Normandie Université

THESE

Pour obtenir le grade de Docteur

opéré par l'Université de Rouen

Spécialité Géologie (Sédimentologie côtière)

Morphodynamique et transferts sédimentaires au sein d'une baie mégatidale en comblement (Baie de Somme, Manche Est). Stratégie multi-échelles spatio-temporelles.

Présentée et soutenue publiquement par
Charlotte MICHEL

Thèse soutenue publiquement le 30/03/2016 devant le jury composé de		
Mr Thierry GARLAN	Directeur de recherche, SHOM	Président
Mr François MARIN	Professeur, Université du Havre	Rapporteur
Mr Alain TRENTESAUX	Professeur, Université de Lille	Rapporteur
Mr Robert LAFITE	Professeur, Université de Rouen	Membre
Mme Sophie LE BOT	MCF, Université de Rouen	Membre
Mr Stéphane COSTA	Professeur, Université de Caen Normandie	Membre
Mme Carole NAHUM	Ingénieure, PhD, DGA/DS/MRIS	Membre invité
Mme Laure SIMPLET	Ingénieure, IFREMER	Membre invité

Thèse dirigée par Robert LAFITE, laboratoire M2C, et co-encadrée par Sophie LE BOT, laboratoire M2C, et Stéphane COSTA, laboratoire Géophen.

UNIVERSITÉ DE ROUEN

EdNBISE
Ecole doctorale Normande
Biologie Intégrative,
Santé, Environnement

Cette thèse, réalisée au sein du laboratoire M2C de l'Université de Rouen, a bénéficié d'un co-encadrement avec le laboratoire GEOPHEN-LETG de l'Université de Caen et du cofinancement de la DGA (Direction Générale de l'Armement) et de la Région Haute-Normandie. L'accompagnement a été réalisé dans le cadre de projets de la région Picardie, grâce à des fonds européens FEDER et au soutien du programme EC2CO du CNRS-INSU (projet FORSOM) et de la fédération de recherche SFR SCALE (projet ELIT/DYNAT).

Sommaire

Introduction générale 1

Chapitre I : Contexte général 5

I. Etat de l'art 7

I.1. Evolution morpho-sédimentaire des estuaires et baies 8

I.1.1. Evolution morpho-sédimentaire pluri-décennale à plurimillénaire 9

I.1.2. Evolution morpho-sédimentaire saisonnière à pluriannuelle 10

I.2. Evolution morphodynamique des dunes hydrauliques 16

I.2.1. Morphologie générale des dunes 16

I.2.2. Distribution des dunes dans les systèmes littoraux et marins 19

I.2.3. Evolution morphodynamique des dunes 19

I.2.4. Ecoulements et flux sédimentaires à l'aplomb des dunes 22

I.3. Flux sédimentaires en domaine côtier 26

I.3.1. Les modes de transport 26

I.3.2. Les conditions de mise en mouvement des sédiments 27

I.3.3. Les outils de mesure et d'estimation des flux sédimentaires 28

II. Zone d'étude 29

II.1. La Manche Orientale 29

II.1.1. Caractéristiques hydro-sédimentaires 30

II.1.2. Les estuaires de Manche Orientale 32

II.2. La Baie de Somme 33

II.2.1. Caractéristiques morphologiques et sédimentaires 33

II.2.2. Forçages météorologiques et hydrodynamiques 37

II.2.2.1. Marée et courants associés 37

II.2.2.2. Vent et houle 40

II.2.2.3. Débit fluviatile 41

II.2.3. Enjeux socio-économiques et aménagements 42

III. Conclusion 44

Chapitre II : Méthodologie d'étude 47

I. Méthodologie à l'échelle fine et à court terme 50

I.1. Stratégie d'étude 50

I.2. Campagnes effectuées et sites d'étude associés 52

I.3. Méthodologie employée lors des campagnes 54
I.3.1. Les campagnes courtes de 2013 55
I.3.2. La campagne longue de janvier-février 2014 61
I.4. Techniques de mesure in situ, de traitement et d'analyse des données 66
I.4.1. Prélèvements et analyse d'échantillons 66
I.4.2. Courantométrie, houle et surcote/décote 68
I.4.3. Turbidité et mesure de flux sédimentaires in situ 69
I.4.4. Estimation des flux sédimentaires par les formules empiriques et les méthodes du « Dune Tracking » et des différentiels topographiques 71
I.4.4.1. Le charriage 72
I.4.4.2. La suspension 75
I.4.4.3. Le transport total 75
I.4.5. Topographie par scanner laser 3D et altimétrie 76
II. Méthodologie à l'échelle globale et à long terme 78
II.1. Stratégie d'étude 78
II.2. Campagnes effectuées et emprises associées 80
II.3. Méthodologie employée lors des campagnes 83
II.3.1. Les campagnes LiDAR 83
II.3.2. Les campagnes de prélèvements sédimentaires 84
II.3.3. Les campagnes en mer 86
II.3.4. Campagnes antérieures de photographie aérienne 88
II.4. Techniques de mesure in situ et d'analyse des données 89
II.4.1. Prélèvements sédimentaires, analyses et traitements 89
II.4.2. Le LiDAR topographique aéroporté 90
II.4.3. Logiciel ArcGis 91
II.4.4. Logiciel ParamDunes 93
II.4.5. Analyses statistiques 94
III. Conclusion 96
Chapitre III : Etude de l'évolution morphologique des dunes et des flux sédimentaires associés, aux pas de temps semi-diurne, semi-lunaire et évènementiel 97
I. Caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires au sein des champs de dunes 99
I.1. Conditions météorologiques et hydrodynamiques 100
I.1.1. Conditions météorologiques 100
I.1.2. Conditions hydrodynamiques 103

I.1.2.1. La marée 103
I.1.2.2. Les surcotes et décotes 104
I.1.2.3. La houle 106
I.1.2.4. Le débit fluviatile 109
I.1.2.5. Les courants 109
I.1.3. Synthèse des conditions météorologiques et hydrodynamiques 117
I.2. Caractéristiques sédimentaires des champs de dunes 119
I.3. Caractéristiques morphologiques des champs de dunes 120
II. Flux sédimentaires à l'aplomb des dunes 124
II.1. Transport total 124
II.2. Charriage 127
II.2.1. Calcul par des formules empiriques 127
II.2.2. Calcul à l'aide de la technique du « Dune Tracking » 130
II.2.3. Calcul sur la base des différentiels topographiques 132
II.2.4. Synthèse sur les flux charriés 135
II.3. Suspension 138
II.3.1. Granulométrie et concentrations des MES, obtenues par mesure directe durant le flot 138
II.3.2. Flux de MES obtenus par mesure indirecte 142
II.3.3. Flux de MES estimés par la formule de Soulsby-van Rijn (1997) 148
II.3.4. Synthèse sur les flux en suspension 149
II.4. Synthèse sur les flux sédimentaires à l'aplomb des dunes 150
III. Evolution morphologique et dynamique des dunes 153
III.1. Evolution morphologique 153
III.1.1. Evolution du profil de dune au cours du cycle de marée 153
III.1.2. Evolution de la morphologie des dunes à basse-mer 157
III.1.2.1. A l'échelle de la dune 157
III.1.2.2. A l'échelle du champ de dunes 165
III.2. Migration des dunes 168
III.3. Structure interne 172
IV. Influence des forçages sur le transport sédimentaire et l'évolution morphodynamique des dunes 174
V. Conclusion 181

Chapitre IV : Etude de l'évolution morpho-sédimentaire de la baie sur des pas de temps saisonniers à pluriannuels. 185
I. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la Baie de Somme 187
I.1. Distribution des sédiments superficiels 187
I.2. Répartition et caractérisation des dunes hydrauliques du domaine intertidal 196
I.2.1. Distribution spatiale des dunes 197
I.2.2. Caractéristiques morphologiques des dunes 198
I.2.3. Typologie morphologique des dunes 202
I.2.4. Répartition spatiale des typologies de dunes 204
I.3. Synthèse des caractéristiques morpho-sédimentaires de la Baie de Somme en 2013 206
II. Evolution morpho-sédimentaire de la Baie de Somme 208
II.1. Evolution sédimentaire récente de la baie (depuis 1980) 208
II.1.1. Evolution des faciès sédimentaire entre 1980 et 2013 208
II.1.2. Evolution des paramètres sédimentologiques entre 1985, 1990 et 2013 210
II.2. Evolution récente de la morphologie des entités sédimentaires de la Baie de Somme (depuis 1947) 212
II.2.1. Dynamique du trait de côte 214
II.2.1.1. Le cordon littoral dunaire du Marquenterre et du Marais 214
II.2.1.2. Le cordon littoral de galets 216
II.2.1.3. Le schorre ou « mollières » 220
II.2.2. Dynamique de l'estran sableux intertidal 227
II.2.2.1. Les chenaux tidaux 228
II.2.2.2. Les systèmes de barres/bâches 233
II.2.2.3. Les champs de dunes hydrauliques 234
II.2.3. Synthèse d'évolution de la Baie de Somme entre 1947 et 2013 236
II.3. Bilans sédimentaires saisonniers, annuels et à l'échelle de 2-3 ans (entre 2011 et 2013) 238
II.3.1. Dynamique sédimentaire : modalités et zonation 238
II.3.2. Bilans sédimentaires à l'échelle saisonnière 245
II.3.3. Bilans sédimentaires à l'échelle annuelle 248
II.3.4. Bilans sédimentaires à l'échelle de 2-3 ans 250
II.3.5. Synthèse sur la dynamique et les bilans sédimentaires de la Baie de Somme 253
II.3.5.1. Tendances évolutives des différentes zones du domaine intertidal 253
II.3.5.2. Influence de l'altitude et de la profondeur d'eau sur les bilans sédimentaires 255
II.3.5.3. Vitesses d'évolution (comblement/érosion) du domaine intertidal 258

II.4. Eléments sur l'évolution des fonds subtidaux 260
II.4.1. Morphologie des fonds subtidaux 260
II.4.2. Nature des fonds subtidaux : granulométrie, faune et flore 261
II.4.3. Stocks sédimentaires disponibles en domaine subtidal 263
II.4.4. Intérêt de l'étude du domaine subtidal 265
III. Influence des forçages sur l'évolution morphodynamique et sédimentaire récente de la Baie de Somme 265
IV. Conclusion 270
Conclusion générale et Perspectives 273
Références 287
Liste des figures 311
Liste des tableaux 323
Annexes 327

Liste de notations

A Paramètre pour le calcul de U_{rms} (adimensionnel)

A Coefficient de la formule d'évaluation de K qui dépend de la taille du grain : 0,0080 si D_{50} = 0,22 mm ; 0,0096 si D50 = 0,23 mm ; 0,0135 si D50 = 0,25 mm (adimensionnel)

A_s Multiplicateur pour le calcul du transport total, $A_s = A_{sb}+A_{ss}$ $(m/(m/s)^{2,4})$

A_{sb} Multiplicateur pour le calcul du transport par charriage $(m/(m/s)^{2,4})$

A_{ss} Multiplicateur pour le calcul du transport par suspension $(m/(m/s)^{2,4})$

a Constante pour le calcul de K_s", a = 20 (adimensionnel)

B Exposant de la formule d'évaluation de K qui dépend de la taille du grain : 2,750 si D_{50} = 0,22 mm ; 2,646 si D50 = 0,23 mm ; 2,464 si D50 = 0,25 mm (adimensionnel)

b Constante pour le calcul de K_s", b = 1 (adimensionnel)

C_D Coefficient de dragage dû au courant seul (adimensionnel)

c Vitesse de migration de la dune, $c = \Delta x/\Delta t$ (m/s)

D_{50} Diamètre du grain médian, 0,00022 m, 0,00023 m ou 0,00025 m ici (m)

D_{90} Diamètre des particules à 90% de la distribution cumulative de la taille des particules, 315 µm = 0,000315 m ici (m)

D_* Diamètre adimensionnel des sédiments, $D_* = D_{50}[g(s-1)/\nu^2]^{1/3}$ (adimensionnel)

e exp (1) = 2,7183 (adimensionnel)

f Forme adimensionnelle ou facteur de forme, $f = V/H\lambda$ (adimensionnel)

g Accélération due à la gravité, 9,81 (m/s^2)

H Hauteur de dune (m)

H_s Hauteur significative de la houle : moyenne du tiers des plus fortes vagues (m)

h Profondeur d'eau (m)

h_r Hauteur des rides, $h_r = 100D_{50}$ (m)

K Coefficient de transport total (adimensionnel)

k Constante de von Karman-Prandtl, 0,4 (adimensionnel)

K_s Rugosité du fond, $K_s = D_{50} + 3h_r$ pour Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), $K_s = 3D_{90}$ pour Soulsby-van Rijn (1997) et $K_s = K_s' + K_s''$ pour Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986) (m)

K_s' Rugosité de peau, $K_s' = 3D_{90}$ (m)

K_s” Rugosité de hauteur de ride, K_s” = $ah_r(h_r/\lambda_r)^b$ (m)

Q_b Taux de transport par charriage (kg/m/s)

Q_s Taux de transport par suspension (kg/m/s)

Q_t Taux de transport total (kg/m/s)

s Densité relative du sédiment, $s = \rho_s/\rho$ (adimensionnel)

t Paramètre pour le calcul de U_{rms}, ratio $t = T_n/T_z$ (adimensionnel)

t Temps de migration de la dune pour la technique du “Dune Tracking” (s)

T_n Période de mise à l’échelle des vagues, $T_n = (h/g)^{1/2}$ (s)

T_p Période au moment du pic du spectre de houle, déterminée ici à partir des données d’ADCP (s)

T_z Période de passage à zéro, $T_z = 0{,}7143T_p$ (s)

$\bar{U}$ Vitesse du courant à la profondeur moyenne, $\bar{U} = U_*/k.\ln(h/(e.z_0))$ (m/s)

$\bar{U}_{cr}$ Seuil de vitesse de courant pour $0{,}1 \leq D_{50} \leq 0{,}5$ mm (m/s)

U_* Vitesse de friction, $U_* = U_z k/\ln(z/z_0)$ (m/s)

U_{*c} Vitesse de cisaillement critique, $= \sqrt{[\theta_c(s-1)gD_{50}]}$ (m/s)

U_z Vitesse de courant à la hauteur z au-dessus du fond, utilisée comme U_{100} ici et déterminée par les données d’ADCP (m/s)

U_{100} Vitesse de courant à 1 m au-dessus du fond (m/s)

U_{100c} Vitesse critique de courant à 1 m au-dessus du fond (m/s)

U_{rms} Racine carrée moyenne de la vitesse orbitale de la houle (m/s)

V Volume de la dune par unité de largeur ou surface de la dune en coupe (m^2)

x Distance horizontale de migration (m)

