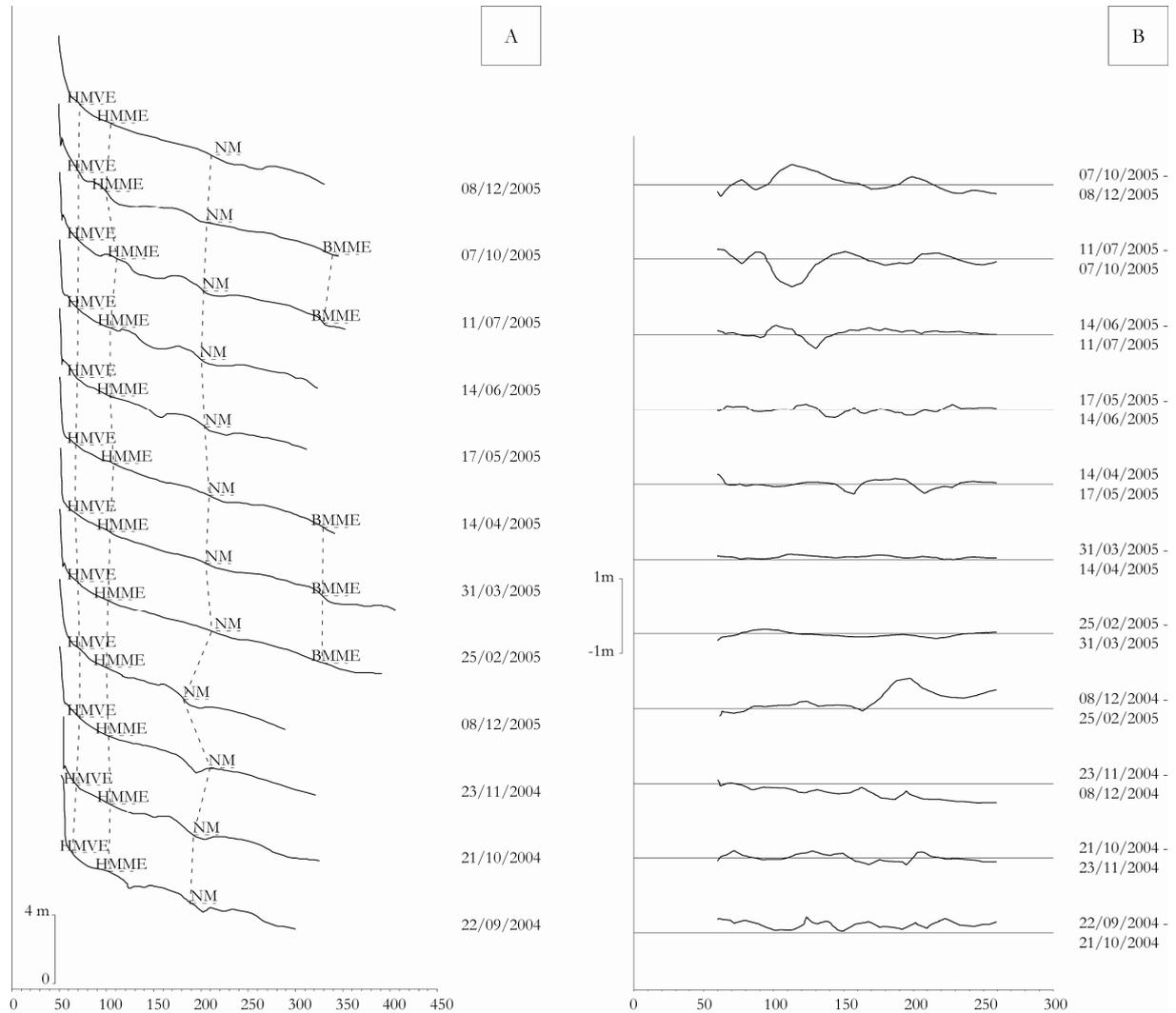


Figure.V.7 : Evolution du profil P800 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

Tableau.V.3 : Variations mensuelles du volume au niveau des profils P800, P300 et P00 entre septembre 2004 et décembre 2005.

	22/09/04	21/10/04	23/11/04	08/12/04	25/02/05	31/03/05	14/04/05
P800	870 m ³	911 m ³	910 m ³	850 m ³	901 m ³	894 m ³	907 m ³
Variation de volume		41 m ³	-1 m ³	-60 m ³	51 m ³	-7 m ³	13 m ³
		0,206 m ³ .m ⁻¹	-0,005 m ³ .m ⁻¹	-0,302 m ³ .m ⁻¹	0,256 m ³ .m ⁻¹	-0,035 m ³ .m ⁻¹	0,065 m ³ .m ⁻¹
P300	844 m ³	855 m ³	853 m ³	849 m ³	835 m ³	828 m ³	836 m ³
Variation de volume		11 m ³	-2 m ³	-4 m ³	-14 m ³	-7 m ³	8 m ³
		0,058 m ³ .m ⁻¹	-0,010 m ³ .m ⁻¹	-0,021 m ³ .m ⁻¹	-0,073 m ³ .m ⁻¹	-0,037 m ³ .m ⁻¹	0,042 m ³ .m ⁻¹
P00	900 m ³	906 m ³	886 m ³	888 m ³	857 m ³	854 m ³	860 m ³
Variation de volume		6 m ³	-20 m ³	2 m ³	-31 m ³	-3 m ³	6 m ³
		0,030 m ³ .m ⁻¹	-0,099 m ³ .m ⁻¹	0,010 m ³ .m ⁻¹	-0,153 m ³ .m ⁻¹	-0,015 m ³ .m ⁻¹	0,030 m ³ .m ⁻¹

	17/05/05	14/06/05	11/07/05	07/10/05	08/12/05	Total
P800	906 m ³	904 m ³	912 m ³	897 m ³	905 m ³	
Variation de volume	-1 m ³	-2 m ³	8 m ³	-15 m ³	8 m ³	35 m ³
	-0,005 m ³ .m ⁻¹	-0,010 m ³ .m ⁻¹	0,040 m ³ .m ⁻¹	-0,075 m ³ .m ⁻¹	0,040 m ³ .m ⁻¹	0,176 m ³ .m ⁻¹
P300	831 m ³	837 m ³	837 m ³	817 m ³	808 m ³	
Variation de volume	-5 m ³	6 m ³	0 m ³	-20 m ³	-9 m ³	-36 m ³
	-0,026 m ³ .m ⁻¹	0,031 m ³ .m ⁻¹	0,000 m ³ .m ⁻¹	-0,105 m ³ .m ⁻¹	-0,047 m ³ .m ⁻¹	-0,188 m ³ .m ⁻¹
P00	853 m ³	857 m ³	862 m ³	864 m ³	851 m ³	
Variation de volume	7 m ³	4 m ³	5 m ³	2 m ³	-13 m ³	-49 m ³
	0,034 m ³ .m ⁻¹	0,020 m ³ .m ⁻¹	0,025 m ³ .m ⁻¹	0,010 m ³ .m ⁻¹	-0,064 m ³ .m ⁻¹	-0,239 m ³ .m ⁻¹

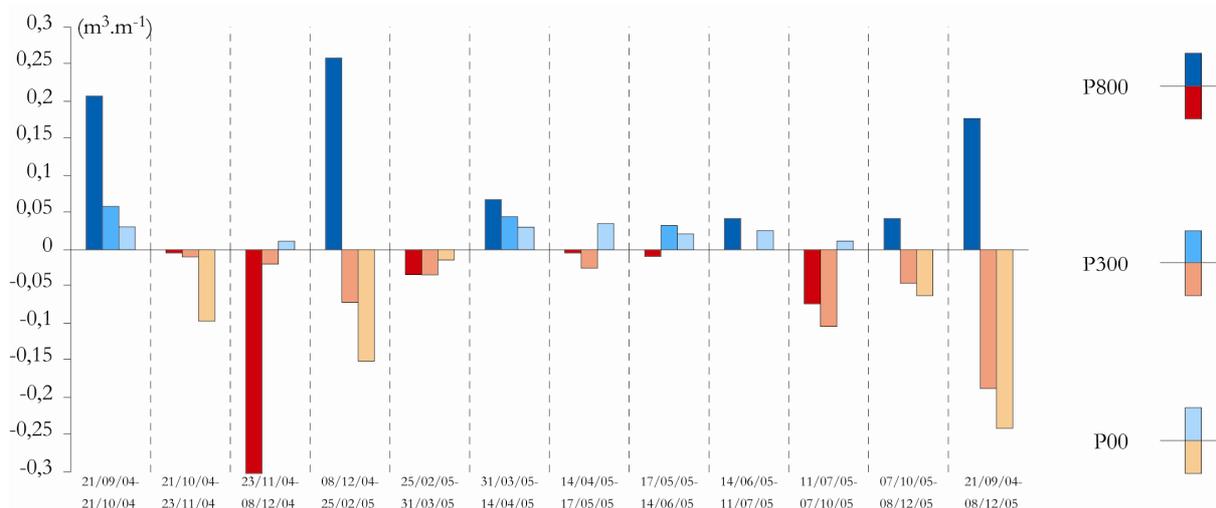


Figure.V.8 : Variations du volume au niveau de la zone morphologique 3, à l'aide des profils P800, P300 et P00, entre septembre 2004 et décembre 2005.

I.3.3 Evolution mensuelle du profil P300

Le profil P300 (Fig.V.9), le plus sensible à l'érosion lors de l'étude de l'évolution annuelle, a été suivi aussi sur l'ensemble de la période. En septembre 2004, le profil est caractérisé par une falaise dunaire-vive, haute de 5 m environ. L'estran est assez lisse dans sa partie supérieure, tandis que dans la partie inférieure deux barres sont présentes, une première au dessus du NM et une seconde sous le NM.

Au niveau du profil P300, quatre périodes morphologiques sont visibles (Fig.V.9.A) :

- Une première période de septembre à octobre 2004, lors de laquelle le profil est légèrement marqué avec la présence des deux barres en septembre 2004, une première au dessus du NM et une seconde en dessous. En octobre 2004, la première barre migre vers le haut de plage, tandis que la seconde s'aplanit.

- Une deuxième période de novembre 2004 à mai 2005, au cours de laquelle le profil devient lisse et les barres disparaissent. Un creusement, visible au dessus du NM en février et mars 2005 est lié à l'affouillement autour d'un rocher présent sur l'estran.

- Une troisième période de juin à octobre 2005, pendant la quelle la morphologie redevient plus marquée avec l'apparition d'une barre au dessus du NM. En juillet 2005, cette barre a une amplitude plus importante (0,3 m), et une autre barre se forme au niveau des HMME. En octobre 2005, seule la barre située au dessus du NM est présente, mais son amplitude diminue.

- Une dernière période en décembre 2005, caractérisé par un profil qui redevient totalement lisse.

Au niveau des variations d'altitudes trois phases sont visibles (Fig.V.9.B) :

- Une première phase de septembre 2004 à mars 2005, durant laquelle les variations sont perceptibles. Cependant, cette phase peut être scindée en trois intervalles. Le premier de septembre à novembre 2004, caractérisé par les variations les plus importantes. Le deuxième de novembre à décembre 2004, lors duquel aucune variation n'est visible. Puis un dernier de décembre 2004 à mars 2005, au cours duquel les variations observées sont liées à la présence d'un rocher sur l'estran et son impact sur la morphologie. Durant cette période, un recul de la falaise dunaire est perceptible entre octobre et novembre 2004, ainsi qu'entre février et mars 2005. Les bilans sédimentaires fluctuent au cours de cette phase (Tab.V.3 et Fig.V.8). De septembre à octobre 2004, le bilan est positif avec un gain de $0,056 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. D'octobre à décembre 2004, le bilan est stable, puis de décembre 2004 à mars 2005 il devient négatif, avec une perte de $-0,076 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre décembre 2004 et février 2005.

- Une deuxième phase de mars à juin 2005, caractérisée par des variations d'altitude très faibles qui se produisent principalement au niveau du NM. Le bilan sédimentaire lors cette phase à faible variation, évolue entre des périodes de faibles accrétions (de mars à avril 2005, puis de mai à juin 2005) et une période de faible érosion (d'avril à mai 2005).

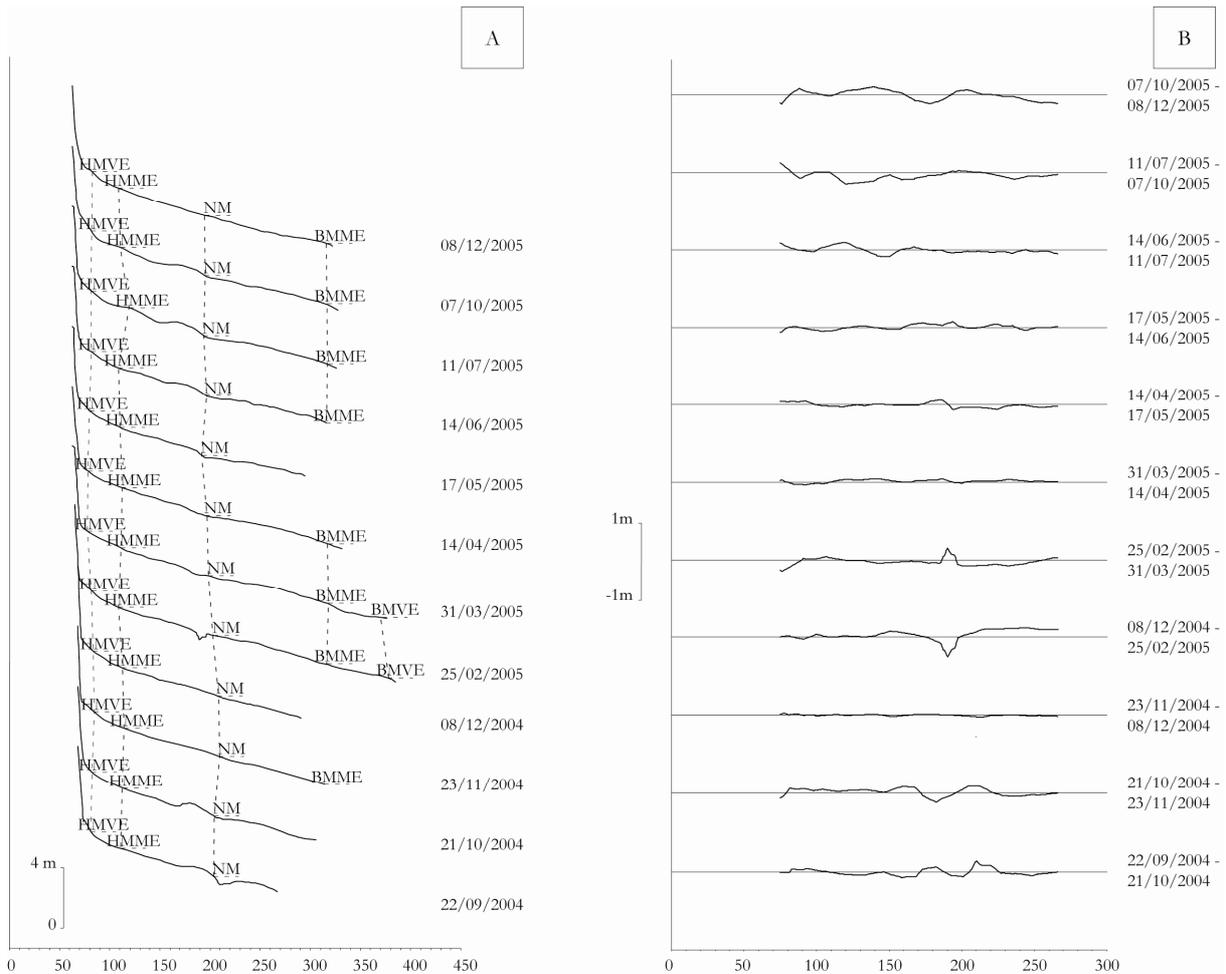


Figure.V.9 : Evolution du profil P300 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

- Une troisième phase de juin à décembre 2005, lors de laquelle les variations sont de nouveau plus importantes sur la totalité du profil. La falaise dunaire recule durant toute cette phase, même si des accumulations sont perceptibles de juin à octobre 2005, elles résultent de l'effondrement de pans de la falaise qui se déposent en pied de falaise. Le bilan sédimentaire est stable entre juin et juillet 2005, puis il devient négatif entre juillet et décembre 2005, avec une perte de $-0,104 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre juillet et octobre 2005.

Les bilans sédimentaires ont été calculés sur une distance commune de 191 m, et le bilan global est négatif avec une perte de $36 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ ou $-0,188 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Cette érosion se produit principalement en début et fin d'année 2005.

1.3.3 Evolution mensuelle du profil P00

Le dernier profil de la zone morphologique 3, le P00 (Fig.V.10), a été suivi aussi sur l'ensemble de la période suivie. Ce profil est situé à la limite entre les zones morphologiques

3 et 4. Il est adossé à la digue au niveau de la jonction de cette dernière avec le talus dunaire. En septembre 2004, le profil est assez lisse avec la présence de deux barres, une première plus marquée au dessus du NM (0,3 m), et une seconde plus lisse entre le NM et les BMME.

La morphologie du profil P00 ne semble pas fortement évoluer, mais quatre périodes d'évolution sont néanmoins perceptibles (Fig.V.10.A) :

- Une première période entre septembre et octobre 2004, au cours de laquelle la morphologie est moyennement marquée avec la présence de deux barres dont une plus prononcée au dessus du NM. En octobre 2004, la barre située au dessus du NM est plus large (40 m) et son amplitude plus importante (0,5 m). La deuxième barre, entre le NM et les BMME, se développe aussi et une troisième barre est visible au niveau des BMME.

- Une deuxième période de novembre 2004 à mai 2005, durant laquelle le profil devient lisse sur sa partie supérieure et dans la partie inférieure, la barre située entre le NM et les BMME est toujours présente, mais cette dernière est devenue lisse et peu marquée.

- Une troisième période de juin 2005 à octobre 2005, lors de laquelle la morphologie est de nouveau plus marquée avec l'apparition d'une barre au dessus du NM. En juillet 2005, une deuxième barre apparaît au niveau des HMME et ces deux barres fusionnent en octobre 2005 pour former une barre large (plus de 100 m) s'étendant du pied de digue au NM. La barre présente dans la partie basse de l'estran est toujours présente mais n'évolue que très faiblement.

- Une dernière période en décembre 2005, pendant laquelle le profil devient lisse sur sa totalité, la barre située entre le NM et les BMME disparaît. De plus, une accumulation est visible au niveau du pied de digue qui se situe alors au niveau des HMVE alors qu'il était compris entre les HMVE et les HMME tout au long du suivi.

Les variations d'altitude peuvent se scinder en trois phases (Fig.V.10.B), bien que le pied de digue subit une évolution constante :

- Une première de septembre 2004 à février 2005, caractérisée par des variations d'altitude assez marquées. De septembre à novembre 2004, les variations sont visibles et elles sont plus importantes et plus étendues entre octobre et novembre 2004. De décembre 2004 à février 2005, le profil est en forte érosion sur la majeure partie de l'estran. Le bilan sédimentaire au cours de cette première phase est plutôt négatif dans l'ensemble (Tab.V.3 et Fig.V.8). De septembre à novembre 2004, le bilan est négatif avec une perte de $-0,096 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre octobre et novembre 2004. De novembre à décembre 2004, le bilan est tout d'abord

stable, puis il devient négatif entre décembre 2004 et février 2005 avec une perte de 31 m^3 ou $-0,154 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

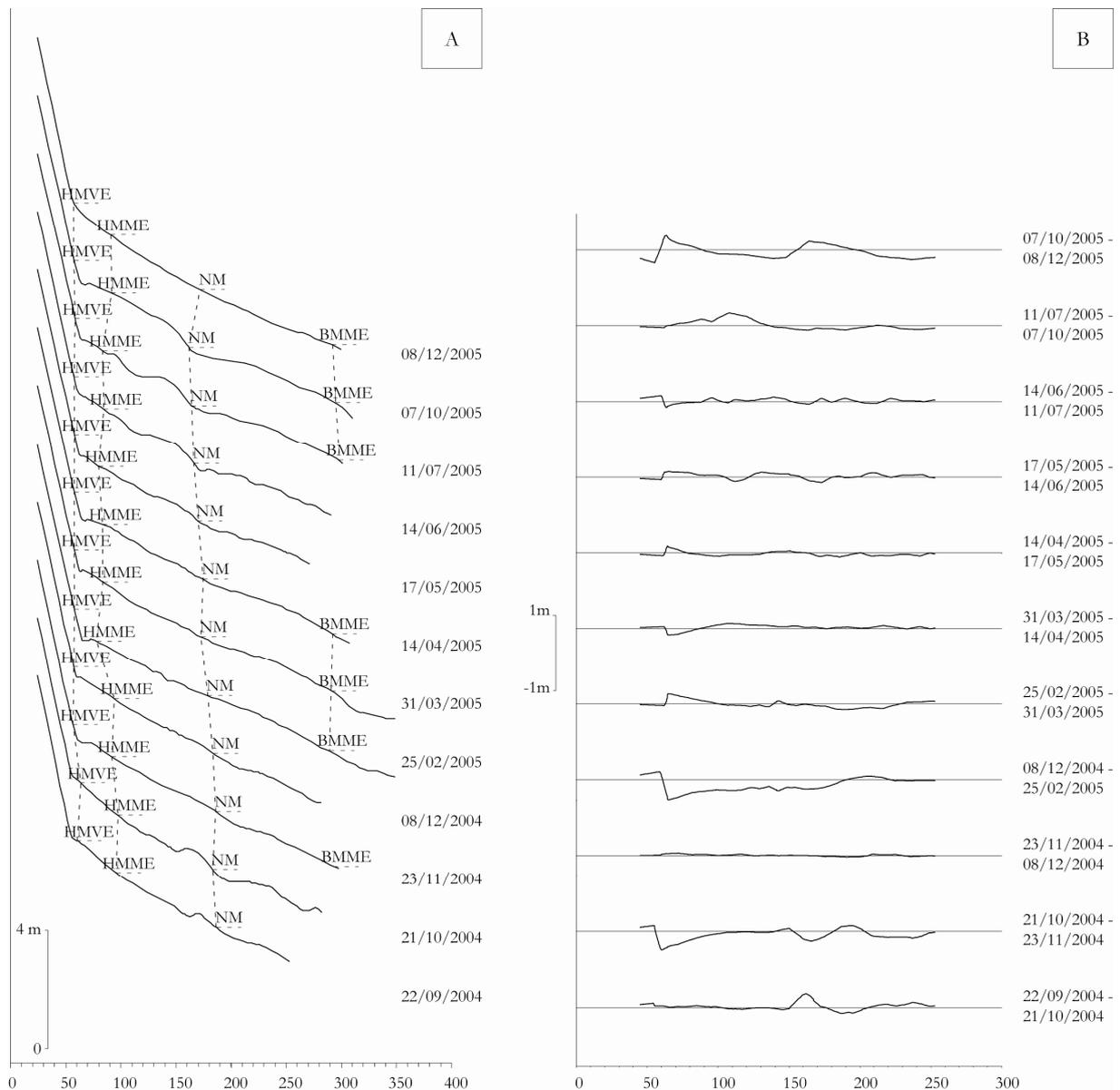


Figure.V.10 : Evolution du profil P00 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

- Une deuxième phase de février à octobre 2005, où les variations sont plus faibles mais néanmoins discernables sur la totalité de l'estran. Les bilans sédimentaires pour cette période sont légèrement positifs entre mars et juillet 2005 avec un gain maximum de $0,034 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre avril et mai 2005. De février à mars 2005 et de juillet à octobre 2005, le bilan sédimentaire est stable.

- Une troisième phase d'octobre à décembre 2005, lors de laquelle les variations redeviennent plus importantes. Lors de cette phase, le bilan sédimentaire pour le profil P00 est négatif avec une perte de $-0,062 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Les bilans ont été calculés sur une distance commune de 203 m et le bilan global est négatif avec une perte de 49 m^3 ou $-0,239 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Cette érosion se produit principalement lors de la première phase et à une moindre échelle lors de la troisième phase.

I.3.4 Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 3

Pour la zone morphologique 3, la morphologie des trois profils suivis n'est pas semblable. Le profil le plus à l'ouest, le P800, est plus marqué que les deux autres et présente une période courte (de février à avril 2005) caractérisée par une morphologie lisse. Les deux autres profils, le P300 et le P00 ont une morphologie semblable tout au long de la période étudiée avec une période de morphologie peu marquée de septembre à octobre 2004, puis une longue phase lisse de novembre 2004 à mai 2005, puis de nouveau une morphologie plus marquée de juin à octobre 2005, pour finir par un profil lisse en décembre 2005. Au niveau des variations d'altitude, les profils P800 et P00 suivent la même évolution avec une phase de variations assez importantes de septembre 2004 à février 2005, puis une période calme de février à juillet 2005, puis une dernière phase de juillet à décembre 2005 pendant laquelle les variations reprennent. Le profil P300 subit aussi les trois mêmes phases, mais les dates changent légèrement. La première phase s'étale de septembre 2004 à mars 2005, la seconde de mars à juin 2005 et la dernière de juin à décembre 2005. Les bilans sédimentaires globaux suivent un gradient ouest/est, avec une accrétion ou stabilité (en fonction des relevés pouvant être erronés) pour le P800, puis une érosion pour le P300 et une érosion plus intense pour le P00.

I.4 La zone morphologique 4

La zone morphologique 4, la plus à l'est, se situe au devant de la digue du Braek. Elle a été suivie à l'aide des profils PDA (Fig.V.11), PDB (Fig.V.13) et PDC (Fig.V.14), où la plage est adossée à la digue.

1.4.1 Evolution mensuelle du profil PDA

Le profil PDA (Fig.V.11), le plus à l'ouest de cette zone, a été suivi de septembre 2004 à décembre 2005, avec l'absence de données pour juin 2005. En septembre 2004, le profil PDA est caractérisé par la présence de deux barres assez marquées, une première au dessus du NM et une seconde entre le NM et les BMME. Au creux de la bêche séparant les deux barres principales, une petite barre est présente.

La morphologie de l'estran au niveau du profil PDA évolue au cours du suivi et cinq périodes sont visibles (Fig.V.11.A) :

- Une première période de septembre à octobre 2004, lors de laquelle la morphologie de l'estran est assez accentuée avec la présence de deux barres. Entre septembre et octobre 2004, la première barre (située au dessus du NM) migre vers le haut de plage et son amplitude augmente (0,8 m). La seconde barre, plus visible sur le relevé d'octobre 2004, s'étendant du NM aux BMME, est aussi marquée.

- Une deuxième période de novembre à décembre 2004, pendant laquelle la morphologie devient moins marquée. La barre du bas de plage disparaît, et la première barre perd de l'amplitude et continue de migrer vers le haut de plage.

- Une troisième période de février à avril 2005, où la morphologie devient lisse, la barre du haut de plage disparaît aussi.

- Une quatrième période de mai à octobre 2005, au cours de laquelle la morphologie devient à nouveau faiblement marquée en haut de plage au dessus du NM avec l'apparition d'une barre qui se développe et migre vers le haut de plage au cours de cette période.

- Une dernière période en décembre 2005, durant laquelle le profil redevient lisse et la barre disparaît de nouveau.

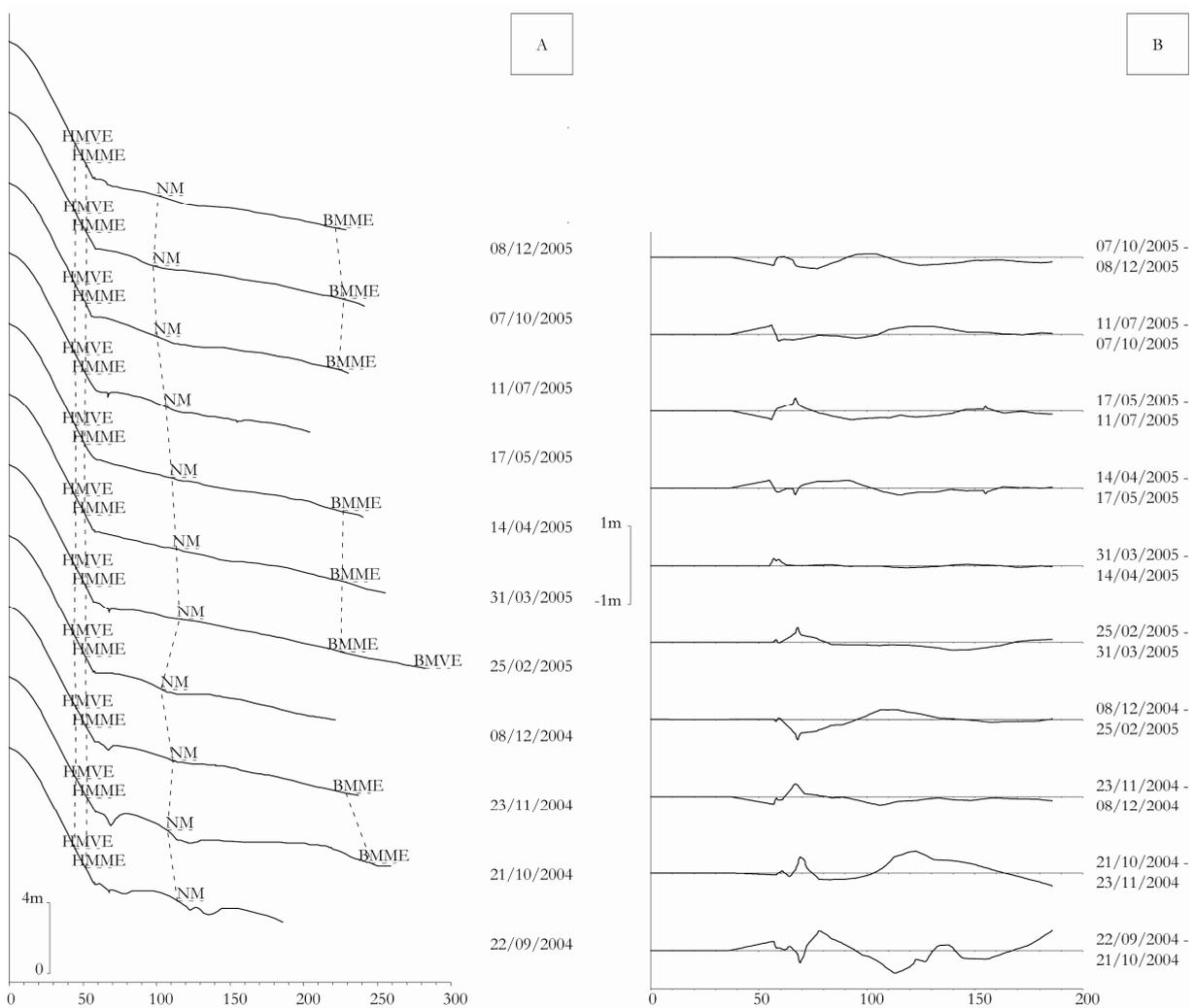


Figure.V.11 : Evolution du profil PDA de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

En ce qui concerne les variations d'altitude le long du profil PDA, trois phases évolutives sont visibles au cours de la période suivie (Fig.V.11.B) :

- Une première phase de septembre 2004 à février 2005, caractérisée par des variations assez importantes, notamment entre septembre et novembre 2004, puis elles diminuent un peu pour le reste de cette phase. Les bilans sédimentaires varient au cours de cette phase (Tab.V.4 et Fig.V.12). Le bilan est légèrement négatif de septembre à octobre 2004 puis plus fortement de novembre à décembre 2004 avec une perte de $-0,066 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Entre octobre et novembre 2004, le bilan devient positif avec un apport de $0,086 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ et pour finir, le bilan est stable de décembre 2004 à février 2005.

- Une deuxième phase de février à avril 2005, où les variations d'altitude le long de l'estran sont très faibles et principalement visible en pied de digue. Lors de cette phase à variation faible, les bilans sédimentaires sont soit stable (entre mars et avril 2005) ou légèrement négatif entre février et mars 2005.

- Une dernière d'avril à décembre 2005, au cours de laquelle les variations d'altitude reprennent le long de l'estran, mais elles restent assez faibles par rapport à la première phase. L'analyse des variations volumétriques a permis d'observer que les bilans sédimentaires ont fluctué au cours de cette phase, entre avril et mai 2005, le bilan est stable, mais, le profil est en légère accrétion entre juillet et octobre 2005. De mai à juillet 2005 le bilan est négatif avec une perte de $-0,077 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, et d'octobre à décembre 2005, cette perte de sédiments reprend avec une perte de $-0,110 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Tableau.V.4 : Variations mensuelles du volume au niveau des profils PDA, PDB et PDC entre septembre 2004 et décembre 2005.

	22/09/04	21/10/04	23/11/04	08/12/04	25/02/05	31/03/05	14/04/05
PDA	493 m ³	490 m ³	502 m ³	493 m ³	491 m ³	485 m ³	485 m ³
Variation de volume		-3 m ³	12 m ³	-9 m ³	-2 m ³	-6 m ³	0 m ³
		-0,022 m ³ .m ⁻¹	0,088 m ³ .m ⁻¹	-0,066 m ³ .m ⁻¹	-0,015 m ³ .m ⁻¹	-0,044 m ³ .m ⁻¹	0,000 m ³ .m ⁻¹
PDB	622 m ³	611 m ³	597 m ³	601 m ³	595 m ³	591 m ³	588 m ³
Variation de volume		-11 m ³	-14 m ³	4 m ³	-6 m ³	-4 m ³	-3 m ³
		-0,070 m ³ .m ⁻¹	-0,089 m ³ .m ⁻¹	0,025 m ³ .m ⁻¹	-0,038 m ³ .m ⁻¹	-0,025 m ³ .m ⁻¹	-0,019 m ³ .m ⁻¹
PDC	662 m ³	667 m ³	679 m ³	670 m ³	651 m ³	641 m ³	638 m ³
Variation de volume		5 m ³	12 m ³	-9 m ³	-19 m ³	-10 m ³	-3 m ³
		0,029 m ³ .m ⁻¹	0,070 m ³ .m ⁻¹	-0,053 m ³ .m ⁻¹	-0,111 m ³ .m ⁻¹	-0,058 m ³ .m ⁻¹	-0,018 m ³ .m ⁻¹

	17/05/05	14/06/05	11/07/05	07/10/05	08/12/05	Total
PDA	485 m ³		475 m ³	480 m ³	465 m ³	
Variation de volume	0 m ³		-10 m ³	5 m ³	-15 m ³	-28 m ³
	0,000 m ³ .m ⁻¹		-0,074 m ³ .m ⁻¹	0,037 m ³ .m ⁻¹	-0,110 m ³ .m ⁻¹	-0,206 m ³ .m ⁻¹
PDB	587 m ³	590 m ³	593 m ³	596 m ³	590 m ³	
Variation de volume	-1 m ³	3 m ³	3 m ³	3 m ³	-6 m ³	-32 m ³
	-0,006 m ³ .m ⁻¹	0,019 m ³ .m ⁻¹	0,019 m ³ .m ⁻¹	0,019 m ³ .m ⁻¹	-0,038 m ³ .m ⁻¹	-0,202 m ³ .m ⁻¹
PDC	650 m ³	652 m ³	658 m ³	678 m ³	664 m ³	
Variation de volume	12 m ³	2 m ³	6 m ³	20 m ³	-14 m ³	2 m ³
	0,070 m ³ .m ⁻¹	0,012 m ³ .m ⁻¹	0,035 m ³ .m ⁻¹	0,117 m ³ .m ⁻¹	-0,082 m ³ .m ⁻¹	0,012 m ³ .m ⁻¹

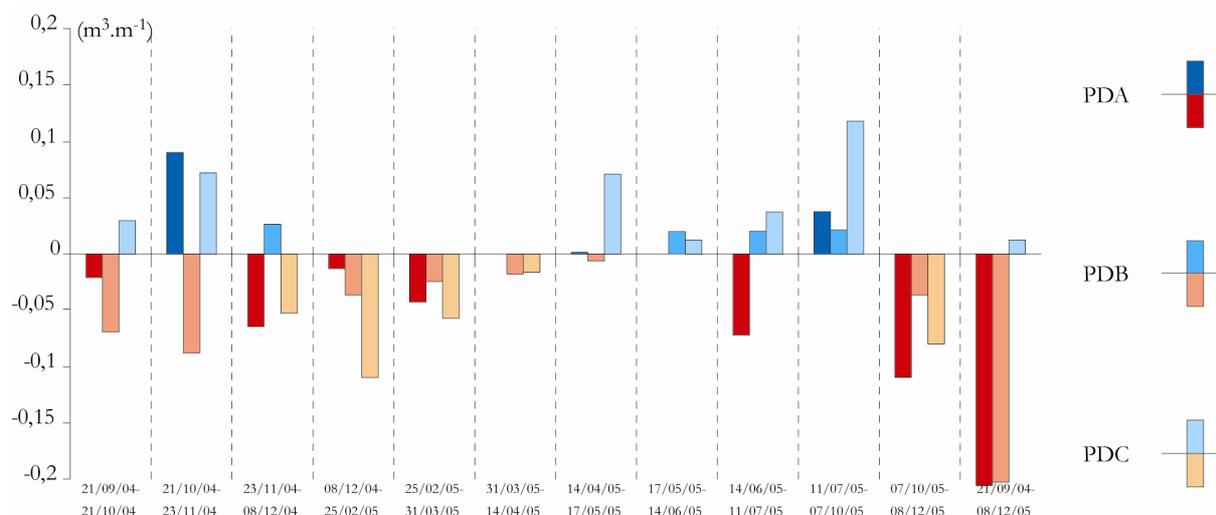


Figure.V.12 : Variations du volume au niveau de la zone morphologique 4, à l'aide des profils PDA, PDB et PDC, entre septembre 2004 et décembre 2005.

Les bilans sédimentaires ont été calculés sur une distance commune de 136 m, et le bilan global sur la période de suivi est négatif avec une perte de 28 m³ mais qui correspond à un abaissement de -0,207 m³.m⁻¹.

1.4.2 Evolution mensuelle du profil PDB

Le profil PDB (Fig.V.13), a été étudié sur l'ensemble de la période suivie. En septembre 2004, le profil présente une morphologie marquée. Une petite barre est visible en pied de digue sous les HMME. Une deuxième barre plus marquée (large de 40 m et haute de 0,4 m) est située au niveau du NM, enfin une troisième barre est visible entre le NM et les BMME.

La morphologie de l'estran au niveau du profil PDB varie au cours de l'année, et trois périodes se dégagent en matière de morphologie (Fig.V.13.A) :

- Une première période de septembre à octobre 2004, caractérisée par une morphologie marquée avec la présence de trois barres. La première barre au niveau des HMME, se développe et devient plus large (20 m). La deuxième barre, au niveau du NM, migre vers le haut de plage. La troisième barre, sous le NM, migre aussi légèrement et s'aplanit. Dans le même temps, la bêche séparant la deuxième et troisième barre se comble.

- Une deuxième période, de novembre à décembre 2004, pendant laquelle le profil devient moins marqué, la barre située au niveau du pied de digue disparaît tandis que les deux autres barres sont encore présentes. La barre située au dessus du NM migre toujours vers le haut de plage et son amplitude diminue. La barre située dans la partie basse de l'estran continue de s'aplanir et devient peu visible.

- Une troisième période assez longue, s'étendant de février à décembre 2005, lors de laquelle la morphologie de l'estran est lisse, une barre semble toutefois se former en octobre 2005, mais en décembre 2005, elle s'aplanit de nouveau.

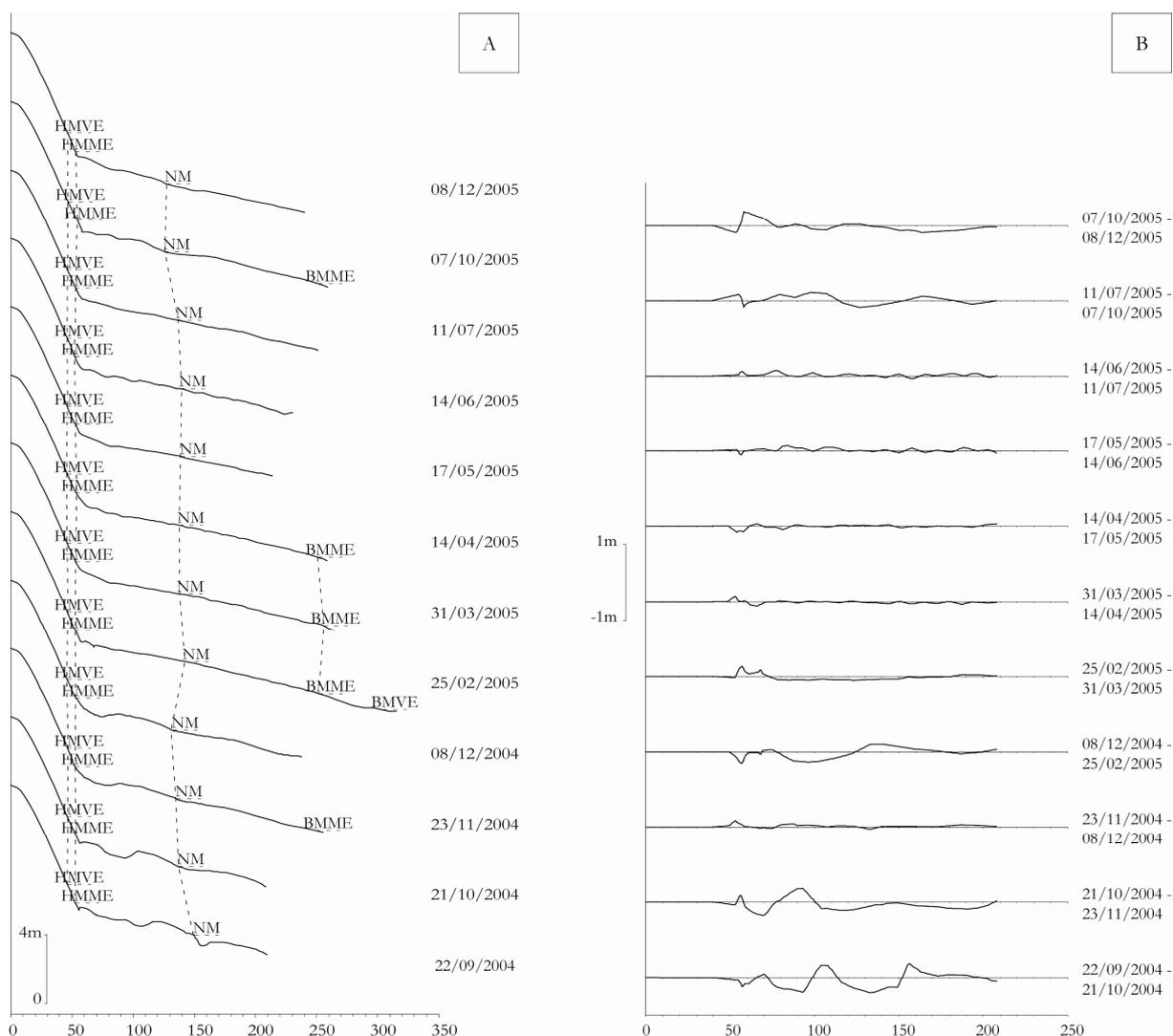


Figure.V.13 : Evolution du profil PDB de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

Au niveau des variations d'altitude le long du profil, trois phases sont perceptibles (Fig.V.13.B) :

- Une première phase de septembre 2004 à février 2005, caractérisée par des variations d'altitude importantes qui se produisent sur l'ensemble de l'estran. Toutefois trois périodes sont visibles, une première entre septembre et novembre 2004 lors de laquelle elles sont importantes, puis une deuxième entre novembre et décembre 2004, durant laquelle elles sont minimales, et une dernière entre décembre 2004 et février 2005, pendant laquelle les variations reprennent. Les bilans sédimentaires sont variés entre septembre 2004 et février 2005 (Tab.V.4 et Fig.V.12). De septembre à novembre 2004, le bilan est négatif avec une perte de $-0,157 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, puis, de novembre à décembre 2004, le bilan est légèrement positif avant de devenir légèrement négatif entre décembre 2004 et février 2005.

- Une deuxième phase de février à juillet 2005, lors de laquelle l'estran est stable et les variations d'altitude sont faibles. Cependant quelques variations sont visibles au niveau du pied de digue. Tout comme pour les variations d'altitude, les bilans sédimentaires sont stables durant cette phase, avec toutefois un bilan sédimentaire faiblement négatif avec une perte de $-0,025 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre février et mars 2005.

- Une troisième phase de juillet à décembre 2005, au cours de laquelle les variations d'altitude reprennent mais n'influencent que peu la morphologie de l'estran. De juillet à octobre 2005, le bilan sédimentaire est stable, puis d'octobre à décembre 2005, il devient légèrement négatif avec une perte de $-0,038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Les bilans sédimentaires pour le profil PDB ont été calculés sur une distance commune de 158 m, et le bilan sédimentaire global pour la période suivi est assez similaire à celui du profil PDA. La perte globale s'élève à 32 m^3 ou $-0,201 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

1.4.3 Evolution mensuelle du profil PDC

Le profil PDC (Fig.V.14), le plus à l'est de tous les profils suivis, a été relevé tout au long de la période étudiée. En septembre 2004, la morphologie du profil montre la présence de deux barres bien marquées ; la barre supérieure, située au dessus du NM ayant une largeur de 60 m et une hauteur de 0,8 m. et une seconde plus lisse entre le NM et les BMME.

La morphologie de l'estran varie tout au long du suivi et trois grandes périodes morphologiques sont visibles (Fig.V.14.A) :

- Une première période de septembre à octobre 2004, au cours de laquelle la morphologie de l'estran est marquée avec la présence de deux barres, dont la première, située entre les HMME et le NM, a une plus forte amplitude et migre vers le haut de plage. La seconde, entre le NM et les BMME, est plus lisse et stable.

- Une deuxième période de novembre 2004 à avril 2005, caractérisée par une morphologie moins marquée. La première barre est toujours visible mais elle est plus lisse au cours de cette période. De plus, cette barre migre de novembre à décembre 2004 vers le haut de plage, puis de février à avril 2005 vers le bas de plage. La seconde barre demeure toujours aussi lisse et reste stable.

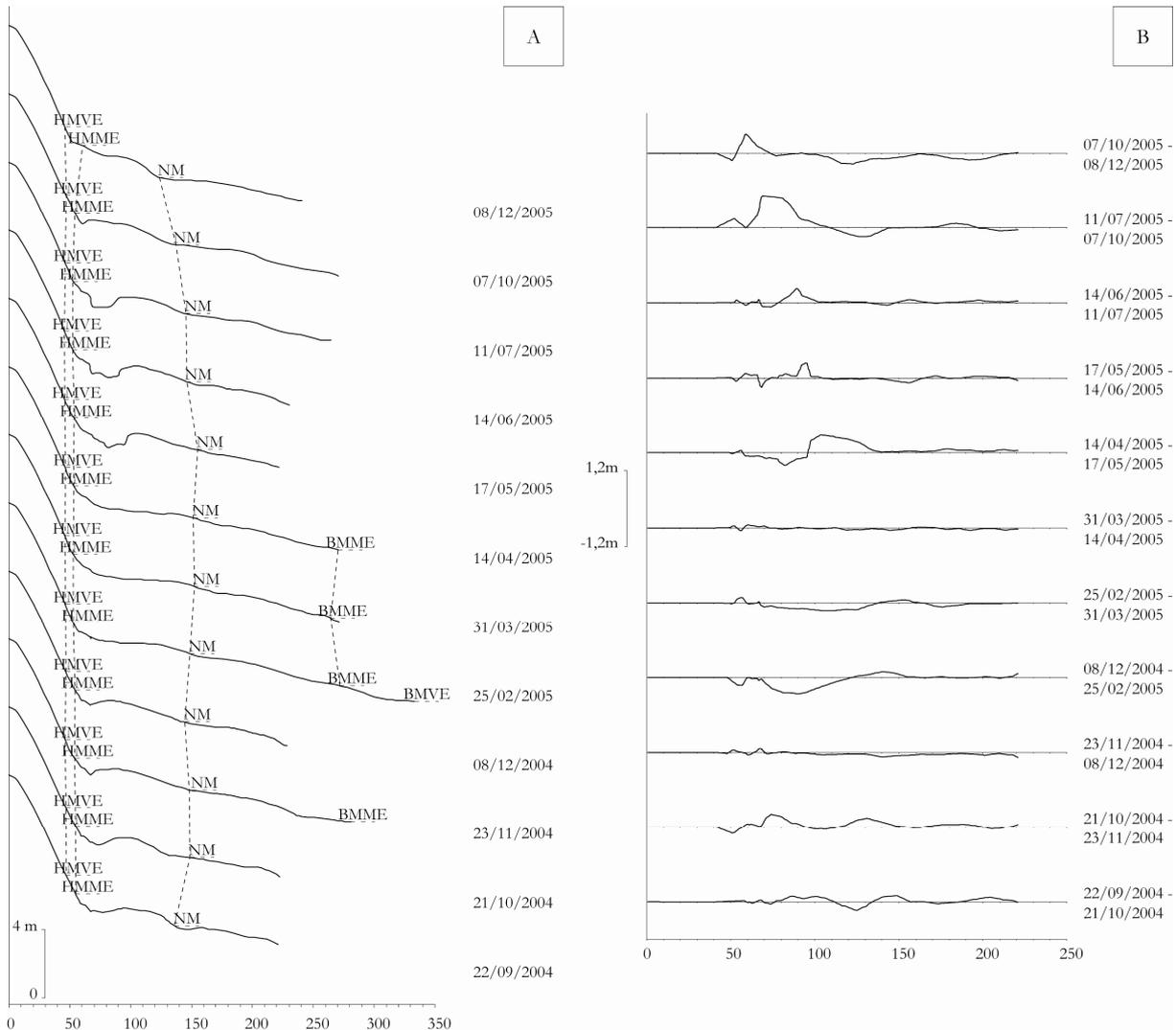


Figure.V.14 : Evolution du profil PDC de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.

- Une troisième période de mai à décembre 2005, pendant laquelle la morphologie de l'estran est de nouveau plus marquée avec la formation d'une barre large de 50 m et haute de 0,8 m dans la partie haute de l'estran entre les HMME et le NM. Une bêche assez creusée (0,5 m) sépare cette barre de la digue. De mai à juillet, cette barre migre lentement vers le haut de plage. Entre juillet et octobre 2005, cette barre devient plus large et comble la bêche séparant la barre du pied de digue. D'octobre à décembre cette migration se poursuit et la barre s'accroche à la digue. La seconde barre, située en bas de plage évolue faiblement avec une augmentation de son amplitude en octobre 2005, mais dès décembre 2005, elle retrouve sa forme initiale.

Les variations d'altitudes peuvent aussi être regroupées en trois phases distinctes (Fig.V.14.B) :

- Une première phase de septembre à février 2005, durant laquelle les variations d'altitude sont visibles et se produisent sur la totalité de l'estran. De novembre à décembre 2004, les variations sont minimales et peu visibles. Les bilans sédimentaires lors de cette phase fluctuent entre le positif et le négatif (Tab.V.4 et Fig.V.12). De septembre à novembre 2004, le bilan est positif avec un gain de $0,069 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre octobre et novembre 2004. De novembre 2004 à février 2005, le bilan est négatif avec une perte maximale entre décembre 2004 et février 2005 où l'estran perd $-0,109 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

- Une deuxième phase de février à avril 2005, caractérisée par des variations très faibles et peu perceptibles. Au cours de cette courte phase le bilan sédimentaire est négatif de février à mars 2005 avec une perte de $-0,059 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ puis il devient stable de mars à avril 2005.

- Une troisième phase d'avril à décembre 2005, au cours de laquelle les variations d'altitudes sont de nouveau visibles. Ces variations, contrairement à la première phase, sont plus importantes et se produisent principalement dans la partie haute de l'estran. Au cours de cette dernière phase les bilans sédimentaires varient entre la stabilité, le positif et le négatif. D'avril à mai le bilan est positif avec un gain de $0,069 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, puis de mai à juin 2005 le bilan est stable. De juin à octobre 2005, le bilan est de nouveau positif avec un gain maximal de $0,116 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ entre juillet et octobre 2005, puis, d'octobre à décembre 2005, le bilan est négatif avec une perte de $-0,082 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Les bilans sédimentaires pour le profil PDC ont été calculés sur une distance commune de 171 m et le bilan global pour la période de suivi est stable avec un faible gain de 2 m^3 .

1.4.4 Synthèse de l'évolution mensuelle de la zone morphologique 4

Au niveau de la zone morphologique 4, le suivi des trois profils suivis (PDA, PDB et PDC) montre une évolution morphologique différente d'un profil à l'autre. L'espacement entre les trois profils, plus large que pour les zones morphologiques 2 et 3, peut expliquer ces différences. Le profil PDA et PDB ont une morphologie assez similaire au cours de la période suivie, sauf pour l'été 2005 où la morphologie est plus marquée au niveau du profil PDA tandis qu'elle reste lisse au niveau du PDB. Le profil PDC ne connaît pas de période de morphologie lisse au cours de la période de suivi, une morphologie de barres bien marquées

était visible tout au long de l'année même durant l'été 2005. Au niveau des variations d'altitude, trois phases peuvent être distinguées pour chacun des profils de la zone. Ces phases sont assez semblables, une première phase avec des variations de septembre 2004 à février 2005, une deuxième sans variations de février à avril 2005 pour les profils PDA et PDC et jusqu'à juillet 2005 pour le PDB, puis une dernière où les variations reprennent avec plus ou moins d'intensité, d'avril à décembre 2005 pour les profils PD et PDC et de juillet à décembre pour le PDB. Les bilans sédimentaires globaux sont semblables et négatifs pour le PDA et le PDB, mais cette érosion se produit en fin d'année 2005 pour le profil PDA et en fin d'année 2004 pour le PDB. Au niveau du profil PDC, le profil le plus à l'est, le bilan sédimentaire est stable.

I.5 Synthèse

L'évolution de la morphologie de l'estran, au niveau des quatre zones choisies, apporte plusieurs informations. Chacune des quatre zones morphologiques évolue différemment au cours de l'année et les différents profils n'évoluent pas toujours de la même façon même au sein d'une même zone morphologique. L'ensemble des quatre zones présentées, au cours du suivi, possède au moins une période où l'estran est plus ou moins marqué avec la présence de barres et de bâches, et une période où l'estran est lisse, excepté la zone morphologique 2 et le profil PDC pour la zone morphologique 4. Au niveau de la zone morphologique 1, la plateforme reste stable de septembre 2004 à décembre 2005, seule la partie basse de l'estran évolue. L'estran devient lisse durant l'hiver et le printemps. Dans la zone morphologique 2, l'estran n'est jamais lisse, et la période où l'estran est moins marqué varie selon le profil étudiée dans cette zone. Pour la zone morphologique 3, l'estran devient lisse pendant le printemps pour les trois profils, et aussi durant l'hiver pour les profils P300 et P00. Pour la dernière zone morphologique, qui est plus étendue, les profils PDA et PDB ont une période lisse en commun durant le printemps, la morphologie au niveau du profil PDA devient plus marquée durant l'été tandis que celle du PDB reste lisse. Le profil PDC est marqué toute l'année, excepté une période où la morphologie est moins marquée durant le printemps.

Au niveau des variations d'altitude pour l'ensemble des quatre zones morphologiques, trois périodes distinctes peuvent être discernées :

- Une première période de septembre 2004 à février/mars 2005, lors de laquelle les variations d'altitude sont visibles avec une intensité plus ou moins grande.

- Une deuxième période, pendant laquelle les variations deviennent très faibles. Cette période varie selon les profils et les zones morphologiques. Pour la zone morphologique 1, elle s'étend de février à juillet 2005. Pour la zone morphologique 2, elle varie entre février/mars 2005 à avril (pour le P2300) à octobre 2005. Pour la zone morphologique 3, cette période varie aussi entre février/mars 2005 à juin/octobre 2005. Enfin, pour la zone morphologique 4, cette période s'étend de février à avril pour les profils PDA et PDC et de février à juillet 2005 pour le PDB.

- Une troisième période, au cours de laquelle les variations morphologiques reprennent avec plus ou moins d'intensité. Cette période est différente selon les zones morphologiques et elle suit la deuxième période.

Chacune des quatre zones morphologiques a un bilan sédimentaire plus ou moins différent :

- Le bilan sédimentaire de la zone morphologique 1 fluctue au cours de l'année mais le bilan global est stable sur la période de suivi.

- Pour la zone morphologique 2, le bilan sédimentaire est différent pour les trois profils, le P2300 est stable, le P1800 en accrétion faible et le P1300 en érosion faible. Cependant, nous pouvons considérer en faisant la somme des bilans à une stabilité et aucune période ne semble se démarquer dans l'évolution des bilans pour cette zone.

- Au niveau de la zone morphologique 3, les bilans sédimentaires sont plus prononcés. Le profil P800, le plus à l'ouest, évolue différemment, le bilan global est fortement positif, mais certains relevés semblent douteux et le bilan pourrait être stable. Les deux autres profils, ont la même tendance, une forte érosion avec des pertes de plus de $0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ sur la période suivie. Cette zone morphologique 3 est donc en érosion, bien que le profil P800 semble plus proche de l'évolution de la zone morphologique 2.

- La dernière zone morphologique, adossée à la digue est la plus étendue, les bilans sédimentaires sont différents pour les profils PDA, PDB et PDC. Les deux profils les plus à l'ouest ont un bilan aussi négatif que les profils de la zone morphologique 3 (P300 et P00). Le profil PDC, le plus à l'est des dix profils suivis évolue différemment et le bilan sédimentaire est stable.

II Conditions météorologiques au cours du suivi

Au cours de ce suivi sur la période de septembre 2004 à décembre 2005, nous avons pu recueillir les données tri-horaires de vitesse et de direction du vent. Ces données de vent ont permis de définir les conditions présentes entre deux relevés topographiques successifs, et de pouvoir ainsi tenter de définir l'impact de ces conditions sur la morphologie de l'estran et sur l'évolution de ce dernier selon les zones morphologiques présentées précédemment.

II.1 Conditions de vents entre septembre 2004 et décembre 2005 (Fig.V.15)

Les données recueillies entre chaque relevé topographique sont présentés sous forme de rose des vents qui comportent trois catégories de vent, les vents inférieurs à 5 m.s^{-1} ou vents faibles, puis les vents compris entre 5 et 8 m.s^{-1} ou modérés et enfin les vents supérieurs à 8 m.s^{-1} ou coup de vents et vents forts.

Nous avons recueillis aussi les données entre le 1^{er} et le 21 septembre 2004, afin d'obtenir les conditions de vent qui ont précédées le premier relevé. Au cours de cette période, les vents moyens prédominent (57,8 % des vents enregistrés) puis viennent les vents forts (32,6 %) et enfin les vents faibles (9,6 %). Les coups de vents proviennent des secteurs sud-ouest et ouest, tandis que les vents moyens proviennent du sud-ouest et du nord-est.

Entre les relevés de septembre et octobre 2004, les vents moyens sont les plus présents (60,3 %) puis viennent les vents forts (21 %) et les vents faibles (18,7 %). Les vents proviennent essentiellement d'un secteur compris entre le sud-sud-ouest et nord-ouest avec quelques vents forts de secteur est.

Entre octobre et novembre 2004, les vents moyens sont toujours les plus importants (53,7 %) puis les vents forts (27,5 %) et les vents faibles (18,8 %). Les vents forts sont originaires du grand secteur ouest (du sud-sud-ouest au nord) et les vents moyens de l'ouest-nord-ouest, du sud-sud-est et du nord-est.

De novembre à décembre 2004, les vents moyens représentent 38 % et les vents faibles 62 % et les vents forts sont absents. Cette période correspond à la campagne de mesures de novembre 2004, durant laquelle les conditions ont été très calme. Les vents moyens proviennent principalement du secteur sud-ouest.

De décembre 2004 à février 2005, les vents moyens sont de nouveaux les plus importants (45 %) mais les vents forts sont nettement présents aussi avec 38,6 %, les vents

faibles ne représentent que 16,4 %. Les vents forts et moyens proviennent essentiellement du grand secteur ouest (du sud-sud-ouest au nord-nord-ouest) et en moindre importance du nord-est.

De février à mars 2005, les vents moyens représentent 56,3 %, puis viennent les vents faibles avec 24,2 % et les vents forts sont les plus faibles avec 20,5 %. Les vents forts et moyens viennent tout d'abord du sud-ouest puis du nord-ouest et du nord-est à une proportion équivalente.

De mars à avril 2005, les vents moyens représentent 50 % puis viennent les vents faibles (30,5 %) et enfin les vents forts (19,5 %). Les vents forts et moyens sont originaires principalement du secteur sud ouest puis du secteur ouest ainsi que de secteur nord à nord-nord-ouest pour les vents forts.

D'avril à mai 2005, les vents moyens sont de 57,5 %, suivent ensuite les vents faibles avec 37,4 %, et enfin les vents forts qui sont seulement de 5,1 %. Les vents forts sont de secteur nord-est et nord-ouest, les vents moyens ont les mêmes secteurs que les vents forts, auquel s'ajoute le secteur sud-ouest.