Z_0 Longueur de rugosité du fond, $Z_0 = K_s/30$, excepté pour le calcul de C_D où Z_0 est fixé par Soulsby (1997) comme $Z_0 = 0{,}006$ (m)

z Hauteur au-dessus du fond pour les formules de transport empiriques, 1 m ici (m)

z Distance verticale entre les crêtes d’une dune aux instants t1 et t2, utilisée pour la technique du “Dune Tracking” (m)

z_0 Hauteur de la dune où $Q_b(x) = 0$, située à proximité du point de rattachement au lieu d'être liée au niveau du creux dune (m)

β Paramètre qui dépend de la taille du grain dans la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), mesuré selon l’équation de Gómez *et al.* (2006) ($kg.m^{-4}.s^2$)

β Pente moyenne du fond utilisée dans la formule de Soulsby-van Rijn (1997), environ 0,05 ici (rad)

θ Paramètre de Shields (1936), $\theta = \tau_0/[(\rho_s-\rho)gD_{50}]$ (adimensionnel)

θ_c Seuil du paramètre de Shields (1936), $\theta_c = [0,3/(1+1,2D_*)]+0,055[1-\exp(-0,02D_*)]$ (adimensionnel)

λ Longueur d'onde des dunes (m)

λ_r Longueur d'onde des rides, $\lambda_r = 1000D_{50}$ (m)

ν Viscosité cinématique de l'eau, 10^{-6} (m^2/s)

ρ Densité de l'eau, 1000 ($kg.m^{-3}$)

ρ_s Densité du sédiment, 2650 ($kg.m^{-3}$)

τ_0 Tension de frottement ($N.m^{-2}$)

τ_c Tension critique ($N.m^{-2}$)

τ_{*c} Contrainte de cisaillement critique ($N.m^{-2}$)

Ø Porosité du grain, Ø = 0,4 recommandé par Soulsby (1997) (adimensionnel)

Introduction générale

Les milieux littoraux, fortement peuplés, sont le lieu de nombreux enjeux socio-économiques, environnementaux et militaires, entraînant des conflits d'usage dus à leur position privilégiée à l'interface des domaines terrestre et marin. Ils sont le siège de nombreuses activités anthropiques liées à l'importance démographique et économique de ces côtes. Les plus grandes villes mondiales y sont localisées et la population qui réside dans une frange côtière de moins de 200 km depuis la ligne de rivage a été estimée à 50-70 % de la population totale dans les années 90 (WCC, 1994). Le littoral est donc considéré comme un environnement d'intérêt mondial, directement impacté par les changements globaux (environnementaux et démographiques), et nécessite donc de plus amples connaissances pour une meilleure gestion intégrée.

Parmi les milieux littoraux, les environnements de baies et d'estuaires constituent des sites remarquables d'interface terre-mer, riches en biodiversité et activités humaines. Lieux d'interaction entre différents forçages, ils évoluent constamment de manière naturelle et sont soumis à l'impact anthropique. En Manche, ces milieux soumis à un régime de marée exceptionnel de type macrotidal à mégatidal (amplitude de marée supérieure à 10 m) ont souvent tendance à se combler, notamment le long des côtes françaises (Paphitis *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2012). Face aux enjeux qui caractérisent les estuaires et les baies (e.g. communication nautique entre continent et océan, mélange des eaux douces et salées qui favorise le développement d'espèces caractéristiques), le phénomène de comblement, essentiellement sableux, peut vite s'avérer problématique, et la connaissance de l'évolution de ces environnements est essentielle pour assurer leur préservation. Cette connaissance permet de mettre en œuvre des mesures de gestion et d'aménagement, en vue de l'adaptation des milieux littoraux et des enjeux socio-économiques (e.g. éco-tourisme, pêche) face à l'évolution du trait de côte, aux dynamiques d'érosion ou de colmatage et à la modification des habitats.

En France, la diversité paysagère, faunistique et floristique des côtes normandes et picardes représente un atout majeur d'attraction touristique et économique pour ces régions, constituées de plages de sable et de galets, comme de falaises crayeuses. Parmi ces systèmes, la Baie de Somme est un site classé 10ème Grand Site national depuis 2011 (Triplet *et al.*, 2011), abritant un grand nombre d'espèces animales et végétales. Alimentée par deux petits fleuves (la Somme et la Maye), elle représente le plus grand estuaire picard (70 km^2), situé à la jonction des côtes de galets normandes (au sud) et de sables (au nord). La question du devenir de la Baie de Somme provoque une prise de conscience de la population locale, des naturalistes et des usagers du site (chasseurs, pêcheurs, plaisanciers, etc.) quant à la nécessité d'établir un plan de gestion et de s'adapter aux changements environnementaux de ce site.

Cette baie a déjà fait l'objet de plusieurs études s'intéressant à son évolution morpho-sédimentaire (e.g. Dallery, 1955 ; Dupont, 1981 ; Dolique, 1998 ; Bastide, 2011) mais, la dynamique globale de comblement de cette baie, ainsi que les processus de transport sédimentaire et les forçages qui l'engendrent, restent peu connus et surtout, peu quantifiés. Les techniques d'acquisition rapide de données de grande emprise spatiale et de grande

précision pour les données topographiques, telles que le LiDAR aéroporté ou le scanner laser terrestre, ainsi que les appareils de mesures hydro-sédimentaires (courantomètres, altimètres…) vont nous permettre de répondre de manière efficace à ce manque de connaissances.

En ce sens, la **problématique** de cette thèse vise à comprendre le phénomène de comblement de la Baie de Somme à partir de la connaissance des flux sédimentaires, en fonction des différents forçages (marée, houle, vents) et de la réponse morphodynamique : **(i)** des dunes qui tapissent la slikke intertidale sableuse, à l'échelle des cycles de marée semi-diurnes et semi-lunaires, et **(ii)** de la baie dans son ensemble, aux pas de temps saisonniers, annuels et pluriannuels.

Cette problématique s'articule autour des questions scientifiques suivantes :

- Quelle est la part des forçages responsables de la dynamique sédimentaire dans la baie (vents, marée, houle, etc.) et quels sont les flux sédimentaires associés ?
- Quelle est la réponse morphodynamique des dunes hydrauliques intertidales à ces conditions de forçages (échelle des cycles de marée semi-diurnes à semi-lunaires) ?
- Quelle est l'évolution morpho-sédimentaire de la baie aux échelles saisonnière à pluriannuelle ?

Ce mémoire de thèse s'organise en 4 chapitres destinés à apporter des réponses à ces questionnements scientifiques :

- Le **Chapitre I** dresse un bilan des connaissances déjà acquises sur : (i) l'évolution morphosédimentaire des estuaires et des baies, (ii) l'évolution morphodynamique des dunes hydrauliques et (iii) les flux sédimentaires en domaine côtier. Il expose également les spécificités du site d'étude dans son contexte général (Manche Orientale) et particulier (Baie de Somme).
- Le **Chapitre II** définit la stratégie d'étude adoptée pour répondre aux objectifs de la thèse et décrit les campagnes de terrain réalisées et les méthodologies employées.
- Le **Chapitre III** présente l'évolution morphodynamique de champs de dunes situés en avant de la pointe du Hourdel, aux pas de temps courts (cycles de marée semi-diurnes et semi-lunaire). Il permet de quantifier les flux sédimentaires à l'aplomb des dunes ainsi que la réponse morphodynamique des dunes, en fonction de différentes conditions météorologiques et hydrodynamiques.
- Le **Chapitre IV** s'intéresse à l'évolution morpho-sédimentaire globale de la Baie de Somme, aux pas de temps saisonniers, annuels et pluriannuels. Il décrit dans un premier temps la nature de la couverture sédimentaire actuelle de la baie ainsi que les paramètres morphométriques des dunes intertidales qui la tapissent, afin de définir une zonation morpho-sédimentaire de la Baie de Somme. Ensuite, l'évolution pluriannuelle des différentes entités morpho-sédimentaires qui composent la baie (traits de côte, chenaux et morphologies de fond) est définie et le bilan sédimentaire récent (entre 2011 et 2013) du secteur intertidal est dressé.

Chapitre I : Contexte général

La Baie de Somme. Source : Antoine Cuvilliez

La Manche Orientale. Source : Nasa

La Baie du Mont-Saint-Michel

La Baie de Somme. Source : Antoine Cuvilliez

De nombreux estuaires sont en comblement qui a débuté après la transgression holocène (e.g. Dyer, 1986 ; Harris, 1988 ; Davis J. R. & Fitzgerald, 2004), notamment les estuaires et baies français de la Manche (e.g. Paphitis *et al.,* 2010), comme la Baie du Mont-Saint-Michel ou la Baie de Seine (Tessier *et al.,* 2012).

La Baie de Somme, située en Manche Orientale, n'échappe pas à ce constat. Cette baie estuarienne mégatidale, dominée par la marée, est également influencée par la houle et subit un ensablement important dû à l'apport sédimentaire de sables marins depuis le large (Dupont, 1981) et est comblée par des dépôts vaseux dans les parties internes les plus abritées. Elle présente un gradient d'affinement sédimentaire du large vers les parties internes, permettant la mise en place de différents ensembles sédimentaires comme les nombreuses formes de fond du domaine subtidal et de l'estran sableux (bancs et barres sableuses, dunes hydrauliques et rides, etc.), les chenaux, les cordons littoraux et le schorre. L'ensemble de ces entités sédimentaires subit des évolutions morphodynamiques à différentes échelles de temps et d'espace, consécutives aux propriétés des flux sédimentaires contrôlés par différents forçages météorologiques, hydrodynamiques, morphologiques, sédimentaires et anthropiques.

Ce chapitre permet de replacer ce sujet de thèse dans son contexte général d'évolution morphodynamique et sédimentaire des baies et des estuaires, la Baie de Somme constituant un environnement particulier de baie estuarienne, conjuguant les caractéristiques de ces 2 types d'environnement. Il définit également la morphodynamique des dunes hydrauliques qui recouvrent à la fois les domaines subtidaux et les domaines intertidaux sableux de ces environnements, sur de grandes superficies dans le cas de la Baie de Somme.

Ainsi, un état de l'art sera effectué concernant : **(i)** l'évolution morphodynamique des estuaires et des baies aux échelles temporelles longue (pluri-décennale, plurimillénaire) et moyenne (saisonnière, annuelle, pluriannuelle) ; **(ii)** l'évolution morphodynamique des dunes hydrauliques, prenant en compte leur morphologie générale, leur distribution dans les systèmes littoraux et marins et les flux sédimentaires à leur aplomb ; **(iii)** les flux sédimentaires en domaine côtier avec les modes de transport et les conditions de mise en mouvement du sédiment ainsi que les outils de mesure et d'estimation de ces flux.

Enfin, le site d'étude sera présenté en s'intéressant aux conditions hydro-sédimentaires et aux estuaires de la Manche Orientale, avant d'effectuer un zoom sur la Baie de Somme. Les caractéristiques morpho-sédimentaires de cette dernière, ainsi que les forçages météorologiques et hydrodynamique qui la caractérisent, seront décrits, avant d'exposer les enjeux socio-économiques et environnementaux qu'elle représente.

I. Etat de l'art

Dans le contexte actuel de rehaussement du niveau marin (GIEC, 2014), le milieu côtier est de plus en plus impacté tandis qu'il subit des modifications importantes sur le court (journalier, mensuel…), le moyen (saisonnier, annuel, pluriannuel) et le long terme (pluri-décennal, plurimillénaire), surtout dans les environnements influencés par de multiples forçages (météorologie, morphologie des fonds, marée, houle, etc.).

Les estuaires et les baies macrotidaux démontrent des évolutions spécifiques dues à leur situation de renfoncement dans les terres et à la rencontre de plusieurs agents forçants à l'interface terre-mer, ainsi qu'à une grande diversité de paysages. Ces secteurs sont en effet constitués d'une multitude d'objets sédimentaires et géologiques participant à ces changements, chacun à une échelle temporelle et géographique différente. Parmi ceux-ci, les dunes hydrauliques, largement représentées, constituent les formes de fond les plus dynamiques de ces milieux côtiers avec les rides, répondant rapidement à l'impact des forçages, en migrant et évoluant morphologiquement grâce aux flux sédimentaires engendrés par ces derniers.

Afin d'appréhender ces changements en Baie de Somme, un estuaire mégatidal dominé par la marée et situé en Manche Orientale (France), il est important de comprendre l'évolution morphodynamique des environnements d'estuaires et/ou de baies aux échelles temporelles moyenne à longue et des dunes hydrauliques à l'échelle temporelle courte. L'analyse de l'ensemble de la baie aux pas de temps longs permet d'observer les changements morphologiques qui vont le plus menacer les enjeux socio-économiques et environnementaux du milieu (évolution du trait de côte, divagation des chenaux, colmatage…) et qui ne sont pas détectables à des pas de temps courts, pour lesquels seules les morphologies les plus dynamiques peuvent être suivies. La morphodynamique des dunes hydrauliques, qui tapissent la majeure partie de la surface intertidale, a donc été étudiée afin de comprendre l'évolution de ce domaine intertidal sur des pas de temps plus courts. Enfin, la mesure et l'estimation de flux sédimentaires pour des pas de temps courts permet d'obtenir une première idée de l'importance et du sens de déplacement des sédiments au sein d'un estuaire et/ou baie. Cette synthèse permet de réaliser une estimation de l'évolution globale à long terme.

I.1. Evolution morpho-sédimentaire des estuaires et baies

Les estuaires et baies se répartissent sur l'ensemble des littoraux mondiaux et constituent la jonction entre les domaines supratidaux (milieux terrestres), intertidaux (milieux marins émergés ou immergés en fonction du moment dans le cycle de marée et du coefficient de marée) et subtidaux (milieux marins constamment immergés). Ils varient selon de nombreux facteurs définis par Perillo (1995) comme étant : le climat (polaire, subpolaire, tempéré, tropical et subtropical), le type de côte, la lithologie côtière, le marnage, la stabilité des côtes, le néotectonisme, le débit fluvial et le transport sédimentaire, les forçages marins (houle, courants littoraux, courants tidaux…) et l'influence atmosphérique (vents, température, humidité…).

Dalrymple *et al.* (1992) et Dalrymple (2006) définissent les estuaires de la manière qui suit : *« Un estuaire est un environnement côtier transgressif à l'embouchure d'une rivière, qui reçoit du sédiment des sources fluviale et marine, et qui contient des faciès influencés par les processus de la marée, de la houle et du fleuve. L'estuaire est considéré comme une étendue depuis sa limite terrestre de faciès tidaux à l'amont jusqu'à sa limite marine de faciès côtiers à son embouchure. »* (*in* Dalrymple *et al.*, 2012).