De mai à juin 2005, les vents moyens sont encore plus importants avec 75 %, les vents faibles représentent 25,2 % et les vents forts sont très faibles avec à peine 1,8 %. Le peu de vents forts et les vents moyens sont principalement issus du secteur sud-ouest et en moindre part du secteur nord-nord-est.

De juin à juillet 2005, les vents forts sont absents, les vents moyens représentent 62,3 % et les vents faibles 37,7 %. Les vents moyens viennent essentiellement du secteur sud-ouest et du secteur nord-nord-est dans un second temps.

De juillet à octobre 2005, les vents moyens représentent 57,3 %, les vents faibles 40,7 % et les vents forts seulement 2 %. Les vents forts sont de secteur sud-ouest et les vents moyens de secteur sud-ouest, et nord-ouest.

Enfin d'octobre à décembre 2005, les vents moyens sont toujours les plus importants avec 56,6 %, suivent les vents forts et faibles avec 25,3 % pour chacun d'eux. Les vents forts sont issus d'un secteur allant du sud-sud-est à nord-ouest, tout comme les vents moyens.

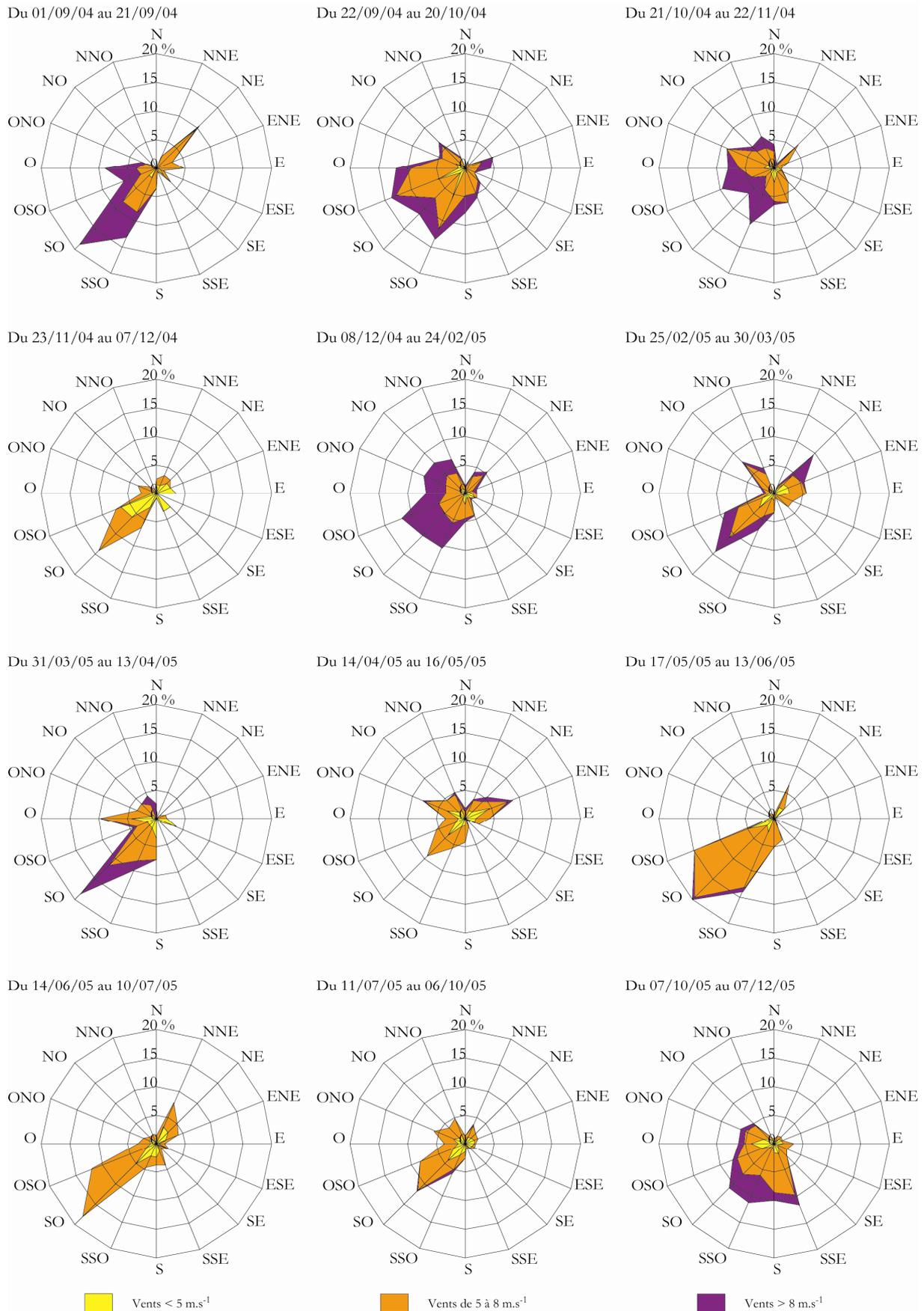


Figure.V.15 : Roses des vents lors du suivi mensuel entre septembre 2004 et décembre 2005 entre chaque relevé topographique.

La synthèse de toutes ces données, montre que les vents moyens prédominent sur l'ensemble de la période. Les vents forts sont présents sur la majorité de la période de suivi sauf de novembre à décembre 2004 et de mai à octobre 2005. La fin d'année 2004 et le début d'année 2005 est la période où les vents forts sont les plus présents entre septembre 2004 et avril 2005 et ils deviennent à nouveau importants entre octobre et décembre 2005. Entre ces deux périodes les vents moyens sont toujours les plus présents mais les vents faibles deviennent plus importants que les vents forts. Les vents sont principalement de secteur sud-ouest, et du grand ouest en général, puis dans un second temps de secteur nord est.

II.2 Impact de conditions météorologique sur la morphologie de l'estran et le bilan sédimentaire(Fig.V.16)

II.2.1 La zone morphologique 1

La zone morphologique 1 est caractérisée par la présence d'une plateforme dans la partie haute de l'estran et c'est seulement la partie basse de l'estran qui évolue au niveau morphologique. De septembre 2004 à avril 2005, où les vents forts sont assez présents la morphologie de la partie basse de l'estran est moyennement marquée (septembre 2004) ou lisse. Le bilan sédimentaire est positif de septembre à octobre puis il devient faiblement négatif ou stable. De mai à juillet 2005, où les vents faibles sont plus présents, la morphologie redevient faiblement marquée. Les bilans sédimentaires fluctuent entre des apports ou des pertes de sédiments de faible ampleur. Et enfin d'octobre à décembre 2005, où les vents forts réapparaissent plus intensément, la morphologie devient plus marquée. Les bilans sédimentaires varient entre une faible accrétion et une stabilité.

II.2.2 La zone morphologique 2

La zone morphologique 2 est caractérisée par un estran à barres et à bâches qui sont présentes tout au long du suivi. Le P2300 a deux périodes morphologiques, la première où l'estran est moyennement marqué correspond à la période où les vents forts sont présent. Puis l'estran est plus marqué de mai à décembre 2005, malgré la période des vents calmes. Le bilan pour ce profil est stable, l'accrétion observée entre octobre et novembre est liée au développement d'une barre au niveau du NM et les vents forts sont assez importants lors de cette période (27,5 %). Les profils P1800 et P1300 ont une évolution similaire, une

morphologie marquée de septembre à décembre 2004 où les vents forts sont assez présents. Puis de février à juillet 2005, la morphologie est moins marquée, malgré des vents forts encore présents entre décembre 2004 et avril 2005. D'octobre à décembre 2005, la morphologie redevient plus marquée dès l'apparition des vents forts. Le bilan pour ces deux profils est légèrement positif (P1800) et légèrement négatif (P1300). Au niveau du P1800, une période d'accrétion est présente entre juin et juillet 2005, alors que les vents forts sont absents. Pour le P1300, une accrétion est visible entre septembre et octobre 2004 où les vents forts du secteur sud-ouest sont présents. Une période d'érosion est présente entre décembre 2004 et février 2005, où les vents forts sont les plus importants, mais ces derniers proviennent d'un secteur plus large allant du sud-sud-ouest au nord-nord-ouest.

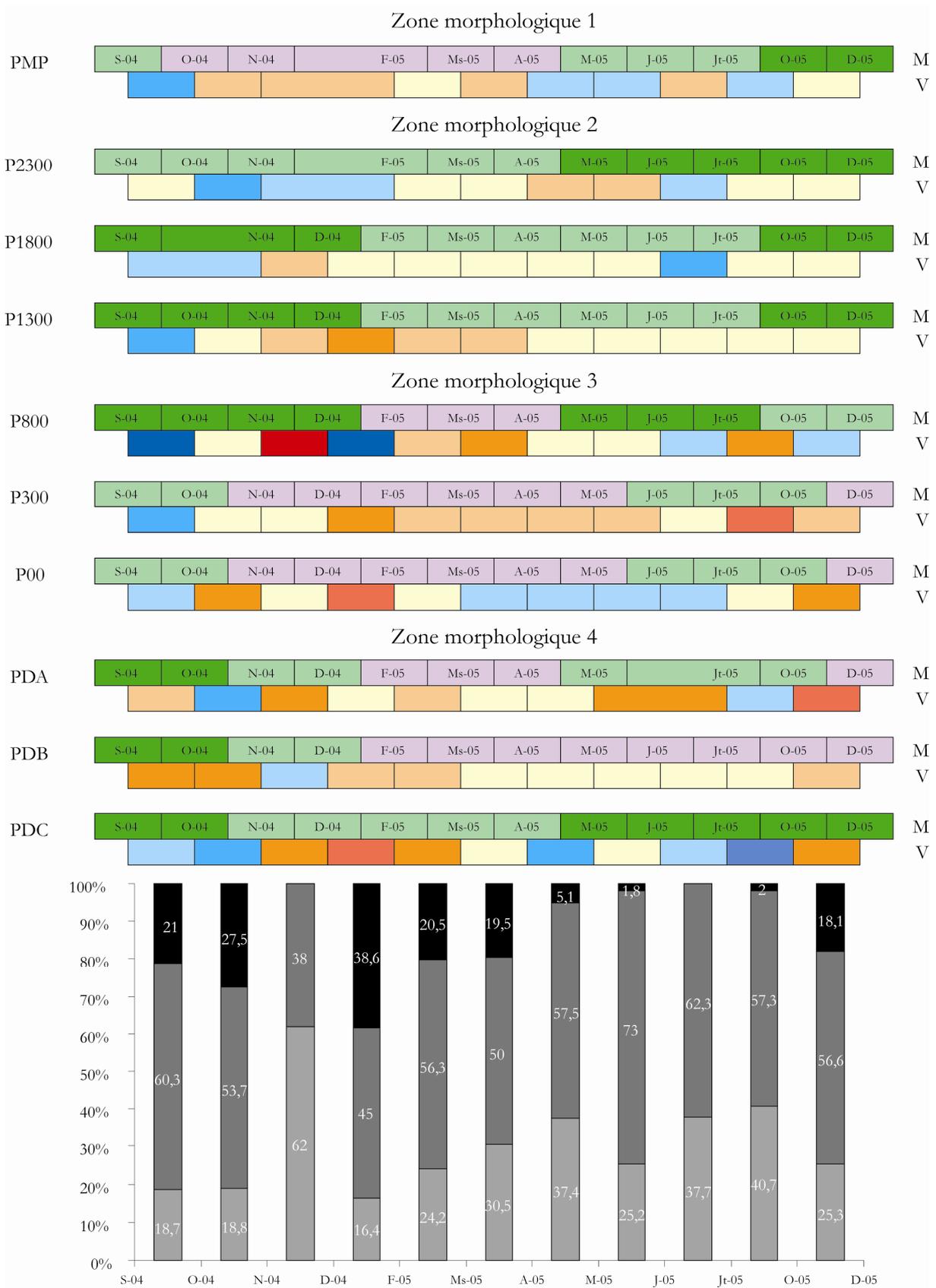
II.2.3 La zone morphologique 3

La zone morphologique est caractérisée par des profils plus lisses et par une falaise dunaire en haut de plage au niveau des profils P800 et P300. La morphologie générale du P800 est différente de celle des profils P300 et P00. La morphologie est marquée de septembre à décembre 2004, où les vents sont forts comme pour la zone morphologique 2. De février à avril 2005, le profil devient lisse, et les vents forts sont toujours présents. De mai à juillet, lorsque les vents forts sont moins nombreux ou inexistantes le profil redevient marqué, puis d'octobre à décembre 2005, la morphologie devient moins marquée. Le bilan sédimentaire pour le profil P800 est positif, mais le relevé de décembre peut être erroné. Le profil est en très forte accrétion entre septembre et octobre 2004 alors que les vents forts sont principalement issus du quart sud-ouest. Deux périodes d'érosion sont aussi visibles pour ce profil. Une première de mars à avril 2005, où les vents forts de sud-ouest sont présents mais certains d'entre eux sont de secteur nord et ouest. Une seconde, entre juillet et octobre 2005, où les vents forts sont faibles, et leur direction est sud-ouest. Les profils P300 et P00 ont la même évolution morphologique, une morphologie peu marquée de septembre à octobre 2004, période où les vents forts sont présents. De novembre 2004 à mai 2005, le profil devient lisse, et les vents forts sont présents sauf entre avril et mai où la part des vents forts diminue fortement. De juillet à octobre 2005, la morphologie devient à nouveau peu marquée et les vents forts sont très faibles. Enfin en décembre 2005, l'estran est à nouveau lisse alors que les vents forts réapparaissent. Les profils P300 connaît une période d'accrétion (de septembre à octobre 2004) et deux périodes érosives, une première forte de décembre 2004 à février 2005 et une seconde très forte de juillet à octobre 2005. Les vents forts sont présents au cours de

ces périodes. Le P800 subit trois périodes érosives, d'octobre à novembre 2004, de décembre 2004 à février 2005 et d'octobre à décembre 2005. Les périodes érosives ne coïncident pas vraiment pour les 3 profils de cette zone. De décembre 2004 à février 2005 pour les profils P300 et P00 et de juillet à octobre 2005 pour le P800 et le P300.

II.2.4 La zone morphologique 4

La dernière zone morphologique, la plus à l'est, est adossée à la digue du Braek. La morphologie des trois profils est légèrement différente, mais des périodes communes sont présentes. Pour le PDA et le PDB, entre septembre 2004 et avril 2005, où les vents forts sont présents la morphologie de l'estran évolue. Elle est marquée de septembre à octobre 2004, peu marquée de novembre à décembre 2004 et lisse de février à avril 2005. Au cours de la période où les vents forts sont moins fréquents (de mai à octobre 2005) la morphologie est peu marquée au niveau du PDA et lisse pour le PDB. Enfin, en décembre 2005, où les vents forts réapparaissent, l'estran est lisse pour les deux profils. Le profil PDC a une morphologie différente. De septembre 2004 à avril 2005, l'estran est tout d'abord marqué de septembre à octobre 2004, puis il devient peu marqué jusqu'à avril 2005. Puis d'avril à décembre 2005, l'estran redevient marqué. Au niveau des bilans sédimentaires, le PDA a une période d'accrétion entre octobre et novembre 2004, et deux périodes érosives une première de mai à juillet 2005, et une seconde plus intense entre octobre et décembre 2005. LE PDB lui est en érosion de septembre à novembre 2004. Le bilan sédimentaire du PDC évolue fortement durant le suivi, il connaît trois périodes d'accrétion (d'octobre à novembre 2004, d'avril à mai 2005 et de juillet à octobre 2005) et deux périodes érosives (une première de novembre 2004 à mars 2005, avec une érosion plus importante entre décembre 2004 et février 2005 et une seconde d'octobre à décembre 2005).



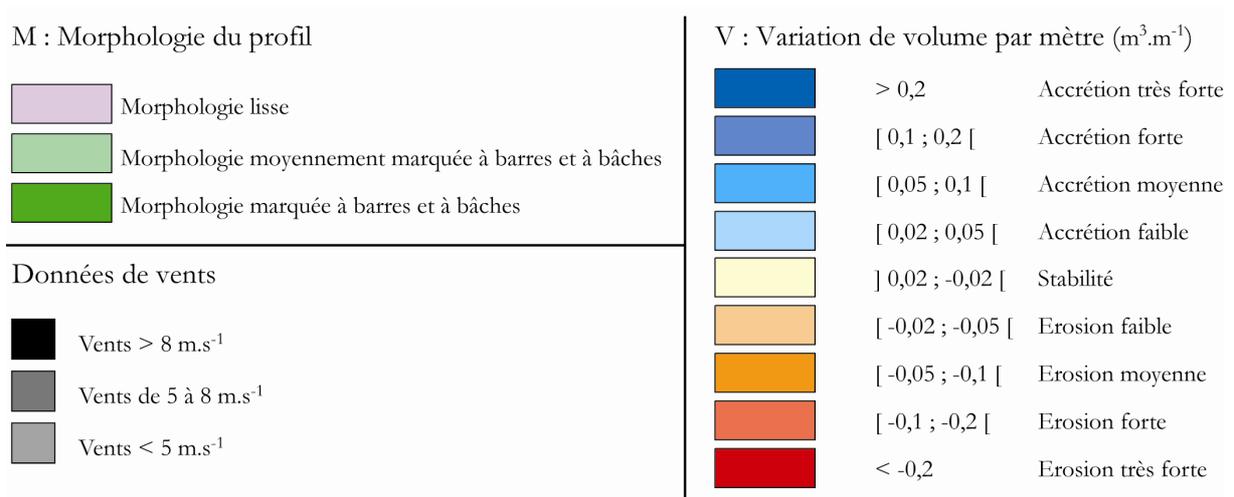


Figure.V.16 : Phases morphologiques et bilans sédimentaires pour chacune des zones morphologiques en réponse aux conditions de vents entre septembre 2004 et décembre 2005.

II.2.5 Synthèse

En analysant les données de vents entre deux relevés successifs, nous avons pu dégager trois périodes. Une première période entre septembre 2004 et avril 2005 où les vents forts sont présents avec une période calme entre novembre et décembre 2004. Une deuxième période calme entre avril et octobre 2005, et enfin une période plus agitée entre octobre et décembre 2005. Cependant, il est très difficile de tirer des conclusions sur la réponse morphologique de l'estran face aux différentes conditions météorologiques présentes lors de notre suivi. Nous pouvons toutefois percevoir un aplanissement des profils lors des périodes de vents forts et de fortes agitations, et la morphologie de barres s'accroît de nouveau lors des périodes calmes pour certains profils, comme cela a été montré auparavant sur d'autres sites ayant le même type de plage (Wijnberg et Kroon, 2002 ; Masselink, 2004 ; Masselink *et al.*, 2006 ; Reichmüth et Anthony, 2008).

La zone morphologique 1 et le profil P2300 ont une morphologie lisse ou peu marquée au cours de la première période, puis l'estran devient plus marqué entre mai et décembre 2005. Au niveau des autres profils de la zone morphologique 2 la morphologie est plus marquée lors de la période des vents forts, mais l'estran devient moins marquée à partir de février 2005 jusqu'en juillet 2005. D'octobre à décembre 2005, la morphologie redevient plus marquée.

Au niveau de la zone morphologique 3, le P800 évolue différemment des deux autres profils. Sa morphologie est marquée lors de la première période des vents forts avec toutefois un estran qui devient lisse à partir de février 2005. Lors de la période calme, les barres et bâches réapparaissent et elles se nivellent lorsque les vents forts reviennent. Les profils P300

et P00 ont une morphologie similaire, de septembre à octobre 2004 l'estran est peu marqué puis il devient lisse jusqu'en mai 2005. Lors de la période calme, les barres se reforment légèrement pour disparaître à nouveau en fin d'année 2005.

La zone morphologique 4, adossée à la digue et plus étendue. Les trois profils de cette zone morphologique évoluent différemment mais nous pouvons observer une morphologie peu marquée entre octobre 2004 à décembre 2004 (PDA et PDB) et avril 2005 (PDC). L'ouest de cette zone (PDA et PDB) devient ensuite lisse, tandis que l'est (PDC) reste marqué.

Au niveau du bilan sédimentaire, il est difficile de définir un impact commun des vents sur l'ensemble de l'estran si ce n'est entre décembre 2004 et février 2005, où la part des vents forts est la plus importante (38,6 %). Toutefois, nous nous apercevons que les zones morphologiques 1 et 2 ont des bilans qui varient moins, donc un impact moins important des vents sur ces zones.

Conclusion

L'étude de la variabilité mensuelle de la morphologie de l'estran a permis d'obtenir de nombreuses informations que ce soit au niveau de l'évolution de la morphologie, du bilan sédimentaire et de l'impact des conditions météorologiques sur ces derniers. Les principales informations sont les suivantes :

- Les tendances évolutives observées à l'échelle annuelle se poursuivent avec quelques petites variations, la zone morphologique 2 n'est plus en accrétion mais en stabilité, et la zone morphologique 4 est en érosion très forte dans sa partie ouest.

- La morphologie générale de chacune des quatre zones morphologiques évolue au cours de l'année. La zone morphologique 1 évolue dans sa partie basse qui devient lisse au cours du printemps et de l'hiver. La zone morphologique 2 a une morphologie qui reste plus ou moins marquée, mais cette période de morphologie moins prononcée varie selon les profils. La zone morphologique 3 a un estran lisse au cours du printemps, et les profils P300 et P00 le sont aussi au cours de l'hiver. Enfin la zone morphologique 4 a une morphologie moins marquée durant le printemps.

- Les variations d'altitude le long des profils s'effectuent principalement au cours de trois périodes, une première de septembre 2004 à février/mars 2005 lors de laquelle les variations sont importantes, une deuxième de février/mars à juin/octobre 2005, durant laquelle

les variations sont très faibles, et enfin la dernière période de juin/octobre à décembre 2005, au cours de laquelle les variations reprennent.

- L'étude des conditions météorologiques au cours de cette période de suivi permet de déceler trois périodes, une première de septembre 2004 à avril 2005, excepté de novembre à décembre 2004, où les vents forts sont assez importants, une deuxième d'avril à octobre 2005 où leur proportion est faible voir nulle, et enfin une dernière entre octobre et décembre 2005, où les vents forts redeviennent plus importants. Ces périodes de vents forts et vents calmes ont une incidence sur la morphologie générale du profil et les variations d'altitude des différentes zones, mais en terme de bilan sédimentaire, seule la période de décembre 2004 à février 2005, semble être érosive pour une majeure partie de la plage, excepté le profil les plus à l'ouest qui sont plus protégés. Pour le reste de la période de suivi, il est difficile de définir un lien entre les conditions météorologiques et le bilan sédimentaire le long de la plage.

CHAPITRE VI :
CIRCULATION HYDRODYNAMIQUE
ET IMPACT DES FORCAGES METEO-MARINS
SUR L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE A COURT TERME

Introduction

L'étude de la variabilité et de l'évolution annuelle puis mensuelle de l'estran nous a permis d'obtenir des tendances évolutives à moyen terme, avec l'impact des conditions météorologiques au niveau de la variabilité mensuelle. L'évolution de la morphologie de l'estran et du bilan sédimentaire à l'échelle mensuelle couplée aux données météorologiques apporte de nombreuses informations, mais si nous voulons mieux connaître le fonctionnement morphodynamique du site d'étude, il est nécessaire de passer à une échelle temporelle plus courte. En effet, il est important de connaître le fonctionnement morphodynamique au niveau du site, que ce soit l'action des processus hydrodynamiques sur les formes présentes ou l'effet des rétroactions de ces dernières sur les processus. Dans le but d'examiner le fonctionnement morphodynamique du site du Clipon, une série de mesures hydrodynamiques, couplées à des relevés topographiques et des mesures sédimentaires, a été réalisée afin de mieux comprendre l'action respective des processus sur l'estran et inversement. Dans ce chapitre, nous présenterons, à l'aide des résultats enregistrés, une esquisse de la circulation hydrodynamique du site lors de conditions calmes et lors de forçages météo-marins plus énergétiques, ainsi que l'impact des agents hydrodynamiques sur les variations morphologiques de l'estran lors de ces périodes calmes et agitées.

I Présentation des conditions météorologiques au cours des campagnes de mesures in situ

I.1 Campagne de mars 2003

La campagne de mars 2003 s'est déroulée du 25 mars au 2 avril ([Fig.VI.2](#)). Elle a été réalisée au niveau du profil topographique P300 ([cf.fig.II.18](#)) sur un demi-cycle de morte-eau de 15 marées (coefficient de marée compris entre 38 et 90), avec des variations de tranche d'eau comprises entre 1,5 et 3 m (le courantomètre S4 se situant à 0,3 m IGN 69 sur l'estran). Lors de cette campagne, la vitesse des vents a varié entre 1 et 14 m.s⁻¹ avec une majorité des vents provenant des secteurs est à nord-est ([Fig.VI.1](#)). Les vents faibles (< 5 m.s⁻¹) représentent 65 % des vents enregistrés et sont issus principalement du secteur est et nord-est avec tout de même une partie provenant du nord-ouest. Les vents modérés, avec des vitesses comprises entre 5 et 8 m.s⁻¹, représentent 24 % et sont issus du secteur est à nord-est, ils ont été enregistrés au cours des marées 5, 10, 11 et 12 (M5, M10, M11 et M12). Les vents les plus importants (> 8 m.s⁻¹) proviennent des secteurs sud-ouest et nord et représentent 11 % des vents présents au cours de la campagne. Ces vents ont été enregistrés principalement lors des 2 derniers jours de la campagne. Un coup de vent d'ouest a eut lieu au cours de la marée M14 et un autre, dont la direction n'a pu être enregistrée, pendant la marée M15 ([Fig.VI.2 ; Annexe.1.1 et 1.2](#)).

Chapitre VI : Circulation hydrodynamique et impact des forçages météo-marins sur l'évolution morphologique à court terme

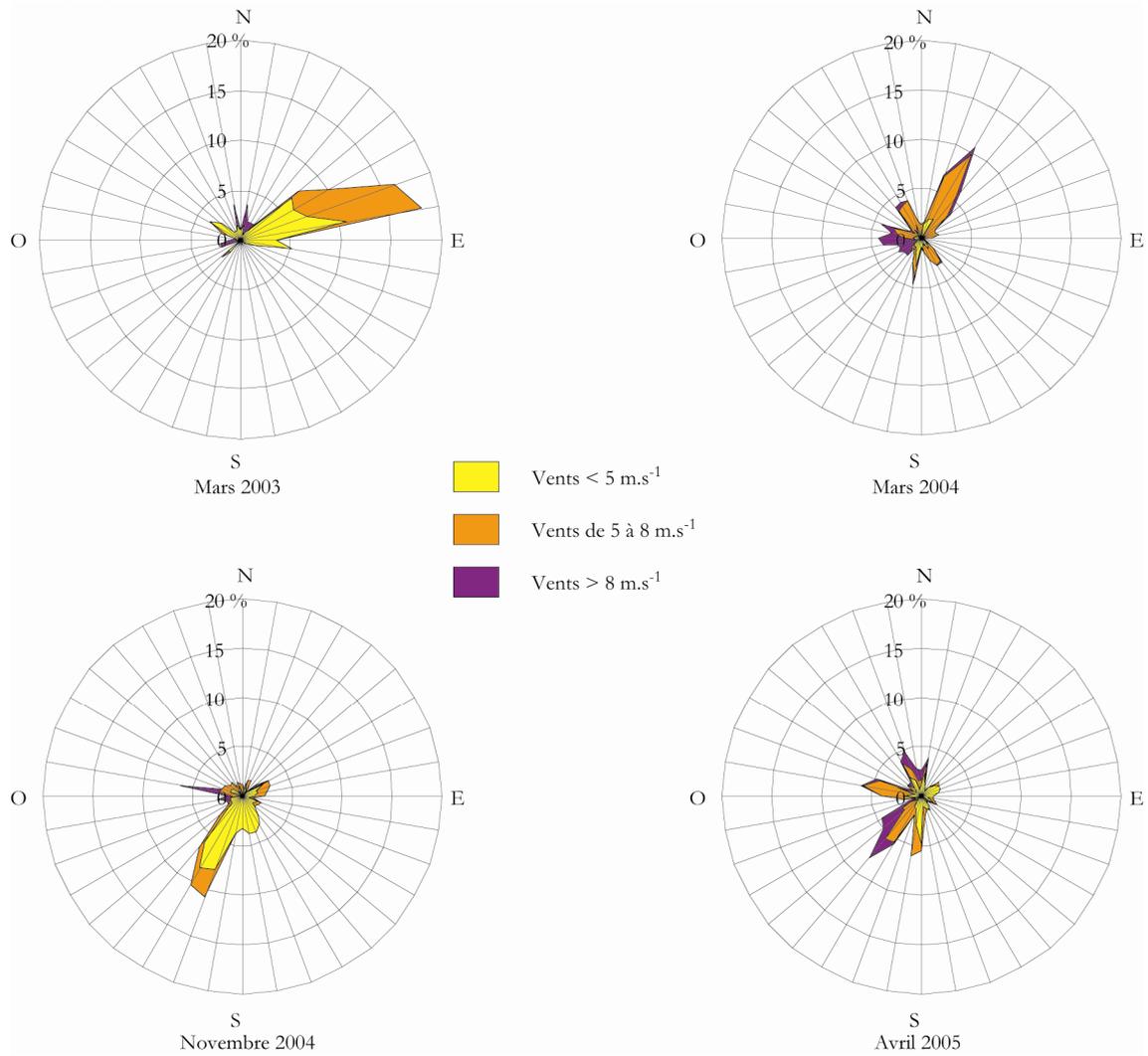


Figure.VI.1 : Rose des vents au cours de chaque campagne de mesures in situ. D'après les données horaires de Météo-France.

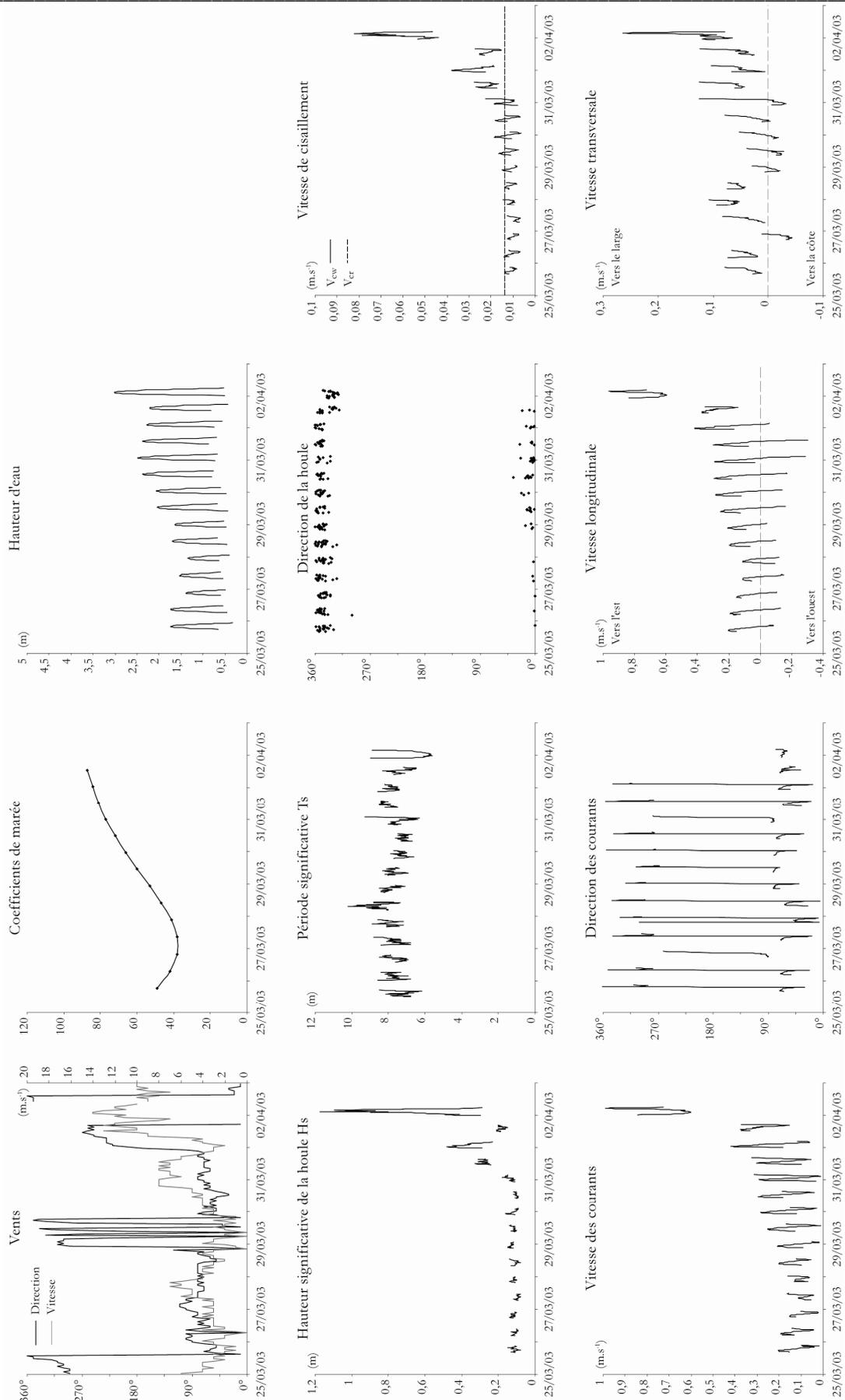


Figure.VI.2 : Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents au cours de la campagne de mars 2003 au niveau du P300 en milieu d'estran.

I.2 Campagne de mars 2004

La campagne a été réalisée entre le 25 mars et le 09 avril 2004 au niveau du P300 (appareil à -1,6 m IGN 69), du PMP (appareil à 0,04 m IGN 69) et au large du P300 à une profondeur de -5 m CM (cf.fig.II.19) soit 29 marées. Elle s'est déroulée sur un cycle morte-eau/vive-eau lors duquel les coefficients de marées ont varié de 24 à 107, ce qui s'est traduit par des variations de tranche d'eau de 2,5 m (de 9 à 11,5 m pour les petits fonds, de 1 à 3,5 m au niveau du PMP et de 2, 5 à 5 m au niveau du P300 (Annexe.1.3, 1.4 et 1.5)). La vitesse du vent a fluctué entre 1 et 13 m.s⁻¹ (Fig.VI.1) avec des vents faibles, originaires des secteurs nord-est et sud, représentant 28 % des vents. Les vents modérés qui sont les plus importants (54 %) ont des directions très variées. Ils sont principalement du nord-est (M1, M11 et M12), mais aussi du nord-ouest (M26 à M28), du sud-est (M14 et M16), du nord (M2 et M29), de l'ouest (M9) et de l'est (M13). Les vents les plus forts (17 %) ont été enregistrés pendant 2 jours, du 5 avril à 1 h au 7 avril à 11 h lors des gros coefficients de marées. Ils proviennent du sud (M20 et M21), du sud-ouest (M22 et M23) et de l'ouest (M24 et M25). Il y a aussi un coup de vent de nord-est lors de M3 (Annexe.1.3, 1.4 et 1.5).

I.3 Campagne de novembre 2004

Cette campagne s'est déroulée sur une grande partie du site (PMP, P1800, P800, P00) (cf.fig.II.20) entre le 22 novembre et le 8 décembre 2004, soit 29 marées. Les appareils de mesures se situant à 0,04 m IGN 69 pour le PMP, et -1,4 m IGN 69 pour les points de mesures P00, P800 et P1800. Là encore, les mesures ont été réalisées pendant un cycle vive-eau/morte-eau pendant lequel les coefficients de marée ont varié de 37 à 80, traduit par des variations de tranche d'eau de 1,5 à 3 m pour le PMP et de 3 à 4,5 m pour les autres points de mesure (Fig.VI.3 ; Annexe.1.6, 1.7 et 1.8). La vitesse des vents enregistrée durant cette période est comprise entre 1 et 14 m.s⁻¹ avec une direction variable (Fig.VI.1). Les vents faibles sont prédominants (70 % des vents enregistrés) et sont issus des secteurs sud-ouest et sud. Les vents modérés (25 %) proviennent du sud-ouest (M6) mais aussi du nord (M10 et M20) du nord-est (M11) et du nord-ouest (M7). Les vents les plus forts, très peu présents (6 %) sont issus en majorité du secteur ouest et se sont produits la veille du début de la campagne (Fig.VI.3 ; Annexe.1.6, 1.7 et 1.8). Bien que la période de novembre et décembre soit souvent une période de conditions agitées, notre campagne s'est déroulée lors de conditions très calmes.

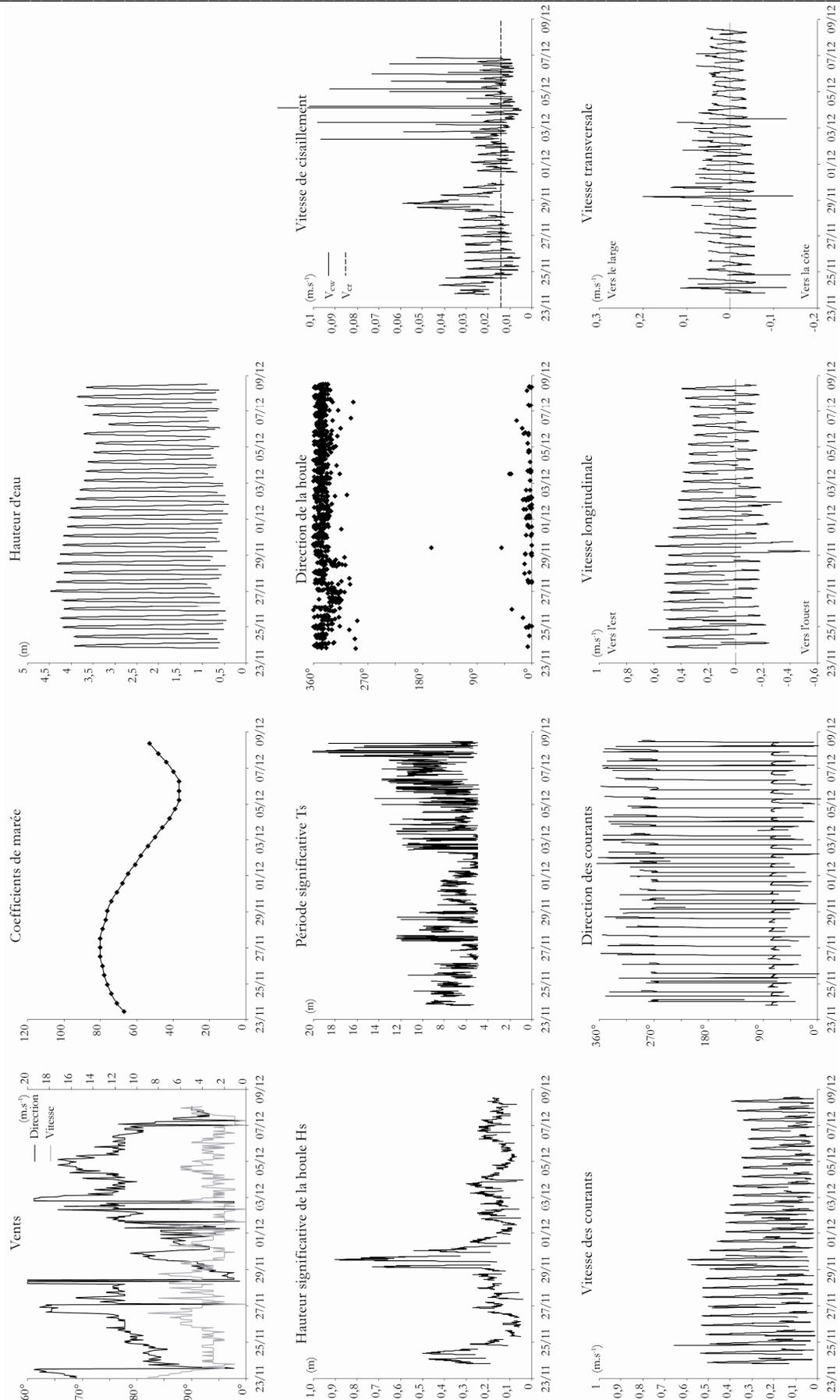


Figure.VI.3 : Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents au cours de la campagne de novembre 2004 au niveau du P00.

I.4 Campagne d'avril 2005

La campagne de mesures s'est déroulée du 31 mars au 15 avril 2005 sur la partie centrale du site, au niveau des profils PDB (appareil à -1,04 m IGN 69), P300 (appareils à -1,4 m IGN 69) et P800 (appareil à -1,8 m IGN 69 jusqu'au 10 avril puis -1,4 m jusque la fin de la campagne) (cf.fig.II.21) sur un cycle morte-eau/vive-eau avec des coefficients de marée ayant varié de 39 à 104, se traduisant par des variations de la tranche d'eau de 3,5 à 5,5 m (Annexe.1.9, 1.10 et 1.11). Les vitesses de vent enregistrées sont comprises entre 1 à 15 m.s⁻¹ avec des directions oscillantes (Fig.VI.1). Les vents faibles, les plus présents (49 %) proviennent des secteurs sud et nord/nord-est. Les vents modérés (37 %) proviennent de nombreuses directions, du sud (M4 et M22), du sud-ouest (M6, M8, M9, M23, M24), de l'ouest (M13, M17, M18 et M26) et du nord-ouest (M16). Les vents les plus forts représentent 14 % des vents enregistrés et proviennent de trois secteurs : le sud-ouest (M10 à M12), le nord (M14 et M15) et l'est (M3) (Annexe.1.9, 1.10 et 1.11).

II Les conditions hydrodynamiques

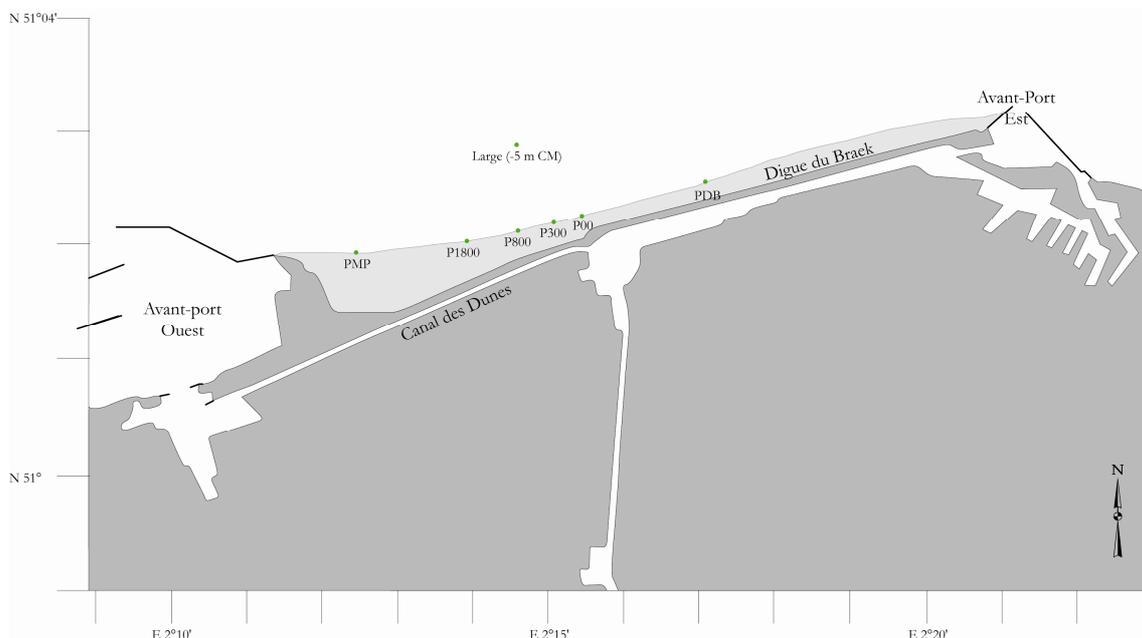


Figure.VI.4 : Localisation des différents points de mesures de houle et de courant utilisés lors des 4 campagnes de mesures in situ.

La réalisation des 4 campagnes de mesures in situ a permis d'observer la circulation hydrodynamique sur l'ensemble du site grâce à la disposition de différents appareils de

mesures le long de la plage (Fig.VI.4). Le site étant assez étendu et le nombre d'instruments de mesures étant limité, il n'a pas été possible de couvrir l'ensemble de la zone au cours d'une seule campagne. Les points de mesures des enregistrements de houle et de courant sont situés en bas de plage le long de plusieurs profils topographiques suivis au cours de cette étude. Il s'agit du PMP, P1800, P800, P300, P00 et PDB (Fig.VI.4). Quelques données ont également été recueillies au large du P300 à une profondeur de -5 m CM. A l'aide de l'ensemble des données enregistrées lors des 4 campagnes de mesures, nous avons pu réaliser une synthèse des conditions hydrodynamiques lors de différentes conditions météo-marines, ce qui nous a permis d'ébaucher une caractérisation du régime hydrodynamique du site côtier étudié.

II.1 Les conditions par temps calme

Afin de comprendre la circulation hydrodynamique locale et l'impact des forçages météo-marins sur cette dernière, il est important de définir la circulation lors de conditions calmes, c'est-à-dire lorsque les vents sont assez faibles. Nous avons utilisé les données recueillies au cours des différentes campagnes pour pouvoir présenter une synthèse des conditions hydrodynamiques le long de la plage pour une période de temps calme. La campagne de novembre 2004 (cf.fig.II.20) est représentative des conditions de faible agitation. Nous avons choisi de présenter les marées M1 à M5 pour cette période (Fig.VI.5), nous permettant d'obtenir des informations au niveau du PMP, du P1800, du P800 et du P00. Pendant cet événement calme, les vents étaient de secteur sud. Pour les autres secteurs de l'estran, le P300 et le PDB, nous avons utilisé les marées M20 et M21 de la campagne d'avril 2005 pour laquelle les conditions étaient calmes (Fig.VI.6) et où les vents étaient de secteur nord à nord-ouest (cf.fig.II.21). Enfin, pour la zone des petits-fonds nous avons utilisés les marées M17 à M19 de la campagne de mars 2004 où les vents étaient de secteur nord-ouest et sud (cf.fig.II.19) (Fig.VI.7). Nous disposons aussi des données de houle recueillies au large au niveau de la bouée *Sandettie Lightship* (données gracieusement fournies par le "*Climate Enquiry Officer*") nous permettant de comparer les hauteurs significatives au large avec celles enregistrées en bas d'estran et dans les petits-fonds.

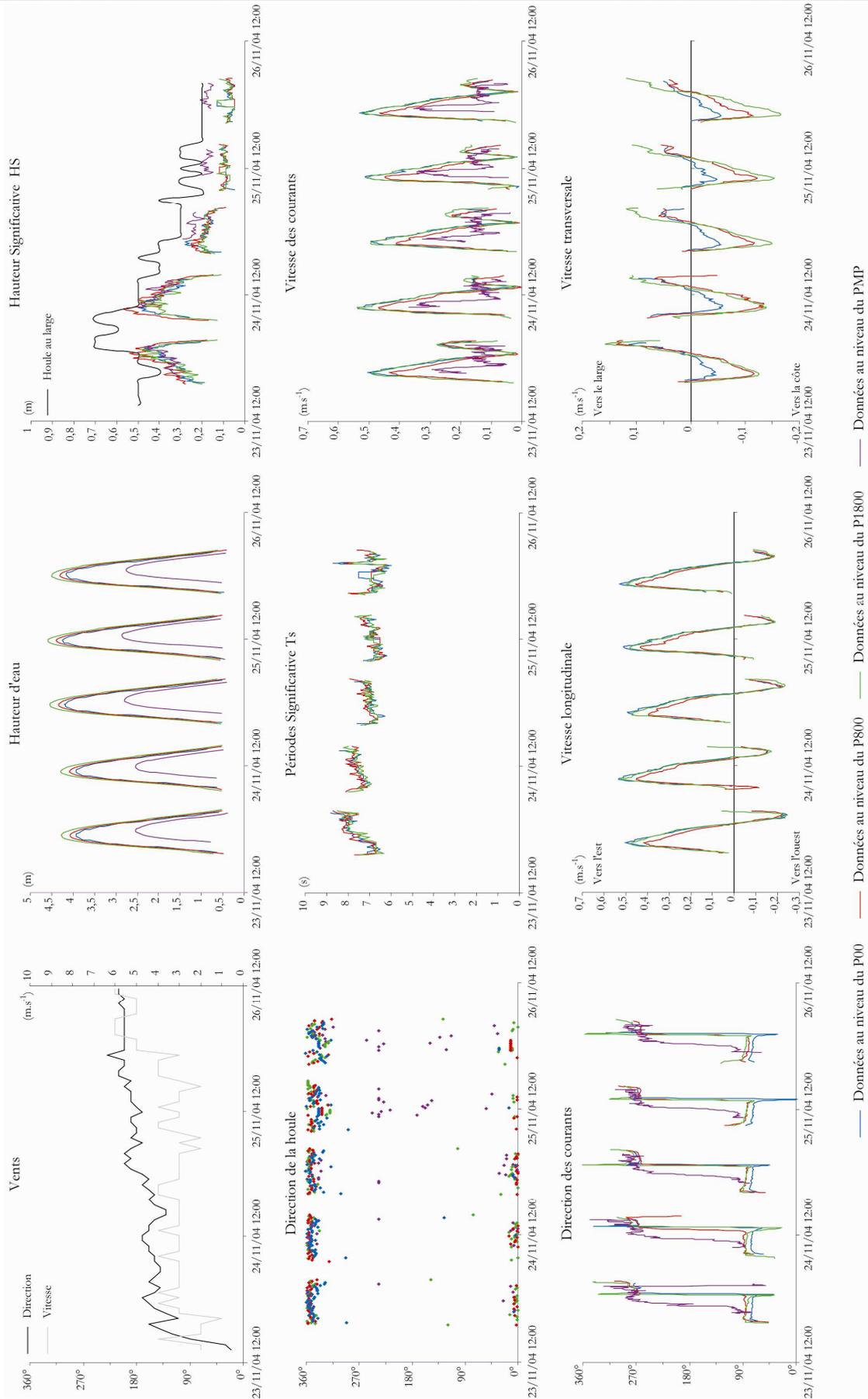


Figure.VI.5 : Données enregistrées au cours de la campagne de novembre 2004 lors d'une période de temps calme, marées M1 à M5, au niveau des profils PMP, P1800, P800 et P00.

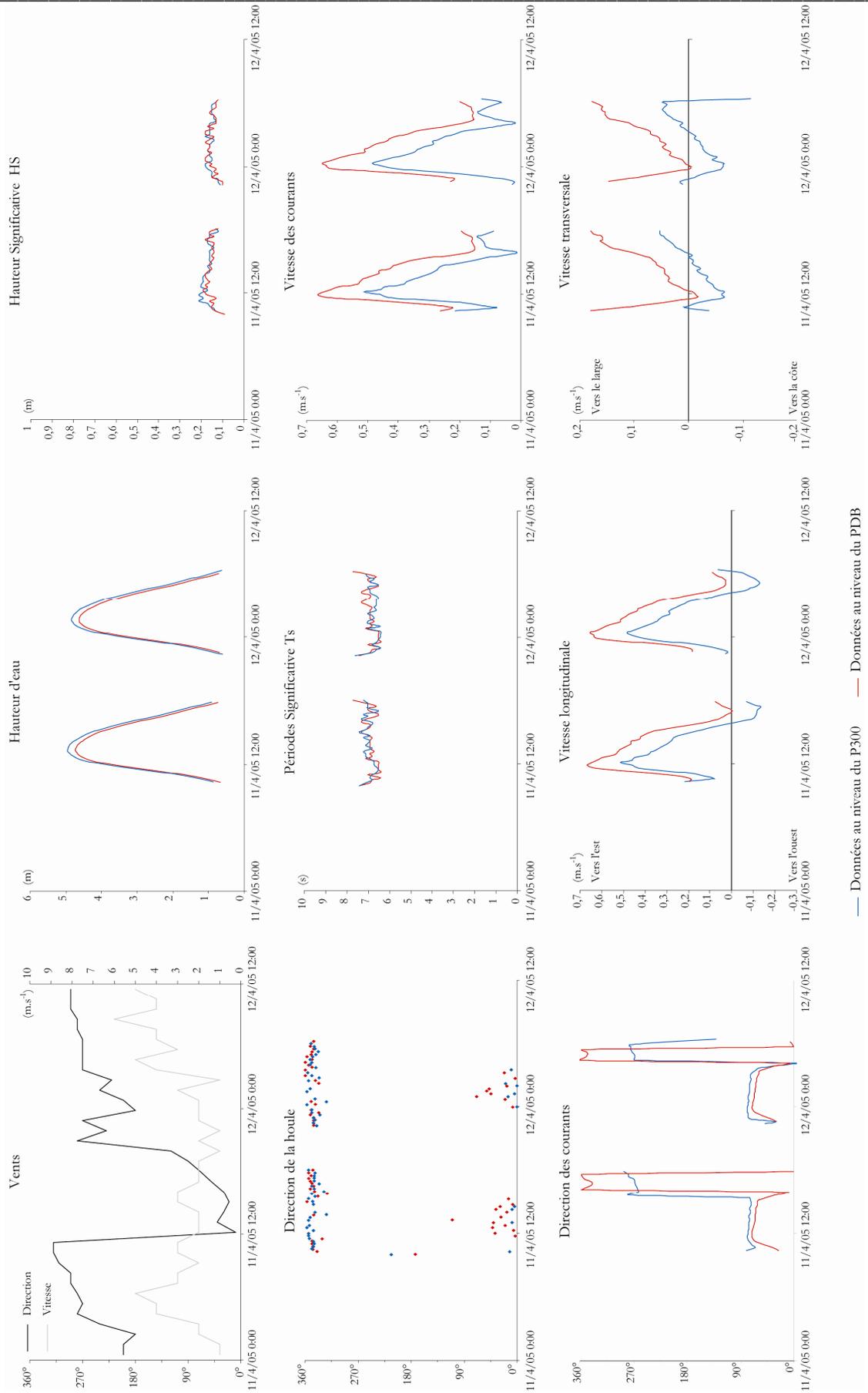


Figure.VI.6 : Données enregistrées au cours de la campagne de avril 2005 lors d'une période de temps calme, marées M20 et M21, au niveau des profils P300 et PDB.

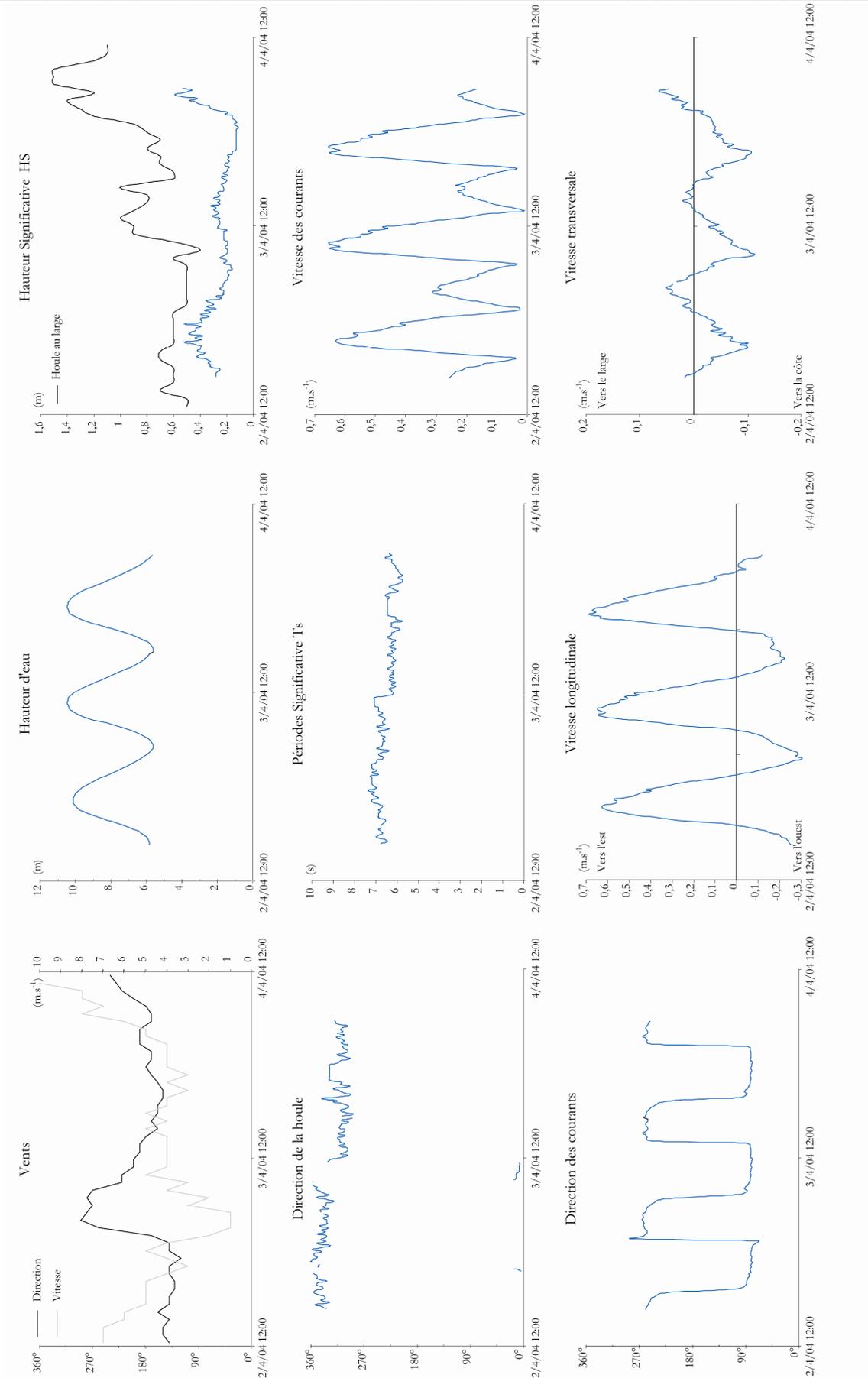


Figure.VI.7 : Données enregistrées au cours de la campagne de mars 2004 lors d'une période de temps calme, marées M17 à M19 au niveau des petits fonds.

II.1.1 La houle

Les données recueillies lors de la présence de conditions calmes nous ont permis de déterminer que l'impact des houles, pour ce type de conditions, est assez faible. La synthèse des informations et données (Fig.VI.8) nous permet de visualiser la dynamique et les caractéristiques générales des houles dans les petits-fonds proches et en bas d'estran (HS, TS et direction de la houle). Nous présenterons, pour chacune des caractéristiques étudiées, les données recueillies sur l'estran d'ouest en est, puis celles obtenues dans les petits-fonds et au large.

Au niveau de l'estran, les houles arrivent à la côte principalement du secteur nord, avec quelques variations le long du site. A l'ouest du site, au niveau du PMP (Fig.VI.5), les houles enregistrées arrivent principalement des secteurs nord-ouest à nord-est, mais certaines données montrent des houles provenant de la terre. Ces dernières peuvent s'expliquer par la proximité des infrastructures portuaires de l'avant port ouest et la présence d'une vaste plateforme au niveau de l'estran dans ce secteur. Cette vaste plateforme (environ 500 m (cf.fig.I.15)) étant balayée par un vent du sud, même léger, qui entraîne à marée haute la formation de vagues se dirigeant vers le large. Pour les points de mesures P1800, P800, P300 et P00 (Fig.VI.5 et VI.6), les houles arrivent à la côte avec un angle plus restreint centré sur le secteur nord. Pour le point de mesures le plus à l'est, le PDB (Fig.VI.6), l'angle s'ouvre un peu plus avec à nouveau, un angle d'arrivée des houles de nord-nord-ouest à nord-est. Au niveau des petits-fonds (Fig.VI.7), l'angle d'arrivée des houles est nettement plus ouvert, compris entre le nord-ouest et le nord-nord-est.

Les périodes significatives (TS), enregistrées lors de ces épisodes calmes, sont comprises entre 6 et 8 s, et sont semblables pour l'ensemble des points d'enregistrement que ce soit en bas de plage ou dans les petits-fonds. Des variations ont aussi été observées au niveau des hauteurs significatives (HS). En bas de plage, les houles arrivent à la côte avec des hauteurs comprises entre 0,05 et 0,5 m. Au niveau du PMP (Fig.VI.5), les hauteurs significatives sont comprises entre 0,2 et 0,5 m. Pour le P1800, P800 et P00, les valeurs de HS sont assez semblables avec les hauteurs comprises entre 0,05 et 0,5 m. Pour le P300 et le PDB (Fig.VI.6), les HS ont été moins importantes avec des valeurs comprises entre 0,1 et 0,2 m.

Ces variations observées sur l'estran s'expliquent par l'action des vents sur les houles enregistrées en bas de plage. En effet pour les marées M1 à M5 de novembre 2004 (Fig.VI.5),

les vents étaient de secteur sud tandis que pour les marées M20 et M21 de la campagne d'avril 2005 (Fig.VI.6), les vents étaient de nord à nord-ouest. Les vents de secteur sud étant opposés à la propagation générale de la houle en bas de plage, les hauteurs significatives sont susceptibles d'augmenter par le biais de ce vent contraire. Les houles les plus faibles au niveau du PMP sont plus importantes que pour les autres points de mesures en bas d'estran. L'action du vent sur cette zone de la plage caractérisée par une vaste plateforme peut expliquer cette différence. La pente en bas de plage est aussi plus importante dans ce secteur (cf.chp.I) et cette pente plus forte est susceptible d'entraîner des hauteurs plus importantes dans cette zone de la plage par rapport au reste du site. De plus, la différence d'altitude entre les points de mesures entraîne une variation de la tranche d'eau au niveau des appareils, pouvant expliquer des variations dans les résultats notamment entre le PMP et les autres points de mesures.

Au niveau des petits-fonds (Fig.VI.7), les valeurs enregistrées oscillent entre 0,1 et 0,5 m. Ces valeurs sont assez similaires à celles du bas de plage, la réfraction des houles s'effectuent donc plus au large. Les valeurs de HS obtenues à l'aide de la bouée *Sandettie Lightship* sont supérieures ou semblables à celles recueillies en bas de plage et dans les petits-fonds pour les mêmes périodes de mesures et événements météorologiques. Les données recueillies ont permis d'observer que les hauteurs de houle ont tendance à varier en fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau, avec des hauteurs plus importantes à marée haute, comme cela à été constaté sur les plages de la région (Sipka, 1998 ; Reichmüth et Anthony, 2002 et 2003 ; Reichmüth, 2003 ; Sedrati, 2006).

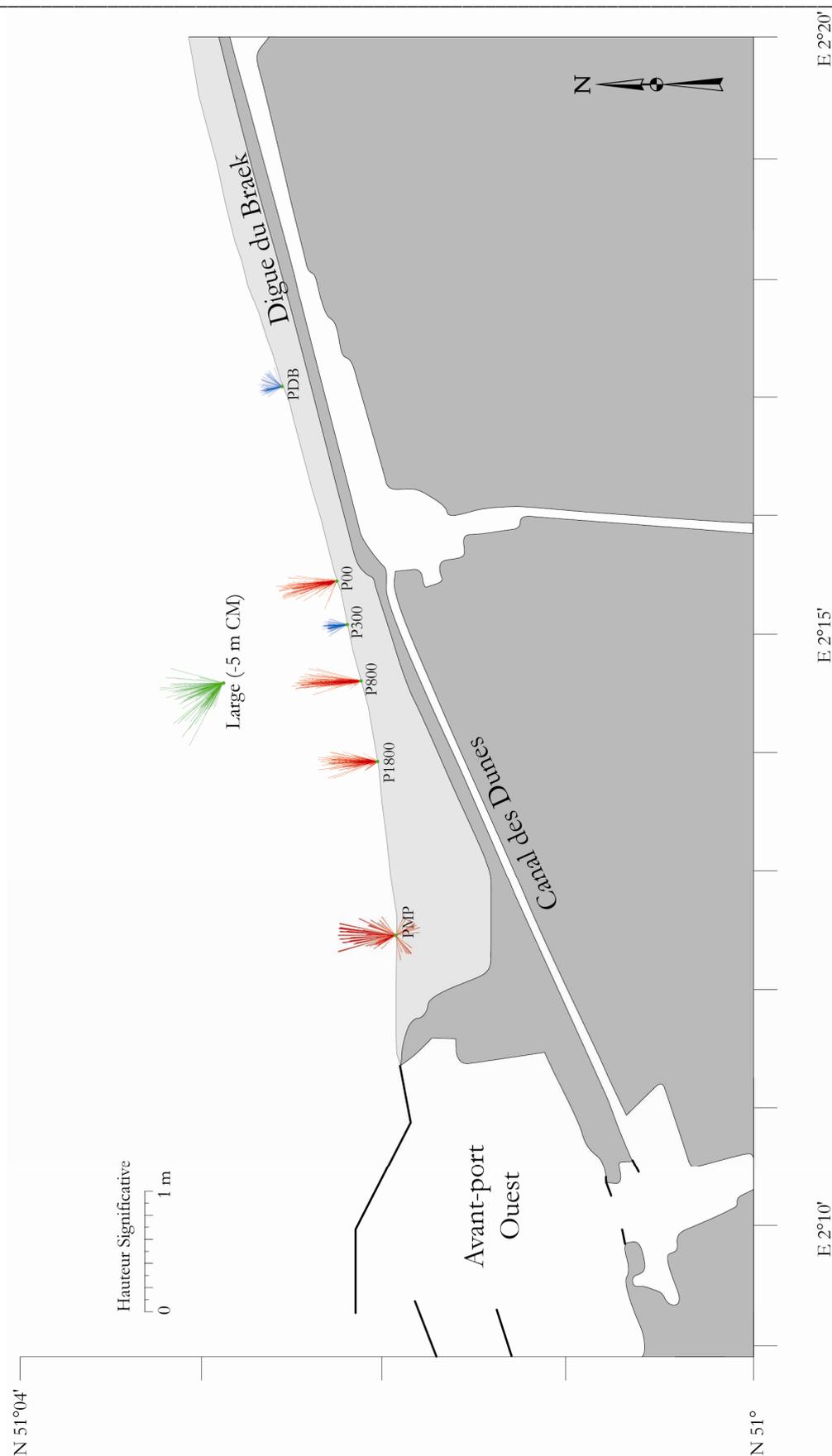


Figure.VI.8 : Planche de synthèse des données de houle enregistrées lors de temps calme (Hauteurs significatives et directions de la houle). En rouge : marées M20 et M21 campagne novembre 2004 ; en vert : marées M17 à M19 campagne mars 2004 ; en bleu : marées M1 à M5 campagne d'avril 2005.

II.1.2 Les courants moyens

Les différentes campagnes de mesures in situ ont aussi permis d'observer et de comprendre la dynamique des courants présents au niveau du site pour ces conditions de temps calme (Fig.VI.9). Les données utilisées ont été enregistrées lors des mêmes événements et marées que les données de houle présentées précédemment. Les données de courants ont été découpées en vitesse longitudinale (parallèle à la côte) et transversale (perpendiculaire à la côte) (cf.fig.II.15).

Au niveau du PMP (Fig.VI.5), le courant de flot est dirigé vers l'est et le courant de jusant vers l'ouest, avec en fin d'enregistrement pour la marée M2 un courant dirigé vers le large lié probablement à la vidange de la plateforme présente dans ce secteur de la plage. Les vitesses des courants dans cette zone sont inférieures à $0,4 \text{ m.s}^{-1}$, elles atteignent $0,35 \text{ m.s}^{-1}$ lors du flot et $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ lors du jusant. La position de l'appareil juste au-dessus du niveau moyen de la mer ($-0,56 \text{ m IGN}$) peut expliquer la courte durée des enregistrements et notamment la durée du courant de flot qui est plus long pour les autres points d'enregistrement situés plus bas sur l'estran. Nous pouvons retenir pour ce secteur la présence de courants assez faibles. L'appareil de mesure est situé légèrement plus haut sur l'estran au niveau du PMP, expliquant aussi les variations entre les données recueillis dans cette zone et sur le reste de l'estran où les appareils étaient à des altitudes similaires.

Dans le secteur du P1800 (Fig.VI.5), le courant de flot est dirigé vers l'est et le courant de jusant vers l'ouest et l'ouest-nord-ouest (de 270 à 290°). Les vitesses moyennes des courants sont plus fortes que celles enregistrées au niveau du PMP, et atteignent la vitesse de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$. Le courant de flot est plus intense avec des vitesses atteignant $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ contre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ pour le courant de jusant. L'analyse des composantes longitudinales et transversales pour ce point de mesure nous montre une nette domination de la composante longitudinale ($0,3 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'ouest à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'est) par rapport à la composante transversale ($0,15 \text{ m.s}^{-1}$ vers le large ou vers la plage).

Dans la zone du P800 (Fig.VI.5), le courant de flot est toujours dirigé vers l'est et le courant de jusant vers l'ouest/ouest-sud-ouest. Les vitesses des courants sont similaires à celles enregistrées au niveau du P1800, comprises entre $0,1$ et $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ en faveur du courant de flot qui atteint $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ contre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ pour le jusant avec une prédominance de la composante longitudinale ($0,25$ à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$) sur la composante transversale ($0,15 \text{ m.s}^{-1}$).



Figure.VI.9 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors de temps calme (vitesse et direction des courants). En rouge : campagne novembre 2004 ; en vert : campagne mars 2004 ; en bleu : campagne d'avril 2005.

Au niveau du P300 (Fig.VI.6), le courant de flot est dirigé vers l'est-nord-est et le courant de jusant vers l'ouest/ouest-nord-ouest. A partir de ce point de mesure, le courant de flot devient parallèle au trait de côte. Les vitesses moyennes des courants atteignent $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ lors du courant de flot et ne dépassent pas $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ pour le courant de jusant. La composante longitudinale, avec des vitesses similaires à celles du point P800, reste prépondérante par rapport à la composante transversale qui est nettement plus faible (inférieure à $0,1 \text{ m.s}^{-1}$). Au niveau du P00 (Fig.VI.5), le courant de flot est aussi dirigé vers l'est-nord-est et le courant de jusant vers l'ouest. Les vitesses moyennes ont atteint $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ lors du flot et $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ pour le courant de jusant. La composante longitudinale est toujours dominante avec des vitesses comprises entre $0,25$ et $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ contre des vitesses plus faibles pour la composante transversale (inférieur à $0,1 \text{ m.s}^{-1}$).

Au niveau du PDB (Fig.VI.6), la direction des courants est différente, le courant de flot reste parallèle à la côte dirigé vers l'est-nord-est, tandis que le courant de jusant est dirigé principalement vers le nord ce qui diffère totalement des directions du jusant sur les autres points d'enregistrement du site. Les vitesses moyennes du courant sont un peu plus élevées et atteignent $0,65 \text{ m.s}^{-1}$. Le courant de flot est toujours prédominant avec des vitesses maximales de $0,65 \text{ m.s}^{-1}$ contre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ pour le courant de jusant qui est moins marqué que sur le reste des points de mesures. La composante longitudinale domine toujours avec des vitesses de $0,65 \text{ m.s}^{-1}$, mais cette composante est uniquement dirigée vers l'est. La composante transversale ne dépasse pas les $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ et uniquement dirigé vers le large. Les enregistrements au niveau de ce point de mesures sont très différents au niveau de la direction des courants. Ce point de mesure est différent des autres par son estran peu large (250 m) et la présence de la digue du Braek en haut de plage.

Au niveau des petits-fonds (Fig.VI.7), le courant de flot est dirigé vers l'est et le courant de jusant vers l'ouest. Les vitesses moyennes des courants sont comprises entre $0,1$ et $0,65 \text{ m.s}^{-1}$, le courant de flot étant plus intense avec des vitesses allant jusque $0,65 \text{ m.s}^{-1}$ contre $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ pour le courant de jusant. Cette dissymétrie des courants de marées en faveur du courant de flot dirigé vers l'est est caractéristique de la circulation tidale dans la zone côtière du Nord de la France (Clabaut, 1988 ; Vicaire, 1991 ; Hemdane, 2006), bien qu'une symétrie de ces courants ou même une dominance des courants de jusant puisse être localement observée (Augris *et al.*, 1990 ; Héquette *et al.*, 2008b). La composante longitudinale prédomine avec des vitesses vers l'est de $0,65 \text{ m.s}^{-1}$ et de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'ouest. La composante transversale est nettement plus faible avec des vitesses d'environ $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ que ce soit vers le large ou vers la côte, même si ces dernières sont légèrement plus fortes.

Pour synthétiser, les courants tidaux sont orientés est/ouest dans les petits-fonds avec des vitesses assez importantes et une dominante longitudinale et un courant de flot plus intense que le courant de jusant. Nous observons une diminution de la vitesse de ces courants des petits-fonds vers la plage (sauf au niveau du PDB), cette décroissance dans l'intensité des courants du large vers la côte étant un phénomène connu le long des côtes du Nord-Pas-de-Calais (Augris *et al.*, 1990). Au niveau du bas de plage, la direction des courants fluctue selon le point d'enregistrement, ainsi que les vitesses. La zone la plus à l'ouest, le PMP, est une zone plus protégée avec les courants les plus faibles enregistrés pour ces conditions de temps calme. Dans la zone centrale, du P1800 au P00 on observe une légère rotation des courants tidaux lors du flot avec des courants de plus en plus dirigés vers l'est-nord-est, et des vitesses qui restent assez semblables quelque soit le point de mesures en bas d'estran. Au niveau de la digue du Braek et du point de mesures PDB, les courants sont de nouveau plus intenses et le courant de jusant n'est plus dominé par la composante longitudinale contrairement aux autres points d'enregistrements que ce soit en bas de plage ou dans les petits-fonds. En général, les données enregistrées sont semblables à la celles présentes le long des côtes de la région avec un courant de flot à dominante longitudinale dirigé vers la Belgique et un courant de jusant à dominante longitudinale dirigé vers l'ouest. Une diminution de la vitesse des courants au moment de la renverse s'effectue environ 2 h après l'étale de marée comme le long du littoral Nord-Pas-de-Calais (Sipka et Anthony, 1999 ; Reichmüth, 2003, Anthony *et al.*, 2004 ; Oblinger et Anthony, 2005 ; Sedrati, 2006 ; Oblinger, 2008).

II.1.3 L'impact des variations d'amplitude de la marée sur les courants

Après avoir présenté les conditions hydrodynamiques en période calme, nous avons pu voir que certains secteurs avaient une dynamique très complexe, notamment au niveau du PMP et du PDB. Nous avons décidé d'analyser l'impact de l'amplitude de la marée sur la circulation hydrodynamique du site d'étude lors de ces conditions de temps calme. Nous avons recensé, pour les différents points de mesures, les hauteurs significatives de la houle ainsi que la vitesse et la direction des courants, afin d'observer d'éventuelles variations dans les enregistrements de houle et de courants selon le coefficient de marée (Fig.VI.10).

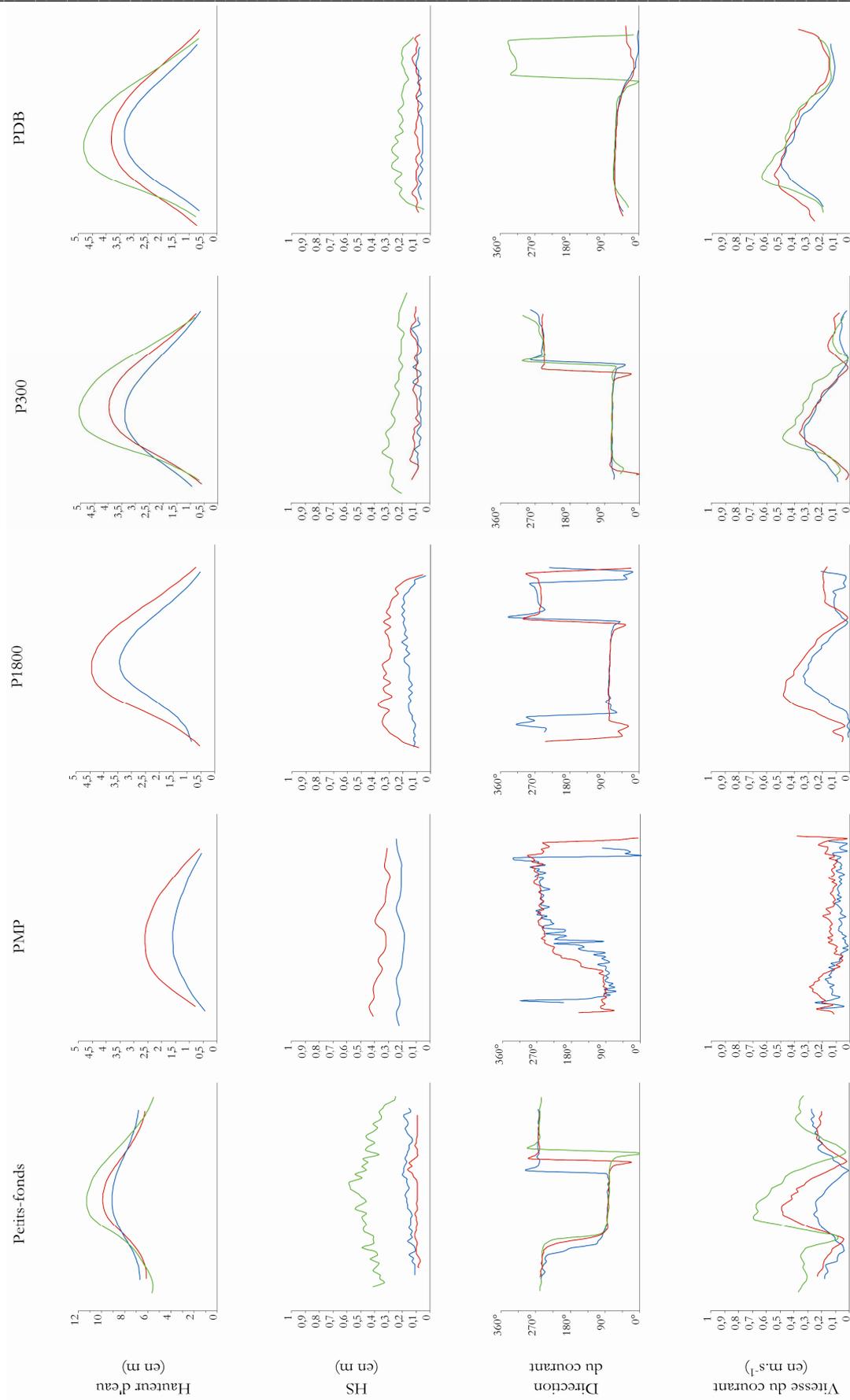


Figure.VI.10 : Impact de l'amplitude de la marée sur les agents dynamiques au niveau des petits-fonds, du PMP, du P1800, du P300 et du PDB. En bleu : marée de morte-eau ; en rouge : marée moyenne ; en vert marée de vive-eau.

Les données utilisées ont été recueillies lors de conditions de morte-eau (coefficient < 45), de vive-eau (coefficient > 95) et de marée moyenne (coefficient de 70 environ). Elles ont été recensées au niveau des petits-fonds, du PMP (zone de la plateforme), du P1800 (plage à barres et à bâches), du P300 (plage lisse à falaise dunaire) et du PDB (plage adossée à une digue) afin de couvrir l'ensemble du site.

Au niveau des petits-fonds (Fig.VI.10), les hauteurs significatives restent similaires lors des marées de morte-eau et des marées moyennes, mais elles augmentent lors des marées de vive-eau, cette augmentation peut aussi être liée à un vent légèrement plus intense lors de cette marée de vive-eau. Pour les courants, les variations de la direction des courants sont peu perceptibles, elles apparaissent au niveau de la vitesse des courants avec une augmentation de la vitesse des courants en fonction de l'amplitude de la marée. Au niveau du PMP (Fig.VI.10), nous ne disposons pas de données pour les marées de vives-eaux, les hauteurs significatives sont plus élevées lors des marées moyennes par rapport aux marées de mortes-eaux. Pour les courants, les directions ne varient pas beaucoup avec un courant de jusant plus présent que sur tous les autres points de mesures. Les vitesses ne varient pas et restent très faibles dans ce secteur du site. Au niveau du P1800 (Fig.VI.10), les données pour les marées de vives-eaux n'ont pu être recueillies comme au niveau du PMP. Les hauteurs significatives et la vitesse des courants augmentent avec l'amplitude de la marée tandis que la direction des courants n'est nullement affectée. Au niveau du P300 (Fig.VI.10), les hauteurs significatives n'évoluent pas ou peu entre les marées de mortes-eaux et les marées moyennes, elles augmentent lors des marées de vives-eaux. Au niveau des courants, la direction reste stable tandis que pour les vitesses une augmentation se produit lors des marées de vives-eaux comme pour les hauteurs significatives. Pour la zone du PDB (Fig.VI.10), les hauteurs significatives augmentent lors des marées de vives-eaux. Pour les courants, une variation dans la direction a été enregistrée pour les marées de vives-eaux. Le courant de flot ne varie pas tandis que le courant de jusant est dirigé, vers le nord/nord-est lors des marées de mortes-eaux et des marées moyennes, et vers le nord/nord-ouest lors des marées de vives-eaux. Pour les vitesses, une légère accélération est visible lors des marées de vives-eaux au cours de la marée montante, et restent stables pour la phase descendante.

Pour synthétiser, les hauteurs significatives augmentent principalement lors des marées de vives-eaux. Cette augmentation des hauteurs significatives en fonction du cycle de marée a été démontrée aussi sur d'autres plages à barres et à bâches et à fort marnage du Nord de la France (Reichmüth, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004, 2005, Sedrati, 2006). La direction des courants n'est pas affectée par l'influence du type de marée sauf au niveau du PDB lors de

marées de vives-eaux. Les vitesses des courants augmentent en fonction de l'amplitude de la marée dans les petits-fonds, mais au niveau de l'estran cette augmentation est présente avec une moins grande ampleur.

II.2 Les conditions par temps agité

Les différentes campagnes de mesures in situ nous ont permis d'acquérir des données pour des conditions météorologiques différentes et donc des conditions hydrodynamiques variées. Nous avons pu ainsi rassembler des données pour les trois grands secteurs de vents forts au niveau de la région d'étude. Tout d'abord les vents du grand secteur ouest, allant du sud-ouest au nord-ouest en passant par l'ouest qui sont les plus fréquents sur cette façade du littoral du Nord-Pas-de-Calais. Ces conditions ont été présentes lors de plusieurs campagnes et ont permis d'observer et d'analyser les caractéristiques hydrodynamiques sur l'ensemble du site. Nous avons recueilli aussi des données lors d'un épisode de conditions agitées de secteur est, deuxième secteur des vents importants sur nos côtes, mais sur une petite partie du site. Enfin, nous avons eu la chance de recueillir des données lors d'un épisode de vents forts de secteur nord, vents particulièrement morphogènes sur ces côtes (Chaverot, 2006).

II.2.1 Conditions hydrodynamiques pour des vents du grand secteur ouest

Les vents de secteur ouest sont les plus fréquents sur la façade méridionale de la mer du Nord (cf.fig.I.6). Lors de nos campagnes de mesures, nous avons pu observer assez fréquemment des vents d'ouest, qu'il s'agisse de vents modérés (entre 5 et 8 m.s⁻¹), de coups de vents (entre 9 et 12 m.s⁻¹) ou de vents forts (> 12 m.s⁻¹). Lors des différentes campagnes de mesures in situ, des épisodes de vents d'ouest plus ou moins intenses ont pu être observés, nous permettant d'avoir une vision générale des caractéristiques de la houle et des courants sur une grande partie de la zone d'étude pour ce type de conditions agitées. Nous avons utilisé, à titre d'exemples, les marées M22 à M25 lors de la campagne de mars 2004, et les marées M11 et M12 lors de la campagne d'avril 2005. La campagne de mars 2004 nous a permis d'obtenir des données pour la zone des petits-fonds et du PMP, et la campagne d'avril 2005 pour les zones du P800, P300 et PDB. Les conditions de vents d'ouest, assez intenses lors de ces deux campagnes, ont permis d'obtenir des informations sur les conditions hydrodynamiques lors de tels forçages sur l'ensemble du site.

II.2.1.1 La houle

Les caractéristiques de la houle recueillies au cours de ces conditions agitées d'ouest sont différentes de celles présentes lors de conditions calmes quel que soit le point d'enregistrement (Fig.VI.11 et VI.12). Dans les petits-fonds, les hauteurs significatives sont comprises entre 0,3 et 1,2 m contre 0,2 et 0,5 m lors de périodes calmes. Les hauteurs les plus importantes sont enregistrées lors des périodes de marées basses (Fig.VI.11A). La diminution de la colonne d'eau entraîne donc une élévation de la hauteur des houles. Cependant, entre la marée M24 et M25, cette élévation des hauteurs significatives n'est pas présente alors que les vents sont toujours de secteur ouest et que leur vitesse n'a pas subi de variations majeures. Lors des marées hautes, les hauteurs sont nettement inférieures et sont comprises entre 0,2 et 0,4 m. Les périodes significatives diminuent légèrement passant de 6 s pour la marée M20 (vent faible) à 5s pour les marées M24 et M25 (vents d'ouest supérieur à 10 m.s-1). Les houles enregistrées arrivent du secteur nord-ouest (Fig.VI.12) tandis qu'elles arrivaient du nord lors des conditions calmes (Fig.VI.8). Cette variation n'est pas visible sur la figure VI.11A, mais la comparaison des figures de synthèses VI.8 et VI.12 nous le montre plus facilement.

Au niveau du bas de plage les caractéristiques de la houle diffèrent aussi de celles présentées lors de conditions calmes. Pour la zone du PMP, les hauteurs significatives sont comprises entre 0,5 et 0,6 m contre 0,15 et 0,5 m pour les périodes calmes. Les houles arrivent à la côte avec une hauteur plus importante que dans les petits-fonds (Fig.VI.11A). Nous ne disposons pas de données pour cette zone pour les marées M24 et M25. Les périodes significatives sont légèrement plus faibles de 4 à 6 s contre 5 à 7 s en temps calme. La houle arrive à la côte aussi du secteur nord-ouest comme dans les petits-fonds, ce qui diffère des houles lors de conditions calmes qui arrivent à la côte avec un plus grand angle de nord-ouest à nord-est.

Au niveau du P800 (Fig.VI.11B), les données recueillies ont été enregistrées par un ADCP se situant dans une bêche, cette localisation pouvant expliquer certaines données. Les hauteurs significatives sont comprises entre 0,4 et 0,8 m contre 0,5 m au maximum lors de périodes de temps calme. Les hauteurs sont plus élevées que pour les points d'enregistrement P300 et PDB, ceci s'expliquant par la localisation de l'appareil de mesure dans une bêche. Cependant, ces hauteurs doublent quasiment lors du passage en conditions agitées d'ouest. La direction des houles à la côte est aussi de secteur nord-ouest comme pour les points de mesures précédents.

Chapitre VI : Circulation hydrodynamique et impact des forçages météo-marins sur l'évolution morphologique à court terme

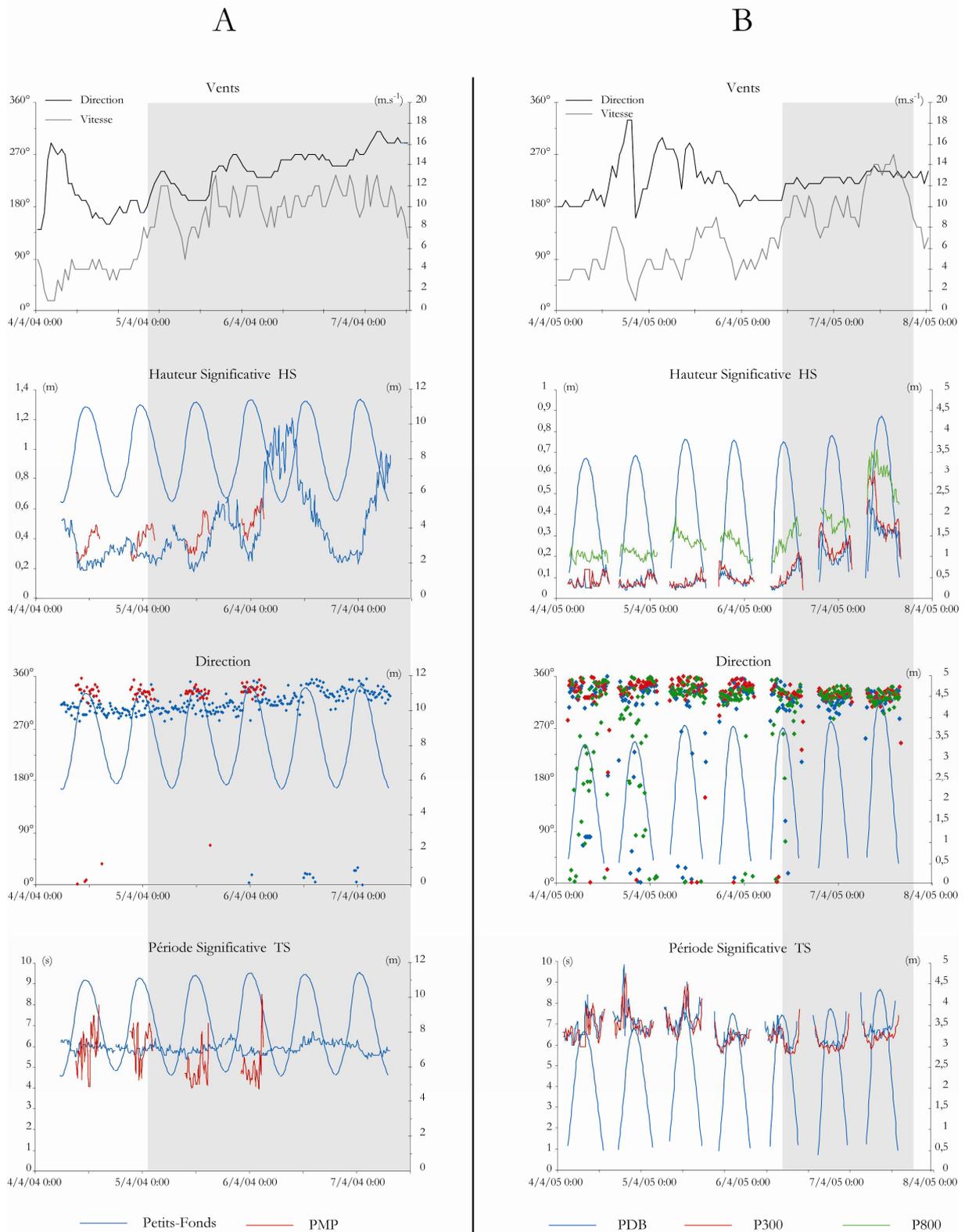


Figure.VI.11: Caractéristiques de la houle pour des conditions de temps agité d'ouest. A : Marées M20 à M25 de la campagne de mars 2004. B : Marées M6 à M12 de la campagne d'avril 2005.

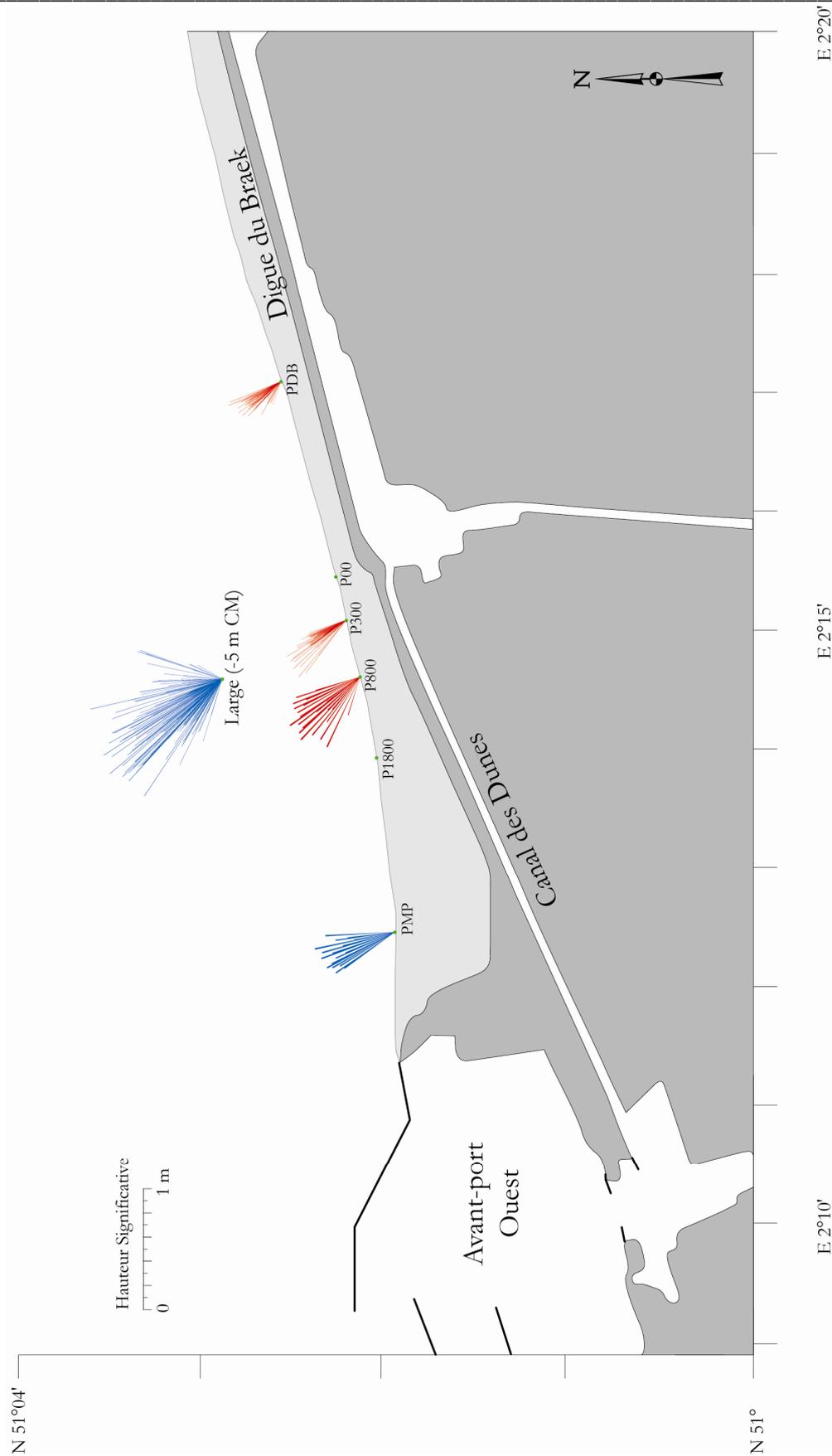


Figure.VI.12 : Planche de synthèse des données de houle enregistrées lors de conditions agitées d'ouest (Hauteurs significatives et directions de la houle). En bleu : marées M22 à M25 campagne de mars 2004 ; en rouge : marées M11 et M12 campagne d'avril 2005.

Au niveau du P300 (Fig.VI.11B), les hauteurs significatives sont comprises entre 0,4 et 0,6 m. Ces hauteurs ont fortement augmenté par rapport aux marées précédentes alors qu'elles ne dépassaient pas 0,2 m. Les périodes significatives sont comprises entre 6 et 8 s. La direction des houles à la côte est différente de celles enregistrées lors de conditions calmes, les houles arrivent à la côte par le secteur nord-ouest alors qu'elles arrivaient du secteur nord lors d'épisodes calmes. Au niveau du PDB, les hauteurs des houles sont comprises entre 0,3 et 0,45 m et augmentent aussi lors du passage en condition agitée d'ouest. Les périodes significatives sont de 6 à 8 s et la direction d'arrivée des houles à la côte passe au secteur nord-ouest alors qu'elle était de secteur nord lors de conditions calmes (Fig.VI.12).

Ce qu'il faut retenir de la synthèse des données de houles recueillies lors de conditions de temps agité de secteur ouest (Fig.VI.12) :

- Les houles arrivent à la côte par le nord-ouest, alors qu'elles arrivaient du nord pour les périodes calmes que ce soit pour le bas de plage ou les petits-fonds. La réfraction des houles est moins importante que lors des conditions de temps calme. Les houles au large n'ont sûrement pas la même direction que lors des périodes calmes, ce qui peut expliquer cette différence lors de la réfraction des houles dans les petits-fonds et en bas de plage.
- Les périodes significatives diminuent légèrement au niveau des petits-fonds du PMP et du P800 tandis que le reste du site garde des périodes similaires à celles enregistrées pour un temps calme.
- Les hauteurs significatives de la houle augmentent légèrement lors de ces conditions au niveau des différents points de mesures, que ce soit dans les petits-fonds ou en bas de plage avec une augmentation qui s'atténue vers l'est. La bathymétrie des petits-fonds est une source d'explication dans cette variation longitudinale en bas de plage.
- Si nous reprenons l'analyse de propagation de la houle réalisée à l'aide du modèle SWAN, pour des houles de nord-ouest, la modélisation ne nous donne pas tout à fait les mêmes résultats, mais les petits-fonds proches de la zone d'étude ont pu évoluer entre 2000 et 2004, date de l'enregistrement, changeant ainsi la propagation et l'atténuation des houles. De plus, le modèle a ses limites, et la zone proche de la côte entre le bas de plage et les petits fonds n'est pas prise en compte par le modèle.

II.2.1.2 Les courants

En ce qui concerne les courants (Fig.VI.13 et VI.14), l'impact des conditions agitées d'ouest est aussi visible que ce soit au niveau de la direction ou de la vitesse moyenne. Dans les petits-fonds (Fig.VI.13A), la direction générale des courants n'est pas affectée, le courant de flot est toujours dirigé vers l'est et le courant de jusant vers l'ouest. La vitesse des courants augmente légèrement que ce soit pendant le flot ($0,8 \text{ m.s}^{-1}$) ou le jusant ($0,35 \text{ m.s}^{-1}$). La composante longitudinale domine toujours avec un renforcement des vitesses surtout lors du courant de jusant ($0,4 \text{ m.s}^{-1}$ contre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ lors de conditions calmes). La composante transversale reste moins importante, mais les vitesses augmentent pour atteindre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ que ce soit vers le large ou vers la plage.

En bas de plage, les variations sont plus importantes et visibles. Dans la partie ouest du site, au niveau du PMP (Fig.VI.13A), la direction du courant est différente à celle présente lors de conditions calmes. Le courant de flot est dirigé vers l'est mais est très court, à mi-marée montante le courant passe alors à l'ouest jusqu'à la fin de l'enregistrement. Nous sommes sûrement en présence d'un courant de gyre présent en arrière des jetées de l'avant-port Ouest. Les vitesses moyennes des courants restent assez faibles ne dépassant pas $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ sauf lorsque la couche d'eau devient plus faible en début et fin de marée. Au niveau du P800 (Fig.VI.13B), le courant est unidirectionnel, dirigé vers l'est-nord-est sur l'ensemble de la marée. Ce courant est assez rapide $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ lors de la marée montante puis diminue avec la marée descendante pour atteindre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ au maximum. Le courant de flot se met en place lors de la marée montante puis sa vitesse diminue sans que le courant de jusant ne puisse se mettre en place. Au niveau du P300, les données sont similaires à celles recueillies au niveau du P800, avec un courant unidirectionnel vers l'est-nord-est et des vitesses semblables. L'analyse en composante longitudinale et transversale montre la prédominance de la composante longitudinale, avec des vitesses atteignant $0,6 \text{ m.s}^{-1}$, tandis que la composante transversale reste très faible avec des vitesses ne dépassant pas $0,1 \text{ m.s}^{-1}$. Au niveau du PDB, le courant est toujours unidirectionnel dirigé aussi vers l'est-nord-est. Les vitesses des courants sont nettement plus élevées avec des courants atteignant $1,2 \text{ m.s}^{-1}$ à la mi-marée montante alors qu'elles n'atteignent que $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ pendant la marée. La composante longitudinale prédomine fortement (1 m.s^{-1}) par rapport à la composante transversale où les vitesses ne dépassent pas $0,15 \text{ m.s}^{-1}$, ce qui représente un autre changement par rapport aux conditions calmes où la composante transversale était plus importante.

Chapitre VI : Circulation hydrodynamique et impact des forçages météo-marins sur l'évolution morphologique à court terme

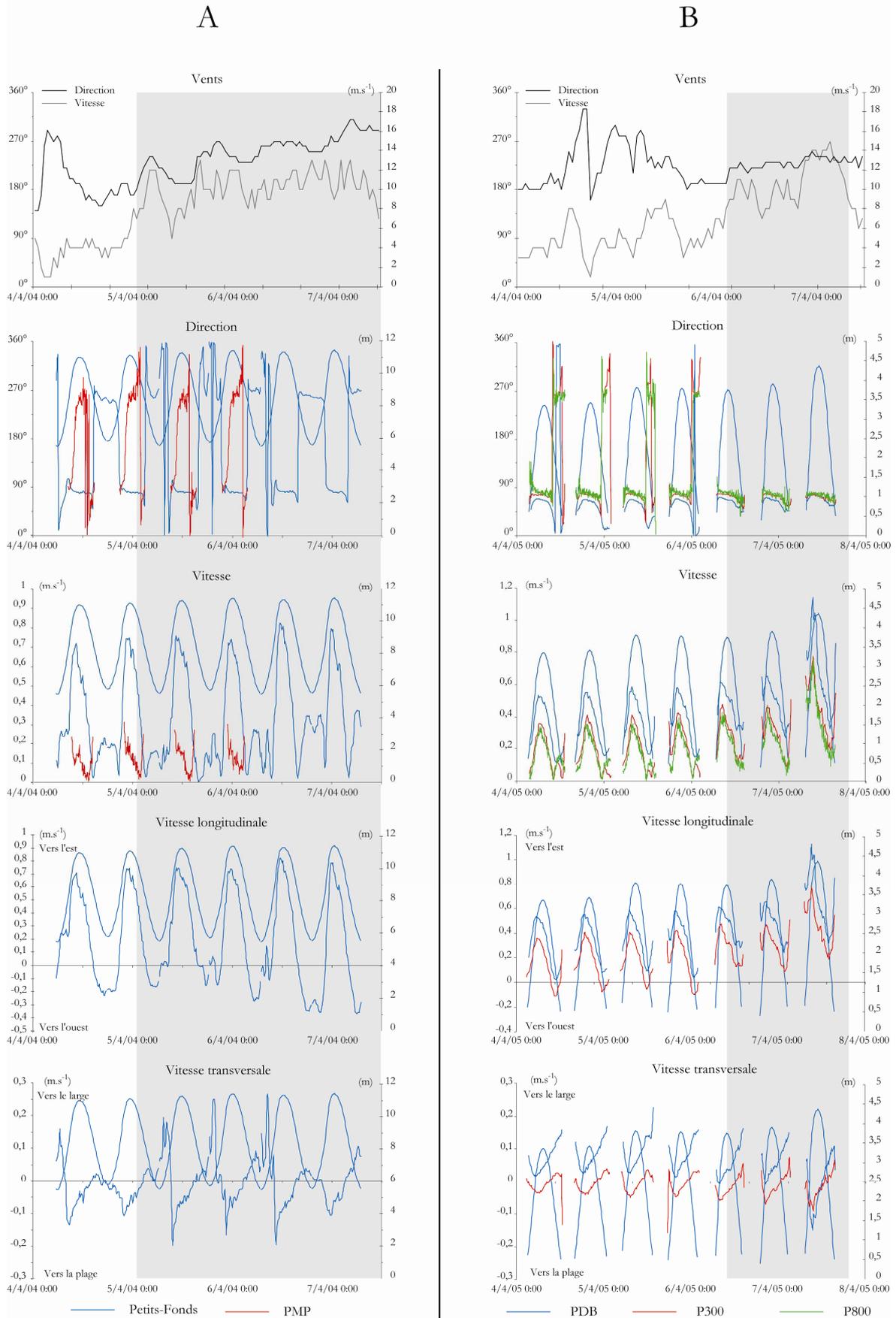


Figure.VI.13 : Caractéristiques des courants pour des conditions de temps agité d'ouest. A : Marées M20 à M25 de la campagne de mars 2004. B : Marées M6 à M12 de la campagne d'avril 2005.

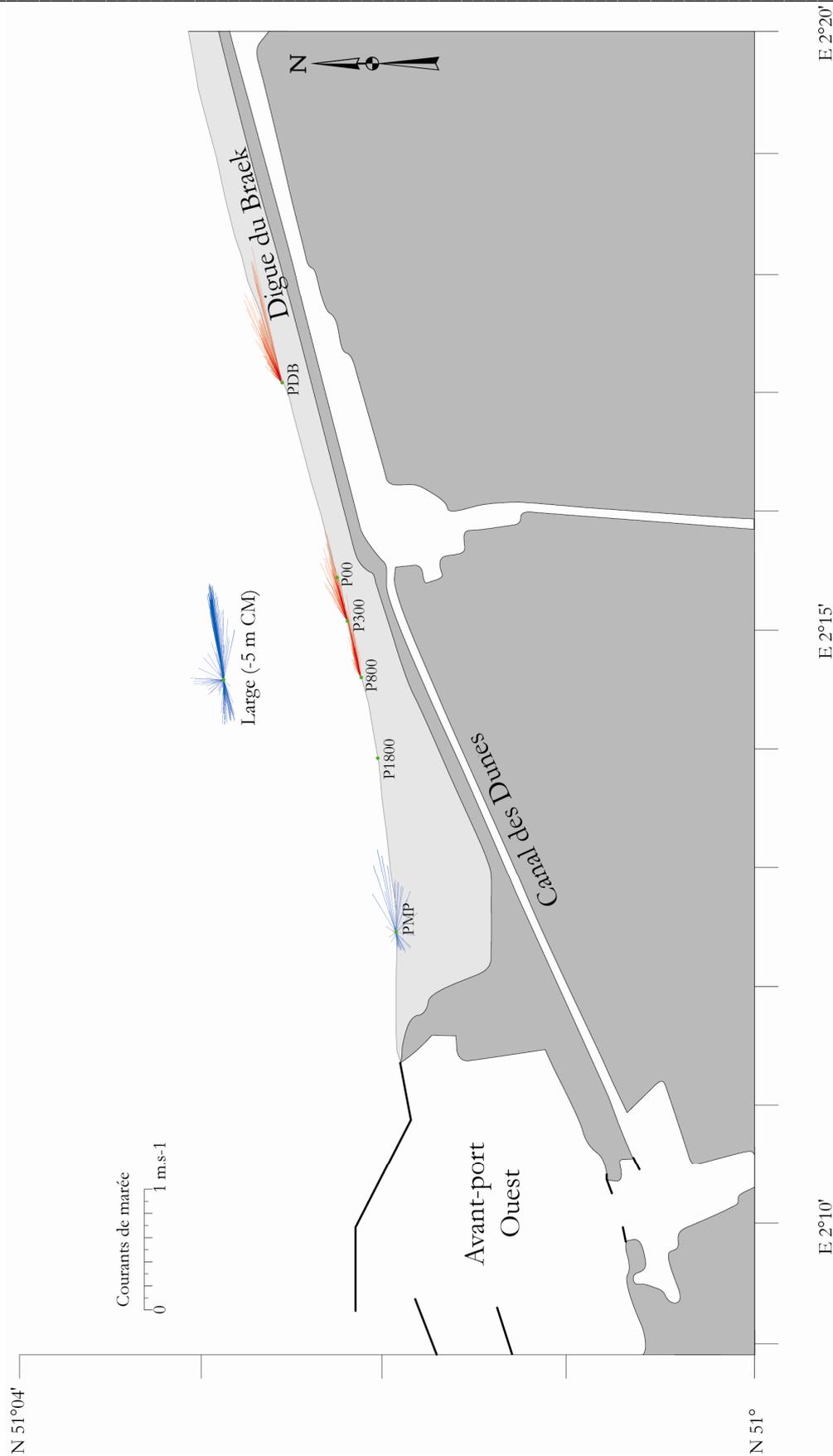


Figure.VI.14 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors de conditions agitées d'ouest (Vitesses et directions des courants). En bleu : marées M22 à M25 campagne de mars 2004 ; en rouge : marées M11 et M12 campagne d'avril 2005.

Ce qu'il faut retenir de la synthèse des données de courants recueillies lors de conditions de temps agité de secteur ouest (Fig. VI.14) :

- Au niveau des petits-fonds, les courants ne subissent que faiblement l'impact des conditions de fort vent de secteur ouest avec une légère augmentation du courant de flot et du courant de jusant. Ces courants ne subissent aucune variation dans leur direction et la composante longitudinale reste prédominante.

- Au niveau du PMP, la variation principale est l'apparition d'un courant de gyre avec un flot court et des vitesses faibles. Le courant se dirige alors vers l'ouest tandis qu'il reste dirigé vers l'est dans les petits-fonds. Le courant reste alors dirigé vers l'ouest pour le reste de la marée même lors du passage au courant de jusant.

- Pour le reste du site, un renforcement du courant de flot et une annihilation du courant de jusant ont été enregistrés. Ce courant est parallèle au trait de côte, plus rapide avec une accélération vers l'est pour atteindre des vitesses de $1,2 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du PDB. Le courant de jusant qui apparaît à mi marée descendante pour des conditions de temps calme, ne peut se mettre en place car le forçage par le vent des courants de secteur ouest agit directement sur la faible tranche d'eau est engendre un courant longitudinal empêchant la mise en place du courant de jusant. Au niveau du PDB, la composante longitudinale devient prédominante alors que lors des conditions de temps calme la composante transversale a une importance lors du courant de jusant. Toutes ces données mettent en évidence le rôle du vent sur l'hydrodynamique des plages, phénomène déjà décrit lors de conditions similaires sur le littoral de la région (Reichmüth, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004, 2005, Sedrati, 2006).

II.2.2 Conditions hydrodynamiques pour des vents de secteur est et nord-est

Au cours de nos différentes campagnes, nous avons essayé d'observer la circulation hydrodynamique du site pour des conditions agitées de secteur est à nord-est qui sont assez fréquentes sur notre façade littorale. Lors des différentes campagnes de mesures les conditions de vent d'est fort à très fort ont été très rares, les seuls enregistrements n'ont eut lieu qu'au cours de la campagne de mars 2004 lors de laquelle des conditions d'est légèrement agitées étaient présentes. Les données recueillies ne couvrent qu'une petite partie du site, c'est à dire les petits-fonds, le PMP et le P300 où seules les données de houle sont disponibles. Malgré cette petite surface couverte, les données permettent de mieux connaître les conditions de houle et de courants pour ces points d'enregistrement et de proposer des hypothèses pour le reste du site et pour des conditions plus intenses. Les données présentées ont été recueillies

lors des marées M11 et M12 de la campagne de mars 2004, avec des vents de secteur est à nord-est avec des vitesses comprises entre 8 et 12 m.s⁻¹ (Fig.VI.15).

II.2.2.1 La houle

Les données enregistrées au cours de cet événement (Fig.VI.15 et VI.16) permettent de connaître les caractéristiques de la houle pour des conditions agitées de secteur est. Au niveau des petits-fonds, les hauteurs significatives atteignent 0,4 à 0,5 m dès que le vent d'est se met en place alors que pour les marées précédentes au coup de vent, les hauteurs sont plus faibles, inférieures à 0,2 m. La houle provient principalement du secteur nord, et les périodes significatives diminuent lors du coup de vent d'est, passant de 8 à 9 s pour les marées M8 à M10, à 6 s pour les marées M11 et M12. Au niveau du bas de plage, des données ont été recueillies au niveau du PMP et du P300. Dans la zone ouest (PMP), les hauteurs significatives augmentent aussi entre les marées calmes M9 et M10 (0,3 à 0,4 m) et les marées M11 et M12 avec vent d'est (supérieures à 0,5 m). Les hauteurs lors du coup de vent sont similaires à celles enregistrées dans les petits-fonds, et par temps calme elles sont supérieures à celles enregistrées pour les autres points d'enregistrement. Ce phénomène a déjà été observé lors de la présentation des caractéristiques de la houle par temps calme et par conditions agitées d'ouest. La pente du bas de plage, plus forte dans cette zone (cf.fig.I.15 et tab.I.3), est responsable de ce phénomène. Les houles arrivent à la côte par le secteur nord alors qu'on s'aperçoit que lors des marées M9 et M10 des houles ont été enregistrées du sud et de l'ouest (points verts sur la figure.VI.15). Les périodes significatives augmentent légèrement pour passer de 4 s, pour la marée M10, à 6s, pour la marée M12. Au niveau P300, les données sont similaires à celles enregistrées dans les petits-fonds que ce soit pour les hauteurs significatives ou les périodes significatives, la seule petite variation concerne la direction de la houle à la côte avec un angle d'arrivée beaucoup plus étroit et orienté nord (Fig.VI.16).

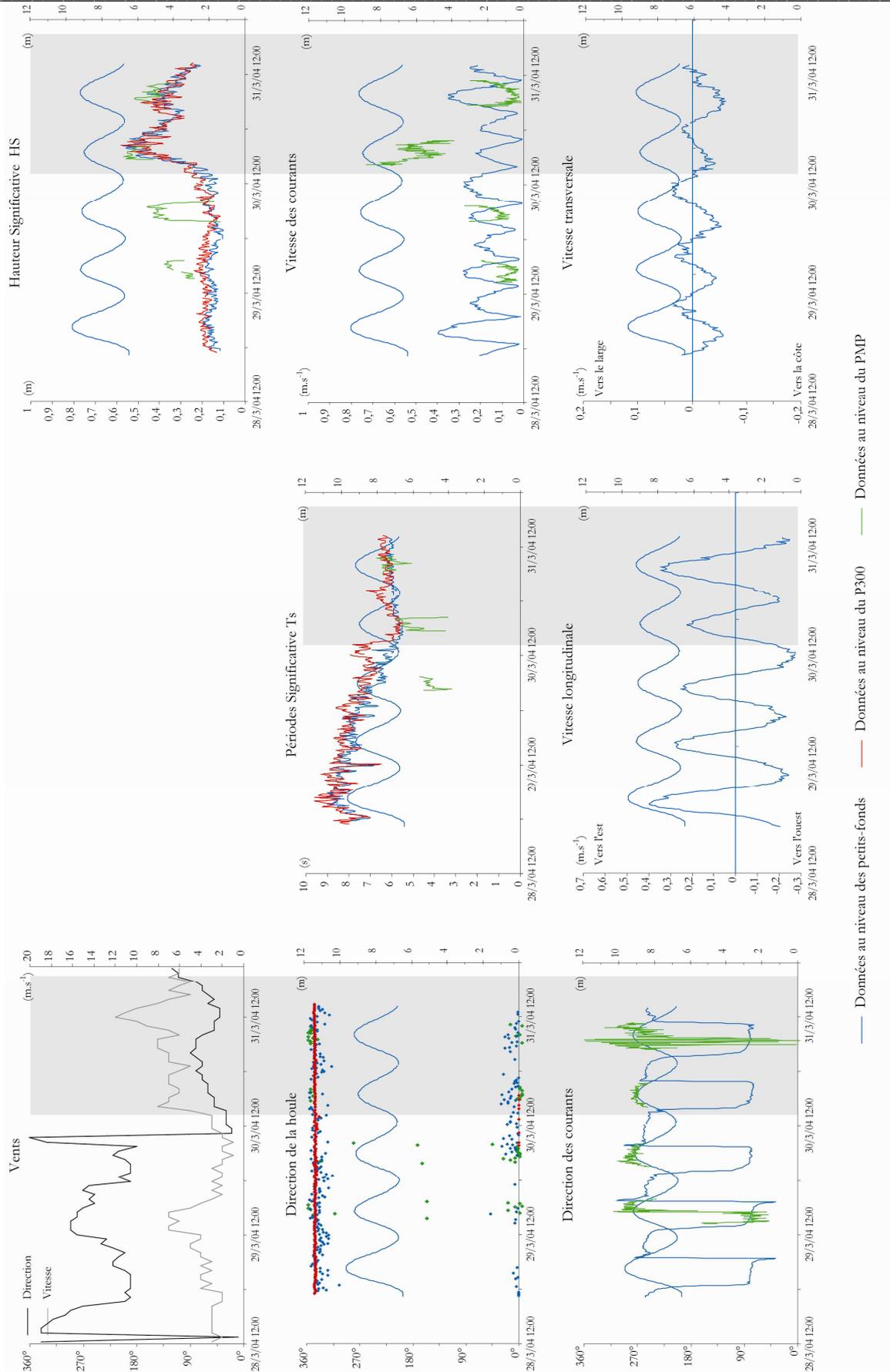


Figure.VI.15 : Données enregistrées au cours de la campagne de mars 2004 lors d'une période de temps agité de secteur est, pendant les marées M8 à M12.

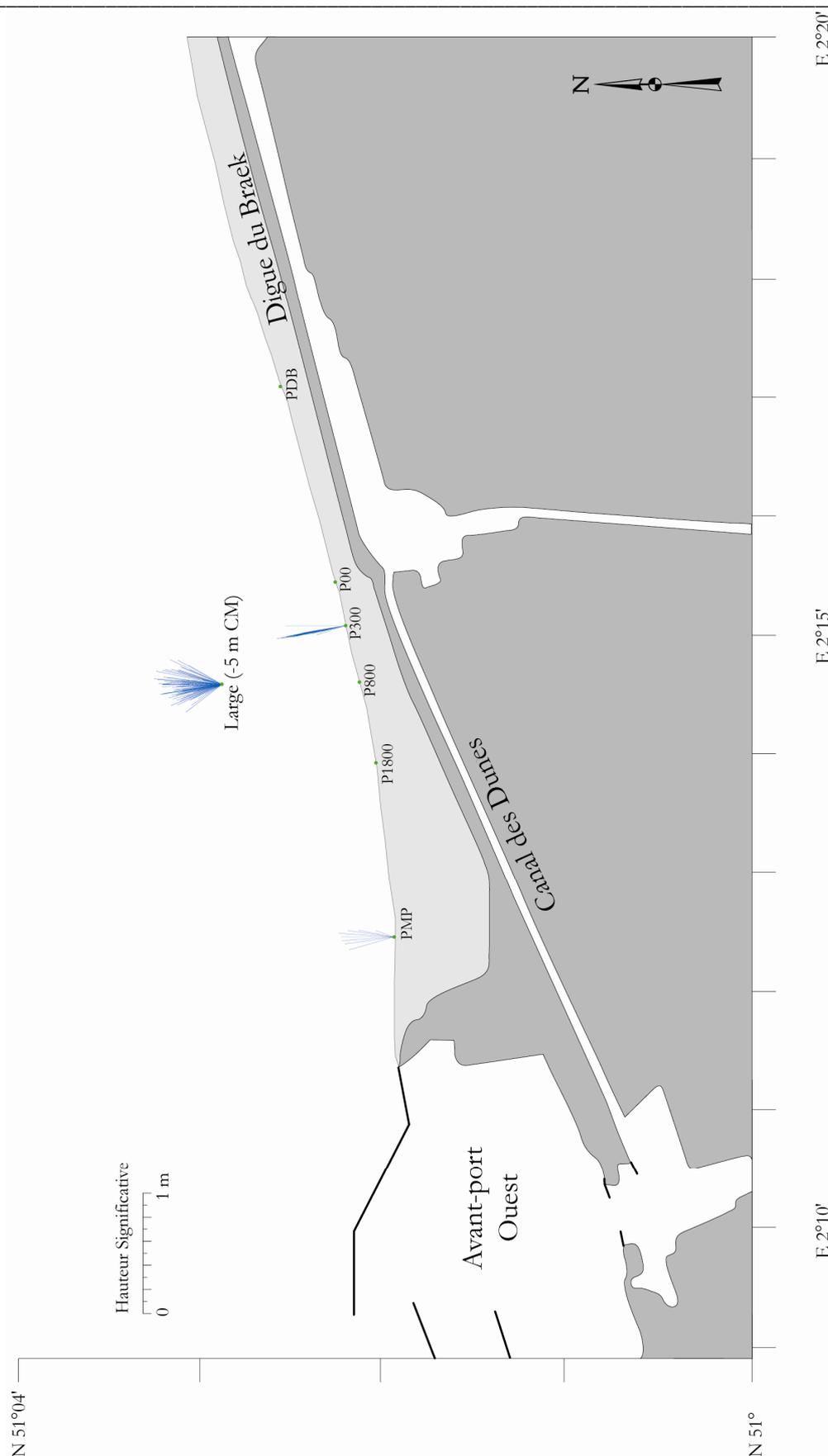


Figure.VI.16 : Planche de synthèse des données de houle enregistrées lors d'une période agitée de secteur est (Hauteurs Significatives et directions de la houle). Données des marées M11 et M12 lors de la campagne de mars 2004.

II.2.2.2 Les courants

Au niveau des courants (Fig.VI.15 et VI.17) les changements sont aussi visibles. Dans les petits-fonds, le courant de flot est toujours dirigé vers l'est et le courant de jusant vers l'ouest. La vitesse du courant de flot diminue passant de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ lors de M8 à $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ lors de M11 contrairement à la vitesse du courant de jusant qui ne varie pas. Le vent d'est engendre un ralentissement du courant de flot. Cependant, lors de la marée M12, la vitesse du flot augmente de nouveau bien que le vent souffle plus intensément, mais ce dernier est passé au nord-est et son influence est peut-être moindre sur le courant de flot. La composante longitudinale reste prépondérante avec une composante transversale très faible inférieure à $0,05 \text{ m.s}^{-1}$.

Au niveau du PMP (seul point d'enregistrement des données de courants en bas de plage), les résultats sont différents. Pour la marée M11, le courant est dirigé uniquement vers l'ouest alors que le courant de flot est habituellement dirigé vers l'est. Les vitesses augmentent et sont comprises entre $0,4$ et $0,7 \text{ m.s}^{-1}$, alors que lors des marées M9 et M10 les vitesses ne dépassent pas $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. Lors de la marée M12, la direction des courants est plus changeante, du nord-ouest au sud-ouest lors du courant de flot et vers l'ouest lors du courant de jusant. Les variations observées lors du flot résultent sûrement de l'impact de l'effet de gyre observé dans cette zone. Les vitesses lors de cette marée redeviennent très faibles et ne dépassent pas $0,2 \text{ m.s}^{-1}$.