I.1.1. Evolution morpho-sédimentaire pluri-décennale à plurimillénaire

A l'échelle pluri-décennale à plurimillénaire, beaucoup d'estuaires et de baies actuels montrent une tendance au comblement, amorcé lors de la transgression marine holocène (-10 000 ans) (Nichols & Biggs, 1985, *in* Green & MacDonald, 2001 ; Dyer, 1986 ; Harris, 1988 ; Pirazzoli, 1989, *in* Beauchamp, 1998 ; Davis J. R. & Fitzgerald, 2004 ; Psuty & Silveira, 2009), notamment au niveau de la Manche (Beauchamp, 1998 ; Anthony, 2002 ; Gibbard & Lautridou, 2003 ; Paphitis *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2012 ; Gluard, 2012). La fonte des glaciers wisconsiniens (Davis J. R. & Fitzgerald, 2004) et würmiens, entraînée par le réchauffement climatique holocène, a permis aux vallées sur-creusées de la Manche de se remplir de façon irrégulière, avec une hausse du niveau marin d'environ + 120 m, édifiant ainsi un prisme sédimentaire (Paphitis *et al.,* 2010 ; Gluard, 2012).

Tessier *et al.* (2012) ont remarqué deux unités de remplissage des estuaires de la Baie de Seine et de la Baie du Mont-Saint-Michel (figure I.1): **(i)** un système transgressif (principale modification architecturale) mal conservé, s'arrêtant au niveau de la surface d'inondation maximale, atteinte 6 500 ans avant nos jours, lorsque la hausse du niveau marin holocène a ralenti ; **(ii)** des systèmes de haut niveau marin (unité de dépôt sédimentaire principale) avec une aggradation dominante, composés : d'une ceinture de chenaux estuariens hautement divaguant au-dessus de l'axe de la vallée incisée , caractérisée par un remaniement en profondeur de sa structure par la marée ; de barrières dominées par la houle, d'estrans et de bancs tidaux marins, en marge du système estuarien de haute énergie.

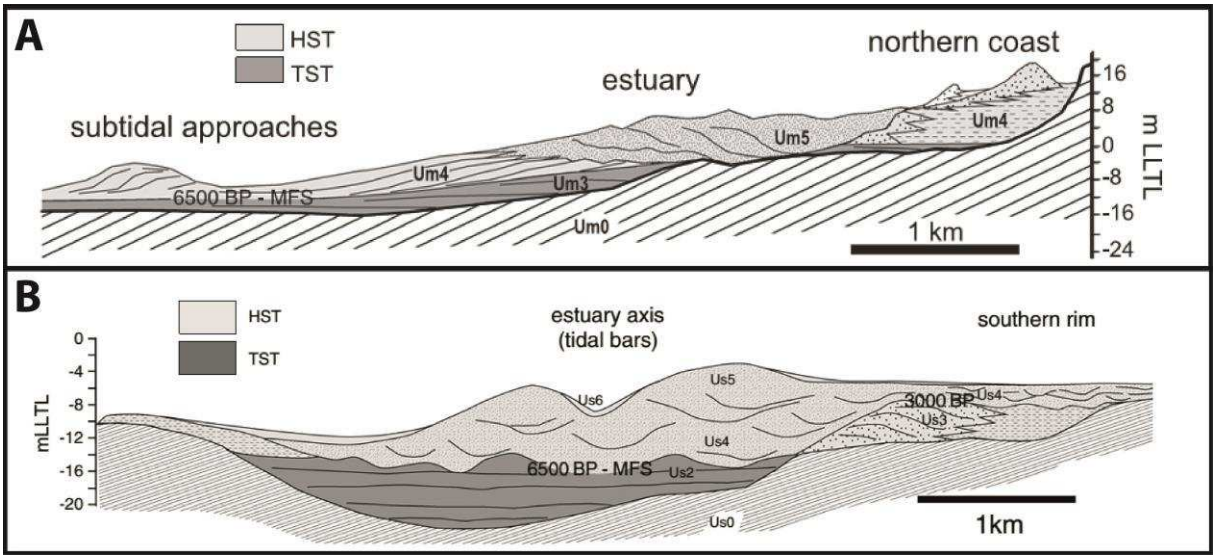


Figure I. 1 : Modèles d'illustration du comblement avec les principaux systèmes et unités de remplissage, réalisés selon une section transversale (perpendiculaire à l'axe de la vallée incisée) dans le cas de : (A) la Baie du Mont-Saint-Michel (d'après Billeaud *et al.*, 2007 ; Billeaud *et al.*, 2009 ; Tessier *et al.*, 2010b) et (B) l'estuaire de Seine (d'après Sorrel *et al.*, 2009 ; Tessier *et al.*, 2010a). HST : systèmes de haut niveau marin ; TST : système transgressif ; MFS : surface maximale d'inondation ; et LLTL : plus bas niveau de la marée basse (*in* Tessier *et al.*, 2012).

Le taux d'augmentation du niveau marin, la morphologie du fond rocheux et le stock sédimentaire sont les principaux facteurs de contrôle des modalités du comblement général (Tessier *et al.,* 2012). A ceux-là s'ajoutent les conditions météorologiques et hydrodynamiques (fluviales et marines) qui vont entraîner le transport sédimentaire, ainsi que les infrastructures modifiant ces conditions (Tessier *et al.,* 2012), comme au niveau de la Baie de San Pablo, en Californie (Jaffe *et al.,* 2007).

Verger (2005) estime qu'en France, les étendues intertidales couvrant plus de 1000 km² sont en comblement. Green & MacDonald (2001) affirment que les estuaires modernes sont en comblement depuis leur formation, débutée durant la transgression holocène.

Ce comblement à l'échelle pluri-décennale peut être observé notamment par le recul fort du front de delta sous-marin, comme l'ont constaté Dolique (1998), Latteux (2000) et Verger (2005) en Baie de Somme (France), où il a maigri au cours de ces 150 dernières années, en relation avec le colmatage progressif de la baie et la réduction du prisme de marée. Cette situation illustre la notion de régularisation du rivage qui consiste en une érosion des saillants associée au comblement des rentrants (Verger, 2005).

I.1.2. Evolution morpho-sédimentaire saisonnière à pluriannuelle

A l'échelle saisonnière à pluriannuelle, les variations dans un estuaire se font au rythme de forçages plus brutaux et changeants. Ces variations sont susceptibles de participer au comblement des baies et estuaires qui continue de nos jours. C'est le cas de la majorité des estuaires français de la Manche (Anthony, 2000, Anthony & Dobroniak, 2000 et Evans *et al.,* 2001, *in* Paphitis *et al.,* 2010 ; Ehrhold *et al.,* 2003) comme la Baie du Mont-Saint-Michel, la Baie des Veys, la Baie de Seine ou la Baie de Somme, généralement dominées par la marée.

Les estuaires dominés par la marée sont caractérisés par deux sources principales de sédiments qui sont fluviale et marine (Boyd *et al.,* 1992 ; Green & MacDonald, 2001), avec des apports par les ruisseaux affluents et les marges de l'estuaire lui-même (Carter, 1988, in Green & MacDonald, 2001), sous l'action des courants littoraux de marée et de dérive littorale (Perillo, 1995). D'après Green & MacDonald (2001), les sédiments fins terrigènes sont délivrés à l'amont de l'estuaire par les courants et les crues de fleuves (e.g. Milliman, 1991) tandis que les sables marins grossiers sont poussés dans l'embouchure de l'estuaire par la dérive littorale, la marée et la houle (Boon *et al.,* 1983). Les sédiments sont ensuite mixés et redistribués dans l'estuaire qui se comble.

D'après Boyd *et al.* (1992), ces deux sources se combinent pour faire progader uniquement la rive de la baie côté terre, à travers les bancs sableux tidaux, les estrans estuariens et les marais maritimes, passant directement à une plaine alluviale vers le continent. Aucun delta ne se forme en amont d'une baie estuarienne (partie la plus interne où les eaux fluviales rejoignent la baie), comme pour la Baie de Fundy (Dalrymple *et al.,* 1990 ; Dalrymple *et al.,* 1992) ou l'estuaire de la Severn (Harris & Collins, 1985). Les sédiments marins se déplaçant dans l'estuaire sont transportés par charriage vers le continent sous forme de barres de sable tidales et davantage de sédiments marins sont fournis par la dérive littorale,

le long des rives de l'estuaire. Le transport charrié constitue le mode de transport majeur dans le comblement des estuaires (Green & MacDonald, 2001).

La répartition spatiale des processus, des granulométries et des faciès dans les estuaires dominés par la marée est prévisible globalement selon Dalrymple et *al.* (2012) et plusieurs représentations existent, prenant en compte la salinité (Pritchard, 1967), la morphologie et les sédiments (Dalrymple *et al.*, 1992) ou l'hydrodynamique (Perillo, 1995) (figure I.2, cas A). Dalrymple *et al.* (2012), dont la représentation (morphologique) est la plus adaptée à cette thèse, la décrivent de cette manière (figure I.2, cas B et figure I.3) :

- Les courants de marée constituent le processus le plus important d'érosion et de sédimentation dans les estuaires dominés par la marée. Ils dominent le long de l'axe central de l'estuaire, bien que la houle et les vagues, qui jouent un rôle important au niveau local à certaines périodes (comme les courants fluviaux), dominent la sédimentation survenant le long des rives de l'estuaire (Yang *et al.,* 2005 et 2007), dans sa partie aval. Cette dominance de la houle est due au fait que le prisme de marée (i.e. le volume d'eau entrant et variant au cours de chaque phase du cycle de marée) est faible. Puis, près de l'embouchure de l'estuaire, le prisme de marée et les courants de marée résultants deviennent plus grands, générant des conditions de dominance de la marée sous influence de la houle. Dans ce secteur, l'action intense des vagues lors de tempêtes peut exercer une forte influence sur le mouvement des sédiments, et entraîner ainsi un changement morphologique rapide. En remontant dans l'estuaire, l'action des vagues est atténuée par la friction (Pethick, 1996) et la sédimentation devient dominée par la marée, excepté le long des berges à marée haute où la dominance des vagues existe quand les courants de marée sont faibles et le fetch plus grand (Pye, 1996 ; Tessier *et al.,* 2006). L'énergie tidale augmente dans l'estuaire, mais diminue ensuite vers l'amont, avec un passage progressif à la sédimentation dominée par le fleuve (figure I.2, cas B et figure I.3).

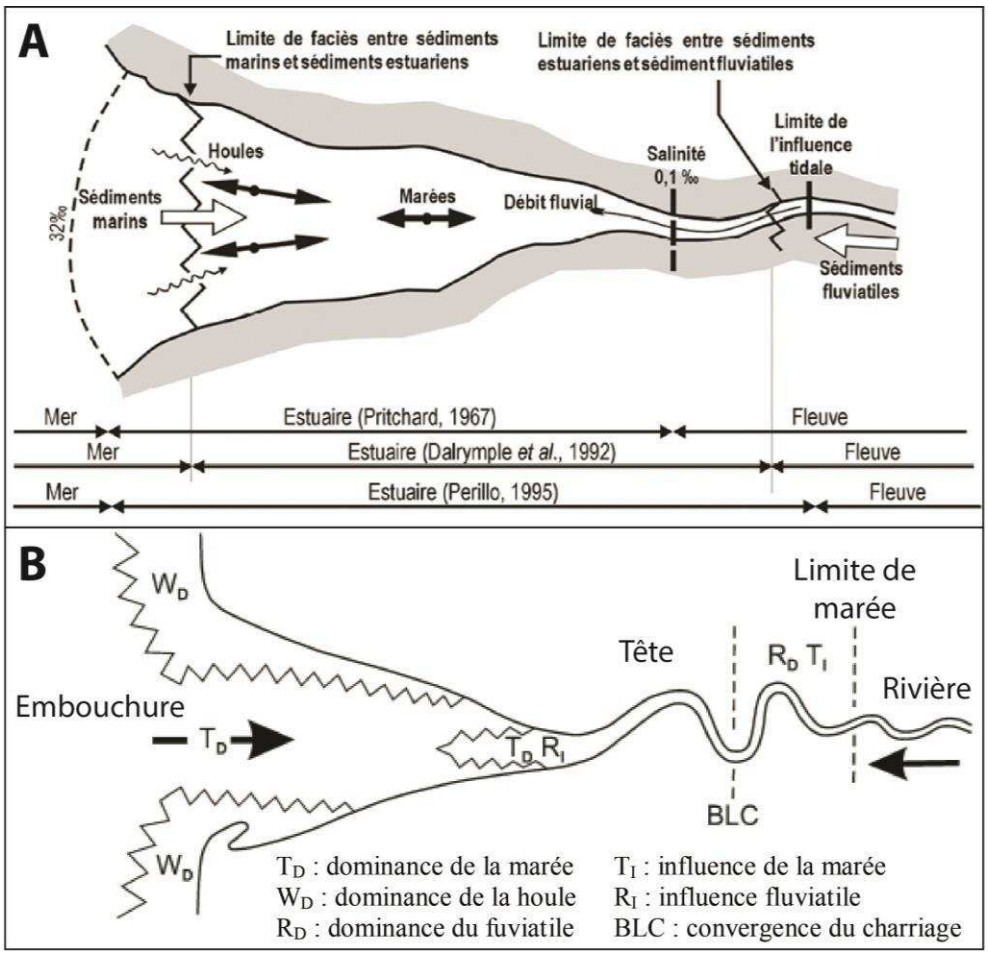


Figure I. 2 : Représentations schématiques d'un estuaire dominé par la marée selon Dionne (1963), Pritchard (1967), Dalrymple *et al.* (1992) et Perillo (1995) (A) et selon Dalrymple *et al.,* (2012) (B), montrant la distribution spatiale des processus, ainsi que les limites de faciès et de salinité.

➢ L'interaction de l'onde de marée sur la morphologie de l'estuaire et les courants fluviaux provoque une dominance du flot dans la partie externe de l'estuaire, avec un mouvement net de sable vers la terre. En revanche, l'estuaire interne est dominé par le jusant, créant une convergence du charriage dans l'estuaire. Les dépôts de sable axiaux sont généralement plus fins à cet endroit, où courants de flot et de fleuve sont égaux et où la turbidité est maximale. L'embouchure de l'estuaire est caractérisée par des dépôts de lits croisés sableux sur des bancs de sable allongés, bien que des structures générées par la houle puissent être importantes dans certains cas. Les rives internes sont marquées par des dépôts vaseux de marais salants et d'estran pouvant contenir des rythmites de marée bien développées et les preuves des variations saisonnières du débit fluvial (figure I.2, cas B et figure I.3).