Les données recueillies ne sont que partielles, mais apportent néanmoins des informations utiles. Au niveau des petits fonds, le courant de flot est légèrement ralenti par le vent d'est, mais dès que celui-ci passe au nord-est son effet est moindre malgré des vitesses supérieures. Au niveau du bas de plage, les données enregistrées ne permettent de connaître l'action de ces conditions que dans la partie ouest du site. La vitesse du courant augmente lors des vents d'est et le courant devient unidirectionnel vers l'ouest faisant disparaître le courant de flot. Si le vent passe au nord-est, ce forçage existe toujours, mais la direction des courants est plus changeante. Le manque de données sur le reste du site ne permet que de formuler l'hypothèse que ce forçage météo-marin agit de façon semblable que ce soit au centre du site (P800 et P300) ou dans sa partie est (PDB) bien qu'il ne faille pas négliger l'impact de la digue du Braek en haut de plage dans cette zone.

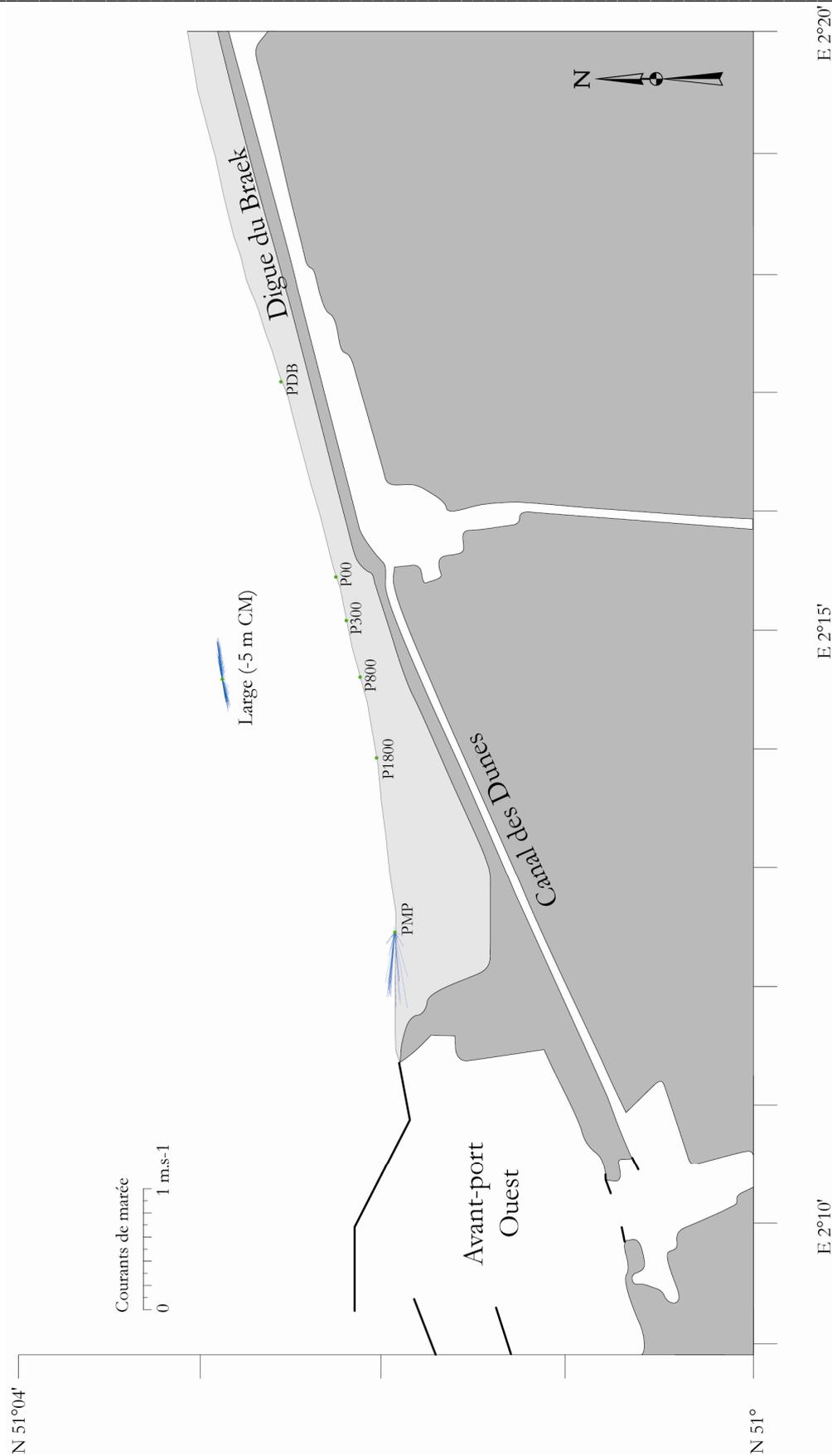


Figure.VI.17 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors d'une période agitée de secteur est (vitesse et direction des courants). Données des marées M11 et M12 lors de la campagne de mars 2004.

II.2.3 Conditions hydrodynamiques pour des vents de nord

Lors de la campagne d'avril 2005, des données ont été enregistrées lors d'un coup de vent de secteur nord associé à des marées de vives-eaux dont les coefficients étaient supérieurs à 100. Ces conditions ont été présentes lors des marées M14 et M15 (Fig.VI.18) à la suite d'un coup de vent de secteur ouest, dont les données ont été présentées plus haut dans la partie II.2.1. La marée M14 se déroule au début du coup de vent avec encore une influence du coup de vent d'ouest précédent et la marée M15 se déroule réellement au cœur de ce coup de vent de nord. Les données recueillies ont été enregistrées au niveau du P800, du P300 et du PDB, donc dans le secteur central et le secteur est adossé à la digue.

II.2.3.1 La houle

Les données de houles enregistrées sont semblables pour les 3 points de mesures (Fig.VI.18 et VI.19). Les données révèlent des valeurs de hauteur de houles qui n'avaient encore jamais été recensées jusqu'ici sur les plages du littoral dunkerquois. Lors de la marée M14 les houles atteignent une hauteur significative de 2 m, mais les hauteurs sont encore plus élevées lors de la marée M15 avec des valeurs atteignant 2,5 m. Lors de la marée M14 la hauteur des houles augmente avec la marée montante pour atteindre leur valeur maximale lors de l'étale, tandis que lors de marée M15 la hauteur évolue parallèlement à la hauteur d'eau, donc en lien direct avec la marée. Dès l'épisode de forte énergie passé on s'aperçoit lors des marées M16 à M18 que les hauteurs de houle diminuent pour atteindre des valeurs enregistrées lors d'épisodes plus calmes pour la marée M18 (HS inférieure à 0,5 m).

Les périodes significatives fluctuent aussi avec des périodes de 5 à 7 s lors de la marée M14, puis de 8 à 9 s lors de la marée M15 pour redescendre de 7 à 8 s pour les marées M16 à M18. Les houles arrivent à la côte par le secteur nord sur les trois points de mesures de l'ensemble des marées présentées (Fig.VI.18 et VI.19).

Le phénomène remarquable, lors de cet épisode de forte énergie, est la hauteur exceptionnelle des houles. Pour nous être rendu sur le site lors de la marée M15, nous avons pu voir des vagues énormes déferler sur la digue du Braek dont certaines passaient même par-dessus l'ouvrage. Lors de cette marée M15, la surcote enregistrée était de 0,8 m. La corrélation des différents facteurs, vent de nord assez fort avec un gros coefficient de marée, est propice à la formation de houle comme celle que nous avons pu enregistrer.

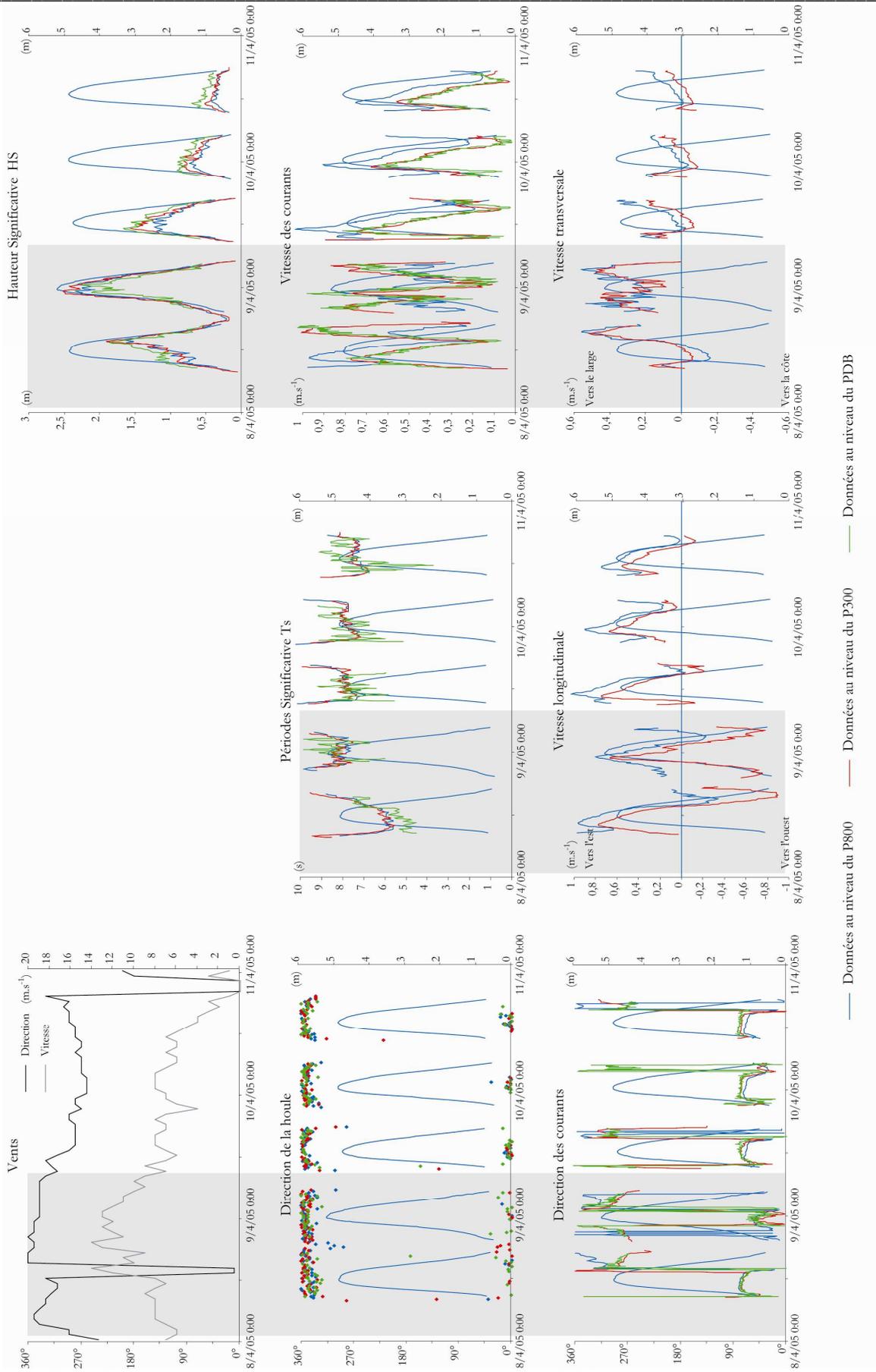


Figure.VI.18 : Données enregistrées au cours de la campagne d'avril 2005 lors d'une période de temps agité de secteur nord, pendant les marées M14 à M18.



Figure.VI.19 : Planche de synthèse des données de houles enregistrées lors d'une période agitée de secteur nord (Hauteurs Significantives et angle d'incidence de la houle). Données des marées M14 et M15 lors de la campagne d'avril 2005.

II.2.3.2 Les courants

Les données de courants recueillies lors de cet épisode de forte énergie sont aussi très particulières (Fig.VI.18 et VI.20). Au cours de la marée M14, lors de laquelle le coup de vent de nord débute, les courants ont une direction proche de celle enregistrée lors des conditions calmes. Au niveau du P800 et du P300 le courant de flot est dirigé vers l'est et le courant de jusant dirigé vers le nord-ouest. Cette similitude existe aussi pour le point de mesure PDB, pour le courant de flot dirigé vers l'est. Le courant de jusant pour ce point est dirigé vers le nord-nord-ouest, donc plus orienté vers le large que lors des conditions calmes. Contrairement à la direction des courants, leur vitesse est nettement plus élevée que lors de conditions calmes. Au niveau du P800 et P300, le courant de flot atteint des vitesses de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$, le courant de jusant est plus rapide que le courant de flot avec des vitesses atteignant 1 m.s^{-1} . Au niveau du PDB, les vitesses du courant de flot atteignent 1 m.s^{-1} , le courant de jusant est moins intense dans cette zone, avec une vitesse maximale de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$. Le courant de flot est donc plus intense au niveau du PDB alors que le courant de jusant domine au niveau du P800 et du P300. L'orientation du courant de jusant au niveau du PDB, dirigé vers le bas de plage peut expliquer que le courant de jusant soit plus faible dans cette zone du site. Au niveau du P300, la composante longitudinale prédomine avec les vitesses maximales enregistrées, la composante transversale est nettement moins importante avec tout de même un renforcement de la composante transversale en fin de marée avec des vitesses atteignant $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ vers le large. Pour le PDB, la composante longitudinale prédomine lors du courant de flot et c'est la composante transversale qui prédomine lors du courant de jusant.

Pour la marée M15, les courants sont différents de ceux présents lors de la marée précédente. Les directions des courants sont très différentes de celles rencontrées lors de conditions calmes ou lors des autres conditions agitées. Les directions sont assez semblables au niveau des trois points de mesures. En début de marée, le courant est dirigé vers le nord est pour les points P300 et P800, au niveau du PDB le courant oscille entre le nord est et le nord-ouest. A mi-marée haute, les courants sont identiques pour tous les points de mesures avec un courant dirigé vers le nord-nord-ouest, puis à mi marée basse, le courant repasse au nord-est. Ce type de courant n'a jamais été enregistré sur le littoral dunkerquois, bien que les vents de nord soient fréquents sur nos côtes, mais ceci est peut-être dû au fait que la conjonction de ces vents avec des coefficients de vives-eaux et d'autres facteurs, ne s'était pas présentée lors des différentes campagnes de mesures effectuées jusqu'alors.

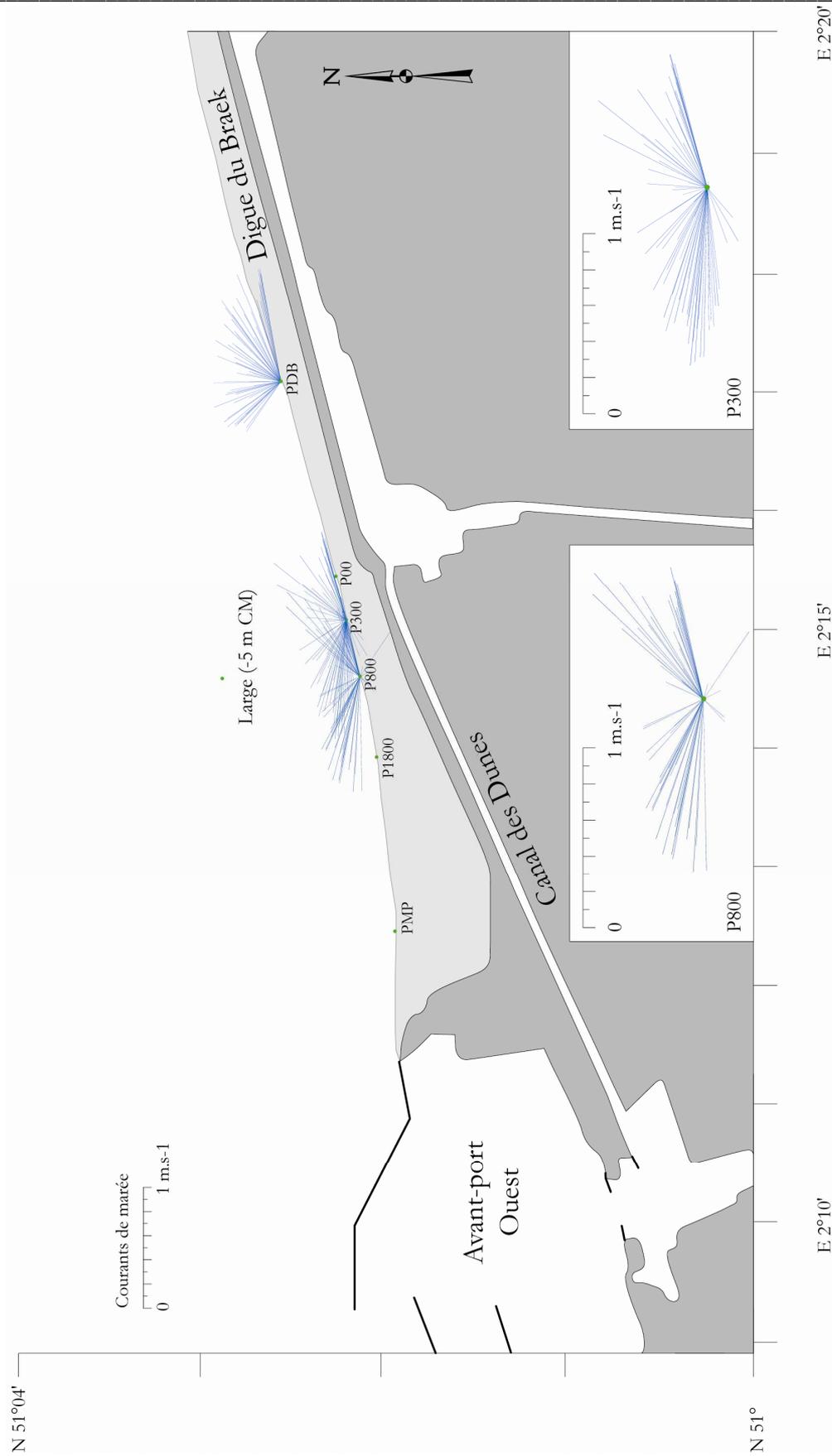


Figure.VI.20 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors d'une période agitée de secteur nord (vitesse et direction des courants). Données des marées M14 et M15 lors de la campagne d'avril 2005.

Les vitesses des courants sont aussi très différentes lors de cette marée, avec en début de marée des vitesses d'environ $0,6 \text{ m.s}^{-1}$, puis la vitesse baisse fortement entre marée haute et mi-marée descendante pour atteindre $0,3 \text{ m.s}^{-1}$, puis les vitesses reviennent à $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ en fin de marée. Au niveau du PDB, le courant est moins fort en début de marée avec $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ avant d'atteindre $0,6 \text{ m.s}^{-1}$, puis les vitesses sont identiques aux deux autres points entre la marée haute et mi-marée basse, avant d'augmenter de nouveau mais pour atteindre seulement $0,4 \text{ m.s}^{-1}$. Au niveau du P300, la composante longitudinale est de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'ouest, en début et fin de marée, et de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'est peu avant la marée haute. La composante transversale est dirigée vers le large, tout au long de la marée, avec des vitesses de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ en début de marée, puis elle diminue à $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ lors de la marée haute, avant d'atteindre de nouveau $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ lors de la marée descendante. Au niveau du PDB, la composante longitudinale est importante lors de la marée montante avec des vitesses de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'est, puis les vitesses diminuent pour atteindre $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'ouest pour finir à $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ vers l'est. La composante transversale est semblable à celle présente au niveau du P300. La composante longitudinale prédomine lors de la marée montante et lors de la marée descendante, et la composante transversale prédomine entre ces deux phases.

Ce type de conditions de vents forts de secteur nord associé à de gros coefficients de marée et une mer à houle très formée a probablement permis l'apparition de courant de retour de type undertow sur les 3 points de mesures. Nous pouvons penser qu'il s'agit de ce type de courant, car ces courants agissent principalement dans la zone de surf (Svendsen, 1984 ; Svendsen et Lorenz, 1989 ; Greenwood et Osborne, 1990). L'indice de déferlement de Mc Cowan (1894) ($H_b/h_b=0,78$) permet d'établir que la profondeur de déferlement d'une vague de hauteur de 2 m est d'environ 2,5 m (hb). Les profondeurs de 2 à 4,5 m correspondraient donc effectivement à la zone de surf avant que les vagues n'aient déferlées. A des profondeurs plus importantes ($h > 4 \text{ m}$) l'intensité des courants diminue ce qui est aussi en accord avec une interprétation du courant d'undertow, puisque la vitesse de ces courants diminue vers le large dans la zone de surf.

III Impact des conditions météorologiques sur le transport sédimentaire et sur la variation morphologique

Lors des différentes campagnes de mesures in situ, un suivi topographique et des échantillonnages de sédiments de surface ont été effectués. Ces données ont permis de suivre l'évolution de la morphologie de l'estran et de la granulométrie au cours des campagnes et ainsi de déterminer l'impact des conditions hydrodynamiques sur la morphologie de l'estran. Pour toutes les campagnes de mesures, les appareils de mesures de houle et de courant ont été positionnés en bas de plage le long d'un profil topographique suivi régulièrement à une échelle plus grande. La vitesse de cisaillement dans la couche limite a été calculée pour chacun des appareils de mesures afin d'estimer les périodes pendant lesquelles le transport sédimentaire pouvait se produire au cours des différentes marées étudiées. Dans cette partie nous présenterons, les variations morphologiques de l'estran pour chaque type de conditions que nous venons de présenter dans la partie précédente avec une estimation du transport sédimentaire.

III.1 Variations morphologiques et transport sédimentaire lors de conditions calmes

Les vitesses de cisaillement ont été calculées pour chacune des marées présentées dans la partie 2, c'est-à-dire :

- les marées M17 à M19 lors de la campagne de mars 2004 au niveau des petits-fonds (Fig.VI.21).
- les marées M1 à M5 lors de la campagne de novembre 2004 au niveau des points de mesures P1800, P800 et P00 (Fig.VI.22).
- les marées M20 et M21 lors de la campagne d'avril 2005 au niveau des profils P300 et PDB (Fig.VI.23).

Pour les campagnes de novembre 2004 et avril 2005, des relevés topographiques permettent de percevoir l'évolution morphologique de l'estran en réponse à ces conditions. De plus, au cours de la campagne de novembre 2004, des prélèvements de sédiments de surface ont été effectués à deux reprises au niveau des profils P800 et P1800 afin d'évaluer les directions potentielles de transport sédimentaire à l'aide de la méthode de Gao et Collins (1992). Ces relevés ont été effectués lors de conditions calmes (cf.fig.VI.3).

Au niveau des petits-fonds (Fig.VI.21), l'analyse des vitesses de cisaillement nous montre des vitesses 3 fois supérieures à la vitesse de cisaillement critique, un transport potentiel est donc très probable. L'analyse plus précise des données de cisaillement laisse apparaître l'influence des courants tidaux avec des vitesses plus importantes lors du flot et plus faible lors du courant de jusant.

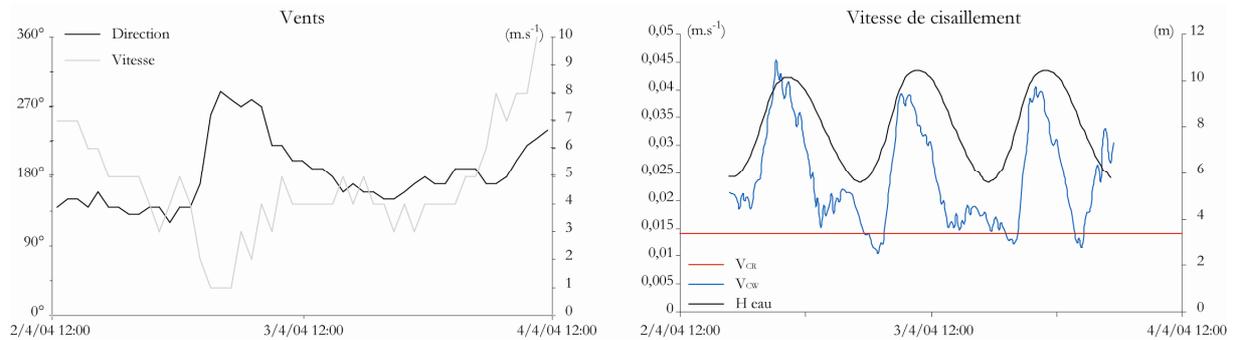


Figure.VI.21 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M17 à M19 de la campagne de mars 2004 lors de conditions calmes, au niveau des petits fonds.

Au niveau de l'estran, lors de la campagne de novembre 2004 (Fig.VI.22), les vitesses de cisaillement sont plus importantes pour les marées M1 et M2, avec des vitesses de 0,035 à 0,04 $m.s^{-1}$. Pour les marées M3 à M5, les vitesses ne sont plus que 2 fois supérieures à la vitesse critique. La tendance est la même pour les trois points d'enregistrement.

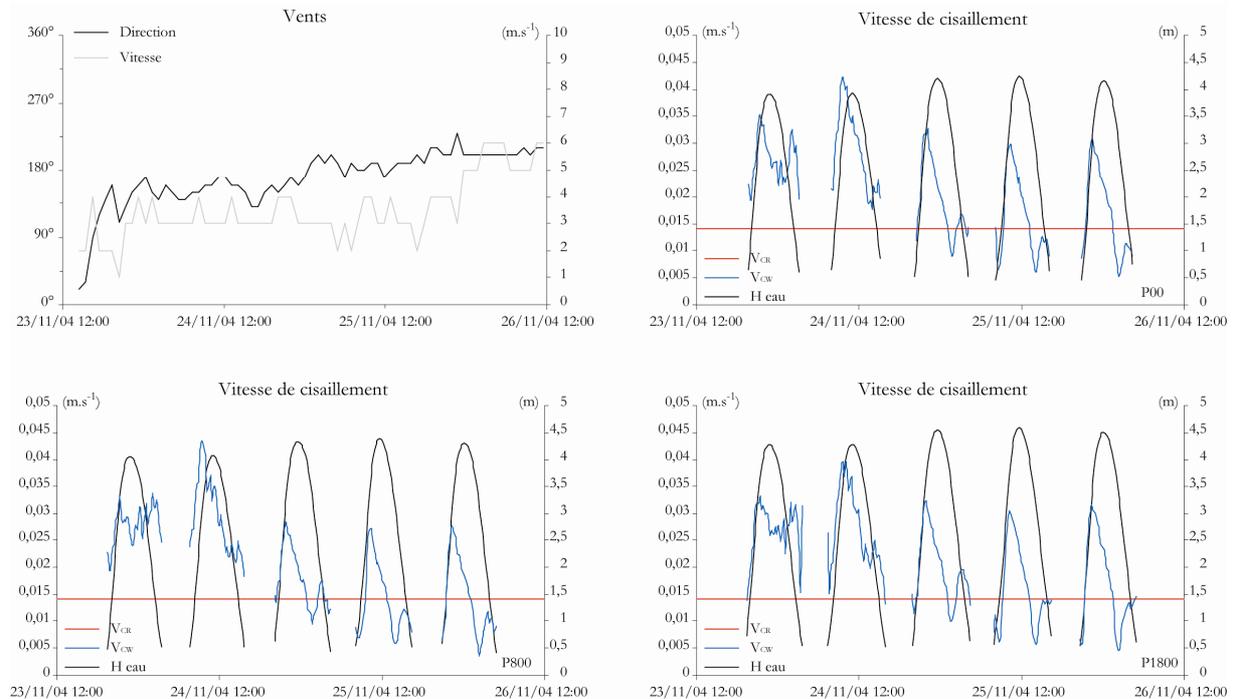


Figure.VI.22 : Vitesses de cisaillement lors de conditions calmes pour les marées M1 à M5 lors de la campagne de novembre 2004.

Au cours de ces 5 marées (cf.fig.VI.5), les vitesses de cisaillement suivent les courbes de vitesse de courant tidaux enregistrées lors de ces marées et sont influencées principalement par la houle car les vitesses des courants restent assez constante. Lors des marées M3 à M5, le transport sédimentaire est quasi inexistant lors du courant de flot. Le transport s'effectue donc principalement lors du courant de flot, bien que les vitesses de cisaillement soient assez faibles, seulement deux fois supérieures à la vitesse critique de mise en mouvement du sédiment.

Pour la campagne d'avril 2005 (Fig.VI.23), les vitesses calculées sont similaires aux vitesses présentées pour les marées M3 à M5 pour le point d'enregistrement P300, avec des vitesses de cisaillement deux fois supérieures à la vitesse critique et un transport potentiel seulement lors du courant de flot. Pour le point de mesures PDB, les vitesses sont légèrement plus élevées, supérieures à la vitesse critique à tout moment de la marée, cependant le transport potentiel reste plus important lors du courant de flot.

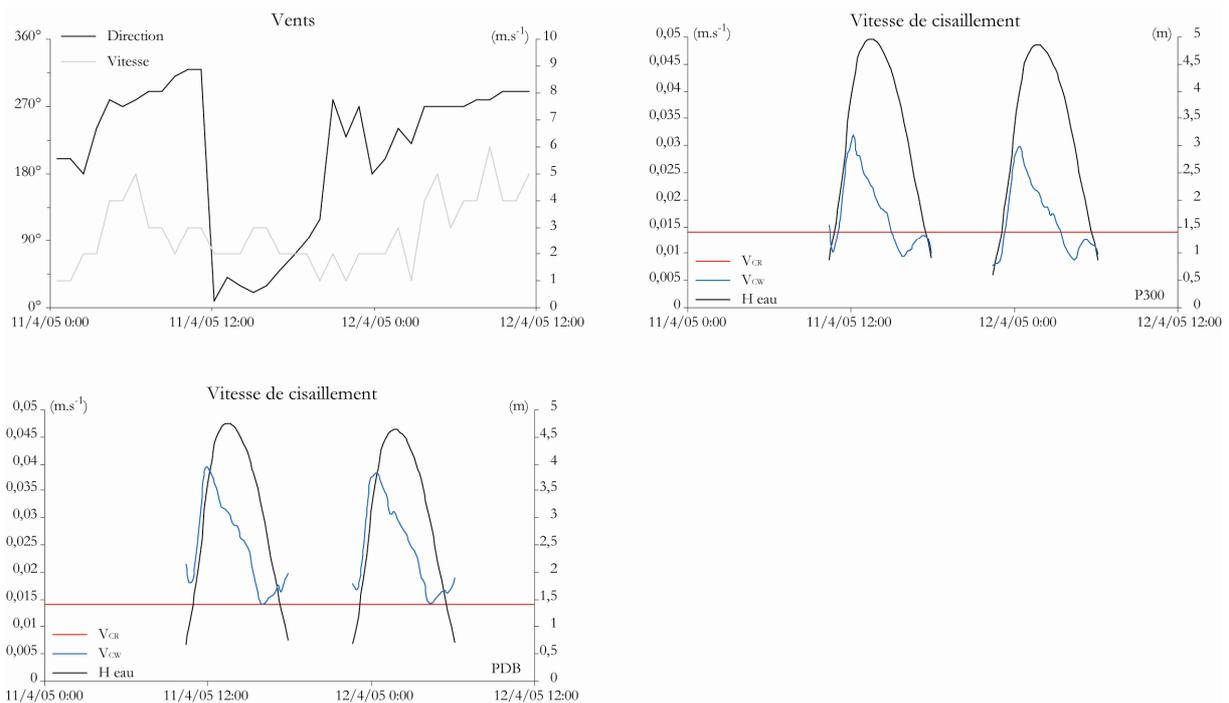


Figure.VI.23 : Vitesses de cisaillement lors de conditions calmes pour les marées M20 à M21 lors de la campagne d'avril 2005.

Le suivi de profils topographiques au cours des conditions météorologiques et hydrodynamiques permet d'obtenir des informations sur l'impact de ces conditions sur la morphologie de l'estran. Les vitesses de cisaillement calculées au cours de ces différentes marées sont aussi une aide à la compréhension des variations morphologiques observées.

Les profils P1800, P800 et P00 ont été suivis au cours de la campagne de novembre 2004. Les profils présentés ont été relevés le 23 novembre 2004 avant la marée M1 et le 26 novembre 2004 après la marée M5 (Fig.VI.24). L'évolution morphologique correspond à l'action des agents hydrodynamiques au cours de ces 5 marées.

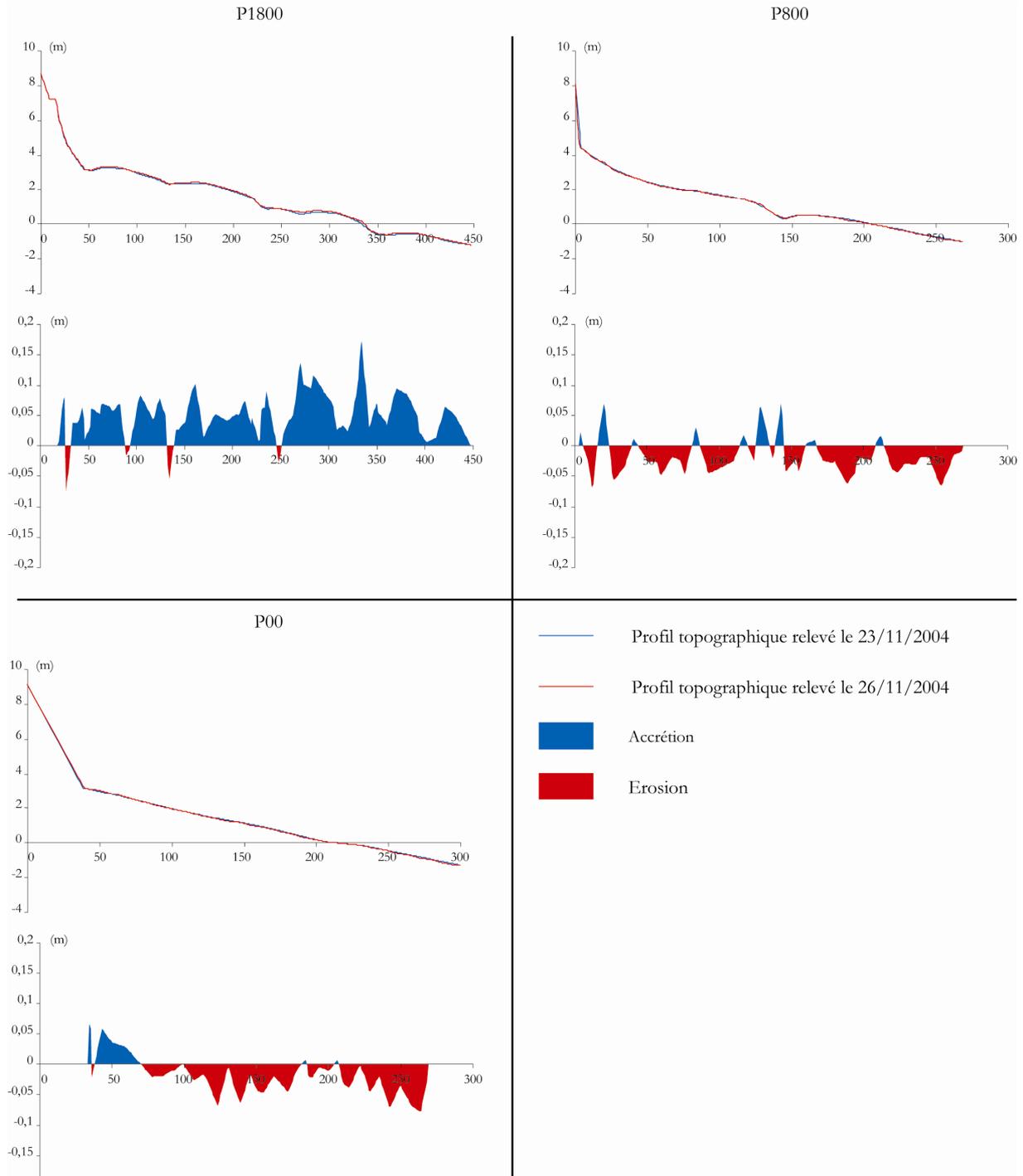


Figure.VI.24 : Evolution des profils P1800, P800 et P00 entre le 23 et le 26 novembre 2004 pour des conditions de temps calme.

L'évolution de la morphologie de l'estran est différente entre le profil P1800 et les profils P300 et P00. Le profil P1800 est en accrétion avec des gains de près de 20 cm à certains endroits. Les seules zones en érosion correspondent aux bâches présentes sur ce profil. Le volume du profil, calculé pour un planché à -3 m et une distance cumulée commune, augmente de 21 m³. Afin de pouvoir comparer les évolutions de volume entre les différents profils du site, l'évolution de chaque profil entre deux dates a été divisé par la distance du profil utilisé lors du calcul du volume. Au niveau du profil P1800 ce gain représente 0,047 m³.m⁻¹. Pour les profils P800 et P00 la tendance est plus érosive, bien que les évolutions restent faibles avec des variations comprises entre 5 et 10 cm. Au niveau du P800, la perte de sédiments est de 11 m³ ou -0,041 m³.m⁻¹. Pour le P00, la tendance est la même avec une érosion moins marquée, la perte est de 5 m³ ou -0,021 m³.m⁻¹. Les variations sont différentes entre le P1800 et les profils P800 et P00, mais elles restent faibles. La morphologie des différents profils peut aussi être un facteur d'explication de des petites différences.

Les profils P300 et PDB ont été suivi pendant la campagne d'avril 2005. Les profils présentés ont été relevés le 11 avril avant la marée M20 et le 12 avril près la marée M21.

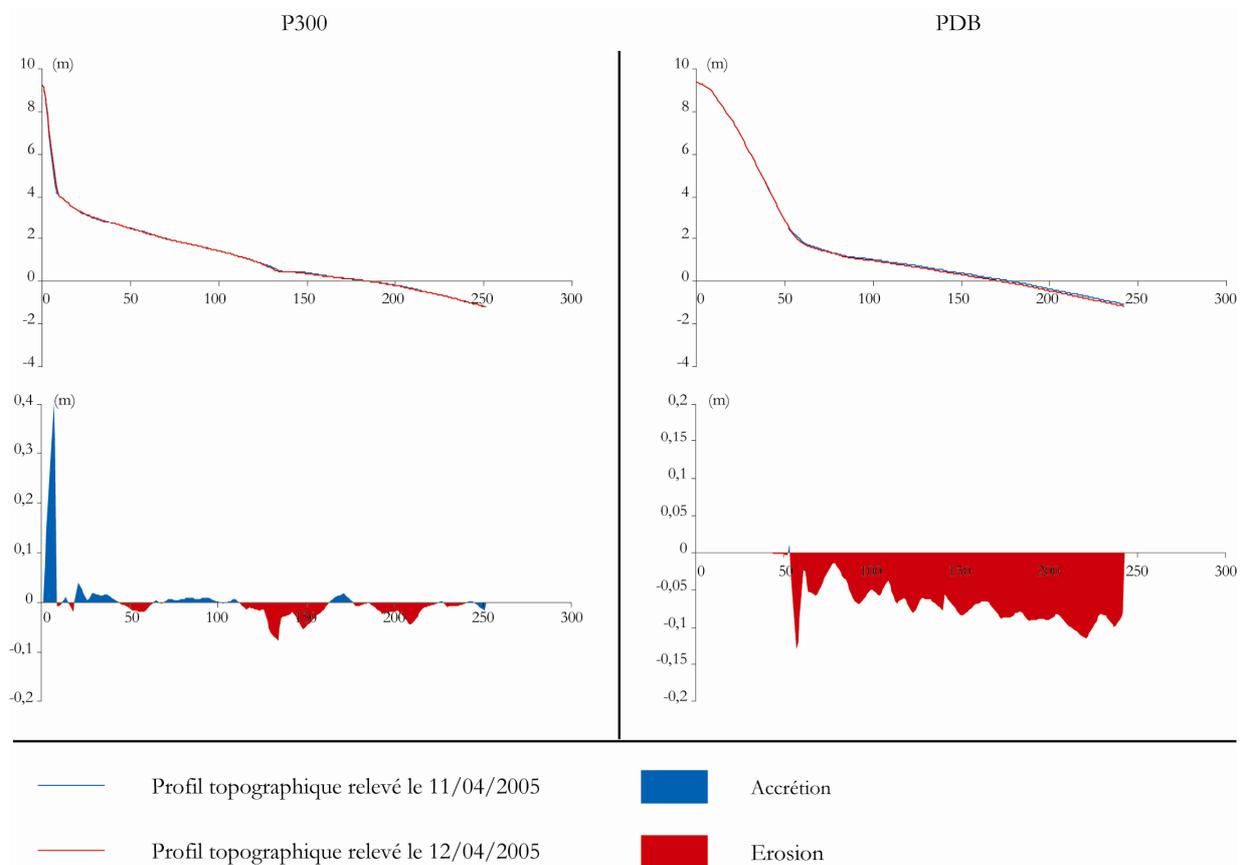


Figure.VI.25 : Evolution des profils P300, PDB entre le 11 et le 12 avril 2005 pour des conditions de temps calme.

L'évolution du P300 est semblable à celle observée pour le P800 et le PDB, avec un profil assez stable dans l'ensemble. Le haut de plage connaît une forte accrétion de 40 cm, mais celle-ci est liée à une perte de sédiments de la falaise dunaire qui se déposent au pied de cette dernière. Le volume de l'estran, sans cette évolution au niveau du pied de falaise, est en légère érosion, diminuant de 3 m^3 soit $-0,012 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Au niveau du PDB, la tendance érosive est nettement plus marquée, le niveau de l'estran a baissé de près de 10 cm sur une grande partie de sa longueur. Le volume diminue de 13 m^3 ou $-0,068 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Pour des conditions calmes l'évolution de la morphologie de l'estran est variable d'un profil à l'autre, mais les variations sont en général modestes. Un gradient longitudinal d'ouest en est est visible avec une légère accrétion au niveau du P1800, puis une zone légèrement érosive entre le P800 et le P00, et une zone où l'érosion est un peu plus importante au niveau du PDB. Cependant ces évolutions restent assez faibles. Les vitesses de cisaillement calculées à l'aide des données hydrodynamiques peuvent expliquer ces variations au niveau du PDB où les vitesses de cisaillement sont supérieures à la vitesse critique tout au long de la marée. La morphologie de l'estran est aussi un facteur important dans l'impact des conditions hydrodynamiques. Le profil P1800, caractérisé par des barres et bâches, connaît une légère accrétion contrairement aux autres profils plus plats.

Au cours de la campagne de novembre 2004, deux échantillonnages de type Gao et Collins ont été réalisés, un premier au niveau du P800, le 2 décembre 2004, et un second au niveau du P1800, le 3 décembre 2004. Ces deux prélèvements de sédiments ont été effectués lors de conditions calmes avec des vents inférieurs à $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

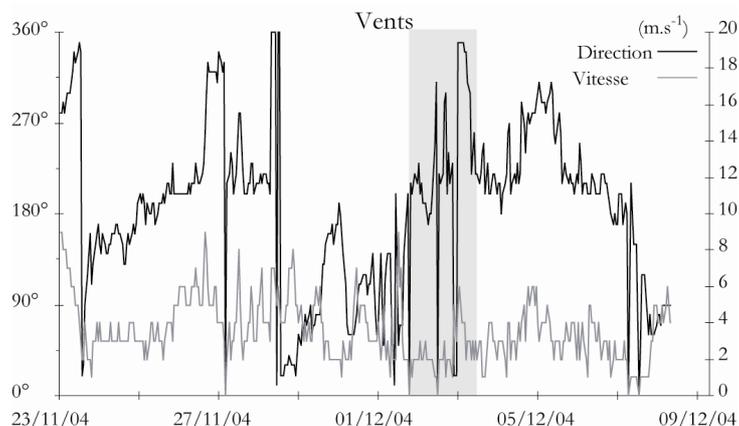


Figure.VI.26 : Conditions météorologiques au cours de la campagne de novembre 2004 et des deux prélèvements de type Gao et Collins au niveau du P800 et du P1800.

Les échantillonnages ont été réalisés selon une maille de 30 m (transversale) sur 40 m (longitudinale). Pour la zone du P800, 63 échantillons ont été prélevés sur 7 lignes de 9 points, et pour la zone du P1800, 90 échantillons soit 10 lignes de 9 points. L'analyse de ces échantillons a permis d'obtenir une représentation des vecteurs potentiels de transport sédimentaire (Fig.VI.27). Au niveau des deux zones, on s'aperçoit que les vecteurs sont tous plus petit que le vecteur unitaire, montrant ainsi une faible occurrence. Pour le P800, les vecteurs sont dirigés en partie vers le haut de plage avec un gradient transversal où les vecteurs sont plus petits vers le haut de plage ce qui suggère une influence des agents hydrodynamiques moins forte en haut de plage. Pour la zone du P1800, les résultats sont légèrement différents, la tendance des vecteurs vers le haut de plage est moins marquée. Les vecteurs sont dirigés vers le haut de plage au niveau des barres tandis que pour les zones de bâches la tendance est plus longitudinale. Le transport dans les bâches s'effectue principalement lors de la vidange de ces dernières. Cependant, une analyse granulométrique de type Gao et Collins ne prouve pas que les vecteurs de transport correspondent effectivement aux transports qui se sont produits. En effet, les vecteurs de transport sont susceptibles de représenter des transports qui se sont produits antérieurement, lors de conditions de forte énergie, notamment pour le haut de plage. Mais, au regard des conditions présentes lors de la campagne et précédant les relevés, les résultats obtenus suggèrent que la répartition spatiale des sédiments de surface reflètent des transports du bas vers le haut de plage ainsi que des transports longitudinaux notamment au niveau des bâches.

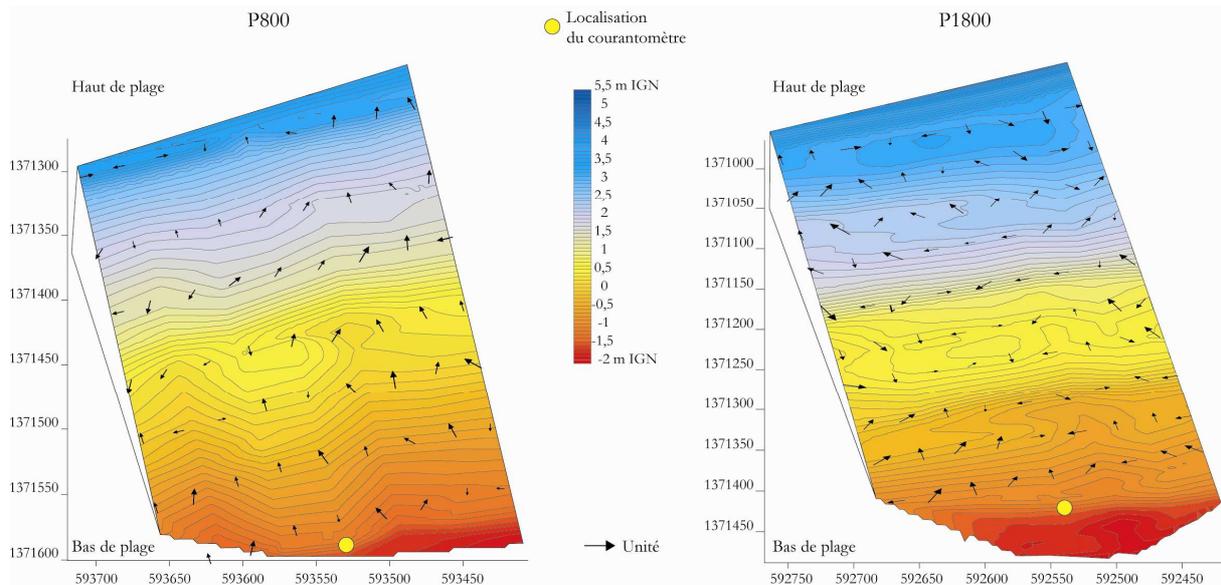


Fig.VI.27 : Représentation des vecteurs de transport sédimentaire potentiel, calculés à l'aide du modèle GSTA (Gao, 1996) au niveau du P800 (levé le 2 décembre 2004) et du P1800 (levé le 3 décembre 2004), sur le M.N.T levé le même jour.

III.2 Variations morphologiques et transport sédimentaire lors de conditions agitées

Les vitesses de cisaillement ont été calculées pour ces différentes conditions agitées à l'aide des données hydrodynamiques enregistrées lors des différents épisodes présentés dans la partie II de ce chapitre. Le suivi topographique au cours des campagnes de mesures a permis d'établir l'évolution morphologique de l'estran au cours de ces conditions agitées.

III.2.1 Lors de conditions agitées de secteur ouest

Les conditions agitées de secteur ouest, ont été enregistrées lors des marées M22 à M25 de la campagne de mars 2004 (Fig.VI.28) pour les petits-fonds, et lors des marées M11 et M12 de la campagne d'avril 2005 pour les points de mesures PDB et P300 (Fig.VI.29).

Au niveau des petits-fonds (Fig.VI.28), la vitesse de cisaillement augmente avec les conditions agitées. Les vitesses pics sont de $0,04 \text{ m.s}^{-1}$ lors des conditions calmes, puis elles atteignent $0,06 \text{ m.s}^{-1}$ lors des conditions agitées ce qui est quatre fois plus intense que la vitesse critique. Lors de la marée basse, entre M23 et M24, les vitesses de cisaillement ont été les plus importantes, ce qui peut s'expliquer par la couche d'eau moins importante et le forçage météorologique plus important sur des couches d'eau faible. Mais ce phénomène ne se reproduit pas lors de la marée suivante. Les données de houle et de courants enregistrées lors de cet épisode (cf.fig.VI.11 et VI.13) montrent que les vitesses de cisaillement sont principalement liées aux courants lors de la marée haute et à la houle lors de la marée basse, alors que pour des conditions de temps calme, l'impact de la houle dans le transport sédimentaire n'était pas visible.

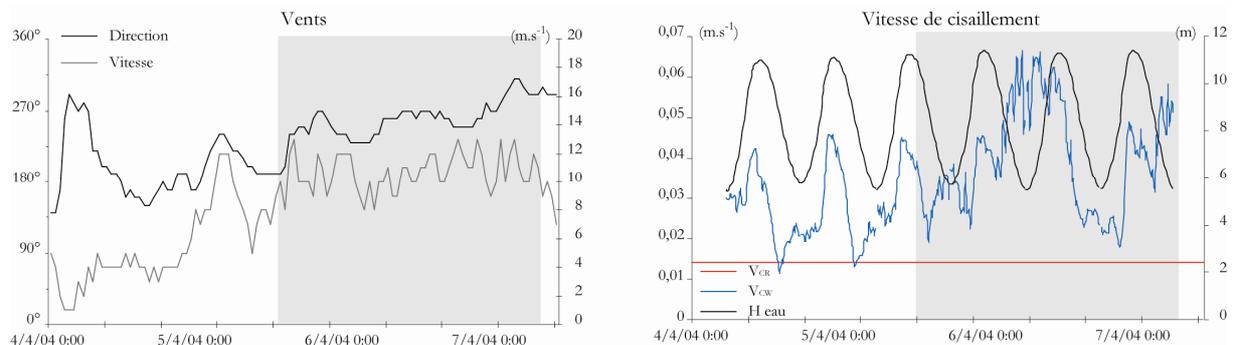


Figure.VI.28 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M22 à M25 de la campagne de mars 2004 lors de conditions agitées de secteur ouest, au niveau des petits fonds.

Au niveau de l'estran (Fig.VI.29), la vitesse de cisaillement augmente aussi lors des conditions agitées, elle passe de $0,025 \text{ m.s}^{-1}$ en temps calme à plus de $0,05 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du P300 et de $0,03 \text{ m.s}^{-1}$ à $0,07 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du PDB. La vitesse de cisaillement a doublé lors de ces conditions. Pour ces conditions le courant tidal en bas de plage est unidirectionnel et dirigé vers l'est, mais la vitesse de cisaillement nous montre un impact plus important lors de la marée montante que lors de la marée descendante où les courants sont moins forts. Comme lors des conditions calmes, la vitesse de cisaillement et le transport sédimentaire potentiel sont plus intenses qu'au niveau du P300.

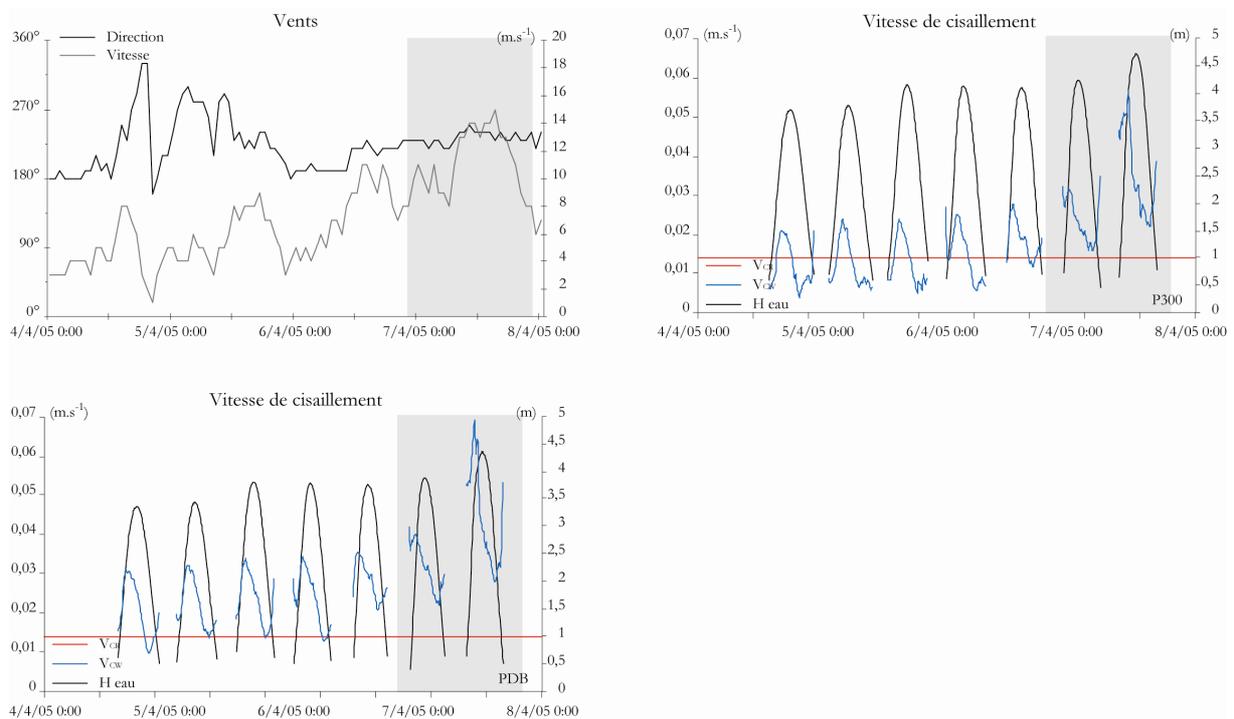


Figure.VI.29 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M11 à M12 de la campagne d'avril 2005 lors de conditions agitées de secteur ouest, au niveau des profils P300 et PDB.

Au niveau de l'évolution de l'estran, les profils P800, P300 et PDB (Fig.VI.30) ont été suivis au cours de la campagne d'avril 2005, nous permettant d'avoir des relevés avant et après cet épisode de forte énergie, soit un relevé le 7 avril et un second le 8 avril 2005. Au niveau du P800, le niveau de l'estran s'abaisse sur la quasi-totalité du profil avec deux petites zones en accrétion en haut de plage. L'érosion est plus forte vers le bas de plage avec une perte atteignant 20 cm, mais elle est supérieure à 10 cm sur une grande partie du profil. En terme de volume sédimentaire, le profil a subi une perte de 20 m^3 soit $-0,071 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$. Le gradient d'érosion observé sur ce profil s'explique par le temps d'action des agents hydrodynamiques qui est moins important en haut de plage.

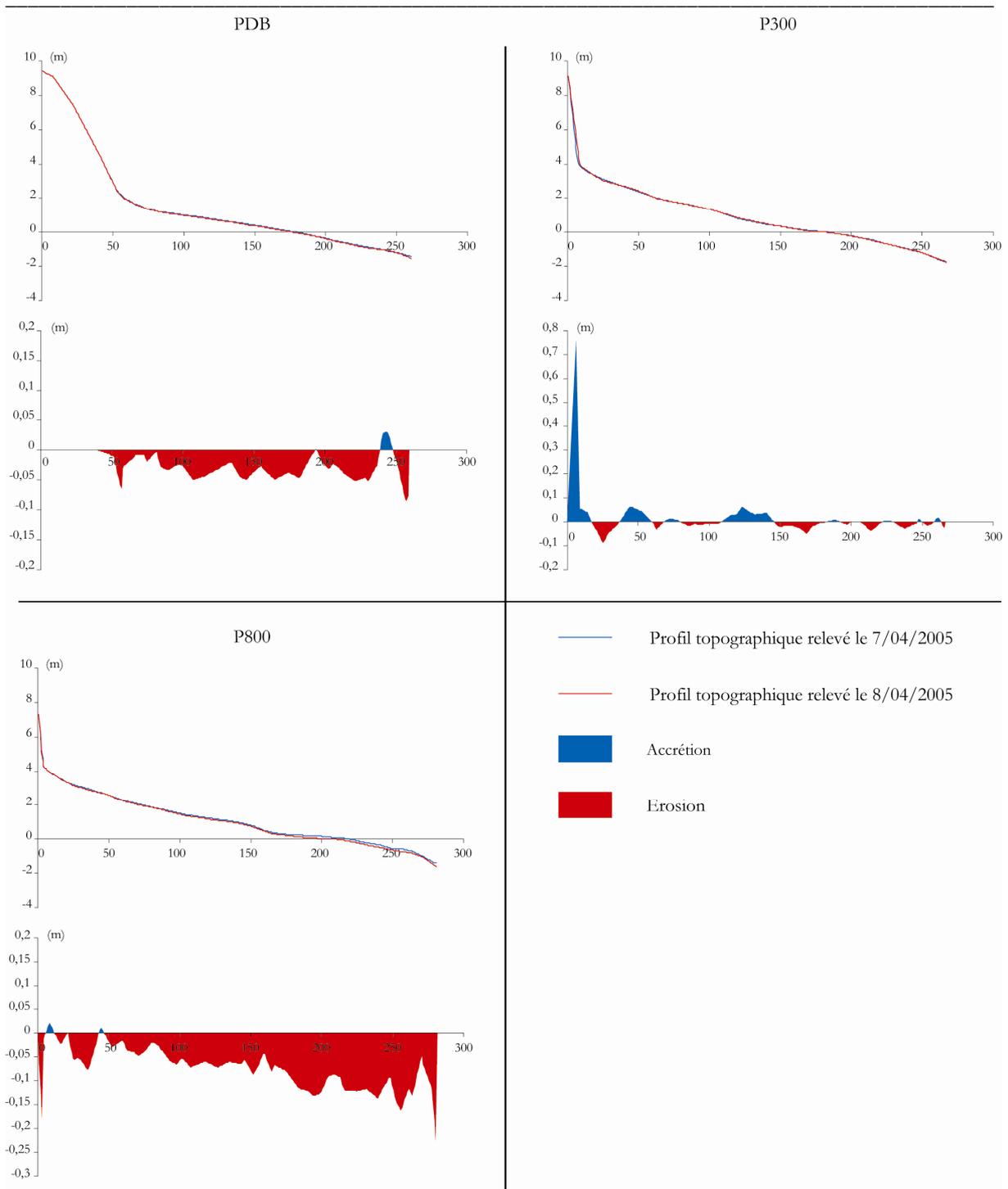


Figure.VI.30 : Evolution des profils P800, P300, PDB entre le 7 et le 8 avril 2005 pour des conditions agitées de secteur ouest.

Au niveau du P300 (Fig.VI.30), le profil reste stable avec une succession de zone en érosion, mais l'évolution ne dépasse pas les 10 cm, sauf au niveau du pied de dune où l'accrétion atteint près de 70 cm, liée à un effondrement de la falaise dunaire. Contrairement à la zone du P800, l'estran reste stable dans ce secteur, le volume sédimentaire diminue de 3 m^3 entre le 7 et le 8 avril soit $-0,011 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Au niveau du PDB (Fig.VI.30), l'estran est de nouveau en érosion avec une petite zone d'accrétion en bas de plage. L'érosion est de 5 à 10 cm environ sur l'ensemble du profil. Au niveau du volume sédimentaire, l'estran subit une perte de 8 m^3 soit $-0,038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

Les conditions agitées de secteur ouest ont entraîné une érosion assez marquée au niveau de l'estran surtout au niveau du P800 et du PDB. Au niveau du P300, l'estran semble rester stable, mais cette stabilité apparente peut être liée au transit longitudinal des sédiments lors de ces conditions agitées. Les sédiments ont pu se déposer dans la zone du P300 avant de cheminer à nouveau plus tard lors d'un prochain épisode de forte énergie.