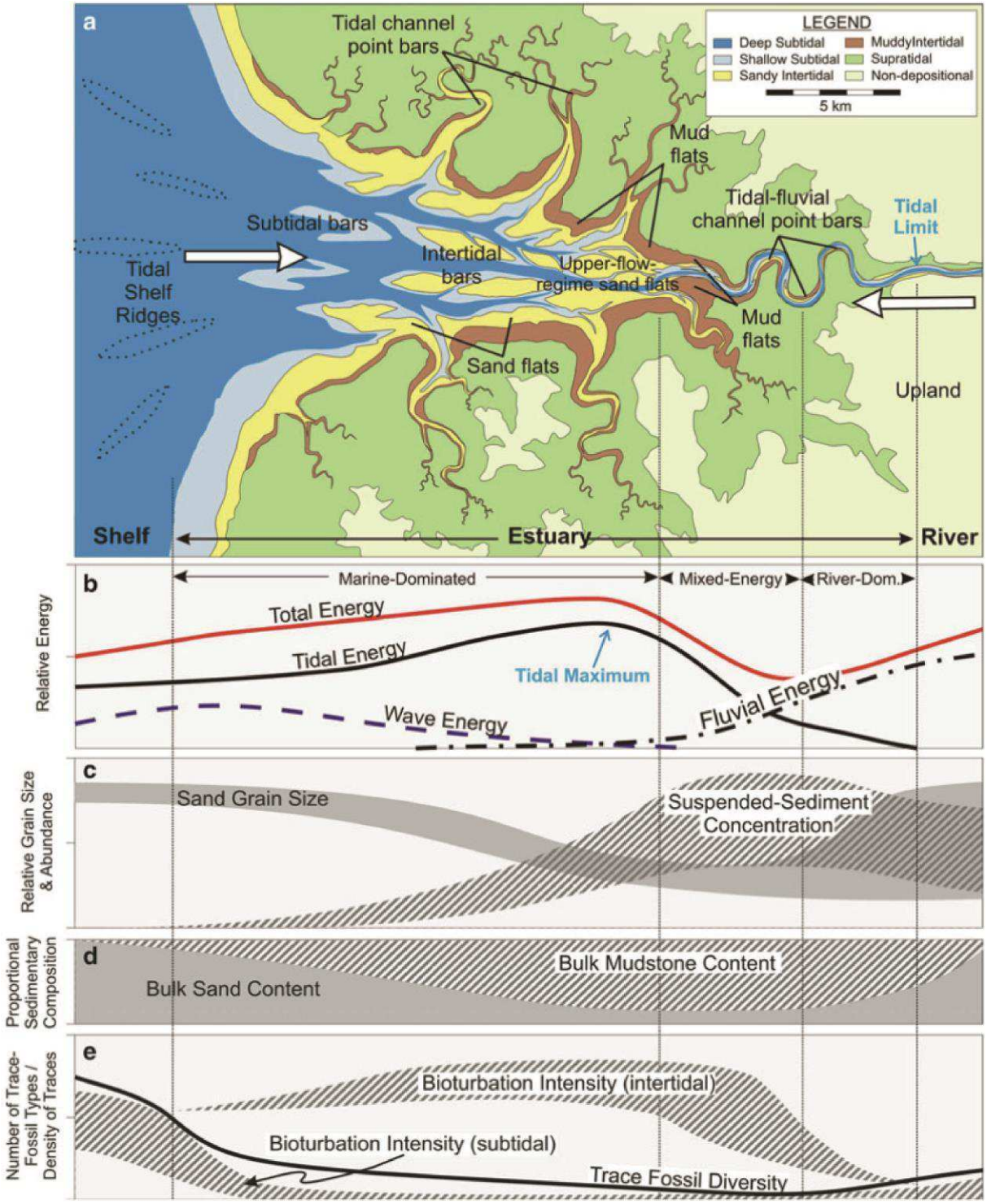


Figure I. 3 : Caractéristiques morpho-sédimentaires et hydrodynamiques d'un estuaire macrotidal (Dalrymple *et al.*, 2012). A : Cartographie schématique démontrant la distribution typique des chenaux et subenvironnements dans un estuaire macrotidal, basée sur des systèmes tels que la Baie de Cobequid et l'estuaire de la Severn. Les flèches blanches indiquent le transport sédimentaire. B : Distribution longitudinale de la houle, la marée et l'énergie fluviatile (Modifiée d'après Dalrymple *et al.*, 1992 et Dalrymple & Choi, 2007). C : Distribution longitudinale de la taille des grains sur le fond. D : Distribution longitudinale de la proportion relative de sédiments sableux et vaseux dans les dépôts. E : Distribution longitudinale des caractéristiques de traces fossiles, basée sur Lettley *et al.* (2005) et MacEachern *et al.* (2005).

Le transport sédimentaire, qui découle de la répartition de ces processus et des caractéristiques granulométriques et morphologiques des estuaires, engendre la formation des différentes entités morpho-sédimentaires qui constituent ces estuaires, comme le trait de côte, le schorre, l'estran sableux et les formes de fond (banc et rubans sableux, barres sédimentaires, vagues de sables, dunes, rides, etc.), particulièrement nombreuses dans ces systèmes.

Certaines évolutions de ces entités sédimentaires, bien que souvent rapides et très variables à l'échelle saisonnière à pluriannuelle, constituent des indicateurs du comblement, comme l'avancée du trait de côte, l'extension des schorres (e.g. Larsonneur, 1989, *in* Ehrhold *et al.*, 2003 ; Verger, 1995 et 2005 ; Desguée, 2008 ; Gluard, 2012 ; Leroux, 2013), la divagation des chenaux tidaux (Desguée, 2008 ; Gluard, 2012), l'accolement de barres sableuses au rivage (van de Meene *et al.*, 1996 ; Stépanian, 2002) ou la progression des dunes hydrauliques dans le sens du flot (Harris, 1988).

En Baie de Somme (France) par exemple, plusieurs auteurs ont étudié l'évolution du trait de côte (e.g. Briquet, 1930 ; Dallery, 1955 ; Dolique, 1998 ; Dobroniak, 2000 ; Bastide, 2011 ; Touré, 2012 ; de Santis *et al.,* 2014) et ont observé l'avancée de la flèche littorale du cordon de galets dans la baie, conduisant à refermer cette dernière, ainsi que l'accrétion des rivages les plus proches de la baie, bien que cela n'ait pas été toujours le cas, comme le démontre Dallery (1955). Ces avancées du trait de côte sont parfois contraintes par les aménagements littoraux entrepris (Bastide, 2011 ; Touré, 2012).

Le schorre a également fait l'objet d'études en Manche, côté français, démontrant son extension relative à l'exhaussement des fonds ainsi qu'à un envasement, comme en Baie du Mont-Saint-Michel (Desguée, 2008 ; Gluard, 2012), en Baie de Seine (Cuvilliez, 2008) et en Baie de Somme (Dallery, 1955 ; Verger, 2005 ; Ducrotoy, 2010 ; Leroux, 2013). D'après Beauchamp (1998), cette extension est de 140 000 m^2/an en Baie de Somme.

Toujours en Baie du Mont-Saint-Michel et en Baie de Somme, Gluard (2012) et Dolique (1998) ont respectivement observé la divagation des chenaux tidaux, complexe et incessante sur l'estran, sous l'influence des forçages hydrodynamiques et du transport sédimentaire. Sous l'effet d'apports sableux massifs (à l'échelle annuelle, pluriannuelle et pluri-décennale), ces chenaux peuvent se combler progressivement et disparaître totalement ou, être amenés à divaguer dans des secteurs subissant plutôt une érosion due à la combinaison des forçages fluviaux et marins.

Enfin, comme l'ont dit Boyd *et al.* (1992), l'évolution de l'estuaire se fait à travers les bancs sableux tidaux et les estrans estuariens, les formes de fond constituant l'outil du charriage des sédiments sur le fond estuarien, qui est le mode de transport dominant. C'est ce qu'ont pu observer Jarvis & Riley (1987) au niveau de l'estuaire Eden, en Baie de St Andrews. La morphodynamique des formes de fond recouvrant les estrans sableux est très rapide et s'intensifie lorsque les dimensions de ces formes diminuent, des bancs sableux jusqu'aux dunes et jusqu'aux rides.

D'après Harris (1988), les morphologies de fond peuvent constituer une source d'information sur le stade de remplissage de la baie et sur la direction du transport sédimentaire, ce remplissage produisant une séquence évolutive des formes de fond comme suit : des estrans vaseux sont formés en zone côtière tandis que les sables grossiers sont remobilisés au large. Ces sables sont concentrés en rubans et placages, séparés par un fond marin caractérisé par des affleurements rocheux ou des pavages de gravier. Près des côtes, les placages sableux deviennent des bancs de sable proto-linéaires, supportant des dunes sableuses qui finiront par former des bancs de sable linéaires. Au large, les rubans sableux deviennent des dunes de sables qui se joignent en champ de polarité de jusant. Avec plus de sédiments disponibles, les bancs sableux linéaires s'étendent et peuvent devenir instables. Leurs crêtes sont sinueuses formant des échelons pouvant s'étendre à travers l'estuaire, séparant de plus en plus les chenaux à dominance de flot et de jusant en s'élargissant. Dans les dernières étapes de remplissage, les crêtes de bancs de sable fusionnent avec l'estran.

Le gradient morphologique des formes de fond affiché depuis le domaine subtidal (grandes morphologies de fond) jusqu'au domaine intertidal (plus petites morphologies de fond) atteste de la différence de dynamique entre ces deux environnements pour lesquels l'influence et l'intensité des forçages diffèrent fortement, engendrant des différences significatives du transport sédimentaire.

Un bon outil de détermination de l'évolution morphodynamique d'une baie ou d'un estuaire, à l'échelle globale, est la mesure de bilans sédimentaires, permettant de mettre en évidence les lieux d'accrétion et d'érosion et de définir une stabilité ou une dynamique forte de ces secteurs. Afin de réaliser ces mesures, la bathymétrie et la topographie sont très souvent employées, selon des couvertures spatiales de plus en plus importantes et des précisions de plus en plus élevées, grâce aux techniques de levés actuelles telles que le LiDAR aéroporté.

Ainsi, Moore *et al.* (2009), Desguée (2008) et Gluard (2012) ont réalisé des différentiels topographiques LiDAR au niveau des estuaires macrotidaux de la rivière Dee (Angleterre) et de la Baie du Mont-Saint-Michel (France), respectivement. Chacun a révélé une évolution morphodynamique très importante au niveau des chenaux tidaux, due à leurs divagations fortes, et une relativement faible accrétion du reste de l'estran. Dans tous les cas, la tendance des bilans sédimentaires était positive pour ces estuaires, attestant de leur ensablement progressif. Dans la Petite Baie du Mont-Saint-Michel, ces taux d'accrétion varient entre + 100 000 m^3/an (entre 1997 et 2010) et + 342 744 m^3/an (entre 1997 et 2002), avec une diminution de la vitesse de comblement (Desguée, 2008 ; Gluard, 2012).

Au niveau de l'estuaire de Taf (Pays de Galles), un autre estuaire macrotidal situé dans la Baie de Carmarthen, l'accumulation sableuse atteint des taux de 0,13 m/an ou plus, soit 1 600 000 m^3 par an (Jago, 1980). Elle est due à la fréquence des vents remaniant le sédiment vers les terres et aux apports du fleuve Taf. En Baie de Somme (France), Beauchamp (1998) situe l'accrétion à 484 103 m^3/an entre 1878 et 1963 et 695 103 m^3/an entre 1963 et 1993, démontrant ainsi une accélération du processus de comblement.

Le colmatage des baies est fortement dépendant des caractéristiques de marées, comme le démontrent Ehrhold *et al.* (2003) via leur modèle numérique reconstituant les flux sédimentaires charriés en Baie du Mont-Saint-Michel, qui sont orientés vers le fond de la Baie Orientale durant les vives-eaux (test à coefficient 103) mais pas durant les mortes-eaux (test à coefficient 70). Les périodes de colmatage représentent donc, selon eux, 10 % des marées d'une année avec une estimation de 500 000 m^3/an de sédiments charriés entrants.

I.2. Evolution morphodynamique des dunes hydrauliques

Les dunes hydrauliques, fortement représentées en domaines côtier et marin, se mettent en place sous l'action de différents forçages météorologiques et hydrodynamiques. L'intensité de ces forçages, les paramètres sédimentologiques et la topographie du milieu vont déterminer la morphologie des dunes ainsi que leur évolution. Selon Berné (1991), il existe deux types de dunes sous-marines : les dunes tidales influencées essentiellement par la marée et les courants associés ; les dunes non-tidales engendrées et modifiées par d'autres agents dynamiques tels que la houle, les courants de dérive littorale, les écoulements gravitaires, etc. (Ferret, 2011).

Les dunes hydrauliques se répartissent donc dans des environnements très variés où l'ensemble de ces facteurs est susceptible de les générer, à partir du moment où les profondeurs d'eau et les courants (unidirectionnels ou alternatifs) sont assez puissants (Ferret, 2011). On les retrouve donc dans les domaines fluviatiles (e.g. Singh & Kumar, 1974 ; Kleinhans, 2001), intertidaux (e.g. Dalrymple, 1984 ; Larcombe & Jago, 1996 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Van Lancker *et al.*, 2004 ; Masselink *et al.*, 2009), subtidaux et estuariens (Shepherd & Hails, 1984 ; Harris & Collins, 1985 ; Li & Amos, 1999 ; Le Bot *et al.*, 2000 ; Idier *et al.*, 2002 ; Gallagher, 2003 ; Le Bot & Trentesaux, 2004 ; Gallagher *et al.*, 2005 ; Wu *et al.*, 2009 ; Gómez *et al.*, 2010 ; Idier *et al.*, 2011 ; Li *et al.*, 2014 ; Schmitt & Mitchell, 2014), dont les variations environnementales (profondeur d'eau, granulométrie, influence des forçages, etc.) vont définir les caractéristiques morphométriques de ces objets sédimentaires.

I.2.1. Morphologie générale des dunes

Les dunes se différencient et se caractérisent en fonction de leurs paramètres morphologiques. Les deux paramètres les plus couramment utilisés pour la classification de ces formes de fond sont la longueur d'onde (distance entre 2 crêtes de dunes) et la hauteur (amplitude entre la crête et le creux de dune). Une des classifications les plus répandues et usitées est celle établie par Ashley (1990) qui classe ces formes par dimension, depuis les rides (plus petites formes) jusqu'aux bancs sableux (plus grandes formes) (tableau I.1). Les dunes de dimensions assez restreintes (petites à moyennes) sont communément appelées des mégarides dans la littérature. Les dunes géantes se rencontrent en général dans les environnements subtidaux profonds tandis que les domaines intertidaux, de profondeur d'eau

et période d'ennoiement restreintes, sont en majorité recouverts de dunes petites à moyennes et de rides.

Tableau I. 1 : Classification des corps sédimentaires en fonction de leurs dimensions d'après Berné *et al.* (1989) et Ashley (1990) (*in* Ferret, 2011).