III.2.2 Lors de conditions agitées de secteur est

Les données recueillies pour des conditions agitées de secteur est, ne sont pas nombreuses et ont pu être recueillies lors de la campagne de mars 2004 au cours des marées M11 et M12 (Fig.VI.31). Au niveau des petits-fonds, la vitesse de cisaillement augmente mais avec une intensité moindre à celle observée lors des conditions agitées d'ouest. Les vitesses atteignent $0,03 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ contre $0,025 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ lors du temps calme. Pendant la période calme, les vitesses sont supérieures à la vitesse critique seulement lors du courant de flot, tandis que pour la période de forte énergie d'est, la vitesse est supérieure à la vitesse critique tout au long de la marée. L'atténuation du courant de flot et le renforcement du courant de jusant sous l'effet du vent entraîne une vitesse de cisaillement et un transport potentiel constant au cours de la marée. Lors de la marée basse, entre M11 et M12 les vitesses de cisaillement sont principalement liées à la houle mais cela est moins visible que lors des conditions de forte énergie de secteur ouest présentées plus haut.

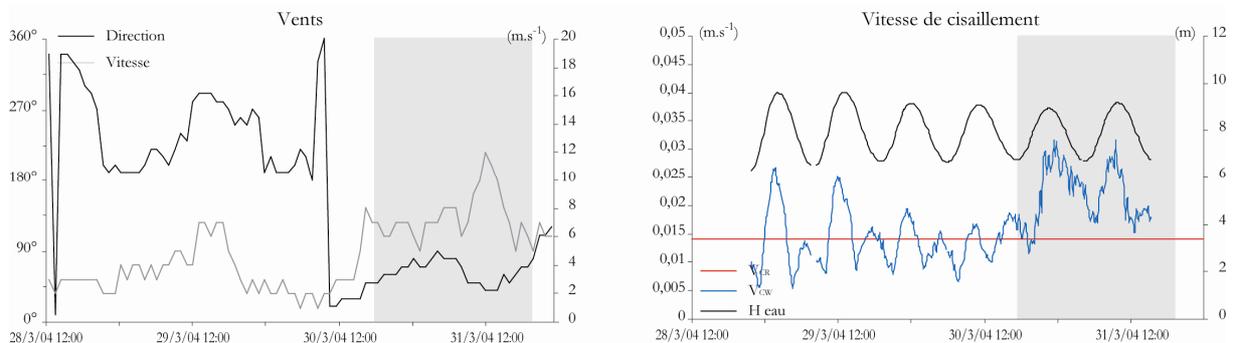


Figure.VI.31 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M11 à M12 de la campagne de mars 2004 lors de conditions agitées de secteur est, au niveau des petits fonds.

III.2.3 Lors de conditions agitées de secteur nord

Les données ont été recueillies au cours des marées M14 et M15 de la campagne d'avril 2005, permettant d'obtenir des vitesses de cisaillement au niveau du bas de plage pour les points de mesures PDB et P300 (Fig.VI.32). Les vitesses de cisaillement calculées sont similaires au niveau du PDB et du P300, elles sont de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ pour la marée M14 et de $0,14 \text{ m.s}^{-1}$ pour la marée M15, soit dix fois la vitesse critique. Le transport sédimentaire potentiel lors de ces 2 marées est très important, et la vitesse de cisaillement ne diminuant considérablement que lors de la marée M16. La courbe de vitesse de cisaillement suit la courbe de marée contrairement aux autres enregistrements lors desquels la vitesse de cisaillement avait plutôt tendance à varier en fonction de la vitesse du courant, ce qui est nettement visible lors de la marée M15. L'influence des courants reprend sa place à partir de la marée M17. Ces résultats suggèrent que la houle, dont la hauteur varie avec l'épaisseur de la tranche d'eau, joue un rôle majeur sur les vitesses de cisaillement lors de telles conditions de forçages par vent de nord et suggèrent un transport sédimentaire plutôt transversal par rapport à un transport longitudinal observé lors des conditions calmes ou lors des épisodes de forte énergie présentés précédemment. Cependant, même si les vagues induisent une augmentation des vitesses de cisaillement lors de ces conditions, de forts courants longitudinaux peuvent agir en même temps et entraîner un transport sédimentaire longshore.

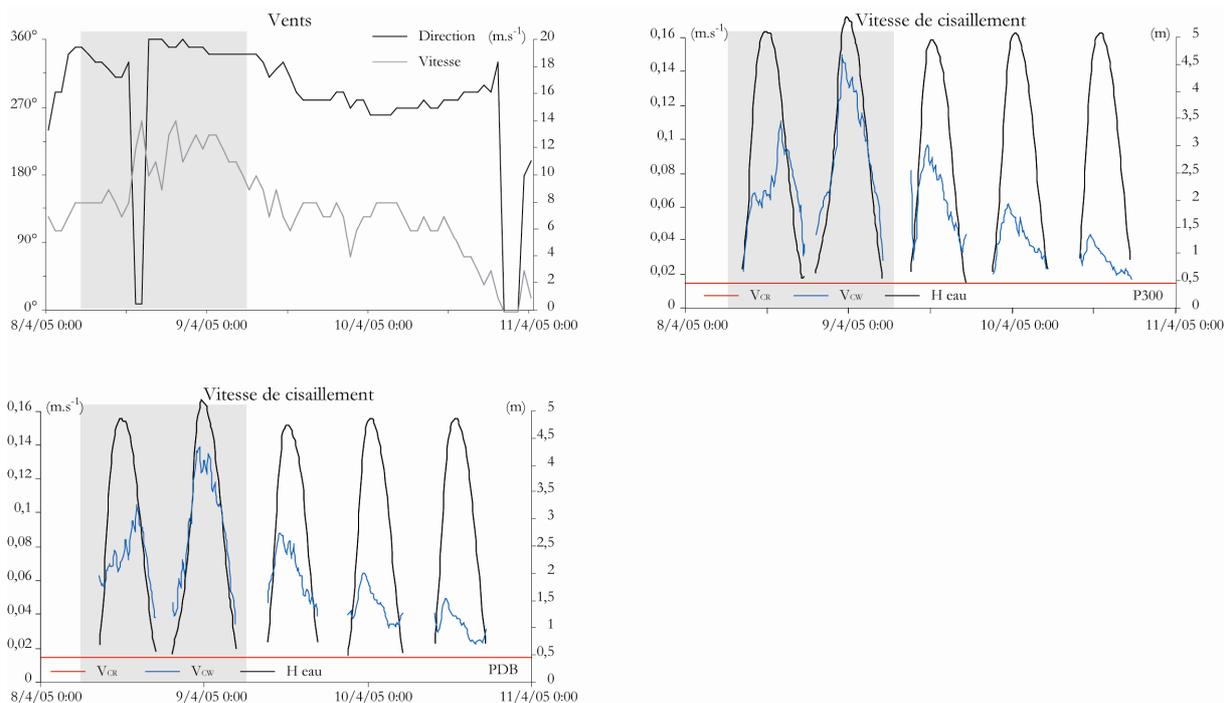


Figure.VI.32 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M14 à M15 de la campagne d'avril 2005 lors de conditions agitées de secteur nord, au niveau des profils P300 et PDB.

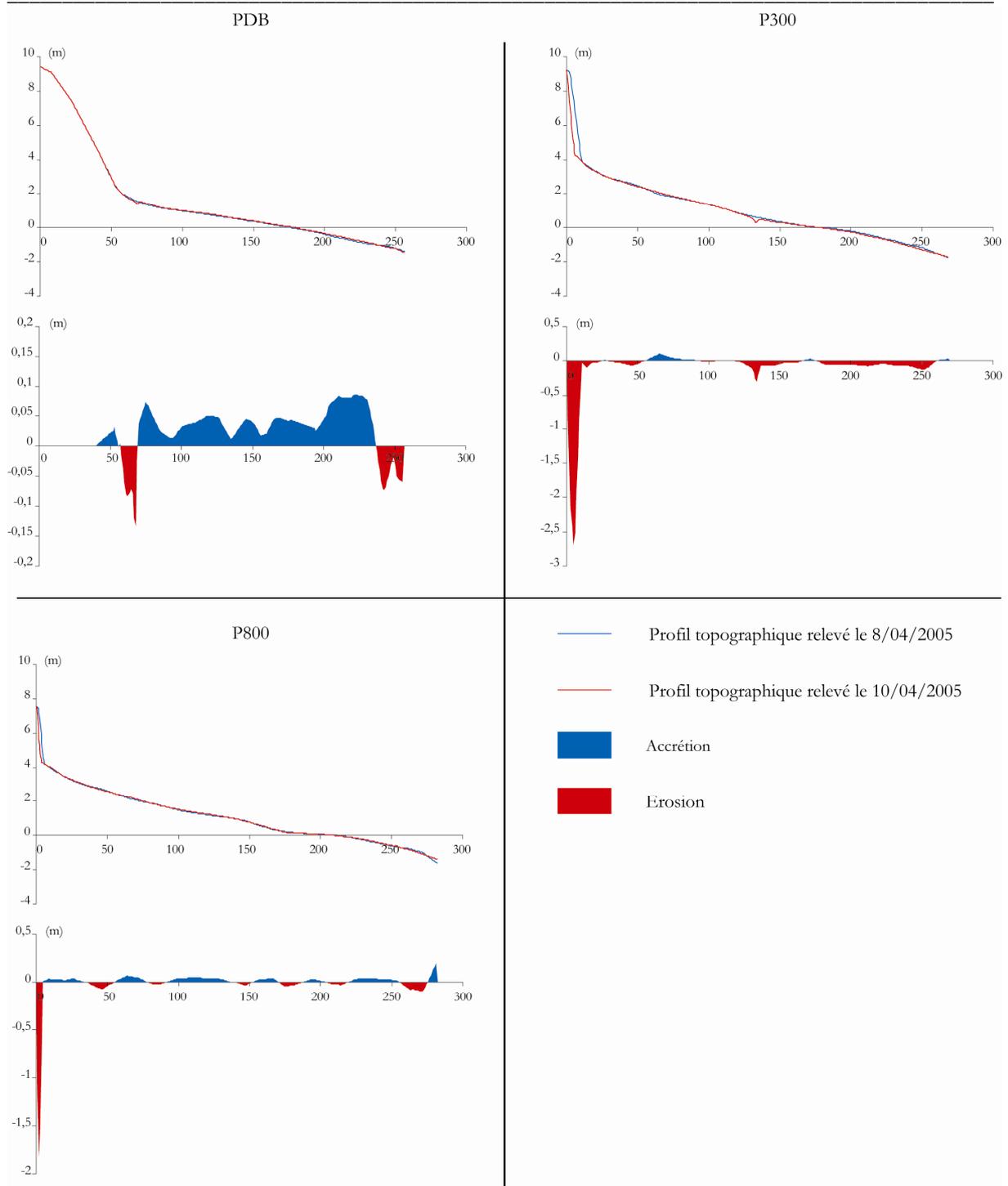


Figure.VI.33 : Evolution des profils P800, P300, PDB entre le 8 et le 10 avril 2005 pour des conditions agitées de secteur nord.

La réalisation de profil topographique au niveau des profils P800, P300 et PDB avant et après cet épisode permet d'obtenir l'impact de cet événement de forte énergie sur l'estran (Fig.VI.33).

Au niveau du P800 (Fig.VI.33), la variation morphologique la plus importante se situe en haut de plage au niveau du pied de dune avec le recul de la falaise dunaire. Pour le reste du

profil, l'évolution n'est qu'une succession de zone d'accrétion et d'érosion. En bas de plage, après 250 m, l'évolution est légèrement plus marquée avec des variations d'environ 15 cm. Le volume sédimentaire diminue de 3 m^3 entre le 8 et le 10 avril 2005, soit $-0,011 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. La morphologie de l'estran a été remodelée, mais son volume sédimentaire est resté assez stable. L'érosion du pied de dune est liée à l'impact des vagues à marée haute, car cet événement de forte énergie était associé à une marée de vive-eau et une surcote de 80 cm a été enregistrée.

Au niveau du P300 (Fig.VI.33), le pied de dune a aussi été érodé mais le recul est plus important (- 5 m environ), toujours sous l'impact des vagues à marée haute. De plus, le pied de dune est plus bas au niveau du P300, l'action des vagues à marée haute se trouve ainsi renforcée. Le reste du profil est aussi en légère érosion, inférieure à 10 cm, avec quelques petites zones en accrétion. Le volume du profil subit une perte de 26 m^3 ou $-0,097 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$. Cependant, cette perte s'effectue en majeure partie au niveau du pied de dune, mais le volume de sédiments perdu en pied de dune ne se retrouve pas sur le reste du profil. La composition hétérogène de la falaise dunaire, avec de nombreux dépôts de dragage composés de sédiments fins, peut expliquer cette disparition de sédiments.

Au niveau du profil PDB (Fig.VI.30), la tendance générale est un peu différente, le trait de côte n'étant pas érodé par la présence de la digue du Braek. Une zone d'érosion est présente en haut de plage mais directement au niveau du pied de digue où une accumulation faible est visible. Cette zone d'érosion proche de la digue est sûrement liée à l'évacuation latérale de la masse d'eau en pied de digue. Une autre zone d'érosion est présente en bas de plage entre 240 et 260 m. Le reste du profil est en accrétion, mais cette dernière reste assez faible, moins de 10cm. Le volume sédimentaire du profil varie peu, le gain est de 5 m^3 ou $0,024 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$.

L'action de ces conditions agitées de secteur nord a eu un impact principal sur le trait de côte avec de fortes érosions en haut de plage comme au niveau des profils P300 et P800. L'estran, lui, connaît plus des variations morphologiques que des variations de volume sédimentaire.

III.3 Variations morphologiques et transport sédimentaire au cours de la campagne d'avril 2005

Au cours de la campagne d'avril 2005 les profils P800, P300 et PDB ont été suivis quotidiennement quand les conditions l'ont permis. En effet, les relevés le 9 avril ont été impossibles, le vent de nord empêchant la stabilité du tachéomètre. Le suivi de ces profils tout

au long de la campagne permet de percevoir l'évolution de l'estran en réponse aux conditions météorologiques et aux agents hydrodynamiques présents lors de la campagne.

Nous allons rappeler brièvement les conditions météorologiques et hydrodynamiques présentes lors de la campagne (Fig.VI.34). Les conditions ont été calmes en début de campagne entre le 1^{er} et le 6 avril, puis il y a eu le passage successif d'un coup de vent d'ouest, entre le 7 et le 8 avril, suivi d'un coup de vent de nord, du 8 au 10 avril, puis les conditions sont redevenues assez calmes jusqu'à la fin de la campagne. Les données ont été recueillies au cours d'un cycle complet morte-eau/vive-eau.

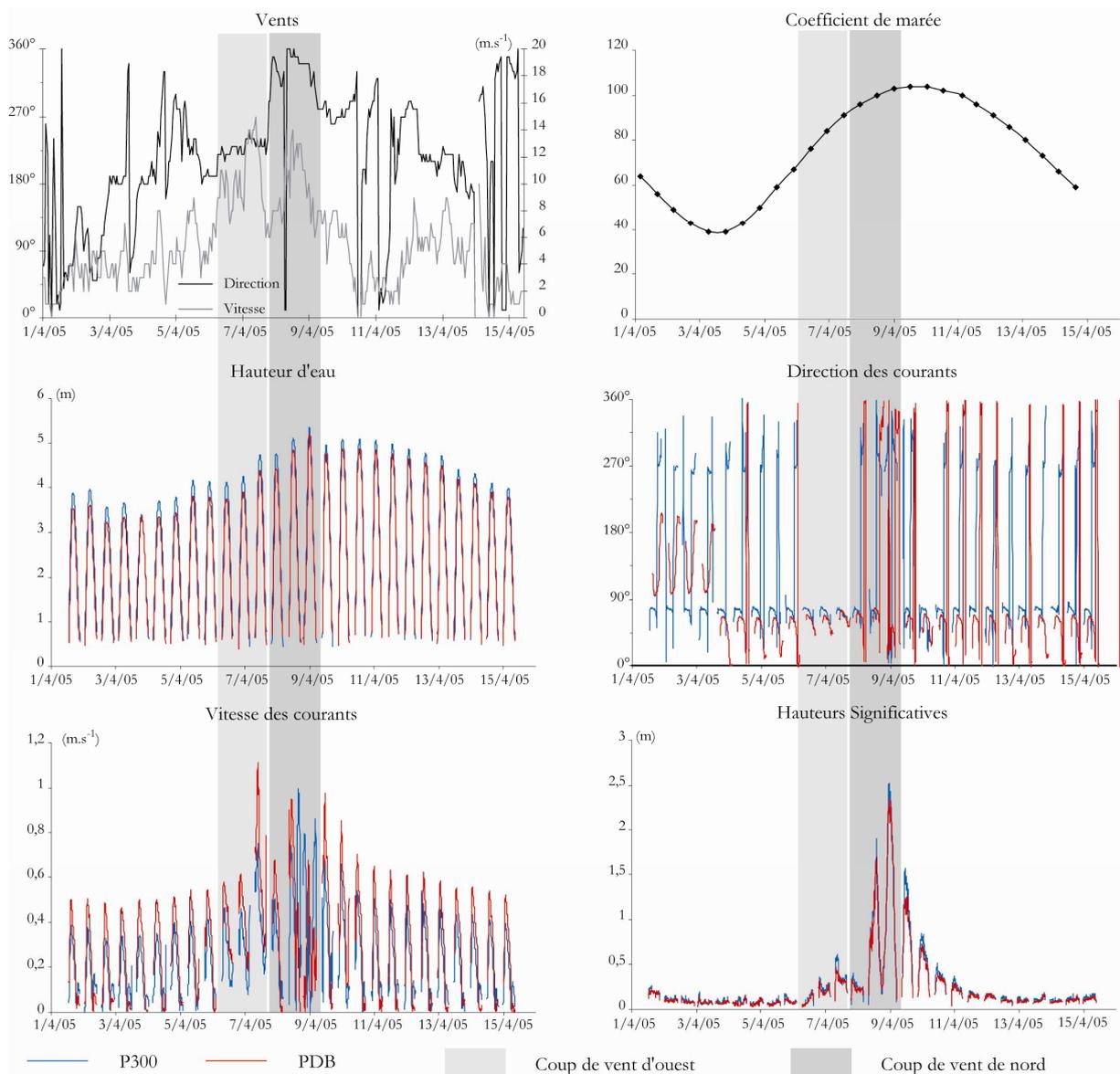


Figure.VI.34 : Rappel des conditions météorologiques et hydrodynamiques au niveau du P300 et PDB lors de la campagne d'avril 2005.

Comme dit précédemment, les profils P800, P300 et PDB ont été relevés quasiment quotidiennement, les figures VI.35 à 37 représentent les relevés et l'évolution morphologique de l'estran au niveau de ces profils.

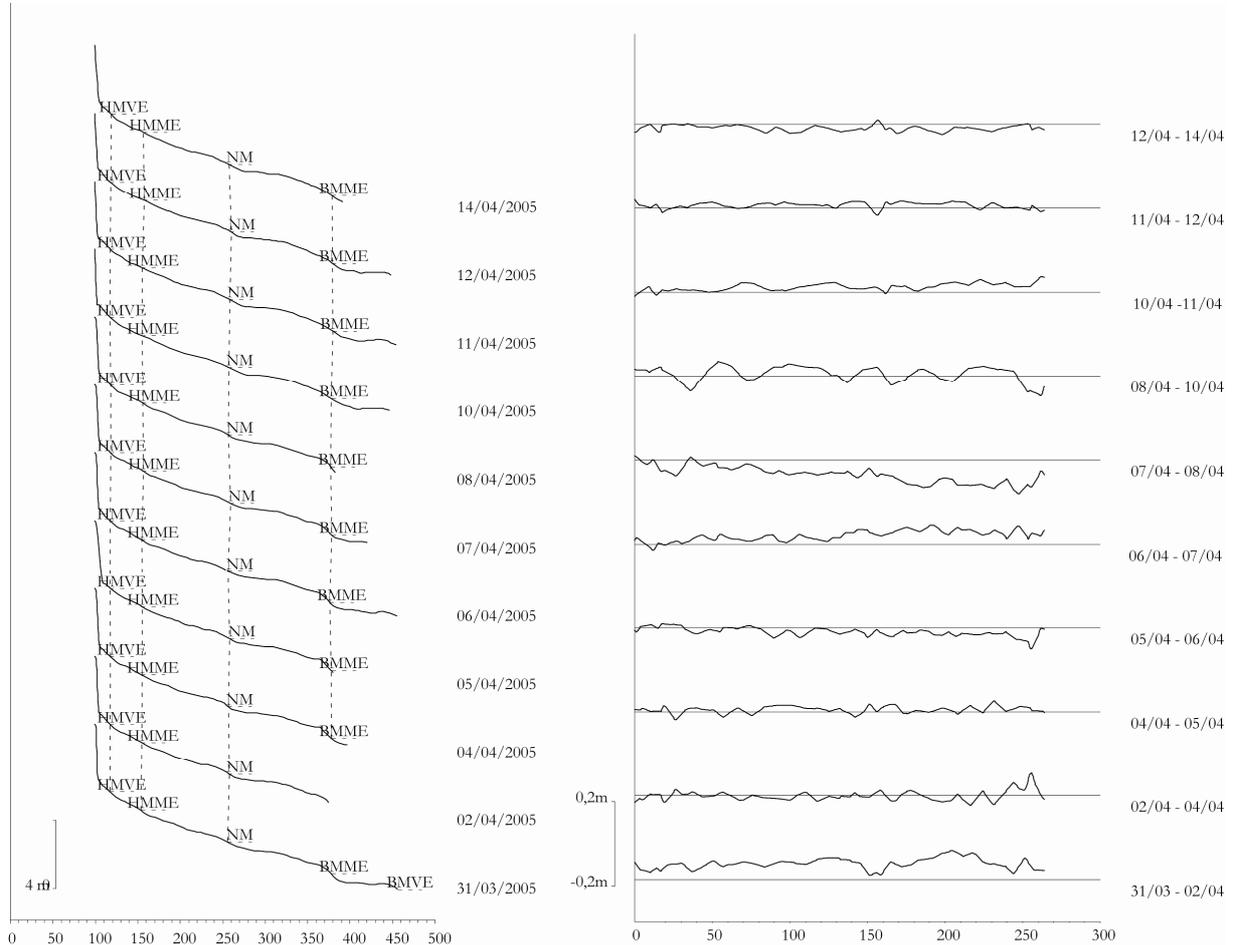


Figure.VI.35 : Relevés topographiques et évolution de la morphologie du profil P800 au cours de la campagne d'avril 2005.

Au niveau du profil P800 (Fig.VI.35), la morphologie de l'estran ne semble pas fortement évoluer. Les niveaux marins représentés (HMVE, HMME, ...) ne fluctuent pas visiblement sur l'estran. Le haut de plage, caractérisé par une falaise dunaire, a quelque peu reculé, mais la morphologie globale de l'estran semble rester stable même lors du passage des conditions agitées d'ouest et de nord. L'analyse des variations d'altitude du profil montre que le niveau de l'estran fluctue tout de même, mais dans des proportions assez faibles, jamais plus de 10 à 15 cm. Si l'on regarde ces évolutions par périodes météorologiques définies précédemment, lors de la première période calme, le profil est en accrétion entre les 2 premiers relevés puis il reste assez stable. Pendant le temps agité d'ouest (entre le 7 et le 8 avril), le profil est en érosion. Au cours des conditions agitées de nord (entre le 8 et le 10 avril)

les variations de la morphologie de l'estran ne permettent pas de dégager une tendance. Puis, lors de la seconde période calme, les variations sont de nouveau minimales.

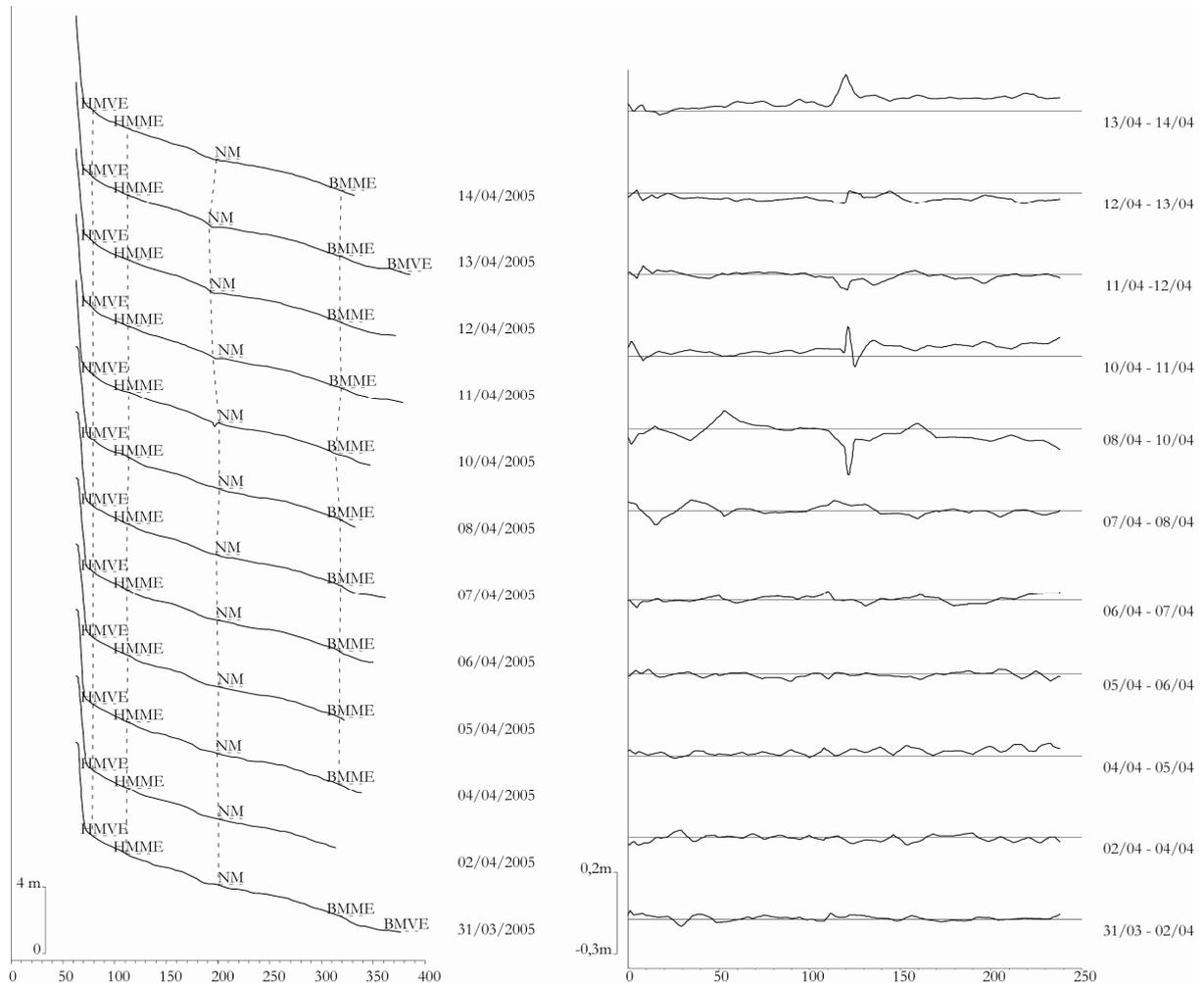


Figure.VI.36 : Relevés topographiques et évolution de la morphologie du profil P300 au cours de la campagne d'avril 2005.

Au niveau du P300 (Fig.VI.36), les variations de la morphologie de l'estran sont plus visibles. Le recul de la falaise dunaire est plus important qu'au niveau du P800. La ligne des niveaux moyens (NM) fluctue sur l'estran, elle tend à remonter vers le haut de plage entre le 10 et le 12 avril puis à descendre à nouveau vers le bas de plage entre le 13 et le 14 avril. Cette fluctuation est aussi visible au niveau des basses mers de morte-eau (BMME), avec une remontée vers le haut de plage le 10 avril puis un retour à sa position précédente. Ces variations de niveau vers le haut de plage représentent des périodes d'érosion et d'abaissement de l'estran dans ces secteurs de plage. Ces variations sont liées à l'impact des conditions agitées, et lors des conditions calmes, l'estran reprend petit à petit sa morphologie antérieure à l'épisode de forte énergie. Les fluctuations d'altitude de l'estran sur la campagne

varient selon les périodes. De 31 mars au 7 avril, période calme, les fluctuations sont minimes et l'estran reste stable. Lors des conditions agitées d'ouest (du 7 au 8 avril) l'estran reste assez stable aussi, mais lors des conditions agitées de nord (du 8 au 10 avril) l'estran est plus en érosion. Puis du 11 au 14 avril, seconde période calme, l'estran tend à s'exhausser doucement.

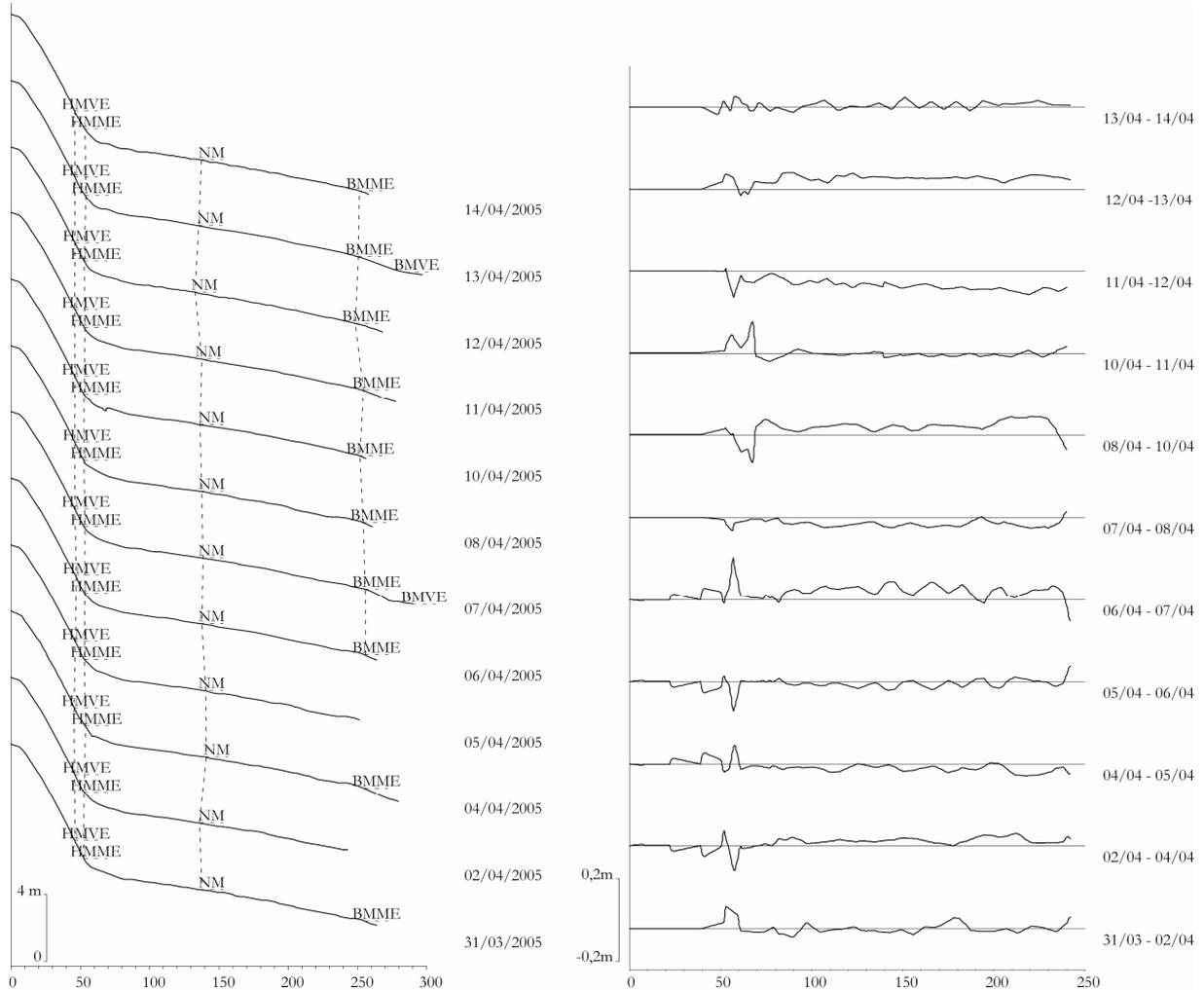


Figure.VI.37 : Relevés topographiques et évolution de la morphologie du profil PDB au cours de la campagne d'avril 2005.

Pour le profil PDB (Fig.VI.37), tout comme pour le profil P300, le niveau moyen (NM) et le niveau des basses mers de morte-eau (BMME) fluctuent au cours de la campagne. Le niveau moyen avance vers le bas de plage le 4 avril puis reprend sa position le 5 avril, il se dirige vers le haut de plage le 12 avril pour reprendre sa place le 13. Ces fluctuations s'effectuent lors des conditions de temps calme contrairement au P300 où elles étaient présentes par conditions agitées. Le niveau de basses mers de morte-eau suit la même tendance. Les variations d'altitude sur le profil présentent un estran assez stable pour la période du 31 mars au 6 avril et du 6 au 7 avril l'estran est en léger exhaussement. Pour les

conditions agitées d'ouest (du 7 au 8 avril), l'estran est en légère érosion, et lors des conditions agitées de nord (du 8 au 10 avril) l'estran est en accrétion. Puis lors de la seconde période calme, l'estran est en érosion du 11 au 12 avril et en accrétion du 12 au 13 avril. Pour ce profil les principales variations de l'estran s'effectuent au niveau du pied de digue et en bas de plage.

Tableau.VI.1 : Variations de volume des différents profils topographiques au cours de la campagne d'avril 2005.

	31/03/05	2/04/05	4/04/05	5/04/05	6/04/05	7/04/05	Total
Volume du P800	1236 m ³	1257 m ³	1256 m ³	1263 m ³	1253 m ³	1264 m ³	
Variation du volume		21 m ³ 0,077 m ³ .m ⁻¹	-1 m ³ -0,004 m ³ .m ⁻¹	7 m ³ 0,026 m ³ .m ⁻¹	-10 m ³ -0,036 m ³ .m ⁻¹	11 m ³ 0,040 m ³ .m ⁻¹	28 m ³ 0,102 m ³ .m ⁻¹
Volume du P300	1072 m ³	1079 m ³	1073 m ³	1084 m ³	1083 m ³	1082 m ³	
Variation du volume		7 m ³ 0,029 m ³ .m ⁻¹	-6 m ³ -0,025 m ³ .m ⁻¹	11 m ³ 0,046 m ³ .m ⁻¹	-1 m ³ -0,004 m ³ .m ⁻¹	-1 m ³ -0,004 m ³ .m ⁻¹	10 m ³ 0,042 m ³ .m ⁻¹
Volume du PDB	726 m ³	727 m ³	730 m ³	727 m ³	727 m ³	726 m ³	
Variation du volume		1 m ³ 0,005 m ³ .m ⁻¹	3 m ³ 0,015 m ³ .m ⁻¹	-3 m ³ -0,015 m ³ .m ⁻¹	0 m ³ 0 m ³ .m ⁻¹	-1 m ³ -0,005 m ³ .m ⁻¹	0 m ³ 0 m ³ .m ⁻¹

	8/04/05	10/04/05	Total
Volume du P800	1245 m ³	1242 m ³	
Variation du volume	-19 m ³ -0,069 m ³ .m ⁻¹	-3 m ³ -0,011 m ³ .m ⁻¹	-22 m ³ -0,080 m ³ .m ⁻¹
Volume du P300	1086 m ³	1062 m ³	
Variation du volume	4 m ³ 0,017 m ³ .m ⁻¹	-24 m ³ -0,101 m ³ .m ⁻¹	-20 m ³ -0,084 m ³ .m ⁻¹
Volume du PDB	720 m ³	726 m ³	
Variation du volume	-6 m ³ -0,030 m ³ .m ⁻¹	6 m ³ 0,030 m ³ .m ⁻¹	0 m ³ 0 m ³ .m ⁻¹

Sur la campagne	
P800	
Variation du volume	14 m ³ 0,051 m ³ .m ⁻¹
P300	
Variation du volume	5 m ³ 0,021 m ³ .m ⁻¹
PDB	
Variation du volume	-2 m ³ -0,010 m ³ .m ⁻¹

	11/04/05	12/04/05	13/04/05	14/04/05	Total
Volume du P800	1250 m ³	1252 m ³		1250 m ³	
Variation du volume	8 m ³ 0,029 m ³ .m ⁻¹	2 m ³ 0,007 m ³ .m ⁻¹		-2 m ³ -0,007 m ³ .m ⁻¹	8 m ³ 0,029 m ³ .m ⁻¹
Volume du P300	1073 m ³	1073 m ³	1063 m ³	1077 m ³	
Variation du volume	11 m ³ 0,046 m ³ .m ⁻¹	0 m ³ 0 m ³ .m ⁻¹	-10 m ³ -0,049 m ³ .m ⁻¹	14 m ³ 0,059 m ³ .m ⁻¹	15 m ³ 0,063 m ³ .m ⁻¹
Volume du PDB	726 m ³	712 m ³	722 m ³	724 m ³	
Variation du volume	0 m ³ 0 m ³ .m ⁻¹	-14 m ³ -0,069 m ³ .m ⁻¹	10 m ³ 0,050 m ³ .m ⁻¹	2 m ³ 0,010 m ³ .m ⁻¹	-2 m ³ -0,010 m ³ .m ⁻¹

	Evolution par temps calme
	Evolution par temps agité d'ouest
	Evolution par temps agité de nord
	Evolution par temps agité
	Evolution sur la campagne

L'étude des volumes sédimentaires présents pour chaque profil permet une meilleure analyse et perception de bilan sédimentaire des profils (Tab.VI.1). Le tableau montre les volumes de sédiments présents pour chaque relevé ainsi que la variation de volume entre deux profils successifs pour chaque type de conditions. Lors de la première période calme, du 31 mars au 7 avril, le profil P800 est en accrétion avec un gain de 28 m³ ou 0,102 m³.m⁻¹, le profil P300 suit la même tendance avec un gain de 10 m³ ou 0,042 m³.m⁻¹, tandis que le profil PDB reste totalement stable. Lors du passage de conditions agitées d'ouest, du 7 au 8 avril, le profil P800 est en érosion (-19 m³ ou -0,069 m³.m⁻¹), le profil P300 est en très légère accrétion

et le PDB en érosion (-6 m^3 ou $-0,030 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). Du 8 au 10 avril, pour des conditions agitées de nord, le profil P800 est en légère accrétion, le P300 est en forte érosion (-24 m^3 ou $-0,101 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) liée au recul important de la falaise dunaire, et le PDB est en accrétion (6 m^3 ou $0,030 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$). Le bilan du passage de ces deux conditions agitées est une stabilité au niveau du PDB et une érosion assez importante pour les profils P800 et P300. Pour la seconde période calme du 11 au 14 avril, le P800 est en légère accrétion, le P300 connaît une accrétion plus marquée (15 m^3 ou $0,063 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$) et le PDB est en légère érosion. Le bilan sur l'ensemble de la campagne est le suivant :

Une accrétion pour le profil P800 (14 m^3 ou $0,051 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$), mais cette dernière s'effectue principalement entre le 31 mars et le 2 avril.

Une légère accrétion pour le profil P300.

Et une faible érosion pour le profil PDB.

Lors des périodes calmes, le bilan sédimentaire tend à être positif pour le P800 et le P300 et stable pour le PDB. Lors des périodes agitées, ce bilan est négatif pour le P300 et le P800. Au niveau du PDB, l'impact des conditions de nord est positif, la morphologie de l'avant côte dans ce secteur est sûrement l'une des explications de l'exhaussement de l'estran durant cet épisode de forte énergie.

La tendance qui se dégage de cette analyse est :

Un estran qui reste stable ou s'exhausse en période calme ou lors d'événements particuliers pour le PDB.

Et un estran en érosion lors des épisodes de fortes énergies.

Conclusion

Pour conclure cette partie hydrodynamique et impact sur la morphologie de la plage, nous avons pu dégager plusieurs informations importantes au niveau du site d'étude en fonction des conditions présentes.

➤ Pour des conditions de temps calme :

- Une houle peu marquée dans les petits-fonds et le bas de plage avec une période de 6 à 8 s. Les hauteurs significatives de la houle augmentent lors des marées de vives-eaux.

- Les courants de marée varient en fonction de la position où nous nous trouvons sur le site, au niveau des petits-fonds, le courant de flot est dominant et dirigé vers l'est et le courant de jusant est moins intense et dirigé vers l'ouest. Au niveau du bas de plage les courants sont plus accentués vers l'est du site (PDB) et sont assez faibles à l'ouest (PMP). La direction des courants de flot et de jusant est dirigé est/ouest pour la partie ouest du site, puis elle tourne légèrement est-nord-est/ouest dans la partie centrale. Au niveau de la digue du Braek, le courant de flot est similaire à la partie centrale mais le courant de jusant est dirigé plus vers le large et cette direction fluctue en fonction du type de marée. Nous avons pu aussi mettre en évidence un courant de gyre au niveau du PMP.

- L'analyse de transport potentiel à l'aide d'échantillonnage Gao et Collins nous donne une tendance à un transport vers le haut de plage entraînant un déplacement des barres vers le haut de plage comme cela a été observé dans de nombreuses études sur la façade littorale de la région (Reichmüth et Anthony, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Anthony et al. 2004 ; Sedrati, 2006).

- Le transport sédimentaire potentiel est présent principalement lors du courant de flot à une échelle assez petite (deux à trois fois la vitesse critique). L'estran reste assez stable ou en exhaussement lors de ces périodes calmes.

➤ Pour des conditions de temps agité :

- Lors des conditions de grands vents d'ouest nous observons un forçage météo-marins avec l'annihilation du courant de jusant et un renforcement du courant de flot. Les vitesses des courants sont importantes, favorisant probablement un transport sédimentaire vers l'est et le large. Les houles se trouvent aussi renforcées et arrivent du nord-ouest. Cette accentuation est d'autant plus forte que le coup de vent d'est perdure dans le temps. Les vitesses de cisaillement sont importantes et le transport potentiel s'effectue longitudinalement, l'estran est en érosion plus ou moins marquée

- Lors des conditions de coups de vents d'est, nous avons pu observer un renforcement du courant de jusant et une légère atténuation du courant de flot. Les houles se

trouvent aussi affectées comme lors des coups de vent d'ouest avec une différence au niveau de la direction de propagation de la houle. Nous restons assez prudents vis-à-vis de ces conditions car les quelques enregistrements réalisés ont été effectués sur une petite partie du site et pour un coup de vent d'est assez court et pas très intense. Nous pouvons penser que pour des conditions plus intenses, le courant de jusant peut devenir dominant et même peut être annihilé le courant de flot.

- Lors de conditions extrêmes de secteur nord nous avons pu observer des phénomènes particuliers avec des hauteurs significatives exceptionnelles supérieures à 2,5 m en bas de plage et la disparition des courants de flot et de jusant à la faveur d'un courant d'undertow dirigé vers le large assez rare sur nos côtes. Ce type de circulation hydrodynamique très spectaculaire n'avait pas encore été relevé sur les côtes dunkerquoises. Le transport sédimentaire pour un événement de ce type est très important mais il s'effectue transversalement sous l'effet de la houle. L'impact sur l'estran est varié, avec des zones en érosion comme le P300 et le P800, et des zones en accrétion comme le PDB. La morphologie de l'avant-côte jouant sûrement un rôle important lors de ce type de conditions.

Nous pouvons conclure en notant la part importante et essentielle des conditions de fortes agitations sur la mobilité et la morphologie de l'estran et du trait de côte du site, mais il faut que ces phénomènes soient assez intenses et assez longs pour engendrer des variations importantes.

CHAPITRE VII :

EVALUATION DE L'IMPACT DES FORCAGES

METEO-MARINS SUR LA MORPHOLOGIE DE L'ESTRAN

Introduction

Le chapitre précédent a permis de mettre en avant certains impacts des forçages météo-marins sur la morphologie de l'estran à court terme. En effet, lors de d'événements météo-marins différents, les transports sédimentaires variant et devenant plus ou moins important selon la durée et la direction de l'épisode météorologique engendrant ce forçage. L'analyse mensuelle des profils topographiques a permis de déterminer des phases d'évolution de l'estran en fonction des épisodes météorologiques présents entre deux relevés successifs. L'objectif de ce chapitre est d'essayer de déterminer à l'échelle mensuelle, à partir des données recueillies entre septembre 2004 et décembre 2005, l'impact transversal et longitudinal des forçages météorologiques sur la morphologie de l'estran.

I Analyse factorielle de l'impact des forçages météo-marins sur la variabilité de la morphologie transversale

Les campagnes de mesures in situ, associant l'acquisition de données hydrodynamiques, topographiques et météorologiques ont permis de définir l'impact des forçages météo-marins à l'échelle d'une campagne ou d'un épisode météorologique particulier au niveau de différents points de mesure, mais ces derniers ne couvrent pas la totalité de l'estran et les différentes zones morphologiques. De plus, ces tendances ne montrent pas l'impact sur la morphologie transversale de l'estran. Dans cette partie, nous allons essayer de définir l'impact des forçages météo-marins au niveau transversal pour chacune des zones morphologiques. Pour réaliser cette étude, nous nous sommes basés sur une analyse factorielle à composante principale, dans le but de définir la part des forçages et des agents hydrodynamiques sur les variabilités morphologiques observées le long d'un profil et pour chacune des quatre zones morphologiques. Cette démarche s'inspire des travaux de Rihouey (2004), Dehouck (2006) et Suanez et Stephan (2006), qui ont utilisé cette méthode

pour discerner le rôle des différents facteurs hydrodynamiques sur la variabilité morphologique des plages.

I.1 Analyse factorielle des données morphologiques, météorologiques et hydrodynamiques

I.1.1 Les données disponibles

Pour cette analyse factorielle, des données morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques sont nécessaires.

Les données morphologiques proviennent des relevés topographiques effectués entre septembre 2004 et décembre 2005. Afin de couvrir l'ensemble des quatre zones morphologiques présentes sur le site, un profil a été choisi pour chacune des zones. Le PMP pour la zone morphologique 1, le P1800 pour la zone morphologique 2, le P300 pour la zone morphologique 3 et le PDB pour la zone morphologique 4.

Les données hydrodynamiques comprennent les données de houle au large et les marnages au niveau du site. Les données de houle au large (hauteurs significatives et direction) ont été recueillies au niveau de la bouée Westhinder située à 36 km au large des côtes Belges, avec une tranche d'eau de 27 m environ (Fig.VII.1). Ces données de houle sont enregistrées toutes les heures. Les données marégraphiques correspondent aux différents coefficients présents entre chaque relevé topographique.

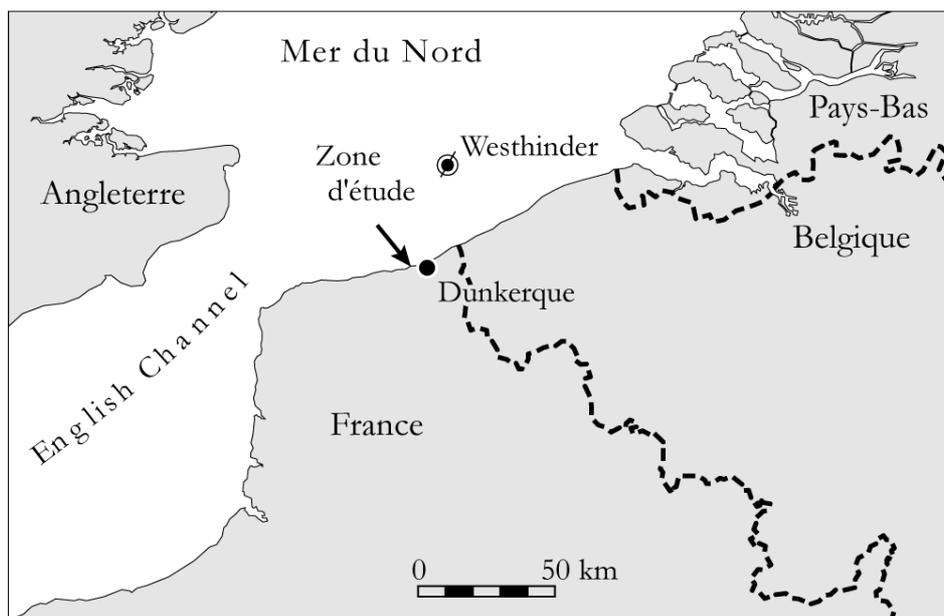


Figure.VII.1 : Localisation de la bouée Westhinder utilisée pour les houles au large, d'après L.O.G, 2009.

Les données météorologiques correspondent aux données de vent (vitesse et direction au cours de la période suivie). Il s'agit de données tri-horaires de Météo France enregistrées au niveau de Dunkerque que nous avons utilisé pour l'ensemble de notre étude.

1.1.2 La préparation des données et le choix des variables

Toutes les données ont été recueillies pour la période de suivi topographique entre le 22 septembre 2004 et le 08 décembre 2005 ; le but de cette analyse factorielle étant de déterminer l'impact des agents hydrodynamiques sur la variabilité morphologique de l'estran de manière transversale. L'analyse factorielle a été réalisée le long de quatre profils représentatifs des quatre zones morphologiques présentes le long du site.

L'aspect transversal de cette analyse factorielle, nous a conduit à choisir trois variables morphologiques. Les variables morphologiques (Tab.VII.1) correspondent à une compartimentation de l'estran selon les différents niveaux d'eau. La première variable (*morpho1*) correspond à la variation du volume moyen par mètre entre les HMVE et les HMME entre deux relevés successifs. Cette variable *morpho1* n'est pas utilisé pour la zone morphologique 4 (profil PDB), car elle se situe au niveau de la digue, donc peu de variations. La deuxième variable (*morpho2*) correspond à la variation de volume moyen par mètre entre les HMME et le NM entre deux relevés successifs. Et la dernière variable (*morpho3*) correspond à la variation du volume moyen par mètre entre le NM et le 0 m IGN 69 entre deux relevés successifs. Pour cette dernière variable morphologique, nous avons choisit le 0 m IGN 69, car une partie des relevés n'atteignaient pas les BMME.

Les variables dynamiques (Tab.VII.1) correspondent aux données hydrodynamiques et météorologiques. Nous avons choisi cinq variables, une variable liée à la marée, une autre à la houle au large et les trois dernières aux conditions météorologiques.

Pour la variable liée à la marée (*marées vives-eaux*), nous avons décidé d'utiliser le pourcentage de marée dont le coefficient est supérieur à 90 (marée de vives-eaux) entre deux relevés successifs. Cette variable permet de voir l'impact des marées de vives-eaux sur la morphologie de l'estran et plus particulièrement sur la variable *morpho1* qui n'est recouverte que lors des marées de vives-eaux.

Pour la variable liée à la houle au large ($HS > 2m$), nous avons décidé de calculer le pourcentage, entre deux relevés topographiques successifs, de données de houle au large supérieure à 2m. Cette valeur de 2m a été choisie car c'est celle que nous avons utilisé dans la chapitre III dans le modèle SWAN. Les houles de 2 m au large, représentent en moyenne %

des observations. Cette variable représente le pourcentage de conditions modérées à fortes en terme d'agitation du plan d'eau.

Les variables liées à la météorologie sont au nombre de trois, nous les avons choisies en gardant pour objectif de déterminer l'impact des forçages météo-marins sur la morphologie de l'estran. Dans le chapitre VI, nous avons vu que les forçages se produisaient lors des vents supérieurs à 9 m.s^{-1} . La rose des vents de dunkerque (cf.fig.I.6) montre que les vents proviennent de trois grands secteurs : le grand secteur ouest, le nord-est et le nord. L'analyse des données météorologiques au cours de la période de suivi (cf.fig.V.15) nous a permis de définir trois grands secteurs de vents plus importants, un premier sud-ouest (du sud à l'ouest), une deuxième nord-est (du nord à l'est), et enfin un secteur nord-ouest (de l'ouest au nord). Chacune de ces trois directions correspond à une variable, et pour chacune d'elle nous avons retenu les données où ces vents sont supérieurs à 9 m.s^{-1} . Les trois variables météorologiques sont ainsi nommées : *vent SO fort*, *vent NE fort* et *vent NO fort*.

Tableau.VII.1 : Description des variables.

Variables morphologiques	Variables dynamiques
Evolution du volume entre HMVE et HMME (<i>morpho1</i>)	Proportion de marées de vives-eaux (<i>marée vives-eaux</i>)
Evolution du volume entre HMME et NM (<i>morpho2</i>)	Proportion des houles au large > 2 m (<i>HS>2m</i>)
Evolution du volume entre NM et 0 m IGN 69 (<i>morpho3</i>)	Proportion de vents forts de Sud-Ouest (<i>vent SO fort</i>)
	Proportion de vents forts de Nord-Est (<i>vent NE fort</i>)
	Proportion de vents forts de Nord-Ouest (<i>vent NO fort</i>)

I.2 Résultats de l'analyse factorielle

Après l'analyse factorielle des séries de données morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques, nous pouvons voir que 90 % de la variabilité des données est expliquée sur cinq axes factoriels ou composantes (Tab.VII.2). Les composantes significatives sont déterminées par le fait que sa variance est supérieure à la variance moyenne qui correspond à 100 % divisé par le nombre de variables, huit ici. La variance moyenne est donc de 12,5 % pour les zones morphologiques 1 à 3, et de 16,6 % pour la zone morphologique 4. Nous obtenons ainsi, trois composantes principales pour les zones morphologiques 1 et 3, et deux composantes pour les zones morphologiques 2 et 4. Nous allons présenter pour chacune des zones, les résultats obtenus à l'aide de cette analyse factorielle et tenter de déterminer l'impact des variables hydrodynamiques sur les variables morphologiques.

Tableau.VII.2 : Variances relatives (en gras significatives) et cumulées en (en %) associées aux nouveaux axes factoriels après l'analyse en composante principale.

Composante	Zone1 (PMP)	Zone2 (P1800)	Zone3 (P300)	Zone4 (PDB)
1	38,3 (-)	53,4 (-)	41,2 (-)	61 (-)
2	26,4 (64,7)	20,2 (73,6)	20,4 (61,6)	18,8 (79,8)
3	16,1 (80,8)	11,8 (85,4)	17,8 (79,4)	9,7 (89,6)
4	10,4 (91,2)	8,1 (93,5)	11,4 (90,8)	6,6 (96,2)
5	5,4 (96,6)	4,7 (98,2)	6,1 (96,9)	2,7 (98,9)

1.2.1 Le profil PMP (Zone morphologique 1)

Pour la zone morphologique 1, trois composantes principales ont été retenues, elles expliquent 80,8 % de la variabilité des données (Tab.VII.2). L'ensemble des variables morphologiques et dynamiques sont bien représentées au sein des trois composantes principales (Tab.VII.3). Au niveau de la composante 1, nous pouvons voir que le compartiment *morpho1* est fortement anti-corrélé avec les vents forts de sud-ouest et de nord-ouest, ainsi qu'aux fortes houles. Et au niveau de la composante 2, il est corrélé avec les marées de vives-eaux et les vents forts de nord-est, et dans un même temps elle est aussi anti-corrélée aux compartiments *morpho2* et *morpho3*. Le compartiment *morpho2* est présent sur la composante 2, où il est corrélé au compartiment *morpho3*, mais il est anti-corrélé au compartiment *morpho1*, aux marées de vives-eaux et aux vents de nord-est. Le compartiment *morpho3* suit la même tendance que le compartiment *morpho2* sur la composante 2, et au niveau de la composante 3, il est corrélé aux marées de vives-eaux.

Tab.VII.3 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 1 (PMP).

Variables	Composante1	Composante2	Composante3
<i>morpho1</i>	-0,635	0,615	0,177
<i>morpho2</i>	0,289	-0,586	0,377
<i>morpho3</i>	0,110	-0,469	0,796
<i>marées vives-eaux</i>	0,171	0,578	0,577
<i>vent SO fort</i>	0,907	0,315	-0,215
<i>vent NE fort</i>	0,022	0,843	0,268
<i>vent NO fort</i>	0,940	0,085	0,119
<i>HS > 2m</i>	0,913	0,140	-0,116

La morphologie générale de ce profil PMP et sa localisation (cf.fig.I.15 et I.19) permettent de mieux comprendre les résultats obtenus à l'aide de l'analyse factorielle. Le compartiment *morpho1* correspond à la vaste plateforme stable. L'analyse nous montre que celle-ci peut être érodée lors des forts vents de sud-ouest et nord-ouest couplées à de fortes

houles qui sont susceptibles de recouvrir la plateforme. Et dans un second temps, un apport sédimentaire s'effectuerait lors de marées de vives-eaux et de vents forts de nord-est. Le deuxième compartiment *morpho2*, représente au niveau du profil la zone de changement de pente entre la plateforme et le reste de l'estran, ainsi que la zone où sont présentes les barres à certaines périodes de l'année. Ce compartiment est en érosion lors des marées de vives-eaux associées à des vents forts de nord-est. Ces résultats suggèrent aussi un échange transversal puisque les compartiments *morpho2* et *morpho3* sont en érosion tandis que le compartiment *morpho1* est en accrétion. Nous pouvons penser que les vents forts de nord-est font migrer les sédiments du bas de plage vers le haut de plage. La composante 3, nous montre que le compartiment *morpho3* serait en accrétion lors des marées de vives-eaux.

I.2.2 Le profil P1800 (Zone morphologique 2)

Pour la zone morphologique 2, deux composantes principales ont été retenues, elles expliquent 73,6 % de la variabilité des données (Tab.VII.2). Toutes les variables sont bien représentées au sein de ces deux composantes (Tab.VII.4). La première composante montre une corrélation entre les compartiments *morpho1* et *morpho3*, qui sont eux-mêmes anti-corrélés aux vents forts quelle que soit leur direction et aux fortes houles. La composante 2 montre une corrélation entre les compartiments *morpho2* et *morpho3*, qui sont anti-corrélés avec les marées de vives-eaux.

Tab.VII.4 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 2 (P1800).

Variables	Composante1	Composante2
<i>morpho1</i>	-0,709	-0,265
<i>morpho2</i>	0,401	0,795
<i>morpho3</i>	-0,646	0,518
<i>marées vives-eaux</i>	0,468	-0,702
<i>vent SO fort</i>	0,929	0,056
<i>vent NE fort</i>	0,571	-0,320
<i>vent NO fort</i>	0,953	0,129
<i>HS > 2m</i>	0,934	0,176

La morphologie générale du profil P1800 et de la zone morphologique 2 sont différents de la zone précédente (cf.fig.I.16 et I.19). Le compartiment *morpho1*, correspond au haut de plage et au pied de dune. L'analyse factorielle montre que ce compartiment est en érosion lors des coups de vents forts, principalement le sud-ouest et le nord-ouest, et à

moindre échelle le nord-est, couplés à des houles assez fortes qui sont susceptibles d'éroder le pied de dune. Nous pouvons penser trouver une anti-corrélation avec les marées de vives-eaux mais la variance a un poids inférieur. Le compartiment *morpho2*, est aussi dans la partie haute de l'estran avec la présence d'une barre au niveau du NM. La composante 2, nous montre que ce compartiment est en accrétion lors des marées de vives-eaux mais avec des vents calmes. La même tendance se retrouve au niveau du compartiment *morpho3* avec un poids légèrement inférieur. Ce dernier compartiment suit la même tendance que le compartiment *morpho1* lors des conditions agitées et celle du compartiment *morpho2* lors des conditions calmes.

1.2.3 Le profil P300 (Zone morphologique 3)

Pour la zone morphologique 3, trois composantes principales ont été retenues, elles expliquent 79,4 % de la variabilité des données (Tab.VII.2). Les variables sont plus ou moins bien représentées au sein des trois composantes (Tab.VII.5). La composante 1 montre une corrélation assez faible entre les trois compartiments morphologiques, mais une corrélation importante pour les vents forts de sud-ouest et de nord-ouest et les fortes houles. L'apport de cette composante est très faible au niveau morphologique. La composante 2 présente une anti-corrélation entre le compartiment *morpho2*, les marées de vives-eaux et les vents forts de nord-est. La composante 3 fait ressortir une corrélation entre le compartiment *morpho1* et les vents forts de nord-est. L'utilisation de l'analyse factorielle au niveau de cette troisième zone morphologique, semble ne pas être un outil efficace.

La morphologie générale du profil P300 et de la zone morphologique 3 est particulière, avec la présence de falaises dunaires en haut de plage et un estran plutôt lisse (cf.fig.I.17 et I.19). Le compartiment *morpho1* se situe au niveau du pied de la falaise dunaire, les résultats de l'analyse factorielle sont assez difficiles à interpréter, nous pouvons observer une accrétion lors des coups de vents de nord-est, mais pour le reste des composantes il est difficile de faire ressortir des informations utiles. Nous aurions pu penser que les marées de vives-eaux couplées aux fortes houles aient une incidence négative sur ce compartiment, mais l'analyse ne le montre pas. Au niveau du compartiment *morpho2*, situé entre le haut de plage et le mi-estran, l'analyse montre une érosion sous l'effet combiné des marées de vives-eaux et des vents forts de nord-est. Le dernier compartiment, *morpho 3*, se trouve lui selon l'analyse en accrétion lors des vents forts de nord-est. Comme nous l'avons dit plus haut, l'analyse

factorielle n'est pas un bon outil pour comprendre l'impact transversal des conditions de forçage au niveau de la zone morphologique 3 qui est une zone plus complexe que les deux précédentes.