	CORPS SEDIMENTAIRES TRANSVERSAUX					
Corps sédimentaires	**RIDES**	**DUNES**				**BANCS**
		Petites	Moyennes	Grandes	Très grandes (géantes)	
Direction de la crête par rapport au courant	Perpendiculaire	Perpendiculaire				Parallèle
Amplitude (m)	< 0,06	0,06 - 0,25	0,25 - 0,5	0,5 - 3	> 3	> 10
Longueur d'onde (m)	< 0,6	0,6 - 5	5 - 10	10 - 100	> 100	> 1000

La morphologie des dunes peut être fortement variable d'un environnement à l'autre et se caractérise selon des facteurs transversaux (longueur d'onde, hauteur, angles des flancs, largeur des flancs raide et doux, largeur de la dune, symétrie et polarité indiquant le sens de déplacement de la dune) et longitudinaux (longueur de crête, extension longitudinale, sinuosité). Il n'est également pas rare de rencontrer des variations morphologiques importantes au sein d'un même environnement, en fonction des forçages en présence, variant localement et temporellement. La figure I.4 illustre ces variations de paramètres morphologiques de dunes (sur lesquelles se surimposent des rides) dans le cas du domaine intertidal estuarien de la Baie de Somme.

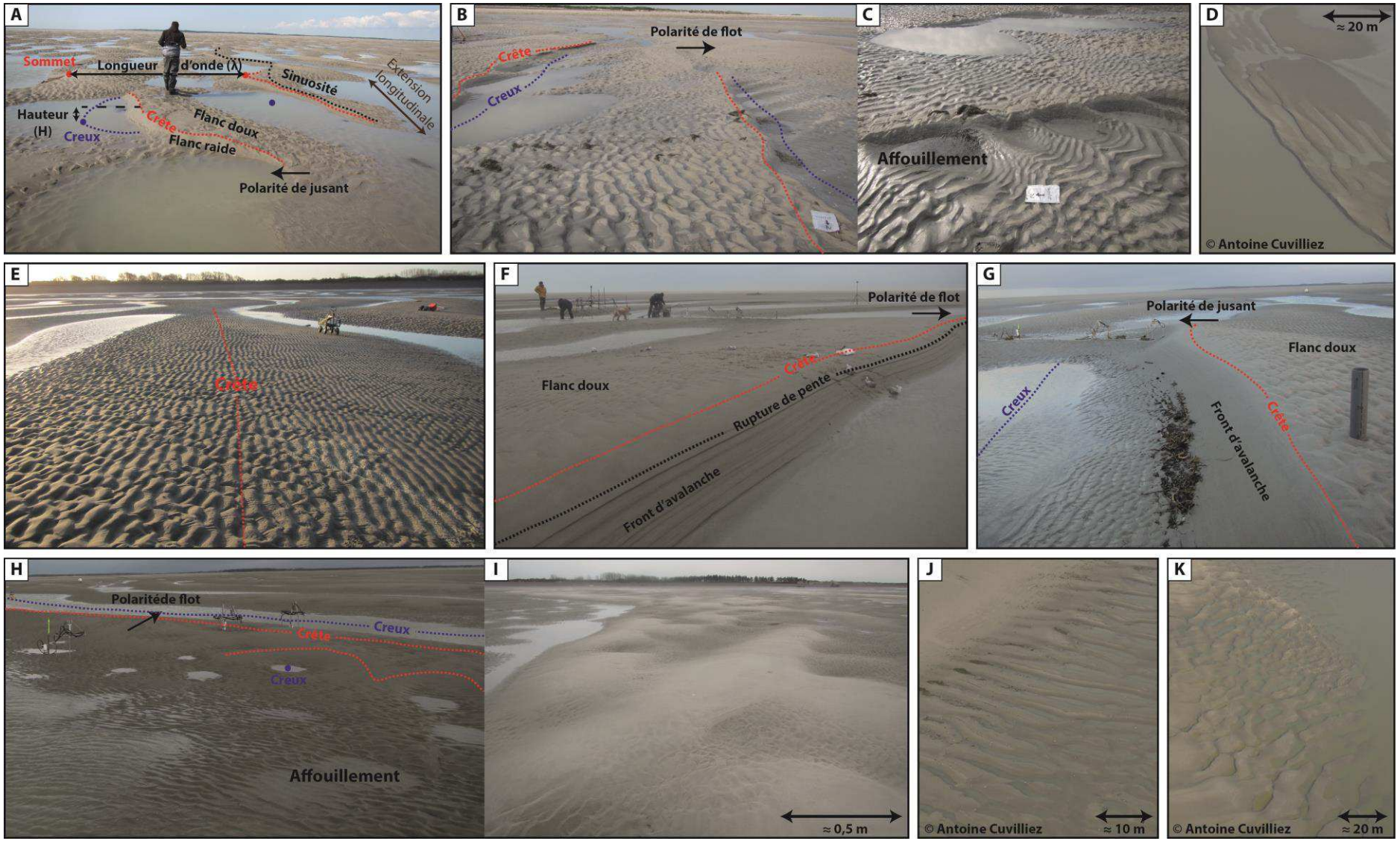


Figure I. 4 : Exemples de la variété morphologique de dunes hydrauliques intertidales rencontrées en Baie de Somme (France). A : Petites dunes 3D (sinueuses) dites en croissant ou festonnées. B et C : Dunes moyennes en transition entre les formes 2D (linéaires) et 3D (sinueuses). D : Grandes dunes 2D (linéaires) en bordure du chenal principal. E : Dunes moyennes 2D sub-symétriques. F : Dunes moyennes 2D asymétriques. G : Dunes moyennes 2D fortement asymétriques, avec une rupture de pente forte soulignée par la laisse de mer. H et I : Cas particulier de petites dunes surimposées à des dunes moyennes. J : Champ de dunes 2D. K : Champ de dunes 3D.

I.2.2. Distribution des dunes dans les systèmes littoraux et marins

Dans des environnements similaires d'estuaires et de baies, les dunes sont intensivement développées, tout particulièrement dans les estuaires dominés par la marée (Dalrymple *et al.,* 1992) où elles sont très répandues sur les bancs sableux allongés disposés à l'embouchure, comme dans le cas des estuaires suivants : Baie de Cobequid et Baie de Fundy (Canada), estuaire de la Severn (Canal de Bristol), estuaire de la Tamise (Angleterre), estuaire de Bahía Blanca (Argentine), rivière Ord (Australie) (Dalrymple & Rhodes, 1995). Les dunes se développent également au niveau du delta de flot des estuaires à embouchure ouverte tandis que sur le delta de jusant, elles se restreignent aux chenaux plus profonds et aux zones plus abritées de l'action des vagues. Les dunes ne sont en général pas présentes dans les eaux profondes et le bassin central de faible énergie des estuaires dominés par la houle (Dalrymple & Rhodes, 1995) mais sont fréquentes dans les milieux peu profonds de haute énergie comme les estuaires ou les baies, et existent également à plus grande profondeur lorsque les courants sont très forts comme en Manche (Chamley, 1987).

I.2.3. Evolution morphodynamique des dunes

La morphodynamique de ces formes de fond, hautement représentées dans les estuaires et les baies, contribue intensivement à la dynamique globale de ces environnements en tant que participantes actives au transport sédimentaire. En général, la dynamique sera plus rapide au niveau des petites formes de fond comme les rides qu'au niveau de grandes formes de fond comme les dunes géantes, car, dans ce cas, le volume de sédiment à mobiliser pour qu'un mouvement net s'opère est important (Ernstsen *et al.,* 2004, *in* Ferret, 2011).

- **Dans le domaine subtidal**, les dunes constituent des ensembles sédimentaires plus ou moins dynamiques d'assez grande ampleur, qui peuvent être basés sur un disponible sédimentaire important. La profondeur, relativement importante, permet aux formes de fond de se développer mais, l'impact plus faible des courants sur un stock sableux important ne leur permet pas de migrer et de modifier rapidement leur morphologie.

Les auteurs enregistrent ainsi, dans les environnements influencés par la marée, des vitesses de migration quasi-nulles à plusieurs centaines de mètres par an (Le Bot, 2001) contre des vitesses supérieures à 5 000 m/an en domaine fluviatile (Kostaschuk *et al.,* 1989, *in* Le Bot, 2001). Cette différence souligne le fait que le transport sédimentaire est unidirectionnel dans les environnements de rivières tandis qu'il est alternatif dans les environnements tidaux où une renverse des courants s'effectue, diminuant ainsi le déplacement résiduel des dunes (Ferret, 2011).

La plupart des auteurs montrent une évolution plus rapide des petites dunes par rapport aux grande, comme Fenster *et al.* (1990), enregistrant une hausse des vitesses de migration depuis les très grandes dunes (quelques décimètres par an) jusqu'aux grandes dunes (25 à 75 m/an) et aux petites dunes (100 à 300 m/an) au niveau d'un delta de flot (Dalrymple & Rhodes, 1995). Ferret (2011) a établi le même constat au niveau de dunes de la Manche

Orientale. A l'inverse, Garlan (2004) a remarqué que les dunes géantes de Mer du Nord les plus grandes montraient une migration plus rapide que les plus petites (Ferret, 2011).

Pour des marées symétriques, il arrive que la crête de dune oscille, sans enregistrer une réelle avancée de la dune, tandis que pour des marées asymétriques, une direction résiduelle de déplacement est enregistrée (Ferret, 2011). Les petites dunes surimposées vont également bouger plus rapidement que les grandes dunes qui les supportent (Flemming, 2000 ; Idier *et al.,* 2002 et Idier, 2003, *in* Ferret 2011). Par exemple, Idier *et al.* (2002) ont noté des migrations de 1,2 et 0,4 m/h, en vive-eau, pour deux mégarides (H : 20 cm à 2 m ; λ : 2-20 m) surimposées à des dunes plus grandes.

- **Dans le domaine intertidal**, les processus d'évolution des dunes de plus faibles dimensions, dans des secteurs peu profonds et fortement dépendants de la marée, sont plus rapides qu'en domaine subtidal, bien que le temps d'immersion soit faible. Cet environnement limite la croissance des dunes mais engendre un impact plus fort des courants sur ces corps sableux de taille limitée, leur permettant une migration et une évolution morphologique relativement rapide.

Les vitesses de migration dans le domaine intertidal sont également plus rapides pour des petites formes de fond comme les rides (1,8 à 2,4 m/h maximum selon Hoekstra *et al.,* 2004) que pour des dunes plus grandes (0,002 à 0,08 m/marée pour les dunes entre 0,05 et 0,2 m de hauteur et 5 et 10 m de longueur d'onde, étudiées par Masselink *et al.* (2009). Elles peuvent être très variables selon les dunes étudiées et l'estuaire considéré, de 0 à 1 192 m/an selon la bibliographie effectuée par Dalrymple & Rhodes (1995).

Ces taux de migration sont imputables aux courants, fortement variables selon la marée et les conditions météo-marines. Ainsi, Hoekstra *et al.* (2004) affirme que les conditions de mortes-eaux ne permettent pas la migration des formes de fond, en accord avec les courants trop faibles. Selon Terwindt & Brouwer (1986), la migration des dunes s'effectue à partir de 0,5 - 0,6 m/s (Umax) (Larcombe & Jago, 1996).

Lors du recouvrement des secteurs intertidaux estuariens par les eaux marines, les dunes sont susceptibles de migrer mais peuvent également subir d'importantes modifications morphologiques en fonction des forçages. Les dunes peuvent ainsi être recouvertes de formes de fonds plus petites ou non, être bidimensionnelles (crêtes relativement linéaires, sans creux d'affouillement) ou tridimensionnelles (sinueuses à festonnées avec creux d'affouillement), symétriques, asymétriques ou fortement asymétriques avec une polarité de flot ou de jusant.

Selon plusieurs auteurs, la polarité des dunes à basse-mer indique le sens du transport charrié (e.g. Shepherd & Hails, 1984 ; Harris & Collins, 1985 ; Barnard *et al.,* 2013 ; Schmitt & Mitchell, 2014). Toutefois, comme l'ont observé d'autres auteurs (e.g. Dalrymple, 1984 ; Dyer, 1986 ; Dalrymple & Rhodes, 1995 ; Hoekstra *et al.,* 2004 ; Masselink *et al.,* 2009), les dunes sont susceptibles de se renverser (réorientation) pendant la période tidale semi-diurne. Selon Dalrymple (1984), dans les zones dominées par le flot, il est courant que ces dunes se renversent partiellement ou complètement entre le flot et le jusant et conservent un noyau de strates croisées de flot, bien que, dans de rares circonstances, les mortes-eaux n'enregistrent pas cette inversion de polarité.

Dalrymple & Rhodes (1995) indiquent que les dunes petites à moyennes ayant subi la renverse des courants peuvent montrer une rupture de pente importante au niveau de leur flanc raide, comme illustré précédemment dans la figure I.4 (cas G). Les crêtes de dunes sont perpendiculaires au courant dominant ou à la direction résiduelle du transport sédimentaire, bien que plusieurs auteurs aient noté des situations où les larges et très larges dunes sont obliques à ces directions (Terwindt, 1970, Terwindt, 1971, Langhorne, 1973, Boothroyd & Hubbard, 1975, Dalrymple, 1984, Aliotta & Perillo, 1987 et Fenster *et al.*, 1990, *in* Dalrymple & Rhodes, 1995). D'après Dyer (1986), elles s'orientent toutefois selon un angle plus petit par rapport à la direction du transport net que celui d'autres structures comme les vagues de sable et répondent plus rapidement aux courants locaux.

Larcombe & Jago (1996) ont étudié les dunes intertidales d'un estuaire mésotidal où les courants de flot sont dominants, tout comme les transports charriés de flot, et en ont déduit que l'évolution morphologique de ces dunes s'effectue par phases lors d'un cycle lunaire (incluant des mortes-eaux et des vives-eaux), qui sont relatives aux conditions hydrodynamiques et météorologiques. 3 phases ont ainsi été observées :

1) Une phase de morte-eau où les dunes sont linéaires (2D) avec une polarité de flot, des longueurs d'onde de 6 m et des hauteurs de 0,2 m.
2) Une phase de transition durant la hausse des marnages (> 3,4 m), où des creux d'affouillement se forment et se développent dans des dunes 3D qui subissent une migration nette avec la phase de flot. Cette transition avec un changement de morphologie des dunes se fait à une vitesse moyenne de la phase de marée dominante (Umax) de 0,75 - 0,80 m/s.
3) Une phase de vive-eau (marnage > 4,1 m) avec des dunes 3D d'une longueur d'onde de 4 m et d'une hauteur de 0,2 m. Malgré une complète réorganisation par la marée descendante (renverse au jusant), les dunes sont reconnaissables d'un levé à l'autre, et la migration nette mesurée est de de 1 m/marée dans le sens du flot.

Larcombe & Jago (1996) en déduisent donc que la migration et le transport sédimentaire s'effectuent dans le sens du flot quelles que soient l'amplitude de marée et l'orientation des dunes à basse-mer (phénomène de renverse en vive-eau), avec un seuil de migration se situant à une vitesse de courant de 0,53 – 0,57 m/s. La migration et le transport sédimentaire sont plus forts en vive-eau qu'en morte-eau et, selon eux, une partie du transport charrié contribue à la migration des dunes (taux de transport des formes de fond) tandis que l'autre subit un bypass (taux de transport traversant).