Tab.VII.5 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 3 (P300).

Variables	Composante1	Composante2	Composante3
<i>morpho1</i>	0,301	0,119	0,884
<i>morpho2</i>	0,390	-0,764	0,151
<i>morpho3</i>	0,355	-0,266	0,398
<i>marées vives-eaux</i>	0,430	0,590	-0,397
<i>vent SO fort</i>	0,900	0,053	-0,286
<i>vent NE fort</i>	0,460	0,752	0,433
<i>vent NO fort</i>	0,937	-0,159	-0,137
<i>HS > 2m</i>	0,919	-0,155	-0,118

1.2.4 Le profil PDB (Zone morphologique 4)

Pour la zone morphologique 4, deux composantes principales ont été retenues, elles expliquent 79,8 % de la variabilité des données (Tab.VII.2). Toutes les variables sont bien représentées au sein de ces deux composantes (Tab.VII.6). Pour le profil PDB et la zone morphologique 4, le compartiment *morpho1* n'est pas utilisé car il se situe au niveau de la digue, donc peu d'évolutions possibles. La composante 1 présente une anti-corrélation entre le compartiment *morpho2*, les vents forts de sud-ouest et de nord-ouest et les fortes houles, tandis que le compartiment *morpho3*, est corrélé avec les mêmes variables. Au niveau de la composante 2, les marées de vives-eaux sont corrélées avec les vents forts de nord-est, mais le poids des compartiments morphologiques est trop faible.

Le profil PDB et la zone morphologique 4 sont adossés à la digue du Braek (cf.fig.I.18 et I.19). Le compartiment *morpho2*, située dans la partie haute de l'estran de le pied de digue est en érosion lors des vents forts de sud-ouest et de nord-ouest combinés aux fortes houles, tandis que le compartiment *morpho3*, est plutôt en accrétion. Les résultats de l'analyse factorielle au niveau de la zone morphologique 4 sont cependant certainement de portée limitée, car les données morphologiques sont expliquées sur une seule composante.

Tab.VII.6 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 4 (PDB).

Variables	Composante1	Composante2
<i>morpho2</i>	-0,889	0,175
<i>morpho3</i>	0,707	-0,253
<i>marées vives-eaux</i>	0,411	0,753
<i>vent SO fort</i>	0,922	0,028
<i>vent NE fort</i>	0,373	0,777
<i>vent NO fort</i>	0,957	-0,113
<i>HS > 2m</i>	0,953	-0,193

I.2.5 Synthèse

L'analyse factorielle réalisée sur les quatre zones morphologiques présentes le long du site du Clipon, apporte des informations pour l'ensemble des quatre zones morphologiques, mais semble être moins inefficace pour les zones morphologiques 3 et 4. Les résultats de ces analyses suggèrent néanmoins une érosion du haut de plage lors des vents forts et fortes houles pour la majeure partie du site. Au niveau de la zone ouest, lors des vents forts de nord-est, les résultats montrent un apport sédimentaire sur la plateforme et une érosion en bas de plage, qui peuvent laisser penser à un déplacement vers le haut de plage des sédiments du bas de plage. Au niveau de la zone morphologique 2, l'accrétion domine lors des fortes marées par temps calme. Pour les zones morphologiques 3 et 4 l'analyse factorielle donne des résultats moins probants, mais elle permet de mettre en évidence une accrétion du haut de plage et du bas de plage lors des coups de vents de nord-est. Dans le même temps le milieu de plage est en érosion, ce qui peut être expliqué par un déplacement des sédiments vers le haut de plage pour ce type de conditions. Enfin, pour la zone morphologique 4, nous avons pu observer une érosion du haut de plage lors des vents forts de sud-ouest et nord-ouest avec dans le même temps une accrétion au niveau du bas de plage, ceci pouvant vraisemblablement être expliqué par un déplacement des sédiments vers le bas de plage.

Au vu des résultats obtenus, il est possible que les variables morphologiques et/ou les variables dynamiques que nous avons choisies ne soient pas suffisantes pour ce type d'analyse. Nous pouvons aussi penser que le nombre de relevés utilisés pour chacun des profils ne soit pas suffisant et que le temps entre deux relevés est trop important. Il serait utile de réaliser cette même analyse avec un pas de temps plus court entre chaque relevé avec un nombre de relevés plus importants.

II Impact des forçages météo-marins sur la morphologie longitudinale de la plage

Après l'analyse des impacts des forçages sur la morphologie transversale de l'estran plus ou moins de réussite, nous allons tenter de déterminer l'impact des forçages sur la dynamique longitudinale.

II 1 Méthode utilisée

Le but de cette analyse est de déterminer l'impact longitudinal des forçages météo-marins le long de l'estran de la plage du Clipon. Les données utilisées proviennent du suivi mensuel effectué entre septembre 2004 et décembre 2005. Nous avons utilisé le mode de représentation en chronogramme afin de représenter les évolutions de volume métrique pour la totalité de la plage sur la période suivie afin de déterminer des zones d'évolution spatio-temporelle d'accrétion ou d'érosion. Ces chronogrammes ont été effectués sur la totalité de l'estran, ainsi que sur les compartiments *morpho1*, *morpho2* et *morpho3*. Ces différents chronogrammes permettront de déterminer des zones d'érosion ou d'accrétion sur la totalité de l'estran dans un premier temps, puis de comparer ces résultats à ceux obtenus pour chacun des compartiments morphologiques définis pour l'analyse factorielle.

II.2 Evolution sur la totalité des profils (Fig.VII.2)

Dans un premier temps, nous avons effectué un chronogramme portant sur la largeur totale de chaque profil. Les données ont été recueillies entre septembre 2004 et décembre 2005, mais les périodes diffèrent légèrement de celles présentées dans le chapitre V, afin d'éliminer toutes les dates où un profil n'avait pu être relevé. Le chronogramme (Fig.VII.2), montre que la zone couvrant les profils PMP, P2300 et P1800 est assez stable et protégée des forçages météo-marins, sous l'effet protecteur des digues et jetées de l'avant-port ouest.

Nous pouvons observer sur ce chronogramme la présence de deux grandes zones en érosion :

- Une première s'étalant du profil P1800 au profil PDC entre septembre 2004 et mars 2005. Cette zone en érosion semble montrer une translation de l'érosion vers l'est. Entre

septembre et novembre 2004, les vents forts de sud-ouest et les fortes houles sont bien présentes (13,8 et 12,2 %), seuls les profils P00 et PDB sont touchés par l'érosion. De novembre 2004 à février 2005, les vents forts de sud-ouest sont encore plus importants (17,2 %), ainsi que les fortes houles (17,3 %) et les vents forts de nord-ouest apparaissent aussi (8,6 %). Lors de cette période, la zone d'érosion s'étend du P1800 au PDC avec une stabilité au niveau du PDB. Dé février à mars 2005, les conditions semblent moins agitées, bien que les vents forts du sud-ouest représentent encore 9,6 % et que dans le même temps les vents forts du nord-est connaissent leur période la plus importante avec 5,9 %. La zone d'érosion s'étend pour cette période du P80 au PDC avec une stabilité au niveau du P00.

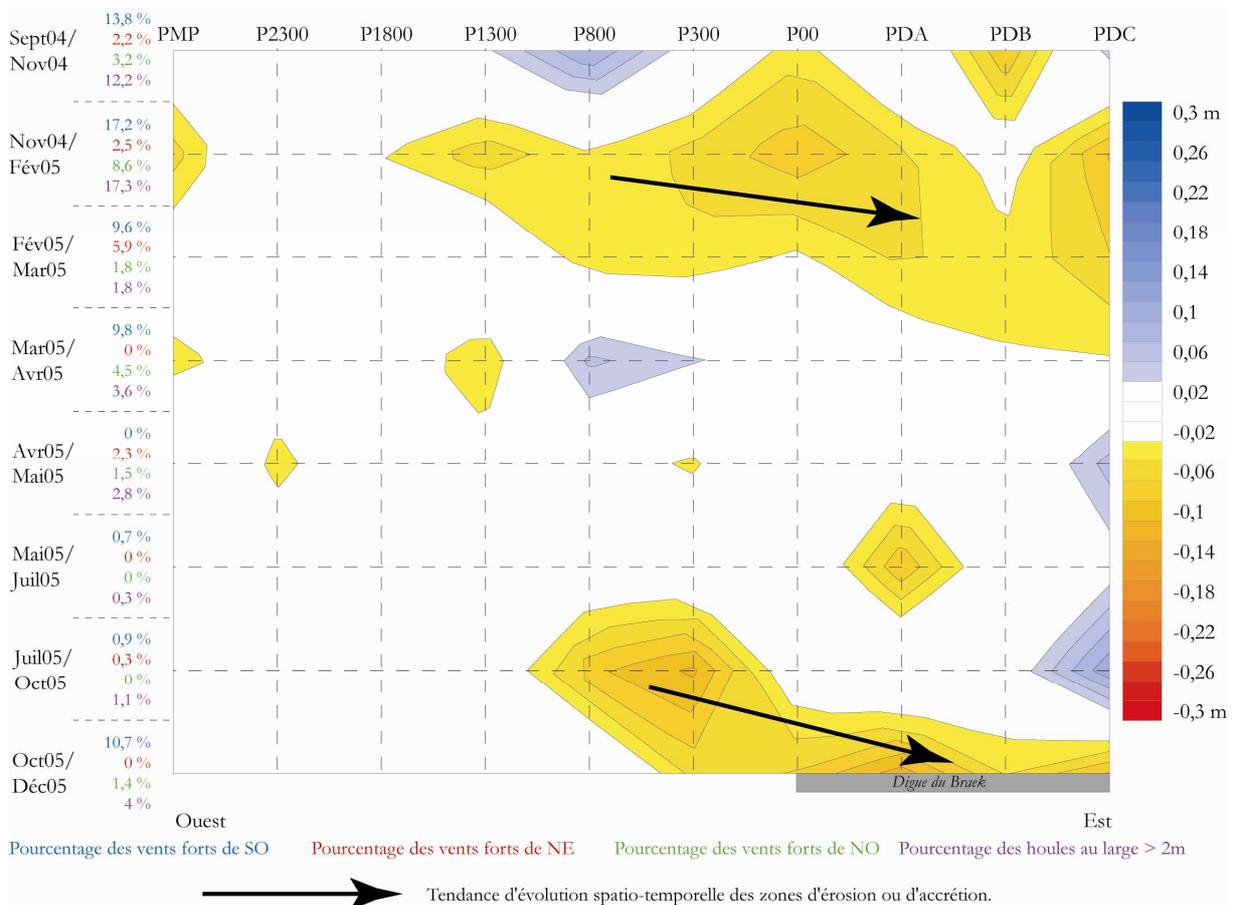


Figure.VII.2 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour la totalité de l'estran.

- Une seconde étendue des profils P800 à PDC entre la période de juillet à décembre 2005. Cette zone en érosion, tout comme la précédente semble montrer une translation vers l'est de l'érosion. Cette zone est toutefois moins étendue que la précédente, elle débute entre juillet et octobre 2005 au niveau des profils P800 et P300, bien que les conditions

météorologiques soient plutôt calmes, et se poursuit entre juillet et décembre 2005, du profil P300 au profil PDC, lorsque les vents forts de sud-ouest réapparaissent et dépassent les 10 %.

De mars à juillet 2005, aucune tendance d'érosion ou d'accrétion n'est visible à l'échelle de la totalité du profil. Au cours de cette période, les conditions météorologiques sont très calmes, sauf entre mars et avril 2005, où les vents de sud-ouest représentent 9,8 %, mais ne semblent pas affecter le bilan sédimentaire de l'estran.

L'utilisation d'un chronogramme à l'échelle du profil complet a permis de définir deux grandes périodes d'érosion et une grande période de stabilité. L'analyse des chronogrammes basées sur chaque compartiment morphologique nous apportera sûrement plus d'informations quand à l'impact longitudinal des forçages météo-marins sur l'estran.

II.3 Evolution du compartiment morphologique *morpho1* (HMVE/HMME)

Le chronogramme basé sur le compartiment morphologique *morpho1* (Fig.VII.3) ne comprend pas les données de la zone morphologique 4 (celle de la digue du Braek) car ces données se situent sur la digue elle-même. Le chronogramme s'étend donc du profil PMP au profil P00 entre septembre 2004 et décembre 2005. Comme pour le chronogramme basé sur la largeur totale du profil, la zone ouest du site (profils PMP et P2300) est protégée et plutôt stable. Pour le reste de l'estran, plusieurs zones d'évolution sont visibles, deux zones d'érosion et une zone d'accrétion semblent se déplacer vers l'ouest tandis que les autres zones ne semblent pas se déplacer. Nous pouvons observer qu'il y a une tendance de déplacement vers l'ouest des zones d'évolution, au moins durant la première moitié de la période suivie, contrairement à ce que nous avons observé pour la largeur totale des profils.

Une première zone est une zone d'érosion, elle s'étend, du profil P1800 au profil P300, entre septembre 2004 et mars 2005. Entre septembre et novembre 2004, la zone se situe entre les profils P1300 et P300, puis de novembre 2004 à février 2005 elle se déplace à l'ouest pour se situer entre les profils P1800 et P800. Pour finir entre février et mars 2005, elle se situe simplement au niveau du profil P1800. Au cours de la période septembre 2004/février 2005, les conditions sont agitées avec des vents forts de sud-ouest, de fortes houles au large. Une autre zone en érosion est aussi présente au niveau du profil P00, mais cette dernière ne se déplace pas longitudinalement, elle est présente entre septembre 2004 et avril 2005.

Une deuxième zone est une zone en accrétion, située entre les profils P1300 et P300 entre novembre 2004 et mars 2005. Entre novembre 2004 et février 2005, l'accrétion se situe simplement au niveau du profil P300, puis de février à mars 2005, cette zone s'étend du profil

P1300 au P300. Cette zone, comme la précédente, tend à se déplacer vers l'ouest dans le temps. Au cours de cette période, nous pouvons voir que les vents forts de nord-est sont les plus importants.

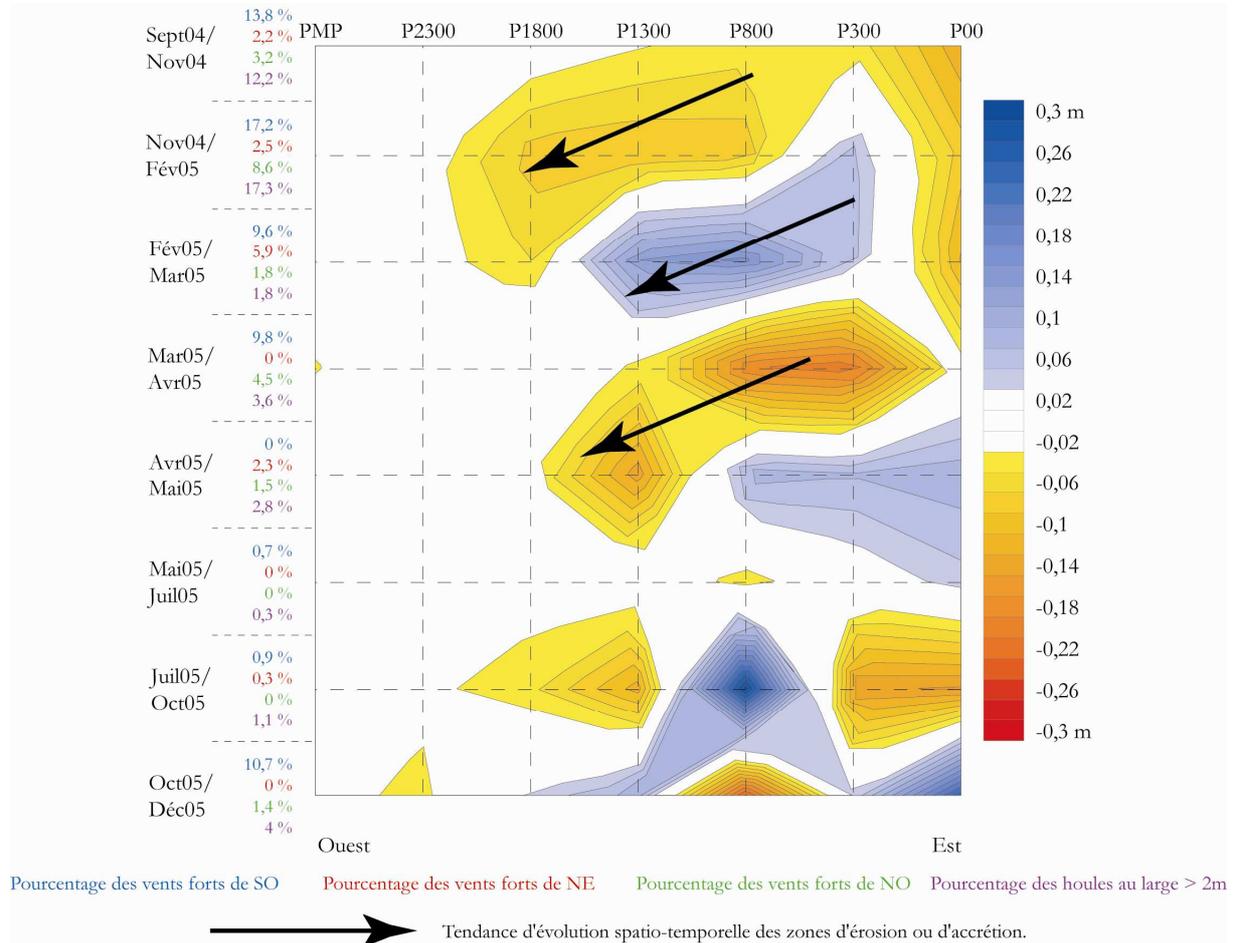


Figure.VII.3 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour le compartiment morphologique *morpho1* (HMVE/HMME).

Une troisième zone en érosion se situe entre les profils P1300 et P300 entre mars et mai 2005. De mars à avril 2005, où seuls les vents forts de sud-ouest sont présents (9,6 %) l'érosion se situe entre le P1300 et le P300. D'avril à mai 2005, l'érosion se concentre principalement au niveau du P1300, bien que les conditions météorologiques soient plus calmes (quelques vents forts de nord-est et de nord-ouest et peu de fortes houles au large). Nous observons à nouveau un déplacement vers l'ouest de la zone évolutive.

Plusieurs autres zones sont visibles, mais elles n'ont pas de tendance spatio-temporelle. Une zone en érosion est présente au niveau du P00 entre septembre 2004 et mars 2005, lorsque les conditions météorologiques sont agitées. Une zone en accrétion est présente entre avril et mai 2005, entre les profils P800 et le P00, lorsque les conditions

météorologiques sont plutôt calmes avec quelques vents forts de nord-est et peu de fortes houles. Une dernière zone, plus complexe, se situe entre les profils P1800 et P00 entre juillet et octobre 2005. Les conditions météorologiques lors de cette période sont pourtant très calmes avec peu de forts vents et peu de fortes houles. Cependant, nous pouvons observer une zone en érosion coupée au niveau du profil P800 par une zone en accrétion. Cette dernière est sûrement liée à un éboulement de la falaise dunaire dans ce secteur qui entraîne une accumulation dans la partie haute de l'estran. Le faible taux de vents forts est de houles, n'excluent pas la présence d'un coup de vent forts mais de faible durée qui aurait permis cet épisode d'érosion sur une grande partie de la plage.

II.4 Evolution du compartiment morphologique *morpho2* (HMME/NM)

Nous avons aussi réalisé un chronogramme basé sur le compartiment *morpho2* (HMME/NM), qui s'étend sur la totalité du site (Fig.VII.4). Nous pouvons observer une grande tendance de déplacement vers l'est des différentes zones d'érosion ou d'accrétion. Au niveau du compartiment *morpho2*, nous pouvons observer plusieurs zones d'évolution en érosion ou en accrétion.

Une première zone en érosion est visible des profils P800 à P300 entre septembre 2004 et mars 2005. Entre septembre et novembre 2004, l'érosion se situe au niveau du P800 et très légèrement au niveau du P300, puis de novembre 2004 à février 2005, l'érosion se concentre au niveau du P800. Pour finir, entre février et mars 2005, l'érosion est toujours présente au niveau du P800, mais moins fortement, ainsi qu'au niveau du P300 avec une intensité plus importante. Il y a donc un déplacement de cette zone érosive vers l'est, mais sur une distance limitée (500 m).

Une deuxième zone en érosion est visible au devant de la digue du Braek, entre les profils PDA et PDC, entre novembre 2004 et mars 2005. De novembre 2004 à février 2005, la zone d'érosion se situe entre les profils PDA et PDC, puis de février à mars 2005, l'érosion est concentrée au niveau du PDC. Cette zone tend aussi comme la zone située plus à l'ouest à se déplacer vers l'est.

Une troisième zone en accrétion traverse le chronogramme d'ouest des profils P1800 à PDC entre novembre 2004 et décembre 2005. Entre novembre 2004 et février 2005, l'accrétion se situe au niveau du P1800, puis au niveau du P1300 entre février et mars 2005. Puis cette accrétion s'étend entre le P800 et le P00 entre mars et mai 2005, lorsque les conditions météorologiques deviennent plus calmes. De mai à octobre 2005, cette accrétion se

déplace encore vers l'est pour se situer au niveau du P00 et entre les profils PDB et PDC. Et d'octobre à décembre 2005, la zone est concentrée au niveau du profil PDC.

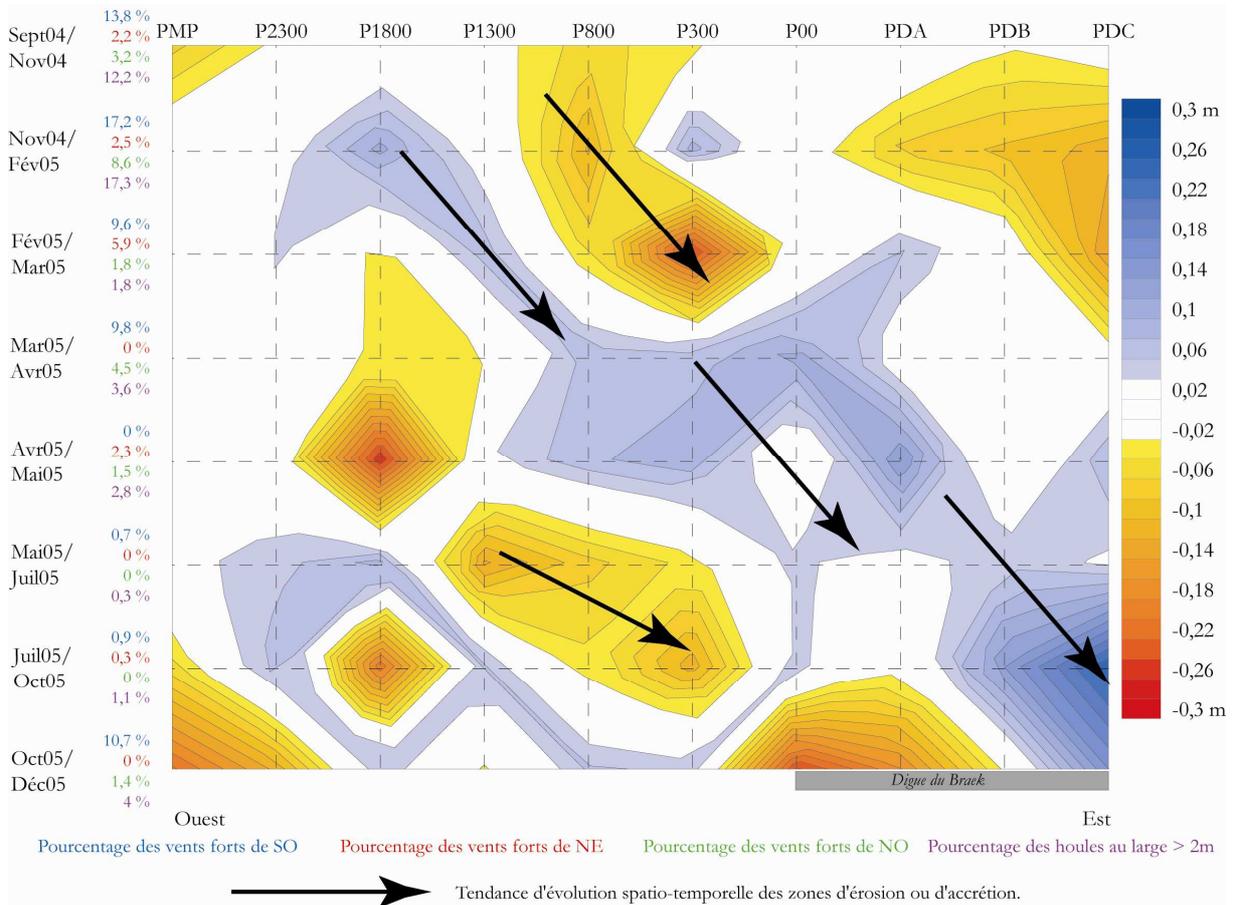


Figure.VII.4 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour le compartiment morphologique *morpho2* (HMME/NM).

Une autre zone en érosion se déplace vers l'est, elle se situe entre les profils P1300 et P300, de mai à octobre 2005, alors que les conditions sont plutôt calmes. De mai à juillet, l'érosion est comprise entre les profils P1300 et P300, puis de juillet à octobre 2005, elle se situe entre le P800 et le P300.

Une autre zone en accrétion semble se déplacer vers l'est, entre mai et décembre 2005, des profils P2300 à P300. De mai à juillet l'accrétion est visible au niveau des profils P2300 et P1800. Entre juillet et octobre 2005, l'accrétion se déplace vers l'est entre les profils P2300 et P1300, mais une forte érosion est visible au niveau du P1800. Puis d'octobre à décembre 2005, l'accrétion est présente au niveau du profil P1800 et entre les profils P800 et P300.

D'autres zones tout comme pour le chronogramme basé sur le compartiment *morpho1*, ne semblent pas se déplacer longitudinalement. Une première zone en érosion concentré au

niveau du profil P1800 entre février et mai 2005. Et une autre entre octobre et décembre 2005 entre les profils P00 et PDB.

II.5 Evolution du compartiment morphologique *morpho3* (NM/0 IGN 69)

Nous avons pour finir réalisé un chronogramme basé sur le compartiment *morpho3* (NM/ 0 IGN 69) sur la totalité du site (Fig.VII.5). Tout comme pour le chronogramme basé sur la largeur totale des profils et le compartiment *morpho2*, nous pouvons observer un déplacement des zones en érosion et en accrétion vers l'est.

Une première zone en érosion est visible du profil P800 au profil PDC entre septembre 2004 et mars 2005. De septembre à février 2005, l'érosion est concentrée au niveau du profil P800, puis de février à mars 2005, elle s'étend entre le P800 et le PDC. Ce déplacement vers l'est est moins flagrant que ceux présentés précédemment, car nous avons une érosion le long d'un profil dans le temps, puis une érosion forte sur une grande zone du site.

Une zone très fine en accrétion est présente entre les profils P1300 et PDA de mars à décembre 2005. Cette fine bande se déplace vers l'est au cours de cette période. Entre mars et mai 2005, elle se situe au niveau du P1300, puis au niveau du P800, entre mai et juillet 2005. Elle atteint le P300 entre juillet et octobre 2005, et se localise entre le P00 et le PDA entre octobre et décembre 2005.

Deux petites zones en érosion se déplacent aussi vers l'est, une première de mars à mai 2005 entre le P2300 et le P1800, et une seconde de mai à octobre 2005 entre le P1300 et le P800. Ces deux zones en érosion sont coupées par une fine zone en accrétion. Cette petite zone en accrétion relie la première zone an accrétion présentée juste au-dessus, et une seconde présente entre le PMP et le P1800 entre mars et juillet 2005. Cette fine bande peut être liée à l'outil de représentation et au calcul par triangulation.

La dernière zone en accrétion, dont nous venons de parler, se situe au niveau du PMP entre mars et avril 2005, puis entre le PMP et le P2300 entre avril et mai 2005, puis entre mai et juillet 2005, elle se situe principalement au niveau du P1800.

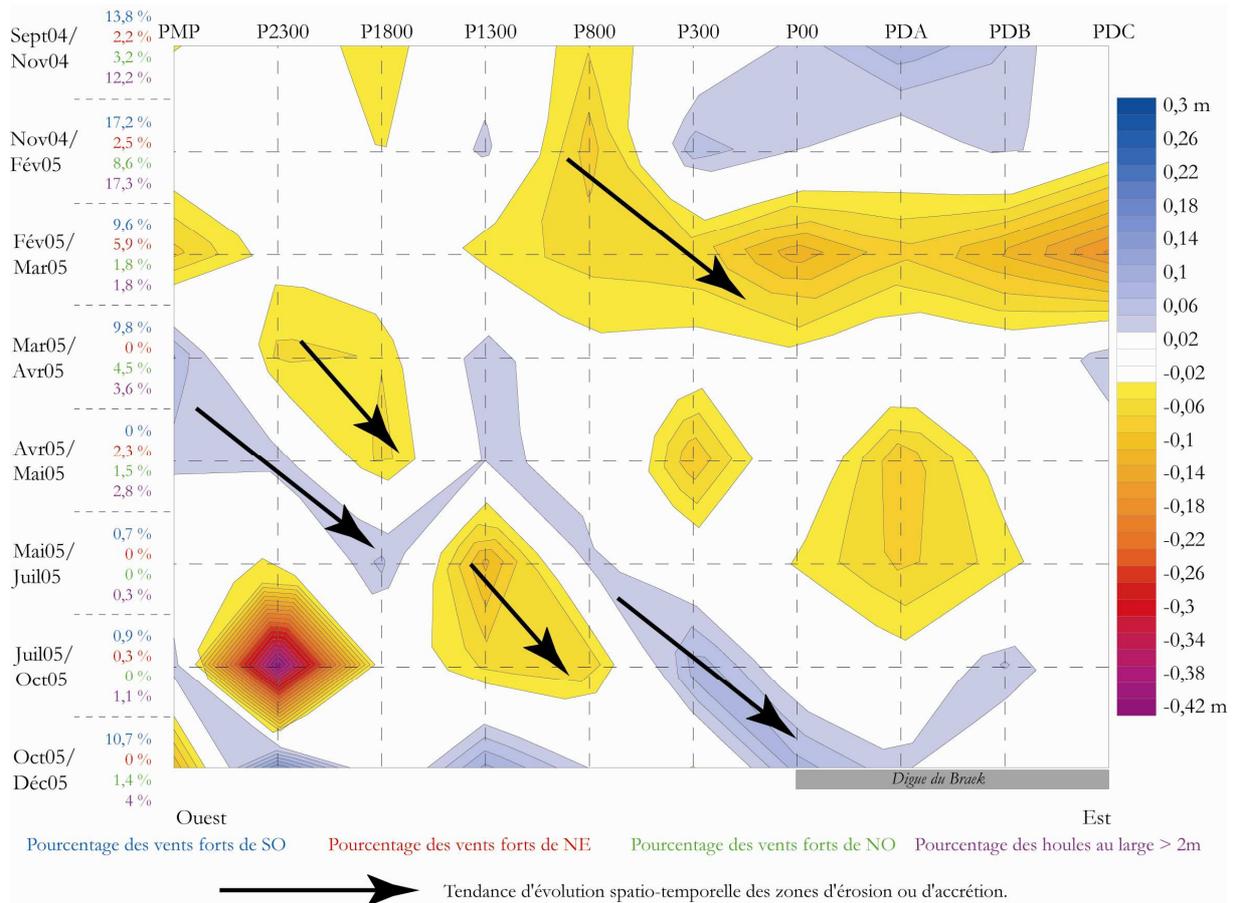


Figure.VII.5 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour le compartiment morphologique *morpho3* (NM/0 IGN 69).

D'autres zones semblent ne pas se déplacer longitudinalement le long du site. Une zone en accrétion présente entre le P300 et le PDB entre septembre 2004 et février 2005. Une zone en érosion est visible au niveau du profil PDA entre Avril et juillet 2005. Nous pouvons aussi remarquer que comme pour le chronogramme basé sur le compartiment *morpho2*, une zone d'érosion forte est présente au niveau du profil P2300 entre juillet et octobre 2005.

II.6 Synthèse

L'utilisation des chronogrammes sur la largeur totale des profils nous a permis de déceler un déplacement des zones en érosion vers l'est et une certaine stabilité dans la zone ouest du site entre les profils PMP et P1800.

Dans un second temps, l'application de ce chronogramme sur les différents compartiments morphologiques utilisés lors de l'analyse factorielle a permis d'observer dans la partie haute de la plage (compartiment *morpho1*) un déplacement des zones d'évolution

plutôt vers l'ouest soit à l'opposé de ce que nous avons perçu pour la largeur totale des profils. La zone ouest du site reste aussi, très stable avec peu d'évolution.

Les chronogrammes des compartiments *morpho2* et *morpho3*, donnent un déplacement des zones d'évolution vers l'est. De plus les zones d'évolutions sont assez similaires pour ces deux chronogrammes. La partie ouest du site, qui était stable pour le compartiment morphologique *morpho1* et la largeur totale des profils, subit des évolutions dans la partie basse de l'estran.

Nous pouvons voir aussi des zones d'érosion présentes entre septembre 2004 et février 2005, là où les conditions sont les plus agitées, et la présence de zone en accrétion lors des périodes plus calmes. Cependant, certaines zones en érosion sont présentes aussi lors de ces périodes calmes, elles sont sûrement liées à des épisodes très courts mais intenses qui se sont produits soient au cours de cette période calme, soit peu avant le relevé topographique.

Conclusion

L'étude des interactions entre l'estran et les forçages météo-marins nous apportent des informations qu'il s'agisse de l'analyse factorielle utilisée pour les interactions transversales ou les chronogrammes pour les interactions longitudinales.

L'analyse factorielle a permis d'obtenir des informations importantes :

- L'érosion du haut de plage est présente sur la majeure partie du site lors des vents forts de nord-ouest et sud-ouest.

- Une accrétion est visible lors des vents forts de nord-est au niveau de la plateforme pour la zone morphologique 1 et du haut de plage pour la zone morphologique 3. Cet apport semble venir du bas de plage qui lui est en érosion, bien que pour la zone morphologique 3, cet apport peut être lié à un éboulement de falaise dunaire.

- Au niveau de la zone morphologique 2, nous avons une accrétion lors des marées de vives-eaux par temps calme.

- Pour la zone morphologique 4, nous pouvons voir lors des vents forts de nord-ouest et sud-ouest, une érosion sur la partie haute de l'estran et une accrétion en bas de plage, laissant penser à un déplacement des sédiments vers le bas de plage.

L'étude des chronogrammes a permis d'observer un déplacement vers l'est des zones d'évolution au niveau de la largeur totale, et des compartiments morphologiques *morpho2* et *morpho3*. Elle a permis aussi d'observer un déplacement plutôt vers l'ouest au niveau du compartiment *morpho1*. Les principales zones d'érosion sont présentes lors des conditions agitées et les zones d'accrétion lors des conditions calmes, mais il est possible d'observer des érosions en période calme et des accrétions par des conditions agitées.

Les résultats obtenus à l'aide de l'analyse factorielle et des chronogrammes nous ont apporté des informations et confirmé des résultats obtenus à l'aide des données recueillies in situ. Cependant, les résultats seraient plus précis si nous avions pu réaliser un nombre de relevés topographiques plus importants avec un pas de temps plus court entre chaque relevé.

CHAPITRE VIII :

SYNTHESE MORPHODYNAMIQUE

ET SPECIFICITES DE LA PLAGE DU CLIPON

Introduction

Ce chapitre a pour but de synthétiser les résultats présentés dans les chapitres précédents afin de pouvoir faire ressortir les éléments les plus caractéristiques de la morphodynamique de la plage du Clipon dans le contexte sédimentaire et la circulation hydrodynamique spécifiques aux côtes de la façade méridionale de la Mer du Nord. Plusieurs points seront discutés : (1) l'impact des jetées et constructions artificielles à long et moyen terme ; (2) la circulation hydrodynamique et sédimentaire de la plage du Clipon et l'impact des conditions de fortes agitations ; (3) les changements morphologiques au sein du profil au cours des conditions calmes et agitées ; (4) la notion de cellule sédimentaire quasi-fermée.

I L'impact des infrastructures portuaires à long et moyen terme

La plage du Clipon est un site artificiel bordé par plusieurs infrastructures portuaires, deux jetées, une à l'ouest et une à l'est, ainsi qu'une digue frontale dans la partie est du site. Cette plage a été créée suite aux avancées successives sur la mer au cours de la seconde partie du XX^{ème} siècle. L'analyse diachronique de photographies aériennes transversales du trait de côte à une échelle pluri-décennale a permis de montrer l'évolution vers l'ouest de l'avancée du trait de côte. En effet, entre 1962 et 1988, date de fin des grands travaux d'aménagement du port de Dunkerque, le trait de côte a fortement avancé. De 1988 à 2000, les évolutions du trait de côte sont plus difficiles à déceler car l'analyse par la méthode des photographies aériennes n'est pas assez fine. En effet, la marge d'erreur liée à la taille des pixels empêche de percevoir les variations du trait de côte pour cette période.

Les grands travaux d'aménagement et d'extension du port de Dunkerque ont entraîné de grands bouleversements, que ce soit au niveau du linéaire côtier, de la morphologie de la plage et des petits-fonds au devant de la zone d'étude. Le trait de côte a subi une avancée importante (supérieure au kilomètre), notamment dans la partie ouest du site, lors de la

création de l'avant-port Ouest (cf.fig.III.10). Dans le même temps, la morphologie de la plage et du haut de plage a subi de grands changements avec la création d'un bourrelet dunaire pour protéger le canal des Dunes, creusé en arrière, ainsi que le reprofilage de la plage. Dans les petits-fonds, ces travaux ont engendré aussi de grandes modifications de la bathymétrie, avec notamment le creusement du chenal d'accès entre le port ouest et le port est et l'impact direct de l'avancée du trait de côte et de l'estran vers le large (cf.fig.III.18).

A partir des années 90, les grands travaux s'achèvent et le site du Clipon évolue de façon plus naturelle, sauf lors de l'implantation du gazoduc (dans les petits-fonds) et de la station d'atterrage (au niveau de la plage et de la dune bordière). Le linéaire côtier évolue différemment tout au long du site. La partie est reste stable, car le trait de côte est fixé par une digue frontale, la digue du Braek. La partie ouest, de la jonction de la digue du Braek à la jetée du Ruytingen, évolue plus naturellement. La zone proche de la digue a connu un recul important supérieur à 20 m entre 2003 et 2006, entraînant la formation d'une falaise dunaire (entre les profils topographiques P00 et P800) et un abaissement important du niveau de la plage (de près d'un mètre). Des profils P800 à P2300, une avancée du trait de côte est visible avec le développement de dunes embryonnaires. Pour la zone la plus à l'ouest (profil topographique PMP), le trait de côte reste plutôt stable.

Chacune des infrastructures a un impact dans la circulation hydrodynamique et sédimentaire du site. A l'est du site, la jetée ouest du port a pour but de protéger l'accès au port est en réduisant l'impact des courants transversaux et des houles d'ouest. Cette construction agit comme un épi, elle bloque le transit sédimentaire dirigé vers la Belgique et engendre une accumulation de sédiments en amont dérive de la jetée. Cette dernière a pour conséquence un élargissement de la plage et un exhaussement de la bathymétrie à proximité en amont dérive de la jetée. Ce phénomène a été observé sur de nombreux autres ouvrages transversaux en amont dérive (Ingle, 1996 ; Kraus *et al.*, 1994 ; Sabatier, 2001 ; Schoonees *et al.*, 2006).

A l'ouest du site, la jetée du Ruytingen se situe en aval dérive, entièrement en mer, contrairement à la jetée bordant l'est du site. L'action principale de la jetée du Ruytingen est de protéger l'accès de l'avant-port-Ouest. Les études réalisées sur d'autres ouvrages transversaux ont montré une érosion importante en aval dérive de ce type d'ouvrage (Walton et Sensabaugh, 1979; Mc Dougal *et al.*, 1987 ; Kraus, *et al.*, 1994 ; Basco, 2004). L'analyse diachronique des relevés bathymétriques a permis de discerner une érosion en arrière de l'ouvrage, mais il est difficile de déterminer s'il s'agit de l'impact de la jetée ou de l'abaissement causé lors des travaux d'aménagements de l'avant-port-Ouest. Au niveau du

contact jetée et plage, nous avons pu observer un exhaussement des petits fonds et la formation d'une vaste plateforme semblable à celle observée sur le site de Calais Hoverport (Anthony *et al.*, 2006 ; Reichmüth et Anthony, 2007 ; Aubry *et al.*, 2009). Short (1991) a montré une accentuation des courants et du transit au-delà des musoirs des ouvrages, entraînant le phénomène de by-passing pour le transport sédimentaire (Jaffe *et al.*, 1997).

La dernière infrastructure présente est de type longitudinal, il s'agit de la digue du Braek. Elle permet de stabiliser le trait de côte et de le fixer pour protéger les bassins maritimes situés en arrière. Le pied de digue se situe à environ 2 m soit sous les HMME. Weggel (1988) a proposé une classification suivant la localisation de la digue sur le profil transversal (Fig.VIII.1) à partir de l'étude et de comparaisons de différentes digues en domaine méso-ou macrotidal (Samat, 2007). La digue du Braek est classée catégorie 4 selon cette classification, il s'agit d'un type intermédiaire situé dans la zone de déferlement ou du jet de rive et qui a une influence croissante sur les courants côtiers.

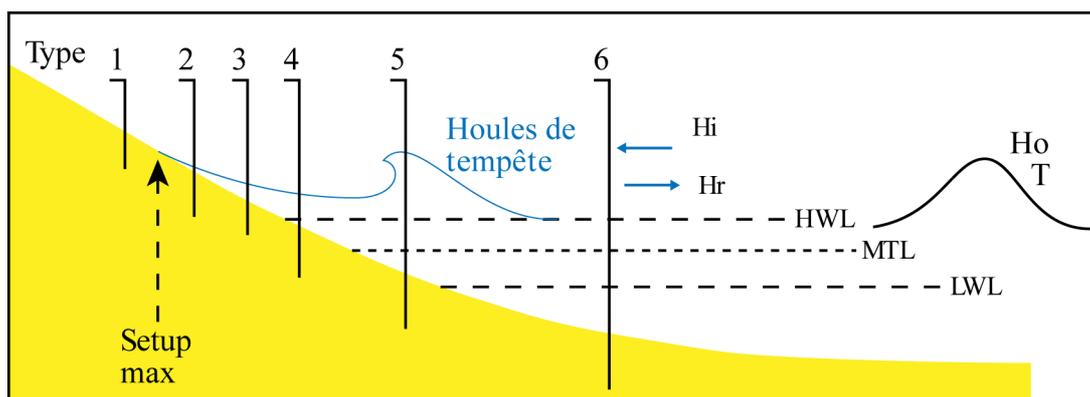


Figure VIII.1 : Classification de la localisation des seawall selon Weggel (1988) Hi : houle incidente, Hr : houle réfléchie, HWL : High Water Level, LWL : Low Water Level.

Un dernier impact anthropique à ne pas négliger est le creusement du chenal d'accès entre l'avant-port Ouest et le port Est. En effet, il représente une barrière dans les échanges entre la zone de plage, les petits-fonds et le large, où sont situés plusieurs bancs de sable constituant un stock sédimentaire très important dans la dynamique globale observée sur la façade méridionale de la Mer du Nord (Garlan, 1990 ; Corbau, 1991, 1995 ; Tessier *et al.*, 1999 ; Anthony, 2000, 2002 ; Aernouts, 2005 ; Anthony et Héquette, 2005 ; Héquette *et al.*, 2005, 2009 ; Héquette et Hemdane, 2005 ; Trentesaux, 2005).

II La circulation hydrodynamique et sédimentaire de la plage du Clipon et l'impact des conditions de fortes agitations

La circulation hydrodynamique et sédimentaire est dominée par la composante longitudinale, le long de la façade méridionale de la Mer du Nord, avec une dominance vers la Belgique comme de nombreuses mesures effectuées entre Wissant et Bray-dunes ont pu le montrer (Sipka, 1998 ; Sipka et Anthony, 1999 ; Reichmüth, 2003 ; Aernouts, 2005 ; Hemdane, 2006 ; Sedrati, 2006 ; Héquette *et al.*, 2008a, 2008b ; Oblinger, 2008). Les campagnes de mesures in situ ont permis d'acquérir un grand nombre de données de courants et de houles. Lors des conditions de temps calme, dans les petits-fonds, les courants tidaux sont parallèles à la côte avec un courant de flot plus intense ($0,65 \text{ m.s}^{-1}$) que le courant de jusant ($0,3 \text{ m.s}^{-1}$), ce qui correspond aux différentes observations et mesures faites sur le littoral dunkerquois (SHOM, 1988 ; Vicaire, 1991, Corbau, 1995 ; Hemdane, 2006).

Au niveau de l'estran, la vitesse des courants est en général inférieure à celle enregistrée dans les petits-fonds. Mais, des variations importantes tout au long de la plage ont été observées. Tout d'abord, au niveau de la direction des courants, les roses des courants (cf.fig.VI.9) permettent de voir une rotation des courants longitudinaux d'ouest en est, notamment pour le courant de flot, qui passe de direction est, au niveau du PMP, à une direction est-nord-est, au devant de la digue du Braek (profil PDB). Le courant de jusant est dirigé vers l'est pour la partie ouest du site, tandis qu'au niveau de la digue du Braek, il est dirigé vers le large. La possibilité d'une accentuation du courant de retour contre l'ouvrage pouvant agir ainsi comme un épi a été démontré par plusieurs auteurs (Komar et Mc Dougal, 1988 ; Mc Dougal *et al.*, 1988 ; Rakha et Kamphuis, 1997). Les vitesses des courants longitudinaux fluctuent aussi. Le courant de flot accélère d'ouest en est, il est de $0,35 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du profil PMP, de $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du P300 et de $0,65 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du PDB. Ce courant accélère au niveau de la digue du Braek. Un tel phénomène a été montré aussi par Miles *et al.*, (1991) qui ont perçu une accentuation de la vitesse des courants longitudinaux le long d'une digue frontale. Le courant de jusant reste similaire sur l'ensemble du site avec une vitesse assez faible ne dépassant pas $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. Lorsqu'ils agissent seuls, les courants tidaux ne sont pas très efficaces sur les plages pour transporter des sédiments, car leurs vitesses sont modestes, plus faibles que dans les petits-fonds.

Lors de ces périodes de temps calme, les houles mesurées dans les petits-fonds ont un angle d'arrivée assez ouvert entre l'ouest et le nord-est, mais à l'approche de la côte, les

angles sont plus resserrés, centrés sur le secteur nord. Mais, pour les hauteurs significatives de la houle, elles sont assez similaires entre les petits-fonds et l'estran, avoisinant les 0,5 m.

La formule de Van Rijn (1990) a permis de calculer la vitesse de cisaillement au niveau du fond et de la comparer avec la vitesse de cisaillement critique pour le type de sédiment présent sur le site. Dans les petits-fonds, les transports potentiels s'effectuent principalement au cours du flot (en direction de la Belgique). En effet, les vitesses de cisaillement lors du courant de jusant sont égales ou légèrement supérieures à la vitesse de cisaillement critique, le transit sédimentaire est donc faible voir inexistant. Cependant, au niveau de la zone ouest du site (profil PMP), le transport est très faible. Cette quasi-absence de transport est liée à la présence de la jetée du Ruytingen qui stoppe le transit sédimentaire en aval dérive. Les courants qui augmentent au niveau de la jetée voient leur vitesse diminuer en aval de la jetée, ce qui est plutôt propice à un dépôt des sédiments. Une simulation du transport sédimentaire potentiel par le modèle de Gao et Collins (1992, 1994a, 1994b) a été effectuée sur l'estran et les résultats ont montré sur deux secteurs de la plage une tendance de remontée des sédiments du bas vers le haut de plage et une tendance longitudinale vers l'est au niveau des bâches. La remontée des sédiments vers le haut de plage est liée à l'impact de la houle et le transport longitudinal est causé par les courants tidaux longitudinaux, renforcés par le vent et la houle, auxquels peuvent parfois se rajouter des courants de vidange des bâches à marée descendante. Il ne faut toutefois pas négliger l'action des vagues qui jouent un rôle important dans la remobilisation des sédiments sur l'estran, notamment lorsque les courants de marée seuls ne sont pas assez forts pour mettre les matériaux en mouvement.

Lors de nos campagnes de mesures, nous avons pu observer la dynamique globale du site lors de conditions de fortes agitations. Ces conditions de forte énergie sont représentatives des conditions globales observées sur la façade méridionale de la Mer du Nord, avec des épisodes de secteur ouest, est et nord.

Conditions de vent de secteur ouest

Les conditions de fortes agitations du grand secteur ouest sont les plus fréquentes, comme le montrent la rose des vents et la rose des houles au niveau de Dunkerque (cf. fig. I.6 et I.10). Lors de ces périodes de forte énergie, les houles arrivent par le secteur nord-ouest au niveau des petits-fonds et elles gardent la même direction en arrivant à la côte, tandis qu'elles provenaient principalement du secteur nord lors des épisodes de temps calmes. La bathymétrie des petits-fonds est une source d'explication dans la propagation de la houle. En

effet, les bancs proches de la côte sont parallèles au rivage et peuvent avoir une influence moindre sur la réfraction de la houle à proximité de la ligne de rivage. Au niveau des hauteurs significatives, nous avons pu observer qu'au niveau des petits-fonds, les houles dépassaient le mètre, tandis qu'en bas de plage, les houles sont moindres, mais légèrement supérieures à celles présentes en temps calme. L'utilisation du modèle de propagation de houle SWAN sur la bathymétrie de 2000 ne donne pas tout à fait le même résultat. Mais il faut prendre en considération les changements bathymétrique ayant eut lieu entre 2000 et la date de la mesure effectuée in situ, ainsi que les limites du modèle.

Pour les courants, au niveau des petits-fonds, les directions restent similaires à celles observées lors des conditions calmes, mais une légère accentuation de la vitesse des courants tidaux est visible, que ce soit pour le courant de flot ($0,8 \text{ m.s}^{-1}$) ou pour le courant de jusant ($0,4 \text{ m.s}^{-1}$). Au niveau du bas de plage, des changements plus importants sont visibles. A l'ouest du site, en arrière de la jetée du Ruytingen, la présence d'un courant de gyre a été enregistrée, avec un courant dirigé vers l'ouest en début de marée montante, puis passant à l'est pour le reste de la marée, tandis qu'au large, le courant de jusant se met en place à mi marée descendante. Les vitesses des courants sont faibles, que ce soit pour le courant de flot ou le courant de gyre avec des vitesses ne dépassant pas les $0,3 \text{ m.s}^{-1}$. Ce type de courant a été perçu aussi en aval dérive du port de Dieppe (Costa et Davidson, 2004) et au niveau de la digue de Wissant (Sedrati, 2006). Pour le reste de l'estran, un courant unidirectionnel dirigé vers l'est est présent tout au long de la marée. Nous sommes en présence d'un forçage météorologique qui annihile le courant de jusant qui ne peut se mettre en place sous l'impact du vent qui agit sur la faible couche d'eau. Les vitesses du courant sont aussi renforcées avec des vitesses atteignant $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ au niveau du P300 et 1 m.s^{-1} au niveau du PDB. L'accentuation du courant vers l'est est toujours présente et plus particulièrement au devant de la digue du Braek. Ces conditions de forte énergie de secteur ouest engendre un transit sédimentaire plus important que lors des conditions calmes. Au niveau des petits-fonds, le transport sédimentaire est toujours dominant vers l'est et la Belgique avec une vitesse de cisaillement quatre fois supérieure à la vitesse de cisaillement critique. Un transit vers l'ouest, est aussi présent lors du courant de jusant, mais il reste plus faible (deux fois la vitesse critique de cisaillement). Lors de la marée basse du 6 avril 2004, le transit sédimentaire est très important, mais il est causé principalement par la houle dont les hauteurs significatives atteignent 1,2 m, les courants étant assez faibles à ce moment de la marée. La tendance vers l'est et la Belgique est conforme à celle établie au niveau de l'avant-côte (Héquette *et al.*, 2008a, 2008b). Au niveau du bas de plage, le transit sédimentaire doit être faible dans la

partie ouest, au vu des faibles vitesses de courant enregistrées. Pour le reste de l'estran, le transport est plus important durant la marée montante avec des vitesses de cisaillement quatre fois supérieures au niveau du P300 et cinq fois supérieures au niveau de la digue du Braek. Au cours de la marée descendante, le transit s'effectue toujours vers la Belgique. Le transit est plus important au devant de la digue avec des vitesses de cisaillement deux fois supérieures à la vitesse de cisaillement critique au niveau du PDB (digue du Braek). Sedrati et Anthony (2007), ont montré la forte influence du vent sur les courants longshore au niveau de l'estran.

Le transit sédimentaire lors de ces conditions de forte énergie ne s'effectue pas seulement sous l'influence des courants de marée. En effet, lors de la marée basse, les sédiments de l'estran sont aussi transportés par le vent vers la Belgique. Au niveau de la vaste plateforme, une quantité importante de sédiments peut être mise en mouvement. Ces sables sont susceptibles d'alimenter les dunes présentes plus à l'ouest, au niveau des profils P1800 et P1300, conduisant à un développement du cordon dunaire dans ce secteur. Plus à l'est les sédiments peuvent se déposer au pied des falaises dunaires mais ils sont en général repris par la marée suivante si le coefficient est assez important. Au niveau de la digue du Braek, le sable ne fait que transiter, il ne peut être fixé et les sédiments ont tendance à passer au dessus de la digue pour venir s'accumuler en arrière de la digue sur la voie d'accès et dans les bassins maritimes. Le transit de sédiments passant au dessus de la digue dans sa partie orientale est important et nécessite le passage d'engin pour ôter les sédiments accumulés sur la voie d'accès (plus de 0,3 m parfois) et aussi le dragage du bassin maritime à proximité de l'écluse De Gaulle. Reichmüth et Anthony (2007) notamment insistent sur ce fait, disant que les courants sur les plages deviennent nettement plus forts lorsque le vent les renforce, et que c'est lors de ces événements que l'on observe des variations notables de la morphologie des barres intertidales.

Conditions de vent de secteur est

Les conditions agitées de secteur est sont aussi assez présentes sur notre littoral, mais les données enregistrées pour ce type de conditions sont assez faibles. Lors de l'épisode enregistré, les conditions dépassaient juste le seuil fixé vis-à-vis des vitesses de vent ayant une incidence sur la dynamique du site. Au niveau des petits-fonds, les houles étaient assez faibles mais les hauteurs significatives ont doublé dès la mise en place des conditions. Au niveau de l'estran, les conditions sont assez semblables, que ce soit dans la partie ouest ou la partie centrale. Au niveau des courants dans les petits-fonds, les courants de flot et de jusant sont toujours présents avec une diminution de la vitesse du courant de flot lorsque le vent est en

parfaite opposition avec la direction du courant. Dès que le vent n'est plus tout à fait dans le même axe, cette atténuation disparaît. Le courant de jusant ne semble cependant pas être accentué par ce type de vent. Au niveau du bas de plage, les seules données disponibles montrent la présence d'un courant unidirectionnel vers l'ouest lors de la marée M11 de la campagne de mars 2003. Lors de la marée suivante (M12), le courant est toujours dirigé en grande partie vers l'ouest mais avec un angle plus important allant du nord-ouest au sud-ouest. La direction des courants est complexe et le courant de gyre semble être présent tout au long de la marée. Au niveau des vitesses des courants, elles sont similaires lors du flot et du jusant dans les petits-fonds, et assez importantes au niveau de l'estran avec des vitesses atteignant $0,7 \text{ m.s}^{-1}$. En ce qui concerne le transit sédimentaire, les vitesses de cisaillement atteignent deux fois la vitesse de cisaillement critique. Le transport sédimentaire s'effectue alors vers la Belgique lors du courant de flot et vers l'ouest lors du courant de jusant. Mais contrairement aux conditions de temps calme ou de forte agitation d'ouest, le transport est aussi intense lors des deux courants longitudinaux. Au niveau de l'estran, à l'ouest, le transport semble s'effectuer vers l'ouest. Nous pouvons penser que lors des épisodes de très forte énergie d'est, un forçage météo-marin se met en place comme lors des conditions de forçage ouest. Ces vents forts d'est sont susceptibles d'engendrer un courant unidirectionnel vers l'ouest ou de réduire fortement le courant de flot et ainsi permettre une dynamique de transport sédimentaire vers l'ouest. Cependant, le secteur est de la plage doit être protégé de l'impact de ces conditions agitées par la présence de la jetée ouest du port est. Lors de la marée basse, le transport éolien se met en place et les sédiments sont emportés vers l'ouest du site, permettant l'alimentation du cordon dunaire et de la plateforme. Les résultats obtenus à l'aide des chronogrammes montrent un déplacement vers l'ouest des formes et des processus dans la partie haute de l'estran.

Conditions de vent de secteur nord

Au cours des différentes campagnes de mesures in situ, des conditions de forte énergie de secteur nord, donc frontales à la plage, se sont présentées. Ces conditions particulières sont combinées à un coup de vent d'ouest précédent cet épisode de secteur nord, donc une houle déjà formée. De plus, cet épisode se produit lors d'une marée de vive-eau (coefficient 104). La combinaison de tous ces facteurs a entraîné des conditions exceptionnelles. Les enregistrements effectués sur une partie de l'estran ont permis d'analyser cet épisode et son action sur la circulation hydrodynamique locale. Les houles enregistrées au niveau du bas de plage sont remarquables, avec des hauteurs significatives comprises entre 2 et 2,5 m à marée

haute, et une surcote de 0,8 m. Ces conditions particulières engendrent une perturbation de la circulation hydrodynamique au niveau de l'estran. Trois points de mesures au niveau du bas de plage ont donné des résultats assez similaires. La direction des courants est différente de celles observées lors des conditions de temps calme ou lors des conditions de temps agités parallèles à la côte. Lors de la marée montante, le courant de flot est dirigé vers le nord-est avec des vitesses supérieures à 1 m.s^{-1} dans la zone centrale du site, et une vitesse qui diminue au niveau de la digue du Braek ($0,6 \text{ m.s}^{-1}$). Lors de la marée haute, le courant de flot disparaît au profit d'un nouveau courant dirigé vers le large avec des vitesses assez faibles. Ce courant correspond à un courant d'undertow comme ont pu le décrire différents auteurs (Svendsen, 1984 ; Svendsen et Lorenz, 1989 ; Greenwood et Osborne, 1990 ; Sedrati et Anthony, 2007). Ce courant agit principalement dans la zone de surf, qui correspond à une hauteur d'eau supérieure à 4 m selon l'indice de déferlement de Mc Cowan (1894). Lorsque la marée redescend et que la couche d'eau devient inférieure à 4 m, le courant de jusant apparaît en direction du nord-ouest. Le ralentissement des courants quand la colonne d'eau dépasse 4 m correspond à une diminution de la vitesse des courants vers le large dans la zone de surf. L'analyse des vitesses de cisaillement montre que le transport est lié principalement à la colonne d'eau, donc à la houle, contrairement à ce que nous avons pu observer lors des épisodes de forte agitation de secteur ouest et est, où le transport est régi par les courants tidiaux. Ce transport sédimentaire lié à la houle s'effectue principalement selon la composante transversale. Les vitesses de cisaillement étant très importantes par rapport à la vitesse critique de cisaillement, le transport potentiel est donc aussi assez important. Un transport longitudinal se produit aussi, à une moindre échelle par le biais des courants de flot et de jusant lorsque la colonne d'eau ne permet pas l'apparition du courant d'undertow.

III Les changements morphologiques au sein du profil au cours des conditions climatiques calmes et agitées (Fig.VIII.2)

La morphologie de la plage du Clipon est complexe et particulière, en effet quatre zones morphologiques distinctes sont visibles tout au long du site. Comme nous l'avons dit précédemment, le trait de côte varie d'ouest en est. La largeur de la plage fluctue aussi avec un estran large dans la partie ouest (900 m au niveau du PMP) qui se rétrécit en allant vers l'est pour atteindre 300 m dans la partie centrale au devant de la digue du Braek (profil PDA)

puis, qui s'élargit de nouveau mais très faiblement jusqu'à la jetée ouest du port est où l'estran s'adosse à la jetée (cf.tab.I.2). Mais la plus grande particularité du site est la variation morphologique présente le long de la plage. Chacune des quatre zones morphologiques a des spécificités particulières et une évolution propre face aux conditions climatiques et hydrodynamiques. Cette variabilité morphologique est présente malgré l'absence de limite naturelle ou physique entre chaque zone, il s'agit donc de la réponse de la plage aux conditions locales. Les relevés effectués dans chacune de ces zones ont permis de déterminer comment a évolué la plage dans chaque zone face aux conditions calmes ou agitées ainsi que l'impact de la morphologie sur l'action des agents hydrodynamiques.