- **Pour l'un ou l'autre de ces milieux**, l'influence des processus hydrodynamiques est primordiale. La marée constitue souvent le facteur principal d'évolution des environnements mésotidaux à mégatidaux. Mais parfois, dans ces environnements comme dans les environnements microtidaux (peu influencés par la marée) la houle peut agir comme le facteur dominant si la morphologie, la météorologie et la sédimentologie du milieu s'y prêtent, ou comme un forçage égal à celui de la marée.

Dans ces cas-là, la houle peut soit annuler l'impact des courants de marée en s'opposant à ces derniers selon une force équivalente, soit le réguler, c'est-à-dire, l'accentuer en adoptant la même direction (vents marins) ou le diminuer en lui opposant sa direction d'incidence (vents de terre) avec une intensité toutefois inférieure à celle des courants de marée.

Certains auteurs observent donc une migration inverse au sens du courant principal de marée, comme Ferret (2011) qui a suivi des déplacements de ce type sur des dunes subtidales de Manche Orientale, à l'échelle d'un cycle semi-lunaire, lorsqu'une houle, même modérée, s'établissait. En revanche, son étude a montré un déplacement uniquement dans le sens des courants de marée, dominants à l'échelle annuelle.

La forme des dunes va varier selon un schéma progressif en fonction de la force du courant : les crêtes, d'abord rectilignes vont progressivement devenir sinueuses puis en chainettes avant de s'interrompre et de présenter une disposition en croissants convexes vers l'amont. Des rides peuvent se développer sur les dunes mais ont tendance à disparaître lorsque l'énergie augmente (Chamley, 1987).

Les mesures des courants tidaux couplés à la dynamique des dunes hydrauliques peuvent fournir une information utile sur l'évolution à long terme des hauts fonds intertidaux dans les estuaires sableux peu profonds dominés par la marée (Masselink *et al.,* 2009). La connaissance de la morphologie et de la migration des formes de fond induites par la marée est importante car celles-ci sont utilisées dans l'interprétation des régimes de transport sédimentaire anciens et récents (Larcombe & Jago, 1996) et nombre d'auteurs utilisent ces évolutions comme indicateurs des directions et intensités de flux sédimentaires et du comblement (Shepherd & Hails, 1984 ; Harris & Collins, 1985 ; Harris, 1988 ; Lobo *et al.*, 2000 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Masselink *et al.*, 2009 ; Schmitt & Mitchell, 2014).

I.2.4. Ecoulements et flux sédimentaires à l'aplomb des dunes

La présence, la taille et la morphologie des figures de courant dans les milieux aquatiques sont dépendantes du régime d'écoulement du fluide et de la taille des particules sédimentaires (figure I.5) (Chamley, 1987).

On distingue deux types d'écoulements : le régime d'écoulement inférieur pour lequel les particules résistent fortement au mouvement et montrent un déplacement individuel modéré ; le régime d'écoulement supérieur pour lequel les particules sont entraînées en masse, presque indépendamment de leur taille (Ferret, 2011).

Afin que les dunes puissent se développer, il faut des vitesses de courant supérieures à 0,6 m/s dans le cas de grains de diamètre supérieur à 0,1 mm (Chamley, 1987). D'après Amos & King (1984), les vitesses d'écoulement près du fond doivent être comprises entre 0,4 et 1 m/s pour des sables moyens, entre 0,5 et 1 m/s pour des sables grossiers et entre 0,6 et 1 m/s pour des sables très grossiers (Ferret, 2011). Selon Dalrymple & Rhodes (1995), la vitesse minimale des courants à laquelle les dunes apparaissent dépend aussi de la profondeur d'eau, mais est typiquement de l'ordre de 0,5 m/s et augmente avec la taille de grains et la

profondeur. Les courants oscillatoires de marée sont stables sur des périodes suffisamment longues pour édifier des structures comme les dunes (Cojan & Renard, 1999). Enfin, la présence d'une action intense de la houle peut aussi prévenir le développement de dunes, particulièrement dans les eaux peu profondes à la bouche des estuaires (Dalrymple & Rhodes, 1995).

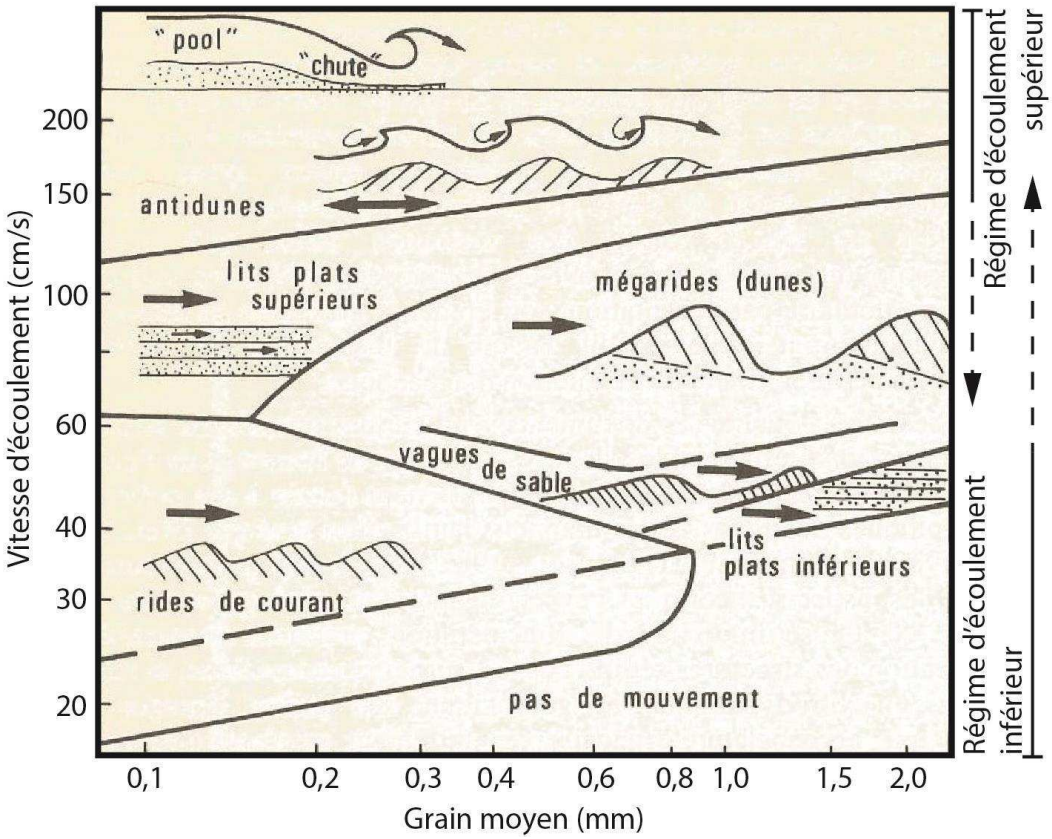


Figure I. 5 : Principales formes sédimentaires, en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (modifié par Chamley, 1987, d'après Blatt *et al.,* 1980 et Reineck & Singh, 1980). Flèches fines : sens de déplacement du fluide. Flèches épaisses : sens de déplacement des particules.

Toutefois, dans le cas d'un sédiment cohésif, constitué en partie de vases, le schéma habituel de formation des formes de fond ne s'applique pas. Selon Baas *et al.* (2013), qui ont étudié ce cas de figure, les rides de courant se forment dans des lits plans composés d'une fraction vaseuse allant jusqu'à 18%, aux conditions de courants imposées, et l'amplitude des rides décroit, avec une longueur d'onde plus ou moins constante, quand le taux de vases augmente de 0 à 13%. Au-dessus de 13% de vases, les rides sont significativement plus petites. Le vannage des argiles, permis par l'affouillement et la migration des formes de fond, rend le sédiment moins cohésif et lui permet de se comporter comme un sédiment sableux (Baas *et al.*, 2013). Les dimensions des formes de fond tendent donc à décroître avec la hausse du taux de vases tandis qu'elles augmentent conjointement à la cohésion des flux fortement concentrés en argiles (Baas *et al.*, 2013).

En Mer du Nord, Terwindt (1971) a constaté qu'aucune dune ne se forme dans les sédiments vaseux constitués de plus de 15% de silts. Dans l'estuaire de Long Island (USA), la

limite de formation des dunes a été estimée à plus de 10 % de silts par Bokuniewicz *et al.* (1977).

Dans le cas d'un **écoulement unidirectionnel**, la vitesse près du fond augmente sur le flanc doux suite à la réduction de la profondeur d'eau et, au contraire, diminue au niveau du flanc raide, conformément au principe de conservation des masses (Dyer, 1986). Ce comportement a pour conséquence d'intensifier la contrainte de cisaillement sur le fond au niveau du flanc doux, amplifiant ainsi le phénomène d'érosion et le transport sédimentaire vers la crête (Ferret, 2011). La compétence du courant chute après le passage de la crête, conduisant généralement à un brusque dépôt sédimentaire et à la formation de macro-turbulences engendrées par les courants de retour (Best, 2005, *in* Ferret, 2011).

A l'aplomb des dunes comme d'autres formes de fond, les courants sont perturbés et entraînent un transport sédimentaire complexe dépendant de la morphologie du fond, de la granulométrie et de la force des courants (figure I.6). Les courants vont adopter une direction générale au-dessus des crêtes de dunes et leur vitesse va décroître vers le fond avec le phénomène de friction. Lorsque le pendage du flanc raide (situé aval-courant) est fort, on observe un phénomène de séparation (ou décollement) du courant à partir de la crête jusqu'à un point d'attachement (ou rattachement) situé dans le creux inter-dunes ou sur le flanc doux (situé amont-courant) de la dune consécutive. Dans la cellule située sur le fond (entre les points de décollement et de rattachement), une circulation opposée au sens général de l'écoulement va alors se créer, dans un système fermé à l'intérieur du fluide principal, et est appelée « courant de retour » (Cojan & Renard, 1999).

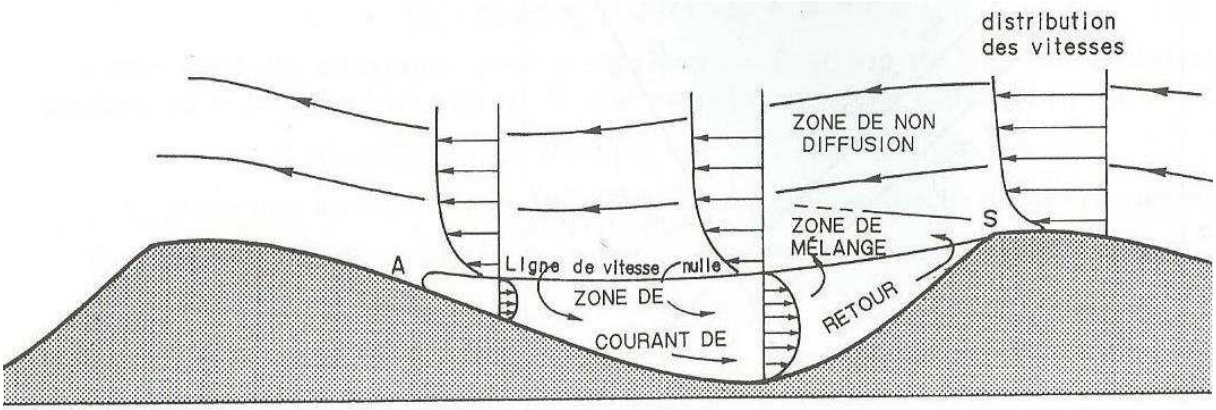


Figure I. 6 : Séparation d'un écoulement dans le cas du sommet d'une ride ou d'une dune d'après Cojan & Renard (1999). S : point de séparation ; A : point d'attachement. Dans la zone de courant de retour, on peut observer des constructions d'orientation opposée à celle du flot principal.

Dans le cas d'un **écoulement tidal alternatif**, la direction des courants varie entre le flot et le jusant et les profils de vitesses, moyennés sur chacune de ces périodes, indiquent des résiduels dirigés vers la crête, pour le flanc doux comme pour le flanc raide (Ferret, 2011). Une cellule de circulation verticale se met alors en place au-dessus du sommet de la dune, permettant l'accrétion verticale de celle-ci (Allen, 1980a, *in* Ferret, 2011). Mais, si la marée

est asymétrique, le transport résiduel résultant se fait dans la direction du courant dominant, accentuant ainsi le caractère asymétrique de la dune (Langhorne, 1982, *in* Ferret, 2011).

Ces écoulements vont entraîner un transport sédimentaire responsable de la morphologie de surface des dunes mais aussi, de leur structure interne (figure I.7). D'après Chamley (1987), les dunes bien individualisées comportent de minces couches obliques, appelées lamines, qui se déposent par avalanche à l'aval du courant (lamine de foreset) et progressent sur une couche basale (lamine basale) issue de la décantation dans le creux aval Elles sont recouvertes d'une fine couche de particules charriées sur le versant amont (lamine de face amont). Ces processus d'avalanches sont facilement identifiables sur les photographies de la figure I.4, présentant une asymétrie marquée des dunes de la Baie de Somme (cas F et G). Ils peuvent se déclencher dès lors que l'angle maximal de stabilité de la dune (de l'ordre de 35°) est atteint, entraînant un glissement gravitaire du sédiment vers le pied de pente, contribuant ainsi à la progradation de la dune (Berné *et al.*, 1989, *in* Ferret, 2011).