La zone morphologique 1, est située le plus à l'ouest en arrière de la jetée du Ruytingen. La plage, dans cette zone ressemble à celle de Calais-Hoverport (Reichmüth, 2003 ; Oblinger, 2008) avec une vaste plateforme à pente très faible, située au niveau des HMME sur la partie haute de l'estran, puis cette pente devient plus importante et deux barres sont présentes lors des conditions de temps calme. La forme générale de la plage dans cette zone, tout comme la plage de Calais-Hoverport, est de type convexe, ce qui est atypique par rapport aux autres profils de type linéaire ou concave sur l'ensemble du littoral de la région. La position en arrière de la jetée du Ruytingen empêche tout transit sédimentaire venant de l'ouest (sens du transit sédimentaire régional). L'analyse du transit sédimentaire à l'aide de la formule de Van Rijn (1990) nous a montré que le transport sédimentaire été faible voir inexistant lors de ces périodes de temps calmes. Les grandes évolutions perçues au niveau de l'estran au cours de ces périodes de faible énergie sont la mise en place de deux barres dans la partie la plus pentue de l'estran et la présence d'un bourrelet se formant parfois au niveau du contact avec la plateforme. De plus, le suivi mensuel et à plus long terme a permis d'observer aussi une migration des barres vers le haut de plage et l'approvisionnement de la plateforme par les bourrelets, mais cet apport est minime par rapport à la taille de la plateforme. Différentes études ont permis de déterminer que les barres se forment principalement sous l'action de la houle et qu'elles ont tendance à migrer transversalement avec le cycle de la marée (Mulrennan, 1992 ; Voulgaris *et al.*, 1998 ; Sipka et Anthony, 1999 ; Masselink et Anthony, 2001 ; Kroon et Masselink, 2002 ; Reichmüth et Anthony, 2002 ; Wijnberg et Kroon, 2002 ; Stepanian et Levoy, 2003 ; Reichmüth, 2003 ; Masselink, 2004 ; Sedrati, 2006 ; Oblinger, 2008).

Lors des périodes de conditions agitées, la partie basse de l'estran devient lisse, tandis que le haut de plage reste stable. Les conditions agitées de secteur ouest ont un impact mineur

lié à au rôle protecteur de la jetée du Ruytingen. Cet impact affecte la plateforme à marée basse et les sédiments se déplacent vers la zone morphologique 2. Un apport sédimentaire est toutefois possible lors des conditions agitées de secteur est. Les courants et le transport sédimentaire principal sont orientés alors vers l'ouest. Mais, cette zone reste assez stable tout au long de l'année au niveau du bilan sédimentaire. Cependant, l'analyse par composantes principales a montré lors des épisodes de vents forts de secteur nord-est une érosion dans la partie basse de plage et un apport sédimentaire au niveau de la plateforme, donc un possible déplacement des sédiments du bas vers le haut de plage lors de ces conditions.

La zone morphologique 2, en aval dérive de la zone morphologique 1, a une forme générale très différente. En effet, l'estran reste large, mais la plateforme n'est plus présente. Le haut de plage est marqué par la présence de dunes végétalisées qui sont en phase de croissance avec le développement de dunes embryonnaires. La plage est composée d'une série de barres et bâches assez prononcées typiques des plages macrotidales de la façade méridionale de la Mer du Nord et du littoral dunkerquois (Reichmüth et Anthony, 2007, 2008 ; Sedrati et Anthony, 2007 ; Maspataud *et al.*, 2009). Lors des périodes calmes, le nombre de barres varie entre trois et quatre avec la mise en place parfois d'une barre de swash en haut de plage entre les HMME et HMVE, comme cela a pu être observé sur les autres plages à barres et à bâches de la région (Sedrati, 2006, Reichmüth et Anthony, 2007). Lors de ces périodes calmes, nous avons pu observer une migration vers le haut de plage des différentes barres. L'analyse par composante principale confirme cette tendance avec une accrétion observée lors des marées de vives-eaux au niveau du haut de plage.

Au cours des périodes de temps agités, les barres et bâches restent présentes, mais leur amplitude est plus faible et leur nombre diminue. En haut de plage, la barre de swash disparaît sous l'effet des vagues et de la houle. Lors des épisodes de fortes agitations d'ouest le transit sédimentaire s'effectue vers la Belgique, les sédiments susceptibles d'alimenter le haut de plage proviennent essentiellement de l'apport éolien de la vaste plateforme de la zone morphologique 1. Cet apport se produit aussi lors des épisodes de forte énergie de secteur est, mais à une échelle moindre. Au niveau de l'estran, les barres présentes lors des temps calmes agissent comme une protection face aux agents hydrodynamique et protègent le trait de côte dans cette zone.

VARIABILITE MORPHOLOGIQUE DE L'ESTRAN
ENTRE LES PERIODES DE TEMPS CALME ET DE TEMPS AGITE

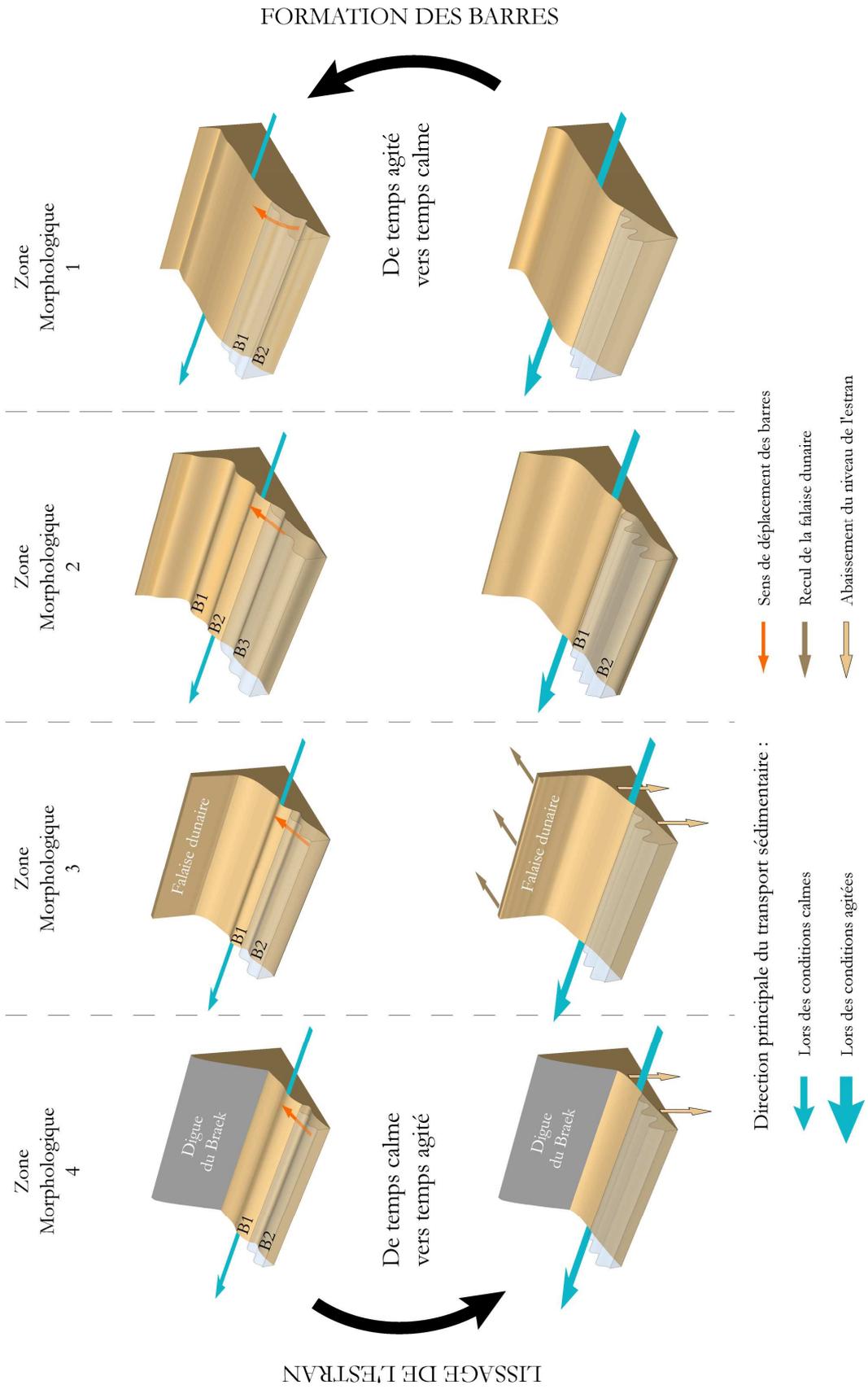


Figure VIII.2 : Variabilité morphologique de l'estran entre les périodes de temps calme et de temps agité.

La zone morphologique 3 est caractérisée par une forte érosion entraînant un abaissement de l'estran et un recul du trait de côte sous forme de falaises dunaires vives (Bertier, 2002, 2003). La plage est peu large par rapport aux deux autres zones morphologiques précédentes, et la pente générale de la plage un peu plus marquée (cf.tab.I.3). Lors des conditions de temps calmes, deux barres peu prononcées sont présentes au niveau du NM et des BMME et une barre de swash se forment parfois au niveau des HMME mais très épisodiquement. Comme pour les deux zones précédentes les barres tendent à migrer vers le haut de plage lors de ces épisodes de faible énergie.

Lors des conditions de forte agitation, l'estran devient totalement lisse, le système barre et bêche disparaît. Lors des marées de vives-eaux, le pied de la falaise dunaire est attaqué par les vagues et la houle engendrant un effondrement puis un recul du trait de côte. La propagation des houles réalisées à l'aide du modèle SWAN nous a montré que les houles arrivaient moins atténuées à la côte dans cette zone. Ce phénomène est sûrement lié à l'implantation du gazoduc ; les petits-fonds ont été perturbés par cette implantation. Une fois le gazoduc installé, la bathymétrie a été reconstituée, mais il est possible que les sédiments mis en place se soient tassés ou affaissés, entraînant une légère baisse du niveau du banc proche de la côte et par la même occasion une réfraction moins importante sur les vagues et la houle. Lors des marées basses, les sédiments transitant sur la plage peuvent venir se déposer au pied de la falaise dunaire, mais dès la marée de vive-eau suivante, ils sont remis en suspension et transportés en majeure partie vers le large et l'est du site. Cependant, au cours des derniers suivis réalisés in situ, une certaine stabilité du niveau de l'estran a été remarqué, seule la falaise dunaire continue de reculer lors des périodes de fortes agitations corrélées à des marées de vives-eaux. L'analyse à composante principale montre que lors des conditions agitées de nord-est, une migration des sédiments du milieu de plage vers le haut de plage était possible.

La dernière zone morphologique se situe au niveau de la digue du Braek, la plage est adossée à cet édifice. L'estran y est aussi peu large et présente deux barres assez prononcées lors des périodes calmes. Elles sont situées comme pour la zone morphologique 3 au niveau du NM et des BMME et tendent à migrer vers le haut de plage.

Lors des conditions de fortes agitations, l'estran devient plus ou moins lisse, avec la disparition partielle ou totale des deux barres. Dans cette zone le trait de côte est fixé par la digue donc il ne recule pas, mais un abaissement de l'estran est visible en pied de digue laissant apparaître parfois celui-ci qui est recouvert lors des périodes calmes. Cet

affouillement est généré par les vagues qui viennent se briser sur la digue et par le courant de retour engendré par la même occasion. Les sédiments ainsi prélevés sont transportés vers le large ou vers l'est du site. L'analyse à composante principale montre l'impact des conditions de forte énergie d'ouest avec un déplacement des sédiments du pied de digue vers les petits-fonds, corrélé à un transport latéral vers la Belgique.

La plage du Clipon possède une morphologie complexe et unique avec quatre zones morphologiques distinctes sur l'ensemble de la plage. Les travaux d'aménagement et l'action des agents hydrodynamiques peuvent être une cause de cette morphologie particulière. Malgré cette complexité, des tendances se dégagent de nos suivis et analyses. Lors des conditions calmes, des barres se développent sur l'ensemble de la plage et ces dernières tendent à migrer vers le haut de plage. De plus, une barre de swash apparaît lors de ces conditions sauf au devant de la digue du Braek où le pied de digue est situé trop bas pour qu'apparaisse ce type de barres. Lors des conditions d'énergie forte, ces barres disparaissent sur une majeure partie de l'estran, excepté au niveau de la zone morphologique 2 où des barres persistent. Les chronogrammes réalisés sur les évolutions des variations de volume métrique des différents profils topographiques sur une année ont confirmés la stabilité de la zone morphologique 1 (profil PMP) et une érosion du reste de la plage lors des conditions de fortes agitations avec un déplacement rapide vers l'est des zones en érosion. La réalisation de ces chronogrammes sur plusieurs compartiments de l'estran (HMVE/HMME, HMME/NM et NM/0 IGN) apporte des informations supplémentaires. En effet, le compartiment du haut de plage montre un déplacement rapide des zones d'érosion et d'accrétion vers l'ouest, sauf pour la zone morphologique 1 (la plateforme) qui reste stable sur toute la période étudiée. Au niveau des deux autres compartiments, les zones d'érosion et d'accrétion se déplacent vers l'est mais plus lentement sauf pour la période de février à mars 2005 pour le compartiment NM/0 IGN. De plus, au niveau de la zone morphologique 1, des phases d'érosion et d'accrétion sont visibles alors que le chronogramme basé sur la totalité du profil montrait une certaine stabilité tout au long de la période de mesures.

IV La plage du Clipon : une cellule sédimentaire quasi-fermée (Fig.VIII.3)

La plage du Clipon peut être assimilée à une cellule sédimentaire, elle est délimitée à l'est et à l'ouest par deux infrastructures portuaires qui bloquent plus ou moins le transit sédimentaire et la circulation hydrodynamique. Chaque infrastructure et aménagement agit de façon plus ou moins importante sur la circulation hydrodynamique et le transit sédimentaire. Les deux jetées bloquent le transit sédimentaire longitudinal dirigé vers la Belgique le long de nos côtes. La digue du Braek fixe le trait de côte mais ne capte pas les sédiments qui passent au devant de l'infrastructure et une quantité importante de sédiments passe au dessus de l'édifice lors des épisodes de vents forts. Enfin, le chenal creusé entre les deux ports stoppe les échanges entre le large et les petits-fonds, et l'apport sédimentaire du large (où sont situés les bancs de sable) vers les petits-fonds est très faible, car les sédiments qui aboutissent dans le chenal et sont ensuite transportés vers l'est par les forts courants tidaux.

Lors des conditions de temps calmes, la circulation est dominée par le courant de flot et le transport sédimentaire s'effectue principalement vers l'est. Les petits-fonds servent de stock sédimentaire pour alimenter la plage où les barres migrent vers le haut de plage. Lors des conditions agitées de secteur ouest, le secteur ouest de la plage est protégé et le transit au devant de la zone est faible. Dans les petits-fonds la circulation et le transport sédimentaire sont bidirectionnels, tandis qu'au niveau du reste de l'estran, le courant est unidirectionnel vers la Belgique, tout comme le transit sédimentaire. Lors de la marée basse, la vaste plateforme sert de stock sédimentaire pour le reste de la plage, mais les sédiments sont seulement captés au niveau de la zone morphologique 2 et de ses dunes qui se développent. Pour le reste de l'estran les sédiments ne font que transiter avant d'être captés en faible partie par la jetée ouest du port Est. Le reste des sédiments repart vers le large ou passe au dessus de la digue du Braek. Lors des conditions de nord-est, la circulation est bidirectionnelle au niveau des petits-fonds, mais le courant de flot est atténué et le courant de jusant renforcé. Au niveau de la plage, les quelques enregistrements ont montré un renforcement du courant de jusant et un courant unidirectionnel vers l'ouest dans la partie ouest de la plage. Pour le reste du site, nous pouvons penser que la circulation hydrodynamique est dominée par le jusant sur l'ensemble de l'estran jusqu'à une disparition du courant de jusant et un transit sédimentaire dirigé vers l'ouest, alimentant en majeure partie la plateforme à l'ouest et la zone de dunes

embryonnaires. Lors de ces conditions l'estran semble plus à même de capter les sédiments qui transitent, mais ces conditions sont moins présentes que celles de secteur ouest, comme le montre l'analyse à composante principale. Enfin, lors des conditions agitées de secteur nord, la houle engendre un apport sédimentaire vers la côte, mais le chenal capte cet apport. L'apport sédimentaire s'effectue des petits-fonds vers la côte, mais les courants de retour et d'undertow ont tendance à faire repartir les sédiments vers le large. L'apport éolien s'effectue encore dans la partie ouest du site où les sédiments peuvent être captés.

L'ensemble des données hydrodynamiques, météorologiques et topographiques a mis en évidence une dynamique complexe du site avec de nombreuses barrières pour le transit sédimentaire. La plupart des sédiments ne font que transiter longitudinalement sur la plage en majeure partie vers l'est, direction dominante du transit sédimentaire régional. Les sédiments ne peuvent se déposer et alimenter le trait de côte que dans la partie ouest du site. Le reste de l'estran voit les sédiments transiter sans qu'ils puissent être fixés si ce n'est contre la jetée ouest du port Est. Le chenal reliant les deux ports empêche l'échange entre les bancs au large et les petits-fonds et inversement. Nous pouvons conclure que la plage du Clipon représente une cellule sédimentaire distincte avec une zone d'accrétion dans la partie ouest, une zone d'érosion dans la partie centrale et une zone plus ou moins stable dans la partie est. Cette cellule est caractérisée par un apport sédimentaire assez faible lié aux impacts des infrastructures qui la bordent. Les sédiments ne font que transiter sur la plage et repartent plus au large vers l'est et la Belgique pour alimenter les plages de Dunkerque et Leffrinckoucke. La plage du Clipon peut être considérée comme une cellule sédimentaire quasi-fermée avec une tendance à un déséquilibre sédimentaire négatif.

**CELLULE SÉDIMENTAIRE À CIRCULATION QUASI-FERMÉE
AVEC TENDANCE VERS UN DÉSÉQUILIBRE SÉDIMENTAIRE NÉGATIF**

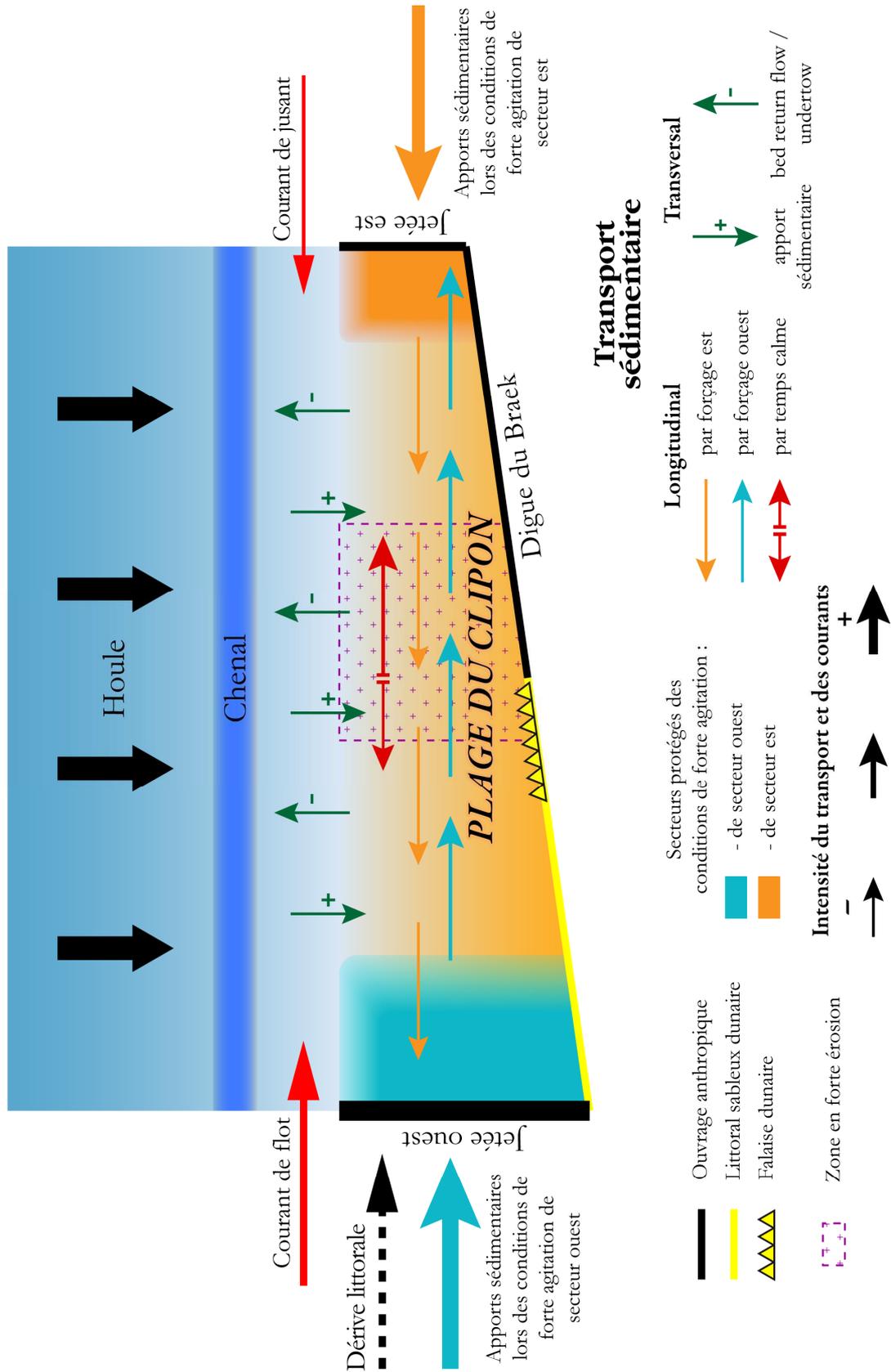


Figure.VIII.3 : Schéma de synthèse de la circulation hydrodynamique et sédimentaire de la plage du Clipon.

CONCLUSION GENERALE

Au terme de ce travail, les différentes approches utilisées, à moyen et court terme, ont permis de mieux comprendre la morphodynamique de la plage artificielle du Clipon et d'en observer les spécificités propres.

L'analyse à moyen terme à partir de l'analyse diachronique de photographies aériennes de la seconde partie du XX^{ème} siècle et l'évolution des petits-fonds sur l'ensemble du siècle dernier ont permis de mieux percevoir les grands changements qu'ont subi le linéaire côtier et les petits-fonds. Une importante extension s'est effectuée vers l'ouest et vers le large avec un gain dépassant parfois le kilomètre en ayant un impact direct sur la bathymétrie des petits-fonds au devant du site, avec un exhaussement du fond à proximité de la côte et la création d'un chenal d'accès entre les deux ports. Suite à tous ces travaux et aménagements, la plage du Clipon prend sa configuration actuelle. Une configuration morphologique complexe avec un estran dont la taille diminue d'ouest en est pour atteindre sa largeur la plus faible au devant de la digue du Braek. La morphologie de la plage fluctue aussi fortement sur l'ensemble du site avec la distinction de quatre zones morphologiques différentes, et une délimitation du trait de côte qui varie aussi. L'analyse des profils topographiques réalisés entre 2003 et 2007, ainsi que ceux réalisés antérieurement par le P.A.D. ont permis de déterminer des rythmes d'évolution du trait de côte et du niveau de l'estran durant et après les grands travaux. La partie ouest caractérisée par un profil convexe reste assez stable, puis la zone où les barres sont prononcées et développées est en accrétion avec un trait de côte en progradation. La partie centrale est en forte érosion avec un abaissement de l'estran et un recul du trait de côte important. En effet, le niveau de l'estran baisse de plus d'un mètre et le trait de côte recule de plus de 20 m entraînant la formation d'une falaise dunaire vive. Au devant de la digue, le trait de côte est fixé et seul le niveau de l'estran fluctue avec une légère érosion mais moins importante que pour la partie centrale.

L'analyse à court terme axée sur les campagnes de mesures hydrodynamiques et topographiques a apporté de nombreuses informations pour comprendre la dynamique globale du site, que ce soit au niveau de la circulation hydrodynamique ou des variations morphologiques de l'estran. Les courants moyens dans les petits-fonds et au niveau de l'estran sont dominés par une composante longitudinale dominée par un courant de flot dirigé vers l'est et un courant de jusant moins intense vers l'ouest, sauf au devant de la digue du

Braek où le courant est dirigé vers le large. Au niveau de l'estran, une rotation des courants vers le nord-est et une accélération de la vitesse de ces derniers est visible d'ouest en est. Les transports sédimentaires lors de ces conditions sont assez faibles et la morphologie de l'estran varie légèrement avec le développement des barres et leur migration vers le haut de plage. Lors des conditions de forte énergie, la circulation varie, tout comme le transit sédimentaire et la morphologie de l'estran. Le long de la plage du Clipon les conditions de grands vents sont principalement de trois secteurs, ouest, est et nord. Les courants et les répercussions au niveau de la morphologie sont différents selon le secteur d'action des vents. Lors des vents forts de secteur ouest, le courant de flot est renforcé tandis que le courant de jusant est atténué. Au niveau de l'estran, la circulation est tout autre, le courant devient unidirectionnel vers l'est. Le courant de flot est renforcé et le courant de jusant est annihilé sous l'effet de forçage du vent. Dans la partie ouest du site, les courants restent faibles grâce à l'effet de protection de la jetée du Ruytingen. Les transports sédimentaires au cours de ces événements s'effectuent vers l'est que ce soit sous l'effet des courants ou sous effet éolien à marée basse. Lors de ces conditions l'estran tend à devenir lisse sur la majeure partie de la plage sauf au niveau de la zone en accrétion où les barres persistent mais avec une amplitude plus faible. Au cours des conditions de vents de secteur est qui sont assez fréquents, mais que nous n'avons pu enregistrer que rarement au cours de nos campagnes de mesures, la circulation est différente. Dans les petits-fonds, le courant bidirectionnel est toujours présent, mais le courant de flot est atténué tandis que le courant de jusant est lui renforcé. Au niveau de l'estran, les données sont peu nombreuses, mais elles nous ont montré qu'un courant unidirectionnel dirigé vers l'ouest apparaissait dans la partie ouest du site. Nous pouvons penser que ce courant unidirectionnel doit être présent aussi au niveau de la partie centrale du site tandis que sa partie est doit être protégée par la jetée ouest du port Est. Il est également probable que le chenal, qui est situé proche de la côte dans cette zone, influence la circulation hydrodynamique. Le transport sédimentaire s'effectue longitudinalement vers l'est et vers l'ouest dans les petits-fonds, mais au niveau de l'estran le transport net est dirigé vers l'ouest. Ces conditions de vents d'est sont susceptibles d'engraisser la plateforme située dans la partie ouest du site. Lors des conditions de vents de nord, quasi perpendiculaires au trait de côte, nous avons pu observer que le courant de flot et le courant de jusant étaient fortement perturbés par l'action du vent et du renforcement de la houle. Les courants longitudinaux sont moins importants, et des courants transversaux apparaissent, sous forme d'un courant d'undertow dirigé vers les petits-fonds sur la majeure de la plage. Lors de ces conditions, les vagues incidentes transportent les

sédiments vers le haut de plage, tandis que le courant d'undertow les entraîne vers les petits-fonds.

L'analyse mensuelle des différents profils transversaux sur une année permet d'analyser les variations morphologiques de l'estran en fonction des conditions météorologiques, mais la complexité morphologique de l'estran fait que chaque zone réagit différemment. Toutefois deux grandes tendances se dégagent comme pour la majeure partie des plages de la région. Lors des conditions calmes, la morphologie évolue faiblement avec un léger développement et une migration vers le haut de plages des barres. Tandis que lors des conditions agitées, l'estran devient lisse sur une grande partie de la plage. Un abaissement de l'estran dans la partie centrale et la partie est de la plage est parfois perceptible suite à ces conditions qui peuvent, lorsqu'elles sont conjuguées à une marée de vive-eau, résulter en un recul de la falaise dunaire. L'analyse à composante principale basée sur les variations morphologiques de chacune des zones a confirmé ces observations, malgré un nombre de données limitées. L'analyse de l'évolution par chronogramme a permis de déceler le déplacement des zones d'érosion et d'accrétion vers l'est, sauf au niveau de la partie haute de la plage où nous avons perçu un déplacement vers l'ouest. Nous avons aussi remarqué lors de cette étude la présence d'un courant de gyre dans le secteur du profil PMP que nous avons enregistré partiellement, ce type de courant se mettant en place en général, en aval dérive d'une jetée ou d'un obstacle. Il serait intéressant dans une étude future d'analyser plus en profondeur ce courant et de déterminer son impact sur les petits-fonds et sur la dynamique de ce secteur de la plage, car il est possible que ce courant agisse directement au niveau de l'approvisionnement en sédiments de la plateforme présente dans cette zone. Les résultats obtenus améliorent notre compréhension de la morphodynamique de ce type de plage, pouvant constituer une aide pour l'aménagement littoral et peuvent potentiellement être utiles pour comprendre et gérer d'autres plages associées à des jetées, des digues ou des perrés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AERNOUTS, D., 2005.** *Le rôle des changements bathymétriques à l'avant-côte sur l'évolution des littoraux meubles du Cap Gris-Nez à Dunkerque, Côte d'Opale, Nord de la France.* Thèse de doctorat en géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 195 p.
- AERNOUTS, D. et HEQUETTE, A., 2003.** Les effets des changements bathymétriques à l'avant-côte dans l'évolution du rivage. Exemples le long des côtes du Nord-Pas-de-Calais. XXX^{ème} Colloque de l'union des océanographes de France. *Hydrodynamique et transport sédimentaire en zone côtière, impacts sur les écosystèmes associés.* 8-10 Septembre 2003, Marseille.
- AERNOUTS, D. et HEQUETTE, A., 2004.** Minute de bathymétrie et évolution des fonds marins : les abords du port de Calais. *M@ppemonde*, 73 (<http://mappemonde.mgm.fr/>).
- AERNOUTS, D. et HEQUETTE, A., 2006.** L'évolution du rivage et des petits fonds en Baie de Wissant pendant le XX^e siècle, Pas-de-Calais, France. *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 1 : 49-64
- ANTHONY, E.J., 2000.** Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Seine estuary and Belgium. In : K.Pye & J.R.L. Allen (Eds), "*Coastal and Estuarine Environments-Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology*". Special Publications of the Geological Society of London, 175, 87-97.
- ANTHONY, E.J., 2002.** Long-term marine bedload segregation and sandy versus gravely Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*, 187, 221-234.
- ANTHONY, E.J. et HEQUETTE, A., 2005.** *The role of shoreface sand supply in aeolian dune development on the North Sea coast of France.* In: C. Baeteman (ed), Late Quaternary coastal changes: sea-level, sedimentary forcing and anthropogenic impact. Joint INQUA-IGCP project 495 Conference, Dunkerque, p. 12-13.
- ANTHONY, E.J., LEVOY, F. et MONFORT, O., 2004.** Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208, 73-100.
- ANTHONY, E.J., LEVOY, F., MONFORT, O. et DEGRYSE-KULIKARNI. C., 2005.** Short-term intertidal bar mobility on a ridge and runnel beach, Merlimont, Northern France. *Earth Surface Processes And Landforms*, 30, Issue n° 1, 81-93.

- ANTHONY, E.J., VANHEE, S. et RUZ, M.H., 2006.** Short-term beach-dune sand budgets on the North Sea coast of France: sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch. *Geomorphology*, 81: 316-329.
- AUBRY, A., LESOURD, S., GARDEL, A., DUBUISSON, P. et JEANSON, M., 2009.** Sediment textural variability and mud storage on a large accreting sand flat in a macrotidal, storm-wave setting : the North Sea cost of France. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS2009, 163-167.
- AUBRY, A. et RUZ, M.H., 2008.** Influences des épis sur la morphodynamiques d'une plage à barres et à bâches, nord de la France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, 145-166.
- AUGRIS, C., CLABAUT, P. et VICAIRE, O., 1990.** Le domaine marin du Nord Pas-de-Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. *IFREMER*, 96pp.
- BARNARD, P.L. et HAMES., 2005.** Intergrating field research, modeling and remote sensing to quantify morphodynamics in a high-energy coastal setting, Ocea Beach, San Francisco, California. *Coastal Dynamics 2005 – 5th International Conference on Coastal Dynamics*, 266-267.
- BASCO, D.R., 2004.** Seawall Impact on Adjacent Beaches: separating Fact from fiction, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 39, 24-28.
- BECK, C., CLABAUT, P., DEWEZ, S., VICAIRE, O., CHAMLEY, H., AUGRIS, C., HOSLIN, R. et CAILLOT, A., 1991.** Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border : morphology, dynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, 11, 111-121.
- BERTIER, J., 2002.** *L'évolution morphodynamique d'une plage « artificielle » : la plage di Clipon (Nord-Pas-de-Calais)*. Mémoire de maîtrise de Géographie, Université du Littoral Côte d'Opale de Dunkerque, 106 p.
- BERTIER, J., 2003.** Etude de la circulation hydrodynamique et de son influence sur la morphologie de l'estran d'une plage macrotidale : *la plage di Clipon (Nord-Pas-de-Calais)*. Mémoire de D.E.A, Université du Littoral Côte d'Opale de Dunkerque, 109 p.
- BOOIJ, N., RIS, R.C. et HOLTHUIJSEN, L.H., 1999.** A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104, C4, 7649-7666.
- BONNEFILLE, R., LEPETIT, J.P., GRAF, M. et LEROY, J., 1971.** *Nouvel avant-port de Dunkerque. Mesures en nature*. Report, Laboratoire National d'hydraulique, HC042/05.

- CHAVEROT, 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, Dunkerque, 277 p + annexes.
- CLABAUT, P.1988.** *Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas de Calais*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, 251 p.
- CLIQUE et LEPETIT., 1986.** Catalogue sédimentologique des côtes de France. Côtes de la mer du Nord et de la Manche, partie A : de la frontière Belge à la baie de Somme. *Etudes et recherches d'Electricité de France*. LNH-CHF., 133 p.
- CORBAU, C., 1991.** *Bilan sédimentaire pluri-décennal du littoral dunkerquois*. Mémoire de DEA de géologie et géochimie sédimentaires, Université des Sciences et Technologies de Lille, 70 p.
- CORBAU, C., 1995.** *Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal : exemple du littoral du Nord de la France (Dunkerque)*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, 223 p.
- COSTA, S. et DAVIDSON, R., 2004.** Ouvrages transversaux portuaires et impacts hydro-sédimentaires : le cas du port de Dieppe (Haute-Normandie). *Bulletin de l'association des Géographes Français*. 3, 322-333.
- DEHOUCK, A., 2006.** *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat de géographie, Université de Bretagne Occidentale, 262 p.
- GAO, S., 1996.** A Fortran program for grain-size analysis to define net sediment transport pathways. *Computers and Geosciences*, 22-4, 449-452.
- GAO, S. et COLLINS, M., 1991.** A critique of the "McLaren method" for defining sediment transport paths. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 143-146.
- GAO, S. et COLLINS, M., 1992.** Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80, 47-60.
- GAO, S. et COLLINS, M., 1994a.** Analysis of grain-size trends for defining sediment transport pathways in marine environment. *Journal of Coastal Research*, 10(1), 70-78.
- GAO, S. et COLLINS, M., 1994b.** Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors"-reply. *Sedimentary Geology*, 90, 157-159.
- GARLAN, T., 1990.** L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des Ridens de la Rade aux abords de Calais. Symposium Eurocoast « Littoral 90 », Marseille, 71-75.

- GORMAN, R.M. et NELSON, C.G., 1999.** Modelling shallow water wave generation and transformation in an intertidal estuary. *Coastal Engineering*, 36, 197-217.
- GREENWOOD, B. et OSBORNE, P.D., 1990.** Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertow and wave set-up on a barred beach. *Coastal Engineering*, 14(6), 543-580.
- GRIGGS, G.B. et TAIT, J.F., 1988.** The effects of coastal protection structures on beaches along northern Monterey Bay, California. *Journal of Coastal Research*, SI 4, 93-111.
- GROCHOWSKI, N.T.L., COLLINS, M.B., BOXALL, S.R., SALOMON, J.C., BRETON, M. et LAFITE, R., 1993.** Sediment transport pathways in the eastern English Channel. *Oceanologica Acta*, 16, 531-537.
- 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., HEMDANE, Y. et ANTHONY, E.J., 2005.** Determination of sediment transport paths on a macrotidal shoreface: Comparaison of the "Gao & Collins" method with near-bed current measurements. Proceedings, 5th International Conference on Coastal Dynamics. ASCE, Barcelona, Spain. Paper on CD-ROM.
- HEQUETTE, A. et HEMDANE, Y., 2005.** Étude de l'évolution du Banc aux Phoques (Banc Hills) et mesures prévisionnelles pour son éventuelle conservation. Rapport réalisé pour le Service Espaces Naturels Sensibles Conseil Général du Nord.
- HEQUETTE, A., HEMDANE, Y. et ANTHONY, E.J., 2008a.** Sediment transport under wave and current combined flows on a tide-dominated shoreface, northern coast of France. *Marine Geology*, 249: 226-242.
- HEQUETTE, A., HEMDANE, Y. et ANTHONY, E.J., 2008b.** 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: 695-707.
- HEQUETTE, A., RUZ, M.H., MASPATAUD, A. et 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, ICS2009, 59-63.
- INGLE, J.C., 1966.** Developments in sedimentology, 5, vi-vii.
- JAFFE, J.H. LIST et. SALLENGER, A.H Jr., 1997.** Massive sediment bypassing on the lower shoreface offshore of a wide tidal inlet—Cat Island Pass, Louisiana. *Marine Geology*, 136, 131-149.

- KENYON, N.H et STRIDE, A.H., 1970.** The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, 159-173.
- KOMAR, P.D. et Mc DOUGAL, W.G., 1988.** Coastal Erosion and engineering structures: the Oregon experience, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 4, 77-92.
- KRAUS, N.C., 1988.** The effects of seawalls on the beach: an extended literature review, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 4, 1-28.
- KRAUS, N.C., HANSON, H. et BLOMGREN, S.H., 1994.** “Modern Functional Design of Groin Systems”. *Proceedings of the 24th Coastal Engineering Conference*, 1327-1342.
- KROON, A. et MASSELINK, G., 2002.** Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology* 190, 591-608.
- MANCEL, Y., 1992.** *Mesures des courants de marée sr le littoral à l’Est de Dunkerque.* Rapport L.N.H., technique. HE-45/92.35.
- MANCEL, Y., 1993.** *Mesures de la houle sur le littoral à l’est de Dunkerque.* Rapport L.N.H., technique. HE-45/92.35.
- MASPATAUD, A., RUZ, M.H. et HEQUETTE, A., 2009.** Spatial variability in post-storm beach recovery along a macrotidal barred beach, southern North Sea. *Journal of Coastal Research*, SI 56, ICS2009, 88-92.
- MASSELINK, G., 2004.** Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches: application of a morphodynamic model. *Coastal Engineering*, 51, 713-730.
- MASSELINK, G. et ANTHONY, E.J., 2001.** Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth Surface Processes and Landformrs* 26, 759-774.
- MC BRIDE, E.F., 1971.** Mathematical treatment of size distribution data. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*. John Wiley and Sons, New-York, 123-132.
- MC COWAN., 1894.** On the Highest Wave of Permanent Type. *Philosophical Magazine*, 36(5), 351-358.
- Mc DONALD, H.V. et PATTERSON, D.C., 1984.** “Beach Response To Coastal Works Gold Coast, Australia”. *Proceedings of the 19~ Coastal Engineering Conference*, 1522-1538.
- Mc DOUGAL, W., STURTEVANT, M. et KOMAR, P., 1987.** “Laboratory and Field Investigations of the Impact of Shoreline Stabilization Structures on Adjacent Properties” *Proceedings of Coastal sediments 1987*, 961-973.
- MC LAREN, P. et BOWLES, D., 1985.** The effects of sediment transport on grain size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 457-470.

- MEUR-FEREC, C. et RUZ, M.H., 2000.** Edification et évolution de dunes bordières le long d'une côte artificialisée, Port-Ouest de Dunkerque, France. *Colloque "Espaces littoraux en mutation"*, Université du Littoral Côte d'Opale.
- MILES, J.R., RUSSEL, P.E. et HUNTLEY, D.A., 2001.** Field measurement of sediment dynamics in front of a seawall, *Journal of Coastal Research*, 17(1), 95-206.
- MORASZ, M., 2002.** *Etude de la circulation hydrodynamique et sédimentaire au niveau de troisième brise-lames de la plage de Malo-les-Bains.* Rapport de stage de fin d'études. Groupe ESIM – GéoDAL, 53 p.
- MORTON, R.A., 1988.** Interactions of storms, Seawalls, and Beaches of the Texas Coast, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 4, 113-134.
- MULRENNAN, M.E., 1992.** Ridge and runnel beach morphodynamics: an example from the Central East Coast of Ireland. *Journal of Coastal Research*, 8, 906-918.
- OBLINGER, A., 2008.** *Caractérisation morphodynamique des plages à barres intertidales de Calais Hoverport et de Malo-les-Bains (Dunkerque), Nord de la France.* Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 178 p.
- OBLINGER, A. et ANTHONY, E.J., 2005.** Morphodynamics and residual sand transport patterns behind a breakwater on a macrotidal barred (ridge and runnel) beach (Dunkerque, Northern France). CD of Abstracts. 6th International Conference on Geomorphology. Geomorphology in regions of environmental contrasts, Zaragoza, Spain.
- PADILLA-HERNANDEZ, R.P., OSUNA, P., MONBALIU, J. et HOLTHUIJSEN, L., 1998.** Intercomparing third-generation wave model nesting. 5th *International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*. Melbourne, Floride, 102-112.
- PEDREROS, R., HOWA, H.L. et MICHEL, D., 1996.** Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, 35-49.
- RAKHA, K.A. et KAMPHUIS, J.W., 1997.** Wave-induced currents in the vicinity of a seawall, *Coastal Engineering*, 30, 23-52.
- REICHMÜTH, B., 2003.** *Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales : exemple de la Côte d'Opale, Nord de la France.* Thèse de doctorat en géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 248 p.
- REICHMÜTH, B. et ANTHONY, E. J., 2002.** The variability of ridge and runnel beach morphology: examples from Northern France. *Journal of Coastal Research*, SI 36, 612-621.

- REICHMÜTH, B. et ANTHONY, E. J., 2003.** Mobilité des barres intertidales de plages en milieu macrotidal : exemples du Nord-Pas-de-Calais. *Actes du 27^e colloque de l'Union des Océanologues de France*.
- REICHMÜTH, B. et ANTHONY, E.J., 2007.** Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, 90, 101-114.
- REICHMÜTH, B. et ANTHONY, E.J. 2008.** Seasonal-scale morphological and dynamic characteristics of multiple intertidal bars. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52, 79-90.
- RIHOUEY, D., 2004.** *Analyse statistique de l'évolution morphodynamique des plages sableuses. Application aux sites d'étude du Programme National d'Environnement Côtier et aux plages d'Anglet*. Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 196 p.
- RIS, R.C., BOOIJ, N. et HOLTHUIJSEN, L.H., 1999.** A third-generation wave model for coastal regions, Part II, Verification. *Journal of Geophysical Research*, 104, C4, 7667-7681.
- RØRBAEK, et ANDERSEN., 2004.** *Evaluation of wave measurements with an acoustic Doppler current profiler*. DHI Water and Environment, Hoersholm, Denmark, 7 p.
- SABATIER, F., 2001.** *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 272 p.
- SABATIER, F. et RAIVARD, L., 2002.** Evolution bathymétrique de la pointe de l'Espiguette (delta du Rhône, mer Méditerranée) : résultats préliminaires. *Actes du colloque "Espaces littoraux en mutation"*, Commission de Géographie de la Mer et des Littoraux, Dunkerque, 1^{er} juin 2000, 7-12.
- SAMAT, O., 2007.** *Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône*. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille I.
- SCHOONEES, J.S., THERON, A.R. et BEVIS, D., 2006.** Shoreline accretion and sand transport at groynes inside the port of Richard Bay. *Coastal Engineering*, 53(12), 983-1062.
- SEDRATI, M., 2006.** *Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en milieu macrotidal en conditions de forte agitation : Baie de Wissant, Nord de la France*. Thèse de doctorat en géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 236 p.

- SEDRATI, M. et ANTHONY, E.J., 2006.** Hydrodynamics and sediment transport pathways on a barred intertidal beach during high wave-energy conditions, Wissant Bay, Northern France. CD of Abstracts. Geomorphology and Earth System Science, British Geomorphological Research Group Annual Conference, 28-30 June 2006, Loughborough University, Loughborough, Uk.
- SEDRATI, M. et ANTHONY, E.J., 2007.** Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, 244, 201-229.
- S.H.O.M., 1988.** *Courants de marée dans le Pas de Calais*. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Paris, 28 p.
- SHORT, A.D., 1991.** Macro-meso tidal beach morphodynamics – An overview. *Journal of Coastal Research*, 7(2),417-436.
- 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, 224 p.
- SIPKA, V. et ANTHONY, E. J., 1999.** Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal wave conditions. *Journal de la Recherche Océanique*, 24(1), 25-31.
- STEPANIAN, A. et LEVOY, F., 2003.** Séquences d’évolution morphodynamique des barres intertidales d’une plage macrotidale : l’exemple d’Omaha Beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta* 26, 167-177.
- SUANEZ, S. et STEPHAN, P., 2006.** Forçages météo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d’Armor, Bretagne). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2, 91-110.
- SUANEZ S., 1997.** *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône*. Thèse, Université Aix I.
- SVENDSEN, I. A., 1984.** Mass flux and undertow in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8(4), 347-365.
- SVENDSEN, I.A. et LORENZ, R.S., 1989.** Velocities in combined undertow and longshore currents. *Coastal Engineering*, 13(1), 55-79.
- TAIT, J.F. et GRIGGS, G.B., 1990.** Beach response to the presence of a seawall, *Shore and Beach*, 58(2), 11-28.

- TESSIER, B., CORBAU, C., CHAMLEY, H. et AUFFRET, J.P., 1999.** Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution seismic reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, northern France). *Journal of Coastal Research*, 15, 593-606.
- THIELER, E.R. et DANFORTH, W.W., 1994.** Historical Shoreline Mapping (1) : Improving Techniques and Reducing Positioning Errors. *Journal of Coastal Research*, 10, 549-563.
- TRENTESAUX, A., (2005).** Enregistrement de processus sédimentaires pléistocènes Exemples de plates-formes détritiques et de bassins profonds Mer du Nord et mers de Chine" (HDR) Université des Sciences et Technologies de Lille.
- VANHEE, S., 2002.** Procesus 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, 232 p.
- VAN RIJN, L., 1990.** *Principales of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans.* Aqua Publications, Delft Hydraulics, Amsterdam, 335 p.
- VICAIRE, O., 1991.** *Dynamique hydro-sédimentaire en mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière belge).* Thèse de doctorat en océanologie, Université des Sciences et Techniques de Lille-Flandres-Artois, 270 p.
- VOULGARIS, G., SIMMONDS, D., MICHEL, D., HOWA, H., COLLINS, M.B. et HUNTLEY, D.A., 1998.** Measuring and modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: an intercomparison. *Journal of Coastal Research*, 14, 315-330.
- WALTON, T. et SENSABAUGH, W., 1978.** "Seawall Design on Sandy Beaches". University Of Florida Sea Grant Report.
- WEGGEL, J.R., 1988.** "Seawalls: The need for research, dimensional considerations and a suggested classification," *Journal of Coastal Research*, Special Issue 4, 29-39. Wright, L-D., Kim, C-S., Hardaway.
- WIJNBERG, M.W. et KROON, A., 2002.** Barred beaches. *Geomorphology*, 48, 103-120.
- YOUNG, I.R., 1999.** *Wind Generated Ocean Waves*, Eds. R. Bhattacharyya and M.E. McCormick, Ocean Engineering Series, Elsevier, Amsterdam, 288 p.

LISTE DES FIGURES

- Figure.I.1 : Localisation du site, des bancs tidaux proches et des différents aménagements locaux.
Source : orthophotoplan de 2000, ENR. page 6
- Figure.I.2 : Evolution schématique du littoral de Dunkerque depuis le début du XX^{ème} siècle. A :
Extrait de la carte marine 5094 du S.H.O.M (1902). B : Situation en 1990. D’après
[Vicaire, 1991](#). page 7
- Figure.I.3 : A : Creusement du canal des Dunes. B : Mise en place de fascines pour faciliter
l’accumulation éolienne. Prise de vue P.A.D. (1982). page 8
- Figure.I.4 : A : Station d’atterrage du gazoduc norvégien. B : Enrochements disposés pour protéger
la station d’atterrage de l’érosion du trait de côte. Prise de vue : A.A (2005). page 9
- Figure.I.5 : Phases de construction et d’extension du port de Dunkerque. D’après [Corbau, 1995](#). page 9
- Figure.I.6 : Rose des vents de Dunkerque entre 1956 et 2001. D’après [Chaverot 2006](#). page 11
- Figure.I.7 : Courbes de marées au niveau de Calais et Dunkerque. D’après [Vicaire, 1991](#). page 12
- Figure.I.8 : Résultantes de courants de marée et zone d’action dominante du flot et du jusant à
l’échelle régionale. D’après [Vicaire, 1991](#). page 13
- Figure.I.9 : Courants de marée en Mer du Nord au devant de la zone d’étude. Les chiffres sur les
flèches correspondent aux vitesses pour des coefficients de 95 et 45, les chiffres en
dessous indiquent la direction moyenne des courants. D’après [SHOM, 1988](#). page 14
- Figure.I.10 : Rose des houles de Dunkerque, d’après [Bonnefille et al. 1971](#). page 16
- Figure.I.11 : Couverture superficielle et circulation hydrodynamique en Manche et Mer du Nord
(adapté de divers travaux cités in [Anthony, 2002](#)). page 17
- Figure.I.12 : Photo aérienne (2000) montrant la localisation des 10 profils topographiques suivis au
cours de l’étude. page 17
- Figure.I.13 : Superposition des 10 profils (levés de février 2005) recalés par rapport au Niveau
Moyen (NM en IGN69). Les niveaux de marée, correspondant à des niveaux moyens,
sont les suivants : BMVE = Basses Mers de Vive-Eau ; BMME = Basses Mers de
Morte-Eau ; NM = Niveau Moyen ; HMME = Hautes Mers de Morte-Eau ; HMVE =
Hautes Mers de Vive-Eau. page 18
- Figure.I.14 : Evolution morphologique longitudinale d’ouest en est des 10 profils suivis (levés de
février 2005). Les niveaux de marée, correspondant à des niveaux moyens, sont les
suivants : BMVE = Basses Mers de Vive-Eau ; BMME = Basses Mers de Morte-Eau ;
NM = Niveau Moyen ; HMME = Hautes Mers de Morte-Eau ; HMVE = Hautes Mers
de Vive-Eau. page 19
- Figure.I.15 : Morphologie du profil PMP en février 2005. page 20
- Figure.I.16 : Morphologie du profil P1800 en février 2005. page 21
- Figure.I.17 : Morphologie du profil P300 en février 2005. page 22
- Figure.I.18 : Morphologie du profil PDB en février 2005. page 22

Figure.I.19 : Planche photographique représentant les profils topographiques suivis ; au centre : localisation des 10 profils sur l'orthophotoplan de 2000 ; et en périphérie : photographies pour chacun des profils de l'estran au niveau de la tête de station et du type de trait de côte pour les profils ne se situant pas sur la digue.	<i>page 23</i>
<hr/>	
Figure.II.1 : Photographies aériennes de la plage du Clipon en 1971 avant (A) et après rectification (B). Source : IGN. Image au 1/25000°.	<i>page 28</i>
Figure.II.2 : Localisation de la zone du suivi des 135 transects transversaux pour l'étude de l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000.	<i>page 29</i>
Figure.II.3 : Représentation des minutes bathymétriques disponibles pour chaque campagne utilisée dans cette étude. A : minutes de 1911 ; B : minutes de 1962 ; C : minutes de 1988 ; D : minutes de 2000.	<i>page 30</i>
Figure.II.4 : Cartes bathymétriques interpolées à l'aide des minutes bathymétriques et du logiciel Surfer 8.0®. A : bathymétrie de 1911 ; B : bathymétrie de 1962 ; C : bathymétrie de 1988 ; D : bathymétrie de 2000.	<i>page 31</i>
Figure.II.5 : Localisation des 15 profils bathymétriques suivis pour chaque carte bathymétrique et chaque carte différentielle.	<i>page 32</i>
Figure.II.6 : Localisation des têtes de stations, des points relais et des points fournis par le P.A.D au début de l'étude. Source : Carte IGN 1/25000e de Dunkerque.	<i>page 33</i>
Figure.II.7 : Station électronique Leica TC407 en station (A) et opérateur à la canne de prisme sur l'estran (B). Prise de vue : A.A.	<i>page 34</i>
Figure.II.8 : Relevés de points pour un Modèle Numérique de Terrain par semi de points.	<i>page 35</i>
Figure.II.9 : Photographie d'un S4 ADW déployé en bas de plage sur sa structure et schéma de l'appareil.	<i>page 36</i>
Figure.II.10 : Photographie d'un A.D.C.P mis en place sur l'estran du Clipon.	<i>page 37</i>
Figure.II.11 : Photographie d'un ADV déployé en bas de plage lors d'un téléchargement de données sur l'estran et schéma de l'appareil.	<i>page 38</i>
Figure.II.12 : Grille des points d'échantillonnage pour la méthode de type Gao et Collins.	<i>page 40</i>
Figure.II.13 : Différentiel de deux M.N.T. au cours d'une campagne de terrain.	<i>page 42</i>
Figure.II.14 : Décomposition du vecteur du courant moyen en courant longitudinal et transversal (Reichmüth, 2003).	<i>page 44</i>
Figure.II.15 : Déploiement côte à côte d'un S4 ADW et d'un ADCP (a), et les corrélations de la hauteur d'eau en mètre (b), la hauteur significative de la houle en mètre (c), le courant longitudinal en mètre par seconde (d) et le courant transversal en mètre par seconde (e) à partir d'enregistrements simultanés des deux courantomètres, en Baie de Wissant (Sedrati, 2006). Nous avons en abscisse les données du S4 ADW et en ordonnée les données de l'ADCP.	<i>page 45</i>
Figure.II.16 : Carte des vecteurs résiduels obtenus à l'aide du logiciel GSTA.	<i>page 46</i>
Figure.II.17 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne de mars 2003. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.	<i>page 48</i>

Figure.II.18 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne de mars 2004. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.	<i>page 49</i>
Figure.II.19 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne de novembre 2004. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque.	<i>page 50</i>
Figure.II.20 : Carte de localisation des appareils et des mesures réalisées au cours de la campagne d'avril 2005. Source : Carte IGN 1/25000 de Dunkerque	<i>page 51</i>
<hr/>	
Figure.III.1 : Représentation de la position du trait de côte pour chaque campagne de photographies aériennes (entre 1949 et 2000) et de son évolution au cours de deux campagnes successives.	<i>page 55</i>
Figure.III.2 : Localisation des 135 transects suivis pour l'étude de l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000.	<i>page 56</i>
Figure.III.3 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1949 et 1963.	<i>page 56</i>
Figure.III.4 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1963 et 1971.	<i>page 57</i>
Figure.III.5 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1971 et 1977.	<i>page 58</i>
Figure.III.6 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1977 et 1982.	<i>page 59</i>
Figure.III.7 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1982 et 1988.	<i>page 60</i>
Figure.III.8 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1988 et 1994.	<i>page 61</i>
Figure.III.9 : Evolution du trait de côte le long des 135 transects suivis entre 1994 et 2000.	<i>page 62</i>
Figure.III.10 : Evolution de la position du trait de côte entre 1949 et 2000.	<i>page 64</i>
Figure.III.11 : Localisation des 15 profils bathymétriques.	<i>page 66</i>
Figure.III.12 : Cartes bathymétriques de 1911 et 1962 d'après les minutes bathymétriques du SHOM (contrat ED70/2001)	<i>page 67</i>
Figure.III.13 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1911 et 1962.	<i>page 68</i>
Figure.III.14 : Profils bathymétriques 1 à 5 et évolution de la morphologie des fonds au cours du XXème siècle.	<i>page 70</i>
Figure.III.15 : Profils bathymétriques 6 à 10 et évolution de la morphologie des fonds au cours du XXème siècle.	<i>page 71</i>
Figure.III.16 : Profils bathymétriques 11 à 15 et évolution de la morphologie des fonds au cours du XXème siècle.	<i>page 72</i>
Figure.III.17 : Cartes bathymétriques de 1962 et 2000 d'après les minutes bathymétriques du SHOM (contrat ED70/2001).	<i>page 74</i>
Figure.III.18 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1962 et 2000.	<i>page 75</i>
Figure.III.19 : Carte bathymétrique de 1988 d'après les minutes bathymétriques fournies par le P.A.D.	<i>page 76</i>
Figure.III.20 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1962 et 1988.	<i>page 77</i>
Figure.III.21 : Carte différentielle de l'évolution des petits-fonds au niveau du secteur du Clipon entre 1988 et 2000.	<i>page 78</i>

Fig.III.22 : Localisation de la zone de propagation du modèle SWAN et des profils transversaux suivis.	<i>page 80</i>
Figure.III.23a : Bathymétrie de 1911 pour la zone de propagation de houles à l'aide du modèle SWAN.	<i>page 81</i>
Figure.III.23b : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1911 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 2m avec une période de 5 s.	<i>page 82</i>
Figure.III.23c : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1911 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 4,7m avec une période de 8 s.	<i>page 83</i>
Figure.III.24 : Profils bathymétriques et profils de houle A à D.	<i>page 84</i>
Figure.III.25 : Profils bathymétriques et profil de houle E à H.	<i>page 85</i>
Figure.III.26a : Bathymétrie de 1962 pour la zone de propagation de houles à l'aide du modèle SWAN.	<i>page 89</i>
Figure.III.26b : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1962 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 2m avec une période de 5 s.	<i>page 90</i>
Figure.III.26c : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 1962 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 4,7m avec une période de 8 s.	<i>page 91</i>
Figure.III.27a : Bathymétrie de 2000 pour la zone de propagation de houles à l'aide du modèle SWAN.	<i>page 94</i>
Figure.III.27b : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 2000 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 2 m avec une période de 5 s.	<i>page 95</i>
Figure.III.27c : Cartes de variations de hauteur de houles sur la bathymétrie de 2000 simulées à l'aide du modèle de propagation de houles SWAN, pour une houle de 4,7 m avec une période de 8 s.	<i>page 96</i>
<hr/>	
Figure.IV.1 : Localisation des profils topographiques et des zones morphologiques de la plage du Clipon. Source : orthophotoplan de 2000, ENR.	<i>page 102</i>
Figure.IV.2 : Morphologie du profil PMP représentatif de la zone morphologique 1 en février 2005.	<i>page 103</i>
Figure.IV.3 : Morphologie des profils de la zone morphologique 2 (P2300, P1800 et P1300) relevé en février 2005.	<i>page 104</i>
Figure.IV.4 : Morphologie des profils de la zone morphologique 3 (P800, P300 et P00) relevé en février 2005.	<i>page 105</i>
Figure.IV.5 : Morphologie des profils de la zone morphologique 4 (PDA, PDB et PDC) relevé en février 2005.	<i>page 106</i>
Figure.IV.6 : Evolution annuelle du profil PMP représentatif de la zone morphologique 1 entre octobre 2001 et juillet 2006.	<i>page 107</i>