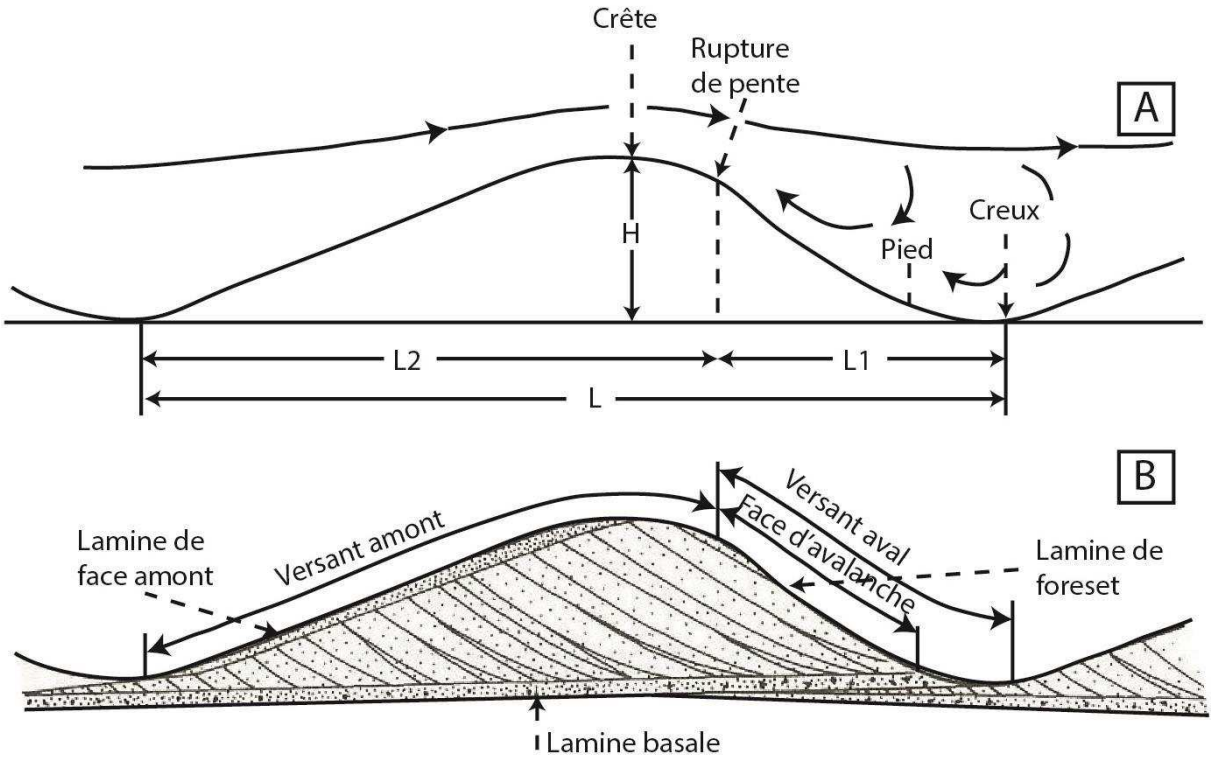


Figure I. 7 : Profil (A) et structure interne (B) d'une ride ou dune dans un plan parallèle à l'écoulement. Modifiée d'après Cojan & Renard (1999). L : largeur ; H : hauteur ; L1 : largeur du flanc raide ou versant aval ; L2 : largeur du flanc doux ou versant amont.

Les rides et autres formes de fond surimposées aux dunes vont souvent permettre l'amorce de ces avalanches, en migrant plus rapidement que ces dernières (Dalrymple, 1984 ; Idier *et al.,* 2002) et en permettant le transport de sédiment jusqu'à la crête et son glissement jusqu'au pied de dune (Langhorne, 1982, *in* Ferret, 2011). D'après Berné *et al.* (1989), les rides agissent comme un tapis roulant de sables et Belderson *et al.* (1982) considèrent que les

dunes comportant des corps surimposés sont représentatives d'un transport sédimentaire actif (Ferret, 2011).

Les flux sédimentaires vont donc dépendre de l'intensité et de la direction des courants induits par la marée et la houle, mais également, de la morphologie des dunes dynamiques qui participent activement au transport sédimentaire dans les environnements côtiers et marins, notamment par le phénomène de migration de ces formes de fond.

I.3. Flux sédimentaires en domaine côtier

Les flux sédimentaires déterminent les apports ou pertes de sédiments dans les environnements marins et côtiers. Notamment, ils conditionnent la formation et la morphodynamique des formes de fond comme les dunes, largement représentées dans les environnements estuariens macrotidaux.

Afin de mesurer ou d'estimer les flux sédimentaires dans ces domaines, il existe plusieurs méthodes, prenant en compte différents modes de transport et adaptées à des situations environnementales particulières (marée seule, houle seule, marée et houle combinées, présence ou absence de formes de fond, etc.).

I.3.1. Les modes de transport

Il existe 2 modes de transport principaux qui sont souvent étudiés indépendamment l'un de l'autre par les auteurs mesurant ou calculant les flux sédimentaires :

1) Le **charriage** (dit « bedload transport » en anglais) s'exprime par le roulement ou le glissement des grains sur le fond, constituant le charriage au sens strict du terme (traction), et par la saltation, un « sous-mode » particulier du transport où les grains décollent du fond sous l'action des courants mais retombent rapidement sous l'effet de la gravité. Il représente le mode de transport dominant pour les écoulements lents et/ou les gros grains (Soulsby, 1997). La vitesse de déplacement des grains est très inférieure à celle du fluide et la couche de charriage ne représente qu'une épaisseur de la taille de quelques grains (Blanpain, 2009).
2) La **suspension** (dite « suspended load transport » en anglais) s'exprime par le transport (continu et non par saltation) des particules au sein de la colonne d'eau, après décollement des grains sur le fond par les courants. Les sédiments subissant ce transport ne sont plus en contact avec le fond. La suspension est souvent plus importante que le charriage (Soulsby, 1997) et les grains en suspension se déplacent à une vitesse proche de celle du fluide (Blanpain, 2009).

Le **transport total** (dit « total load transport » en anglais) constitue la somme de ces 2 modes de transport et offre une information plus globale des flux sédimentaires dans un environnement.

I.3.2. Les conditions de mise en mouvement des sédiments

Le transport, qu'il s'effectue par charriage ou par suspension, s'amorce dès lors que la valeur seuil de mise en mouvement des particules est dépassée, en réponse à la friction sur le fond et à la gravité (Soulsby, 1997). Cette valeur correspond à la contrainte de frottement (ou de cisaillement) au-delà de la laquelle les grains sont mobiles et est exprimée le plus souvent par le paramètre de Shields (1936) (Blanpain, 2009 ; Durafour, 2014). Elle tient compte du rapport entre les forces stabilisantes du grain (masse) et déstabilisantes du fluide (portance et traînée), présentant un caractère fluctuant qui la rend difficile à estimer (Blanpain, 2009 ; Durafour, 2014). Une particule se mettra en mouvement lorsque les forces déstabilisantes, associées à l'accélération du fluide, seront supérieures aux forces gravitationnelles et de frictions qui la maintiennent immobile (Blanpain, 2009).

Dans les environnements naturels, les 2 modes de transport peuvent coexister en affectant des populations différentes de particules (suspension des particules fines et charriage des plus grossières) (Blanpain, 2009). Dès que la tension de frottement s'accroît, quelques grains sont charriés et lorsqu'elle augmente encore, le mouvement s'étend à l'ensemble des sédiments de surface et l'épaisseur de la couche de saltation augmente jusqu'à ce que les grains soient transportés en suspension dans toute la colonne d'eau (Blanpain, 2009).

Pour les sables, ces processus de mise en mouvement sont fortement influencés par les forçages hydrodynamiques comme la marée et la houle, ainsi que par les forçages morphologiques. Les forces d'entraînement des particules sont liées à la vitesse locale près du fond générée par ces forçages (marée, houle et topographie) (Blanpain, 2009). Si les écoulements sont assez forts (ou les vagues assez importantes) et les grains assez fins, le sable peut être remis en suspension à une hauteur de plusieurs mètres au-dessus du fond et transporté par les courants (Soulsby, 1997).

Cojan & Renard (1999) décrivent une activité de la houle sur le transport sédimentaire se traduisant par l'obtention d'un tri sédimentaire avec des sédiments fins transportés vers le large et des sédiments grossiers accumulés vers la côte, et par un transport cross-shore (perpendiculaire au rivage) ou longshore (parallèle au rivage) lié à l'angle des vagues atteignant la côte. Le déferlement des vagues crée également des courants de retour qui s'écoulent vers le large depuis la zone de déferlement des vagues.

Selon eux, ces phénomènes seraient dus à deux cas différents : **(i)** un déplacement horizontal maximal vers la côte sous la crête de vague et vers le large sous le creux de vague (correspondant à la vitesse orbitale de houle), dans des eaux profondes ; **(ii)** une hausse de la hauteur de houle dans des eaux peu profondes (aplatissement de l'orbite de houle), entraînant l'augmentation de la vitesse et de la force de cisaillement exercée sur le fond et donc, du transport sédimentaire qui devient rythmé et dissymétrique. Cette dissymétrie se traduit par des vitesses de transport plus élevées pendant le mouvement vers la côte, entraînant le

charriage des sédiments grossiers et la mise en suspension des sédiments fins, alors que les vitesses sont plus faibles lors du déplacement vers le large, ne permettant pas d'entraîner les sédiments plus grossiers.

Contrairement au cas des vagues, dans l'onde de marée, les particules liquides se déplacent selon des ellipses et non pas dans un simple mouvement d'aller-retour, ce qui favorise la mise suspension des particules sédimentaires, permettant l'accumulation de dépôts fins typiques de marée appelés « tidal flat » (Cojan & Renard, 1999).

Dans les environnements typiquement marins et estuariens, le mode de transport prédominant est le charriage pour les grains supérieurs à 2 mm et la suspension pour les grains plus fins d'environ 0,2 mm (Soulsby, 1997). Dans ce cadre, la morphodynamique des formes de fond, identifiée par certains auteurs comme étant le mécanisme majoritaire du transport sédimentaire (Allen, 1982, *in* Gómez *et al.*, 2010 ; Masselink *et al.*, 2009), est plutôt représentée par le charriage.

I.3.3. Les outils de mesure et d'estimation des flux sédimentaires

Actuellement, il existe plusieurs méthodes d'analyse des flux sédimentaires qui sont : **(i)** soit basées sur des **mesures in situ**, réalisées grâce à des pièges à sédiments divers (charriage ou suspension), des turbidimètres calibrés (offrant des valeurs de concentrations en MES) couplés à des courantomètres et d'autres appareils comme le DySPI (système d'acquisition vidéo mis au point par Blanpain, 2009), **(ii)** soit des **estimations** basées sur des formules empiriques, qui nécessitent une connaissance de l'hydrodynamique du milieu (marée, houle, courants) ou, une connaissance de l'évolution morphologique des fonds dans le cas de calculs de volumes sédimentaires déplacés, comme pour la technique du « Dune Tracking » (e.g. Hoekstra *et al.*, 2004 ; Schmitt & Mitchell, 2014).

Les outils d'estimation des flux sédimentaires les plus couramment utilisés sont les formules empiriques. Celles-ci sont extrêmement nombreuses, mais le choix de ces formules est primordial lors d'une étude scientifique car chacune est adaptée à un environnement, des conditions de forçages et une taille de grain particuliers. Toutefois, il est difficile de définir le bon choix en fonction de l'environnement que l'on étudie car la littérature parvient difficilement à comparer les résultats de ces formules (e.g. Camenen & Larroudé, 2003). La comparaison avec les mesures réalisées in situ reste le meilleur moyen de valider ou invalider ces formules (e.g. Larroudé *et al.*, 2015), mais peut s'avérer ardue selon la qualité des méthodes de mesure in situ (prise en compte de la totalité du transport dans la colonne d'eau ou d'une faible partie…) et les différences existant entre celles-ci et les formules empiriques, comme les unités de mesure, notamment. Il est par conséquent judicieux d'utiliser plusieurs formules de transport afin d'obtenir des ordres de grandeur concernant les flux sédimentaires du site d'étude suivi. De plus, ce choix multiple a pour intérêt de comparer les résultats acquis avec ceux de la littérature utilisant des formules différentes pour des environnements d'étude similaires.

Un bon exemple de la diversité de ces formules empiriques adaptées aux sables marins nous est donné par l'ouvrage de Soulsby (1997), qui cite quelques auteurs parmi tant d'autres, prenant en compte dans leur formule la marée seule, la houle seule, le couplage marée plus houle et parfois les formes de fond, et s'intéressant au charriage (Meyer-Peter & Müller, 1948 ; Bagnold, 1963 ; Yalin, 1963 ; Wilson, 1966 ; Bijker, 1967 ; Ashida & Michiue, 1972 ; Engelund & Hansen, 1972 ; Ackers & White, 1973 ; Madsen & Grant, 1976 ; Sleath, 1978 ; Grass, 1981 ; van Rijn, 1984a, b, c ; van Rijn, 1989 ; Madsen, 1991 ; Nielsen, 1992 ; Soulsby-van Rijn, 1997), à la suspension (Smith & McLean, 1977 ; van Rijn 1984a, b, c ; Nielsen, 1992 ; van Rijn, 1993 ; Zyserman & Fredsøe, 1994 ; Soulsby-van Rijn, 1997) ou au transport total (Engelund & Hansen, 1972 ; Ackers & White, 1973 ; Bailard, 1981 ; Grass, 1981 ; van Rijn, 1984a, b, c ; van Rijn, 1989 ; Soulsby-van Rijn, 1997).

Les techniques de calcul des flux sédimentaires comme le « Dune Tracking », qui utilise les caractéristiques morphométriques (longueur d'onde, hauteur et surface d'une dune en coupe) et la morphodynamique des formes de fond (distance de migration d'une dune sur une période de temps donnée et différence de hauteur avant et après migration) pour identifier des flux charriés, constituent un outil à part, moins courant que les formules empiriques de transport, mais qui tend à se développer avec les techniques actuelles de levés topo-bathymétriques (e.g. Hoekstra *et al.,* 2004 ; Schmitt & Mitchell, 2014).

II. Zone d'étude

La Manche Orientale se caractérise par un régime de marée fort (macrotidal à mégatidal) et par un disponible sédimentaire important, qui engendrent le comblement d'un nombre important d'estuaires et de baies, particulièrement sur les côtes françaises. Parmi ces estuaires et baies, la Baie de Somme (Picardie) est un environnement particulier, constituant un bon exemple du comblement dynamique ayant lieu dans une baie estuarienne mégatidale, dont le colmatage se trouve à un stade avancé.

II.1. La Manche Orientale

La Manche Orientale est limitée au nord par le Royaume-Uni, au sud par la France, à l'ouest par la pointe du Cotentin et à l'est par le détroit du Pas-de-Calais. Cette portion de mer épicontinentale, dont les profondeurs n'excèdent pas 60 m (Costa *et al.*, 2005, *in* Durafour, 2014), se caractérise par un hydrodynamisme tidal fort, une couverture sédimentaire hétérogène et des estuaires et baies alimentés par un prisme sédimentaire subtidal d'âge holocène.

II.1.1. Caractéristiques hydro-sédimentaires

La Manche Orientale est contrôlée par un régime de marée semi-diurne, d'une période de 12h24 (Le Provost & Fornerino, 1985 et Allen & Hubbard, 2003, *in* Paphitis *et al.*, 2010 ; Durafour, 2014). Ces marées peuvent être très fortes et atteindre un marnage de 15 m, comme en Baie du Mont-Saint-Michel, mais en moyenne, leur marnage maximal est de 6 à 10 m et est plus faible sur la côte anglaise que sur la côte française (Larsonneur *et al.,* 1982).

Les courants de marée sont alternatifs et parallèles à la côte, avec un flot orienté vers la Mer du Nord (vers le nord-est) et un jusant orienté vers l'Atlantique (vers le sud-ouest), atteignant 1,7 m/s près du fond en vives-eaux (Velegrakis *et al.*, 1999) et des vitesses 20 à 30 % plus faibles en mortes-eaux (Costa *et al.*, 2005) (*in* Durafour, 2014). Leur intensité diminue d'ouest en est soit, du large vers les côtes, de 4 nœuds (≈ 2 m/s) à Cherbourg jusqu'à 1,7 à 1,5 nœuds (≈ 0,87 à 0,77 m/s) au large de la Baie de Somme (Larsonneur *et al.,* 1982) (carte A, figure I.8).