Figure.IV.7 : Evolution du volume, au niveau du profil PMP, entre octobre 2001 et juillet 2006.	<i>page 108</i>
Figure.IV.8 : Evolution annuelle des profils P2300, P1800 et P1300 représentatifs de la zone morphologique 2. A : Evolution entre octobre 2001 et juillet 2006. B : Evolution entre décembre 1988 et octobre 2001 à l'aide d'anciens relevés réalisés par le P.A.D	<i>page 110</i>
Figure.IV.9 : Evolution du volume, entre octobre 2001 et juillet 2006, au niveau des profils P2300, P1800 et P1300.	<i>page 114</i>
Figure.IV.10 : Evolution annuelle des profils P800, P300 et P00 représentatifs de la zone morphologique 3. A : Evolution entre octobre 2001 et juillet 2006 pour les profils P800 et P300 et entre mars 2003 et juillet 2006 pour le profil P00. B : Evolution entre décembre 1988 et octobre 2001 à l'aide d'anciens profils relevés par le P.A.D.	<i>page 116</i>
Figure.IV.11 : Localisation des traits de côte en 2001, et 2005 de la falaise dunaire au niveau du P300.	<i>page 117</i>
Figure.IV.12 : Evolution du volume, entre octobre 2001 et juillet 2006, au niveau des profils P800 et P300 et entre mars 2003 et juillet 2006 au niveau du P00.	<i>page 119</i>
Figure.IV.13 : Evolution annuelle des profils PDA, PDB et PDC caractéristiques de la zone morphologique 4 entre septembre 2004 et juillet 2006.	<i>page 121</i>
Figure.IV.14 : Evolution du volume, entre septembre 2004 et juillet 2006, au niveau des profils PDA, PDB et PDC.	<i>page 124</i>
Figure.IV.15 : Profil estran/petits-fonds à proximité du P300, relevé en 1999 dans le cadre d'un suivi annuel pour la compagnie "Statoil". Données fournies par le P.A.D.	<i>page 126</i>
Figure.IV.16 : Evolution du profil estran/petits-fonds, à proximité du P300, relevés par "Statoil" entre 1999 et 2007.	<i>page 128</i>
<hr/>	
Figure.V.1 : Evolution du profil PMP de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 133</i>
Figure.V.2 : Variations du volume au niveau du profil PMP entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 135</i>
Figure.V.3 : Evolution du profil P2300 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 137</i>
Figure.V.4 : Variations du volume au niveau de la zone morphologique 2, à l'aide des profils P2300, P1800 et P1300, entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 138</i>
Figure.V.5 : Evolution du profil P1800 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 140</i>
Figure.V.6 : Evolution du profil P1300 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 142</i>
Figure.V.7 : Evolution du profil P800 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 145</i>
Figure.V.8 : Variations du volume au niveau de la zone morphologique 3, à l'aide des profils P800, P300 et P00, entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 146</i>

Figure.V.9 : Evolution du profil P300 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 148</i>
Figure.V.10 : Evolution du profil P00 de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 150</i>
Figure.V.11 : Evolution du profil PDA de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 153</i>
Figure.V.12 : Variations du volume au niveau de la zone morphologique 4, à l'aide des profils PDA, PDB et PDC, entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 154</i>
Figure.V.13 : Evolution du profil PDB de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 156</i>
Figure.V.14 : Evolution du profil PDC de septembre 2004 à décembre 2005. A : Profils topographiques transversaux. B : Evolution entre deux relevés successifs.	<i>page 158</i>
Figure.V.15 : Roses des vents lors du suivi mensuel entre septembre 2004 et décembre 2005 entre chaque relevé topographique.	<i>page 164</i>
Figure.V.16 : Phases morphologiques et bilans sédimentaires pour chacune des zones morphologiques en réponse aux conditions de vents entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 168</i>

Figure.VI.1 : Rose des vents au cours de chaque campagne de mesures in situ. D'après les données horaires de Météo-France.	<i>page 174</i>
Figure.VI.2 : Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents au cours de la campagne de mars 2003 au niveau du P300 en milieu d'estran.	<i>page 175</i>
Figure.VI.3 : Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents au cours de la campagne de novembre 2004 au niveau du P00.	<i>page 177</i>
Figure.VI.4 : Localisation des différents points de mesures de houle et de courant utilisés lors des 4 campagnes de mesures in situ.	<i>page 178</i>
Figure.VI.5 : Données enregistrées au cours de la campagne de novembre 2004 lors d'une période de temps calme, marées M1 à M5, au niveau des profils PMP, P1800, P800 et P00.	<i>page 180</i>
Figure.VI.6 : Données enregistrées au cours de la campagne de avril 2005 lors d'une période de temps calme, marées M20 et M21, au niveau des profils P300 et PDB.	<i>page 181</i>
Figure.VI.7 : Données enregistrées au cours de la campagne de mars 2004 lors d'une période de temps calme, marées M17 à M19 au niveau des petits fonds.	<i>page 182</i>
Figure.VI.8 : Planche de synthèse des données de houle enregistrées lors de temps calme (Hauteurs significatives et directions de la houle). En rouge : marées M20 et M21 campagne novembre 2004 ; en vert : marées M17 à M19 campagne mars 2004 ; en bleu : marées M1 à M5 campagne d'avril 2005.	<i>page 185</i>
Figure.VI.9 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors de temps calme (vitesse et direction des courants). En rouge : campagne novembre 2004 ; en vert : campagne mars 2004 ; en bleu : campagne d'avril 2005.	<i>page 187</i>

-
- Figure.VI.10 : Impact de l'amplitude de la marée sur les agents dynamiques au niveau des petits-fonds, du PMP, du P1800, du P300 et du PDB. En bleu : marée de morte-eau ; en rouge : marée moyenne ; en vert marée de vive-eau. *page 190*
- Figure.VI.11: Caractéristiques de la houle pour des conditions de temps agité d'ouest. A : Marées M20 à M25 de la campagne de mars 2004. B : Marées M6 à M12 de la campagne d'avril 2005. *page 194*
- Figure.VI.12 : Planche de synthèse des données de houle enregistrées lors de conditions agitées d'ouest (Hauteurs significatives et directions de la houle). En bleu : marées M22 à M25 campagne de mars 2004 ; en rouge : marées M11 et M12 campagne d'avril 2005. *page 195*
- Figure.VI.13 : Caractéristiques des courants pour des conditions de temps agité d'ouest. A : Marées M20 à M25 de la campagne de mars 2004. B : Marées M6 à M12 de la campagne d'avril 2005. *page 198*
- Figure.VI.14 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors de conditions agitées d'ouest (Vitesses et directions des courants). En bleu : marées M22 à M25 campagne de mars 2004 ; en rouge : marées M11 et M12 campagne d'avril 2005. *page 199*
- Figure.VI.15 : Données enregistrées au cours de la campagne de mars 2004 lors d'une période de temps agité de secteur est, pendant les marées M8 à M12. *page 202*
- Figure.VI.16 : Planche de synthèse des données de houle enregistrées lors d'une période agitée de secteur est (Hauteurs Significatives et directions de la houle). Données des marées M11 et M12 lors de la campagne de mars 2004. *page 203*
- Figure.VI.17 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors d'une période agitée de secteur est (vitesse et direction des courants). Données des marées M11 et M12 lors de la campagne de mars 2004. *page 205*
- Figure.VI.18 : Données enregistrées au cours de la campagne d'avril 2005 lors d'une période de temps agité de secteur nord, pendant les marées M14 à M18. *page 207*
- Figure.VI.19 : Planche de synthèse des données de houles enregistrées lors d'une période agitée de secteur nord (Hauteurs Significatives et angle d'incidence de la houle). Données des marées M14 et M15 lors de la campagne d'avril 2005. *page 208*
- Figure.VI.20 : Planche de synthèse des données de courants enregistrées lors d'une période agitée de secteur nord (vitesse et direction des courants). Données des marées M14 et M15 lors de la campagne d'avril 2005. *page 210*
- Figure.VI.21 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M17 à M19 de la campagne de mars 2004 lors de conditions calmes, au niveau des petits fonds. *page 213*
- Figure.VI.22 : Vitesses de cisaillement lors de conditions calmes pour les marées M1 à M5 lors de la campagne de novembre 2004. *page 213*
- Figure.VI.23 : Vitesses de cisaillement lors de conditions calmes pour les marées M20 à M21 lors de la campagne d'avril 2005. *page 214*
- Figure.VI.24 : Evolution des profils P1800, P800 et P00 entre le 23 et le 26 novembre 2004 pour des conditions de temps calme. *page 215*

Figure.VI.25 : Evolution des profils P300, PDB entre le 11 et le 12 avril 2005 pour des conditions de temps calme.	<i>page 216</i>
Figure.VI.26 : Conditions météorologiques au cours de la campagne de novembre 2004 et des deux prélèvements de type Gao et Collins au niveau du P800 et du P1800.	<i>page 217</i>
Fig.VI.27 : Représentation des vecteurs de transport sédimentaire potentiel, calculés à l'aide du modèle GSTA (Gao, 1996) au niveau du P800 (levé le 2 décembre 2004) et du P1800 (levé le 3 décembre 2004), sur le M.N.T levé le même jour.	<i>page 218</i>
Figure.VI.28 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M22 à M25 de la campagne de mars 2004 lors de conditions agitées de secteur ouest, au niveau des petits fonds.	<i>page 219</i>
Figure.VI.29 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M11 à M12 de la campagne d'avril 2005 lors de conditions agitées de secteur ouest, au niveau des profils P300 et PDB.	<i>page 220</i>
Figure.VI.30 : Evolution des profils P800, P300, PDB entre le 7 et le 8 avril 2005 pour des conditions agitées de secteur ouest.	<i>page 221</i>
Figure.VI.31 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M11 à M12 de la campagne de mars 2004 lors de conditions agitées de secteur est, au niveau des petits fonds.	<i>page 222</i>
Figure.VI.32 : Vitesses de cisaillement au cours des marées M14 à M15 de la campagne d'avril 2005 lors de conditions agitées de secteur nord, au niveau des profils P300 et PDB.	<i>page 223</i>
Figure.VI.33 : Evolution des profils P800, P300, PDB entre le 8 et le 10 avril 2005 pour des conditions agitées de secteur nord.	<i>page 224</i>
Figure.VI.34 : Rappel des conditions météorologiques et hydrodynamiques au niveau du P300 et PDB lors de la campagne d'avril 2005.	<i>page 226</i>
Figure.VI.35 : Relevés topographiques et évolution de la morphologie du profil P800 au cours de la campagne d'avril 2005.	<i>page 227</i>
Figure.VI.36 : Relevés topographiques et évolution de la morphologie du profil P300 au cours de la campagne d'avril 2005.	<i>page 228</i>
Figure.VI.37 : Relevés topographiques et évolution de la morphologie du profil PDB au cours de la campagne d'avril 2005.	<i>page 229</i>

Figure.VII.1 : Localisation de la bouée Westhinder utilisée pour les houles au large, d'après L.O.G, 2009.	<i>page 235</i>
Figure.VII.2 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour la totalité de l'estran.	<i>page 244</i>
Figure.VII.3 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour le compartiment morphologique <i>morpho1</i> (HMVE/HMME).	<i>page 246</i>
Figure.VII.4 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour le compartiment morphologique <i>morpho2</i> (HMME/NM).	<i>page 248</i>

- Figure.VII.5 : Chronogramme des évolutions de volume métrique le long de la plage du Clipon entre septembre 2004 et décembre 2005, pour le compartiment morphologique *morpho3* (NM/0 IGN 69). *page 250*
-
- Figure VIII.1 : Classification de la localisation des seawall selon Weggel (1988) Hi : houle incidente, Hr : houle réfléchie, HWL : Hight Water Level, LWL : Low Water Level *page 255*
- Figure VIII.2 : Variabilité morphologique de l'estran entre les périodes de temps calme et de temps agité. *page 264*
- Figure.VIII.3 : Schéma de synthèse de la circulation hydrodynamique et sédimentaire de la plage du Clipon. *page 269*

LISTE DES TABLEAUX

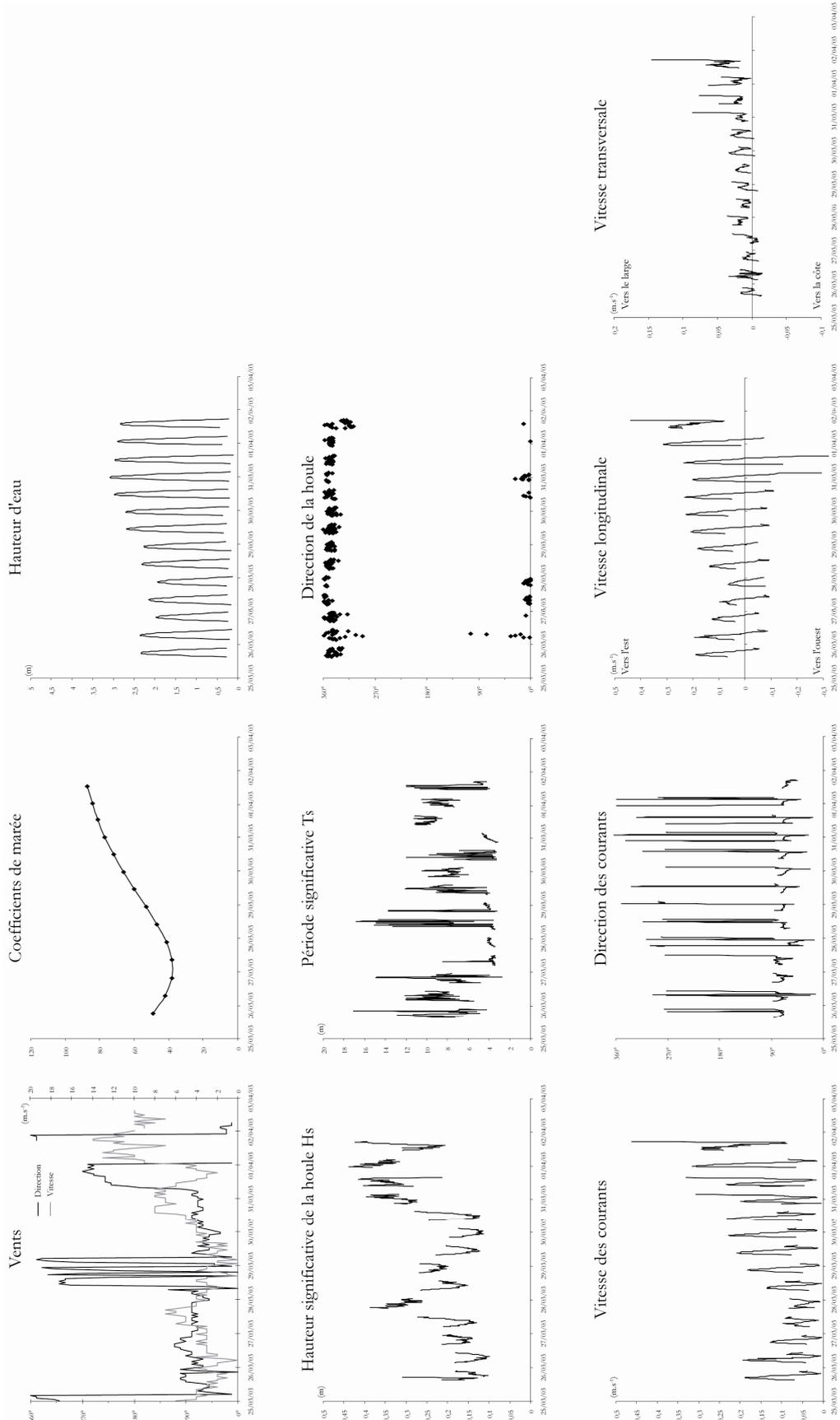
Tableau.I.1 : Evolution du marnage (en m) entre Boulogne et Dunkerque par coefficients de morte-eau (45), moyen (70), et de vive-eau (95).	<i>page 12</i>
Tableau.I.2 : Caractéristiques générales des 10 profils topographiques.	<i>page 18</i>
Tableau.I.3 : Pente moyenne des 10 profils topographiques. Moyenne effectuée sur l'ensemble des profils réalisés au cours de l'étude. Pour les profils PMP et P2300, nous avons calculé la pente du profil en entier, de la plateforme et de la partie ne comprenant pas la plateforme.	<i>page 20</i>
<hr/>	
Tableau.II.1 : Echelles des différentes campagnes de photographies aériennes utilisées pour l'analyse de l'évolution du trait de côte.	<i>page 26</i>
Tableau.II.2 : Types de tendances granulométriques, entre un échantillon et son voisin, reconnues par le modèle de Gao et Collins (1992).	<i>page 40</i>
Tableau.II.3 : Niveaux marins pour la plage du Clipon.	<i>page 43</i>
Tableau.II.4 : Récapitulatif des campagnes et des mesures effectuées.	<i>page 48</i>
<hr/>	
Tableau.III.1 : Tableau de synthèse de l'évolution du trait de côte entre 1949 et 2000.	<i>page 65</i>
<hr/>	
Tableau.IV.1 : Date de réalisation des levés des 10 profils topographiques transversaux.	<i>page 102</i>
Tableau.IV.2 : Variations annuelles du volume du profil PMP entre octobre 2001 et juillet 2006.	<i>page 108</i>
Tableau.IV.3 : Variations annuelles du volume des profils P2300, P1800 et P1300 entre octobre 2001 et juillet 2006.	<i>page 112</i>
Tableau.IV.4 : Variations annuelles du volume des profils P800, P300 et P00 entre octobre 2001 et juillet 2006.	<i>page 117</i>
Tableau.IV.5 : Variations annuelles du volume des profils PDA, PDB et PDC entre septembre 2004 et juillet 2006.	<i>page 122</i>
<hr/>	
Tableau.V.1 : Variations mensuelles du volume du profil PMP entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 134</i>
Tableau.V.2 : Variations mensuelles du volume au niveau des profils P2300, P1800 et P1300 entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 137</i>
Tableau.V.3 : Variations mensuelles du volume au niveau des profils P800, P300 et P00 entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 146</i>
Tableau.V.4 : Variations mensuelles du volume au niveau des profils PDA, PDB et PDC entre septembre 2004 et décembre 2005.	<i>page 154</i>
<hr/>	

Liste des tableaux

Tableau.VI.1 : Variations de volume des différents profils topographiques au cours de la campagne d'avril 2005.	<i>page 230</i>
<hr/>	
Tableau.VII.1 : Description des variables.	<i>page 237</i>
Tableau.VII.2 : Variances relatives (en gras significatives) et cumulées en (en %) associées aux nouveaux axes factoriels après l'analyse en composante principale.	<i>page 238</i>
Tab.VII.3 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 1 (PMP).	<i>page 238</i>
Tab.VII.4 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 2 (P1800).	<i>page 239</i>
Tab.VII.5 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 3 (P300).	<i>page 241</i>
Tab.VII.6 : Poids des anciennes variables (les coefficients de corrélation en gras sont considérés significatifs) sur les nouveaux axes au niveau de la zone morphologique 4 (PDB).	<i>page 242</i>
<hr/>	

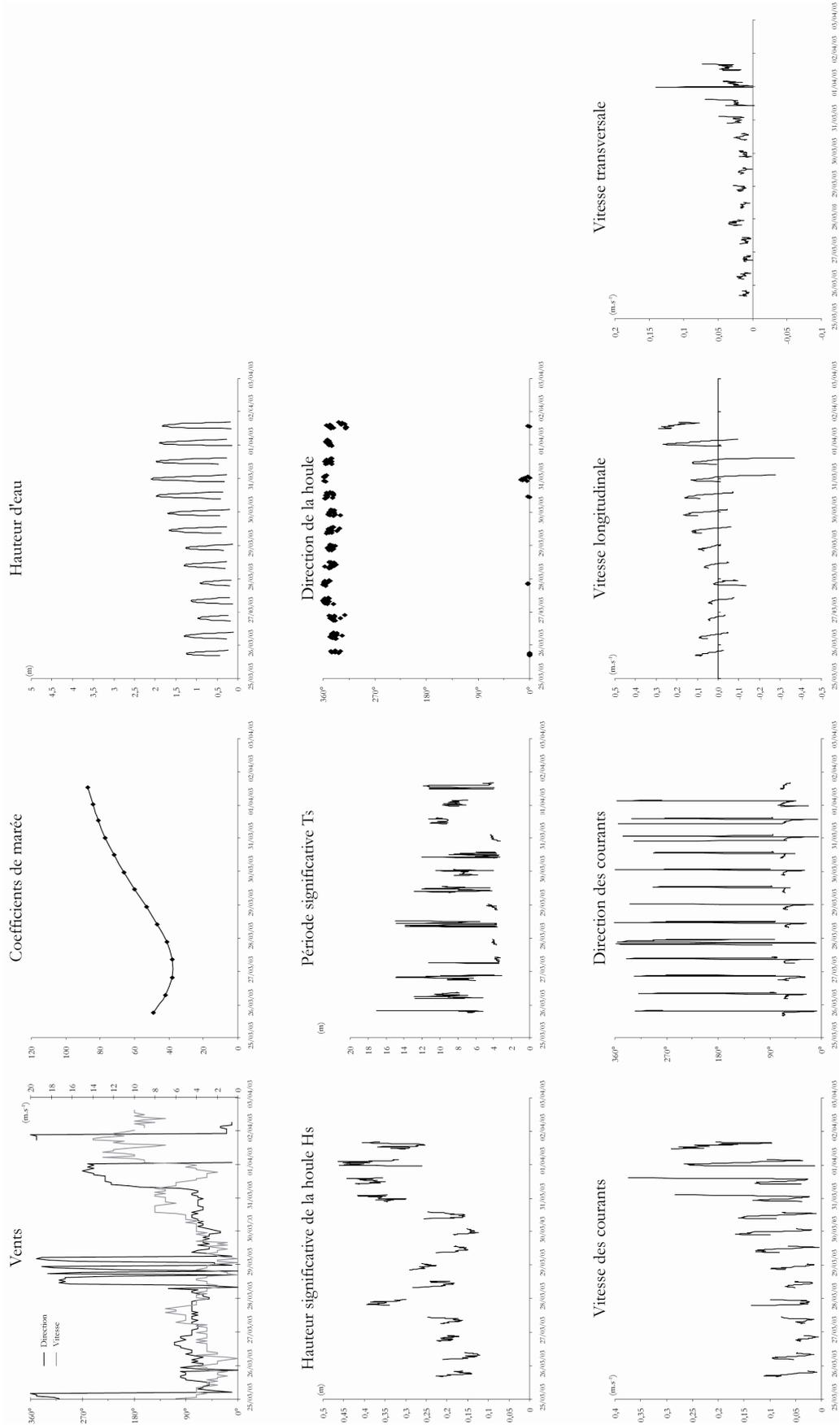
ANNEXE 1.1

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de mars 2003, P300 (ADV bas de plage)



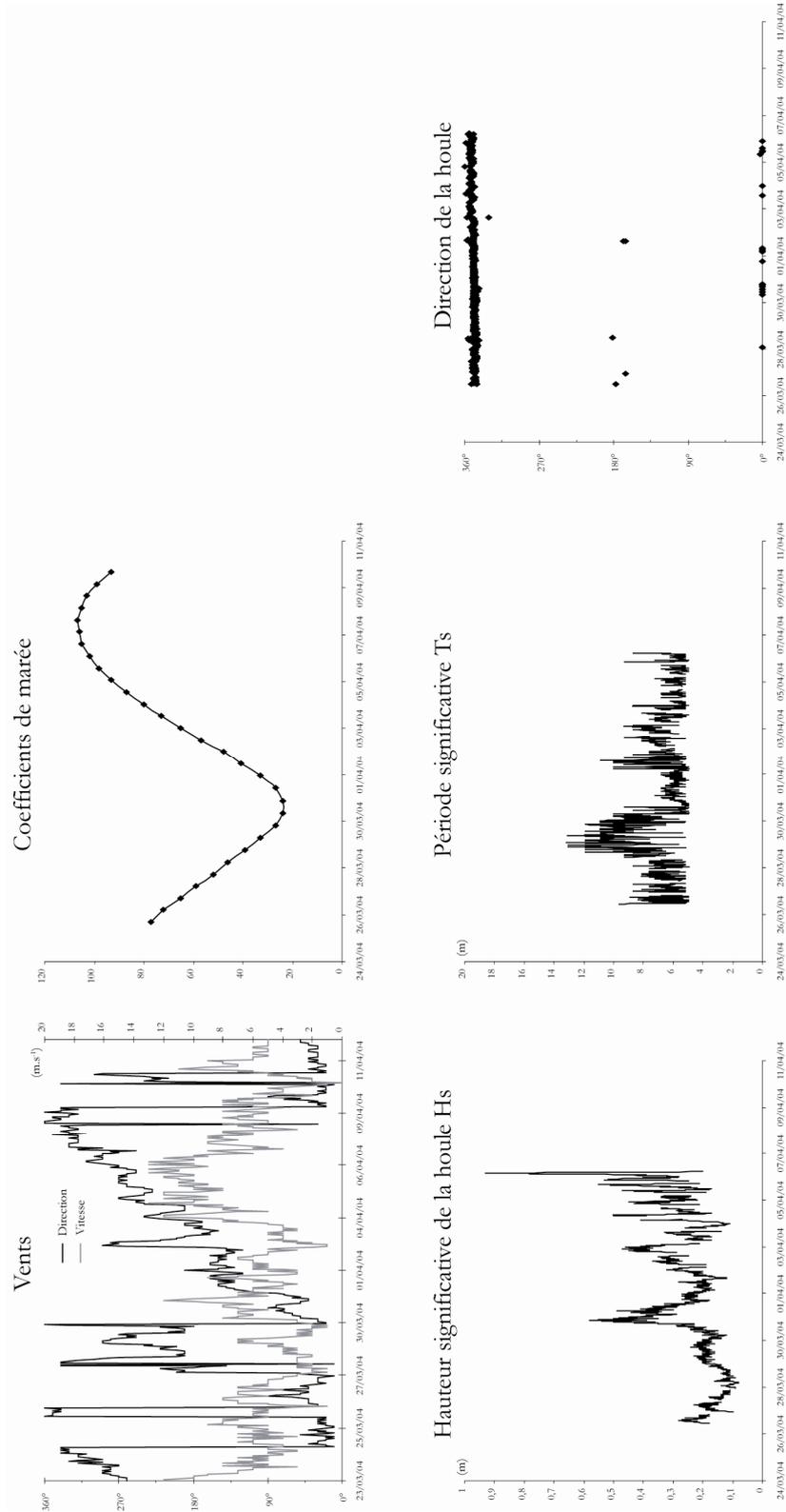
ANNEXE 1.2

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de mars 2003, P300 (ADV milieu de plage)



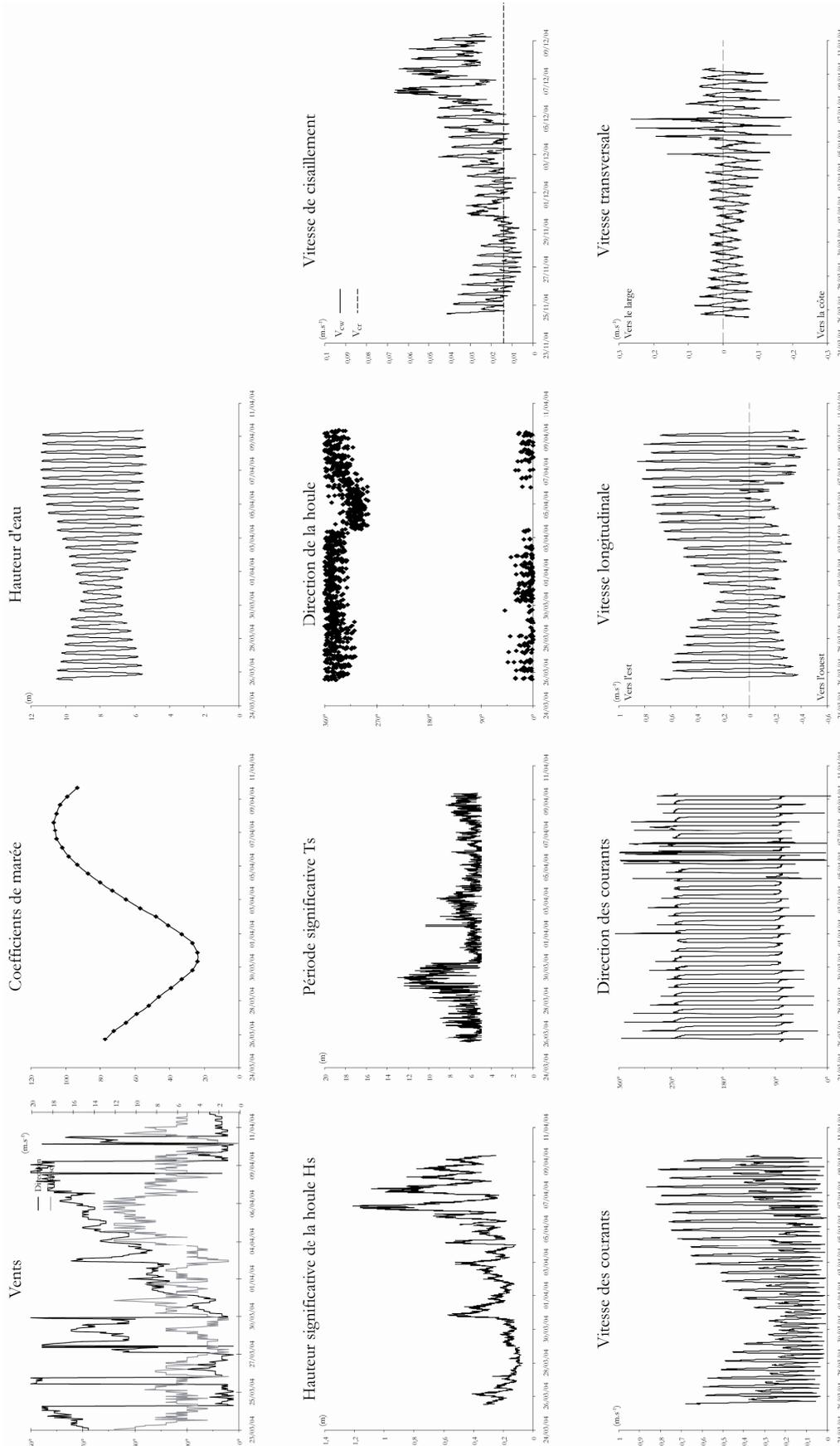
ANNEXE 1.3

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de mars 2004, P300 (S4 ADW)



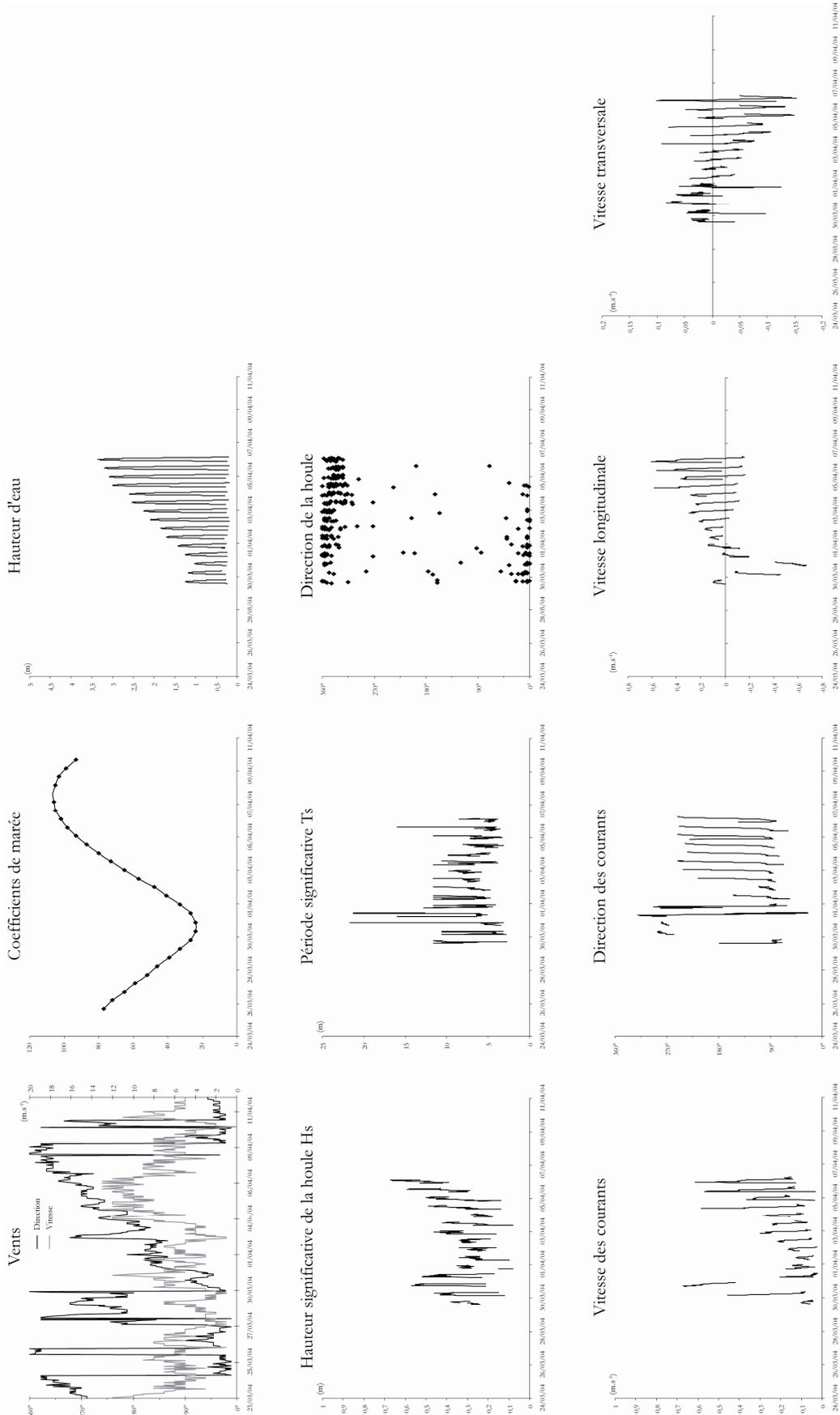
ANNEXE 1.4

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de mars 2004, au large (S4 ADW)



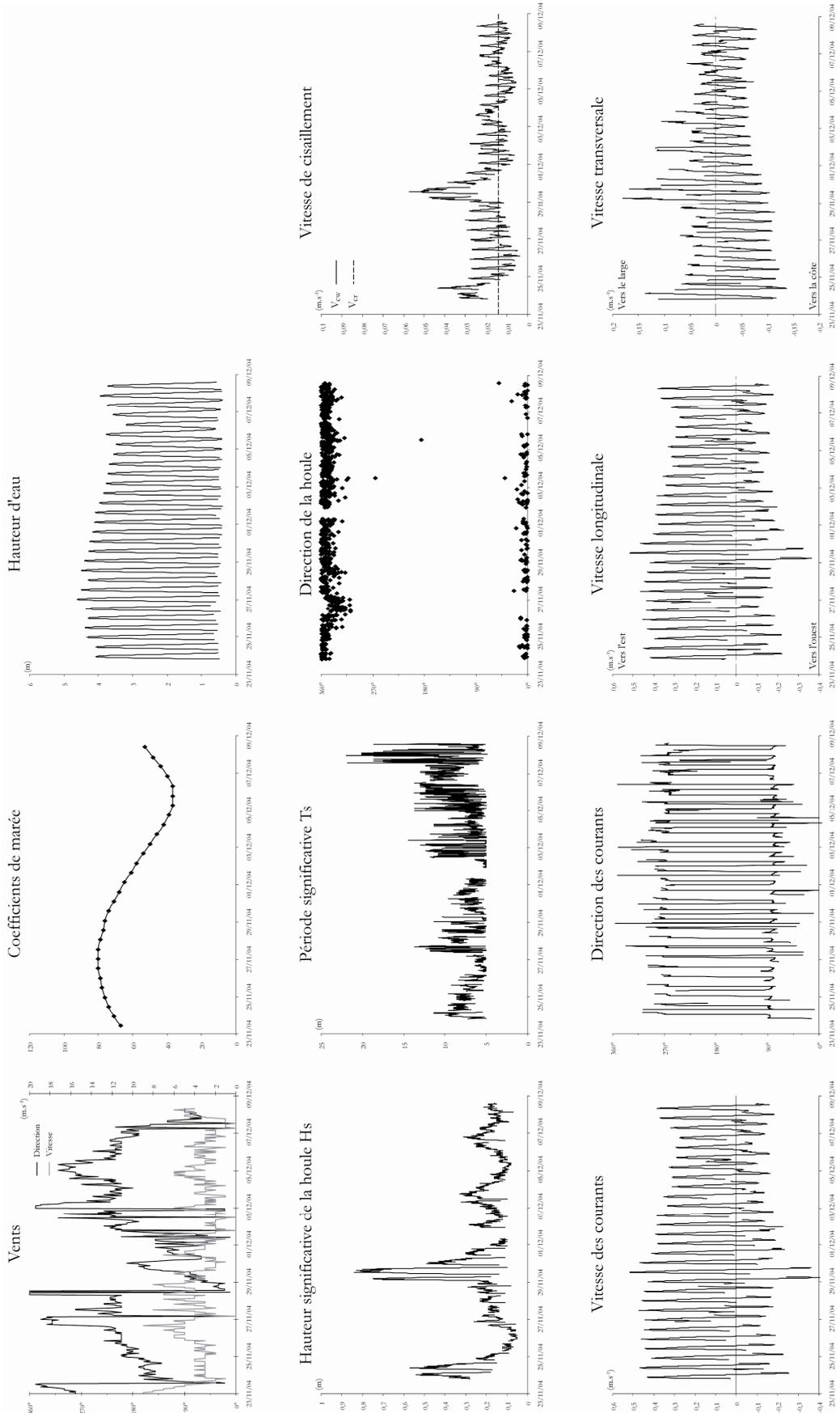
ANNEXE 1.5

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de mars 2004, PMP (ADCP)



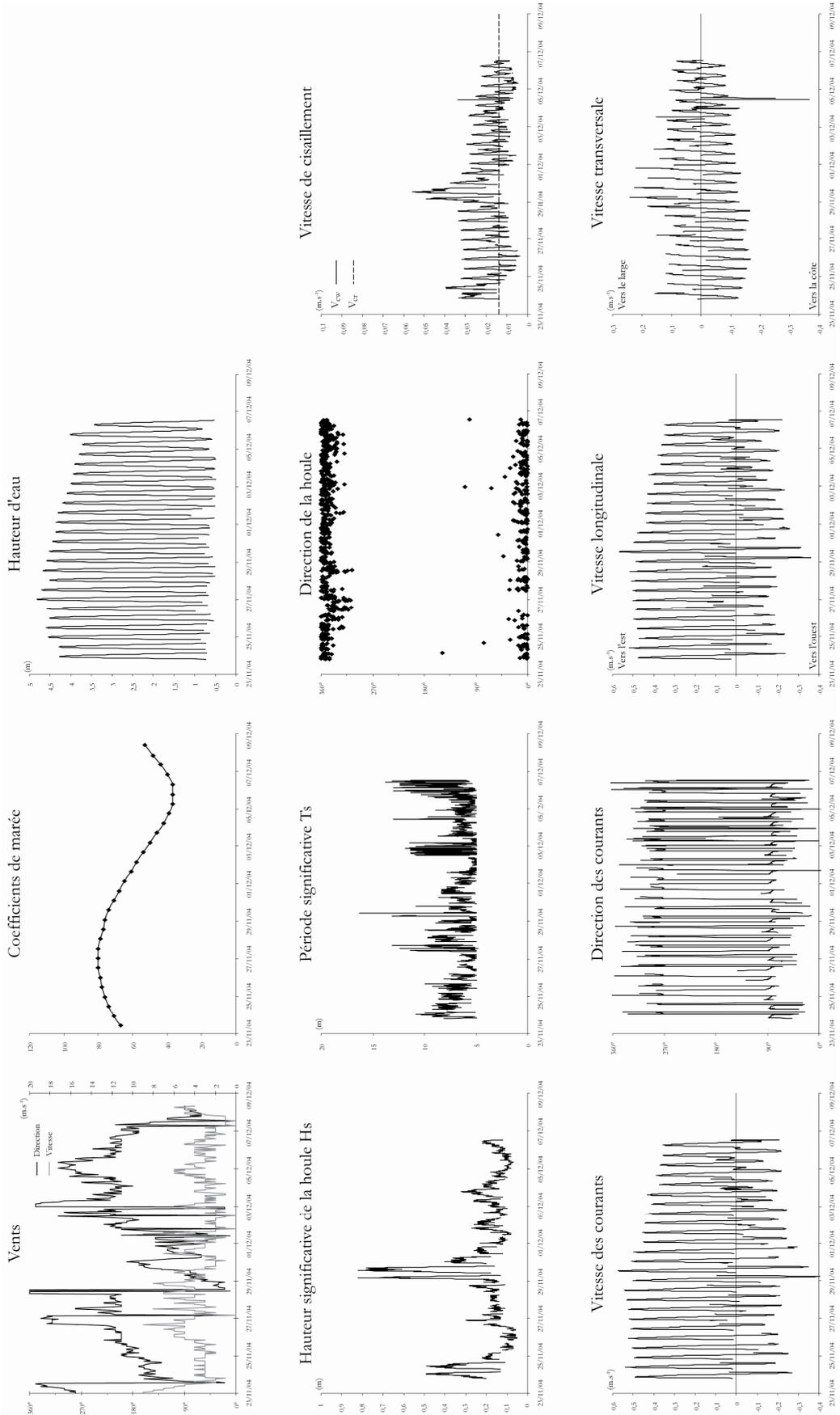
ANNEXE 1.6

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de novembre 2004, P800 (S4 ADW)



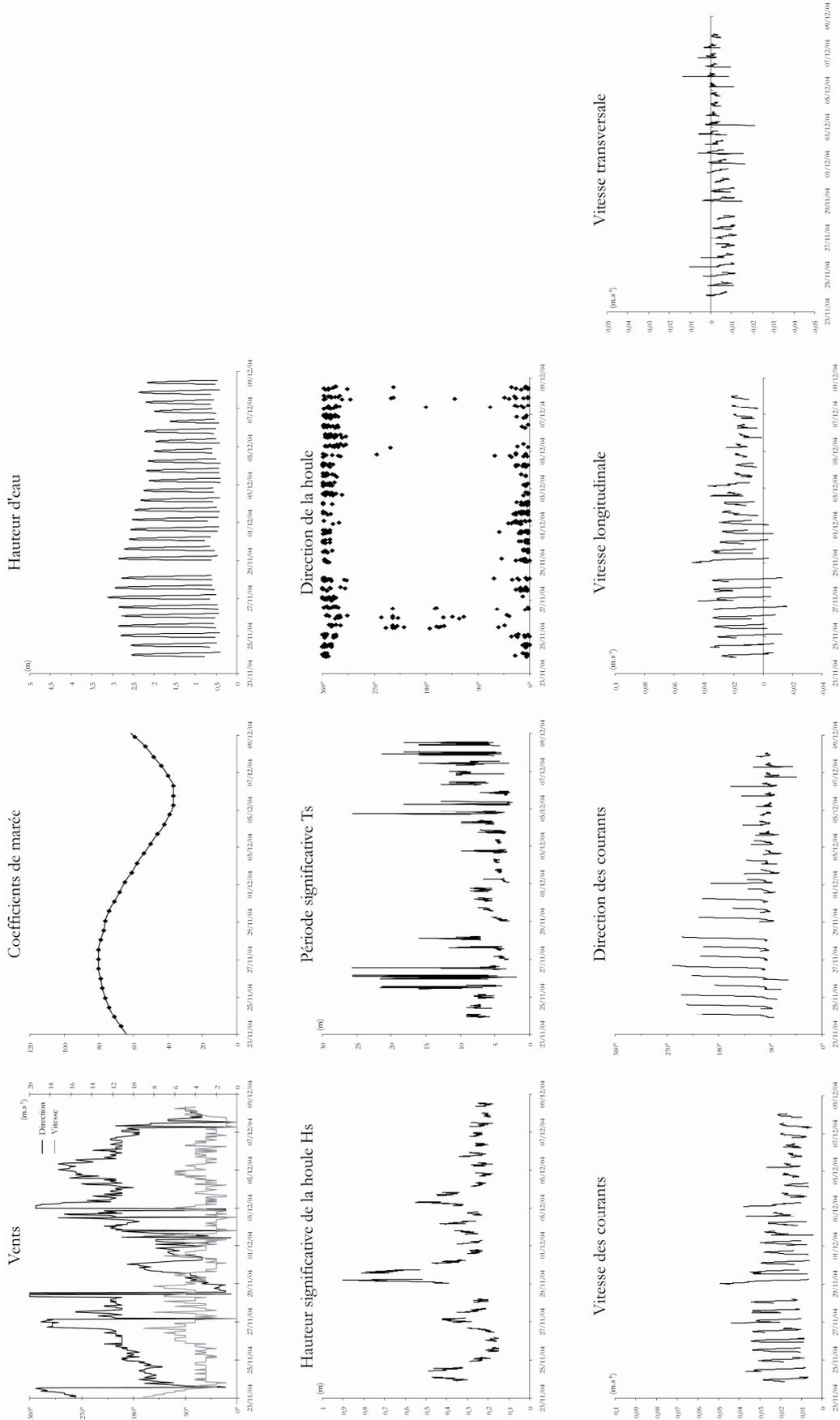
ANNEXE 1.7

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de novembre 2004, P1800 (S4 ADW)



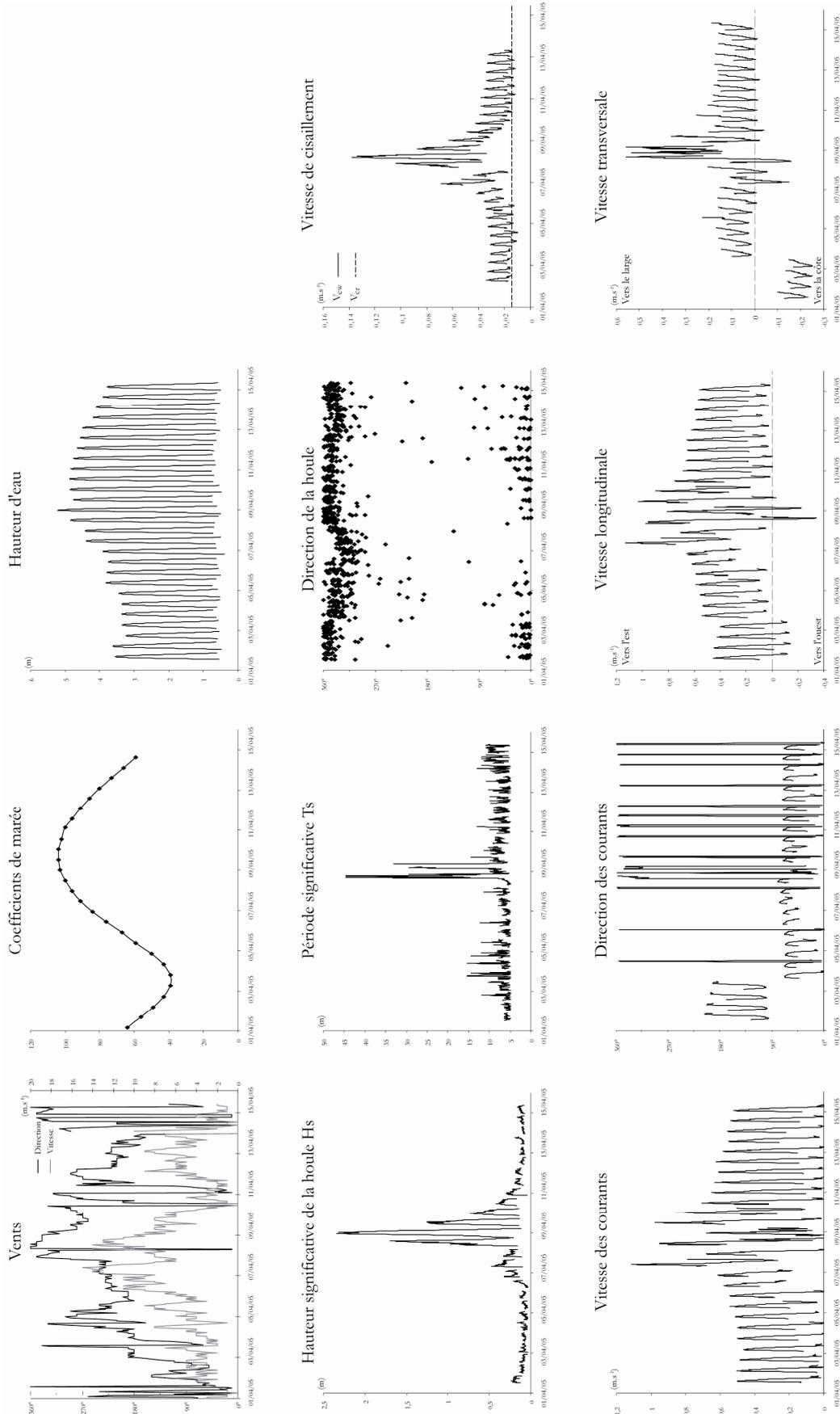
ANNEXE 1.8

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne de novembre 2004, PMP (ADCP)



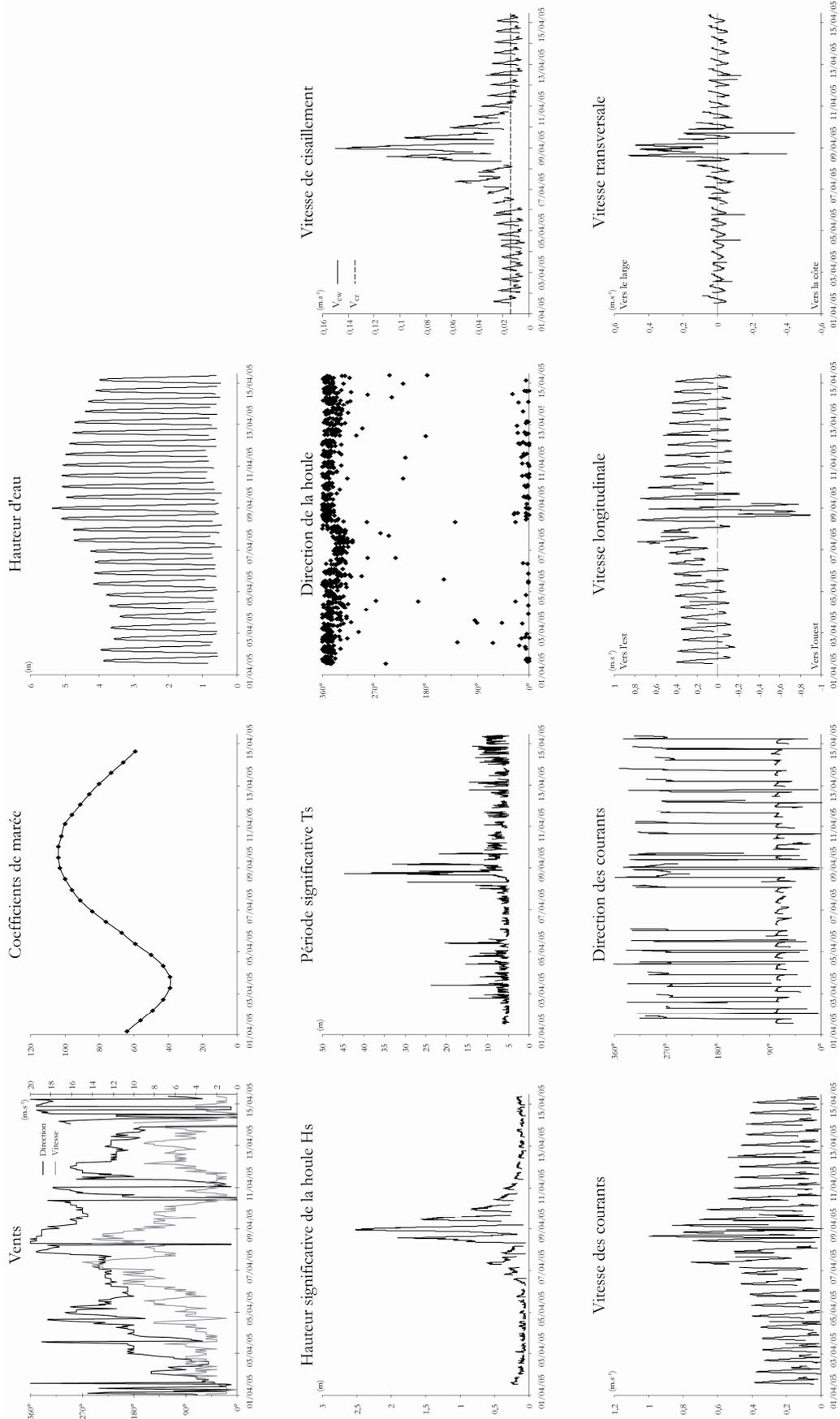
ANNEXE 1.9

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne d'avril 2005, PDB (S4 ADW)



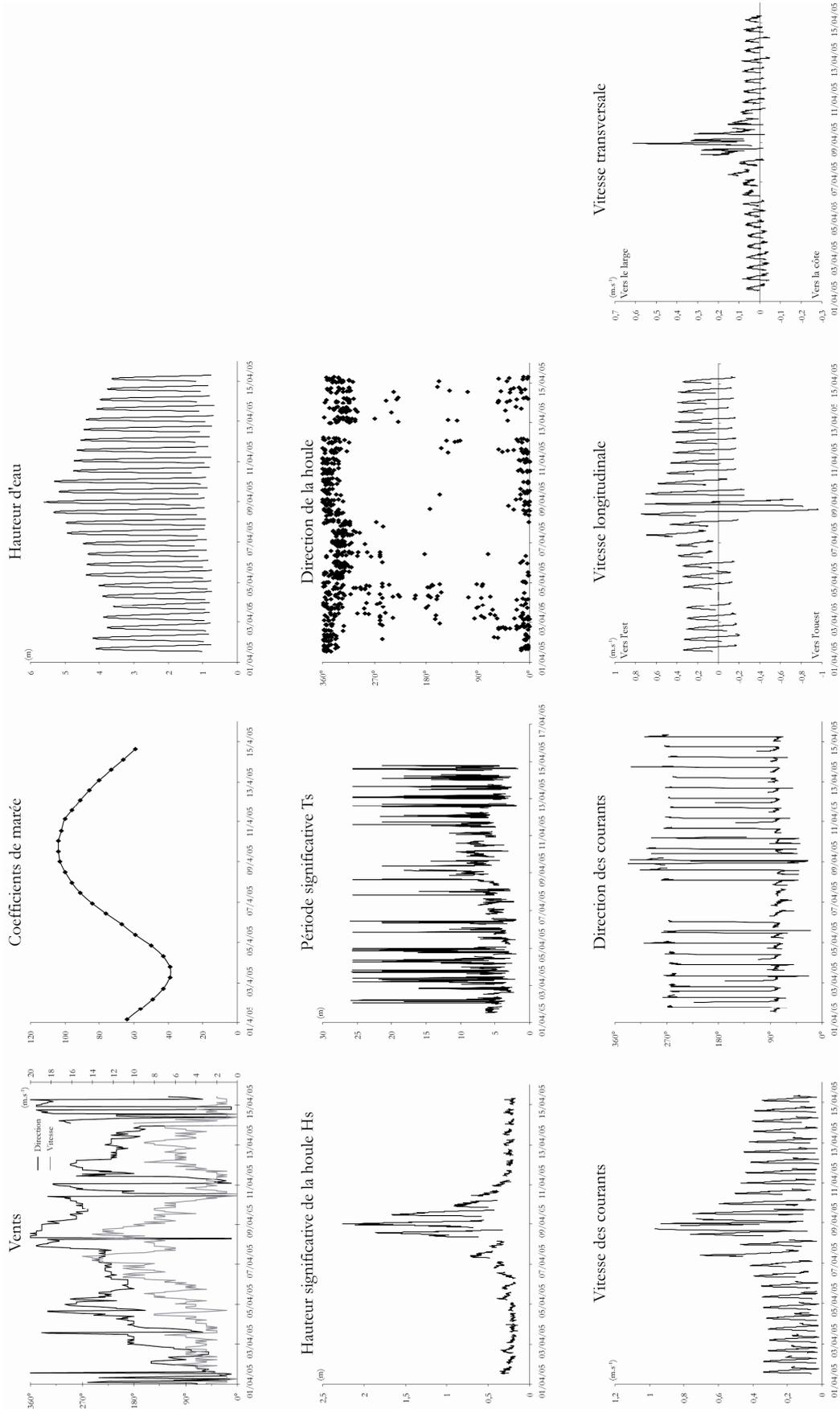
ANNEXE 1.10

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne d'avril 2005, P300 (S4 ADW)



ANNEXE 1.11

Synthèse des conditions hydrodynamiques et des vents. Campagne d'avril 2005, P800 (ADCP)



Analyse multi-échelle de la morphodynamique d'une plage artificielle, Avant-port Ouest de Dunkerque (Nord de la France).

Résumé

La plage du Clipon est une plage artificielle de 13 km de long, créée à partir des années 1960, suite à l'extension du Port de Dunkerque. Notre étude est basée sur une approche multi-échelle : une échelle temporelle s'étendant du demi-siècle à la période d'une marée, et l'échelle spatiale allant de l'analyse de la dynamique morphologique de l'ensemble de la plage (10^4 m) à l'examen des processus morphosédimentaires au niveau de formes élémentaires comme les barres intertidales ($10^1 - 10^2$ m). L'analyse à grande échelle concerne (1) les variations du trait de côte lors des différentes phases d'extension du port, et suite aux travaux d'extension à l'aide d'un suivi chronoséquentiel de photographies aériennes verticales, (2) l'évolution de la bathymétrie proche de la côte au cours des aménagements portuaires et suite à ces aménagements, ainsi que (3) la modélisation de la propagation des houles sur des bathymétries datant de différentes époques, ce qui a permis d'apprécier la variabilité dans le temps de l'impact potentiel des houles à la côte au fur et à mesure que les fonds se sont modifiés. Plusieurs campagnes de mesures hydrodynamiques, topométriques et de transport sédimentaire ont été effectuées de 2003 à 2007 dans le but de mieux comprendre la morphodynamique de la plage. Les données de houle et de courant obtenues sur l'estran et dans les petits-fonds ont été utilisées conjointement aux données météorologiques pour réaliser une analyse de l'hydrodynamique du système côtier. Cette analyse a mis en évidence la dominance des courants de flot, dirigés vers l'est, mais aussi l'existence d'un contre-courant associé à la présence de la jetée est de l'avant-port. Les résultats de l'analyse morphométrique de l'estran montrent une grande variabilité spatiale de la forme générale et de la largeur de la plage. A l'échelle annuelle, l'avant-plage proche subit une érosion pouvant atteindre 0,3 mètre par an. Le suivi mensuel des profils de plage a permis d'observer la réaction des différentes zones morphologiques de l'estran face aux conditions rencontrées pendant les campagnes de mesure : lissage de l'estran lors des périodes de forte énergie et développement et migration des barres vers le haut de plage par temps plus calme. L'analyse des transports sédimentaires potentiels montre un transport faible dirigé essentiellement vers l'est lors des périodes de temps calmes. Les transports les plus importants s'effectuent principalement lors de conditions de forte énergie, pendant lesquelles le vent peut fortement renforcer les courants tidaux et les courants de houle. Lors des conditions de fortes agitations de secteur nord, un courant d'undertow se met en place sur l'ensemble de la plage entraînant un déplacement des sédiments vers le bas de plage et l'avant-plage. L'ensemble des résultats recueillis permet de définir la plage du Clipon comme une cellule sédimentaire quasi-fermée montrant une tendance vers un bilan sédimentaire négatif.

Mots clefs : plages artificielles, macrotidal, morphodynamique des plages, érosion des plages, forçages météorologiques, cellule sédimentaire.

Multiscale analysis of the morphodynamics of an artificial beach, Western Outer harbour of Dunkirk (North of France).

Summary

The Clipon beach is a 13 km long artificial beach, created in the 1960s, following the extension of Dunkirk harbour. This study is based on a multiscale approach: a temporal scale extending from half a century to the tidal period, and a spatial scale going from the analysis of the morphological dynamics of the whole beach (10^4 m) to the examination of the morphosedimentary processes of elementary landforms like intertidal bars ($10^1 - 10^2$ m). The large-scale analysis concerns (1) coastline evolution during the successive stages of harbour extension, and afterward, using a series of vertical aerials photographs, (2) nearshore and foreshore bathymetry during and after the harbour development, as well as (3) modelling of wave propagation over different historical bathymetries, which allowed to assess the variability of wave impact along the shore with changing seabed morphology. In order to increase our understanding of the beach morphodynamics, a series of field surveys were conducted from 2003 until 2007 during which hydrodynamic and topographic measurements, as well as sediment sampling, were carried out. The wave and current data obtained on the beach and shoreface were used in conjunction with meteorological data to analyze the hydrodynamics of the coastal system. This analysis showed the dominance of eastward-directed flood currents, but also the existence of a counter current associated with the presence of the eastern pier of the outer harbour. The results of the morphometric analysis of the beach showed a large spatial variability of the general shape and width of the intertidal zone. At the annual time scale, the nearshore zone is characterized by significant erosion, which can reach 0.3 meter per year. Monthly beach profile measurements revealed that the various morphological zones of the beach experienced distinct morphodynamic behaviours in response to the forcing conditions that occurred during the surveys: flattening of the beach during the periods of high wave energy and development and onshore migration of intertidal bars during fair-weather conditions. The analysis of potential sediment transport shows that a weak eastward transport takes place during low energy conditions. The most important transport occurs during high energy conditions during which wind can strongly reinforce tidal and wave-induced. During conditions of strong winds from the north, a seaward-directed undertow develops over the whole beach, inducing offshore sediment transport to the lower beach and nearshore. All these results suggest that the Clipon beach is a semi-closed sediment cell showing a trend towards a negative sediment budget.

Keywords: artificial beaches, macrotidal, beach morphodynamics, beach erosion, hydro-meteorological forcing, sediment cell.