Selon les roses des vents établies par Savouret (2007, *in* Letortu *et al.*, 2012), ceux-ci sont le plus souvent de secteurs sud à sud-ouest en Manche Orientale, avec des vents forts (> 8 m/s) qui proviennent en majorité de l'ouest et du sud-ouest. Ces vents vont exercer une grande influence sur la houle, qu'ils initient la plupart du temps.

En Manche, les fetchs sont réduits dans presque toutes les directions, induisant une agitation de type « mer de vent » avec des hauteurs significatives de la houle relativement faibles. Celles-ci sont inférieures à 1,5 m pour 90 % des cas, selon Teisson (1986), Cotton *et al.* (1999) et Augris *et al.*, (2004), et supérieures à 3 m pour seulement 0,3 % des cas, selon Teisson (1986) (*in* Durafour, 2014). Les périodes de la houle sont de 7 à 9 secondes avec une dominance de la houle de secteur ouest (Allen & Delannoy, 1990, *in* Durafour, 2014).

L'action des vagues sur les fonds se renforce dès qu'on se rapproche des côtes, tandis que les courants de marée s'affaiblissent, faisant de la houle un forçage majeur pour la sédimentation en zone côtière (Larsonneur & Hommeril, 1967 ; Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.,* 1982). Dans ce secteur, courants de marée et houles se combinent alors pour créer un courant de dérive littorale d'ouest en est (Durafour, 2014).

La distribution des sédiments superficiels en Manche Orientale (carte B, figure I.8) est intimement liée à la répartition des vitesses maximales de courants de marée, diminuant graduellement du centre de la Manche vers les côtes (Larsonneur, 1971), ainsi qu'à la constriction du bassin, comme au niveau du Cotentin (au sud) ou du Détroit du Pas-de-Calais (au nord). On observe donc une fine couche de dépôts meubles (quelques mètres en général) non homogène, avec un gradient d'affinement du large vers les littoraux, où les suspensions peuvent décanter (Larsonneur & Hommeril, 1967 ; Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.,* 1982 ; Ferret, 2011), uniquement dans les zones abritées que constituent les estuaires et les baies (Larsonneur *et al.,* 1982 ; Paphitis *et al.,* 2010). Le reste des dépôts va des sables jusqu'aux cailloutis. L'hétérogénéité sédimentaire rencontrée en Manche Orientale influence le transport sédimentaire et le rend alors plus complexe à appréhender et à quantifier (Ferret, 2011).

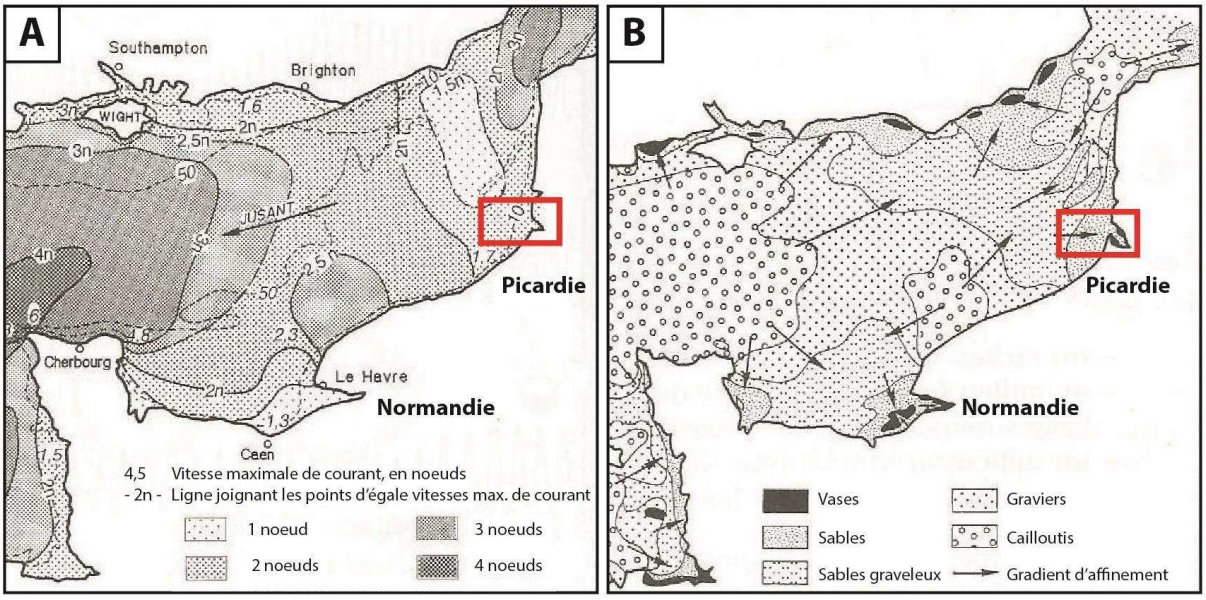


Figure I. 8 : Répartition des vitesses maximales de courants de marée (A) et des sédiments (B) en Manche Orientale et localisation du site d'étude de la thèse (cadre rouge). Modifiée d'après la carte au 1/500 000 de Larsonneur *et al.* (1982).

L'épaisseur de la couche sédimentaire holocène varie localement avec la présence de paléovallées, souvent comblées d'alluvions anciennes, et de bancs sableux, formés par les régimes de courants (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.,* 1982). Les flux sédimentaires peuvent ainsi créer d'importants prismes sédimentaires comme le prisme sédimentaire picard, résultant du remaniement des sables lors de la transgression holocène (Dewez, 1988, *in* Ferret, 2011) et formant un important stock de sédiments fins (Augris *et al.*, 2004, *in* Ferret, 2011), disposé en avant de la Baie de Somme qu'il alimente (Dupont, 1981).

Les travaux réalisés par l'IFREMER (figure I.9) sur les ressources en matériaux marins mettent en évidence ces stocks sédimentaires disponibles, cartographiés précédemment par Auffret & Alduc (1977). Ces dépôts ont une épaisseur de 10 à 20 m dans les plus proches abords de la Baie de Somme et de 2 à 10 m dans les secteurs les plus éloignés (jusqu'à Dieppe et 30 m de profondeur).

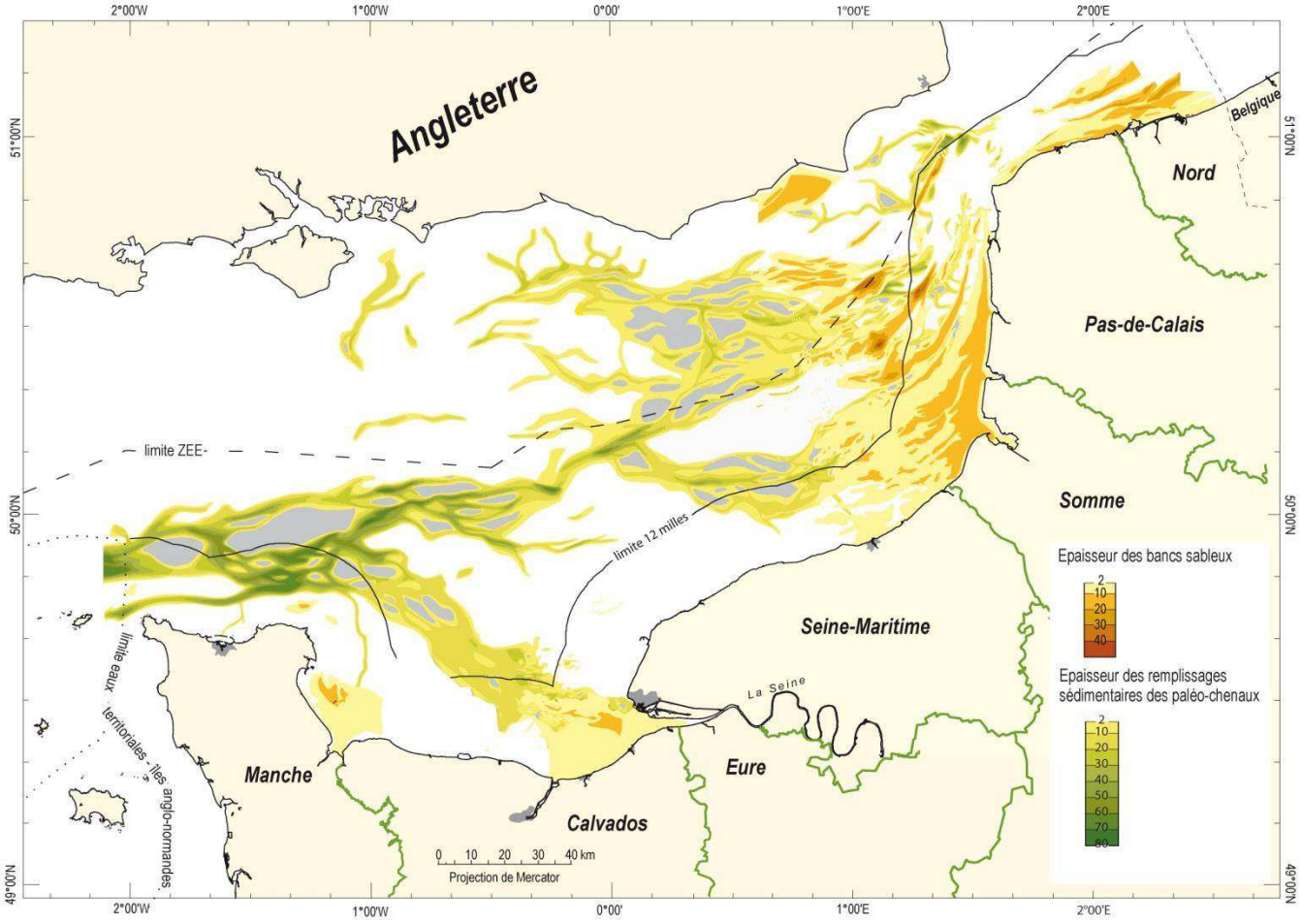


Figure I. 9 : Ressources en matériaux marins identifiées en Manche Orientale (© IFREMER, *in* Augris & Simplet, 2013).

Face aux conditions morphologiques, hydrodynamiques et sédimentaires variables de la Manche Est, de nombreuses formes de fond y sont représentées, telles que les bancs sableux ou les dunes, largement présents, en particulier au niveau du prisme sédimentaire picard (Ferret, 2011).

Au final, un état d'équilibre se créé entre les différents agents forçants de la Manche Orientale (géologie du substratum, morphologie sous-marine et littorale, courantologie, agitation, granulométrie, transport sédimentaire) qui s'influencent mutuellement et continuellement (Larsonneur, 1971). Littoral et milieu sous-marin évoluent donc de concert, démontrant l'importance d'une étude complète et continue de ces 2 milieux en interaction constante.

II.1.2. Les estuaires de Manche Orientale

Parmi les nombreuses morphologies qui façonnent le littoral de la Manche se trouvent de nombreux estuaires, lieux d'incessants échanges dynamiques entre continent et milieu

marin. Certains se distinguent par le positionnement de leur exutoire dans des baies, formant des échancrures dans les terres. La plus connue de ces baies est sans doute la Baie du Mont-Saint-Michel, située dans sa partie occidentale.

Dans la partie orientale de la Manche, on distingue des estuaires de petite comme de grande emprise depuis les côtes de la Normandie (sud) jusqu'au littoral picard (nord) : la Baie du Grand Vey (estuaires de la Douve, de la Vire et de l'Aure), la Baie de Sallenelles (estuaire de l'Orne), l'estuaire de la Dives, l'estuaire de la Touque, la Baie de Seine, la Baie de Somme (estuaires de la Somme et de la Maye), la Baie d'Authie (estuaire de l'Authie), la Baie d'Etaples (estuaire de la Canche). Les principales de ces baies sont la Baie de Seine (Lafite, 2001 ; Deloffre, 2005 ; Delsinne, 2005), la Baie de Somme (Dupont, 1981) et les autres baies picardes que sont la Baie d'Authie (Deloffre, 2005 ; Marion, 2007) et la Baie de la Canche (Ferret, 2011).

II.2. La Baie de Somme

La Baie de Somme se situe le long des côtes françaises de la Manche Orientale, au niveau des rivages de la région Picardie (figure I.10). Elle constitue le deuxième plus grand estuaire de la Manche Est après l'estuaire de la Seine, situé plus au sud, en Normandie.

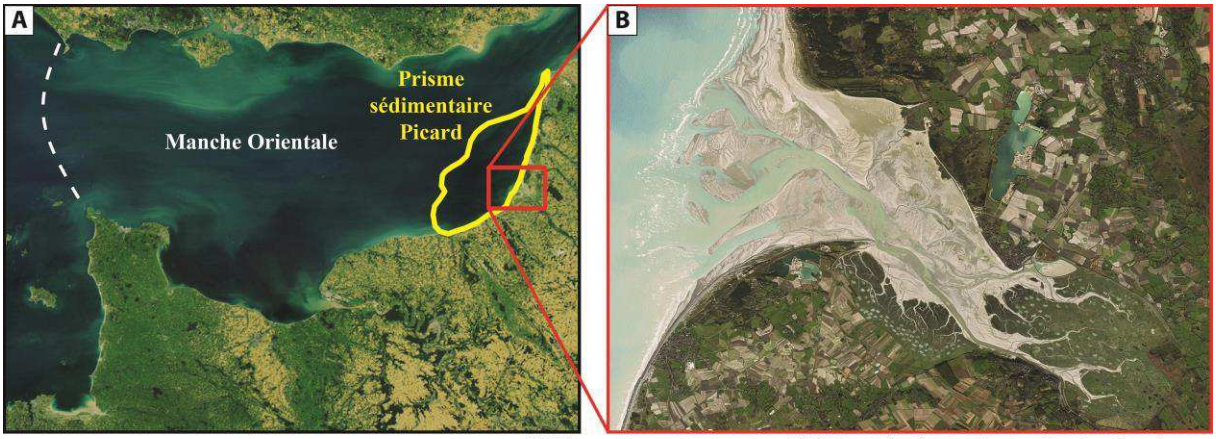


Figure I. 10 : Localisation géographique de la Baie de Somme (B), située en Manche Orientale (A) et accolée au prisme sédimentaire picard.

II.2.1. Caractéristiques morphologiques et sédimentaires

La Baie de Somme, classée 10ème Grand Site de France depuis le 3 juin 2011 (Triplet *et al.*, 2011), est un site constitué de nombreuses entités géographiques et géologiques (figure I.11). Il s'agit d'abord d'une zone littorale estuarienne de 70 km² (12 à 15 km de long d'ouest en est pour 3 à 5 km de large du nord au sud), caractérisée par 2 embouchures de rivières distinctes : la Somme, canalisée d'Abbeville à Saint-Valéry-sur-Somme, au sud du fond de baie, et La Maye, débouchant au nord de la baie.

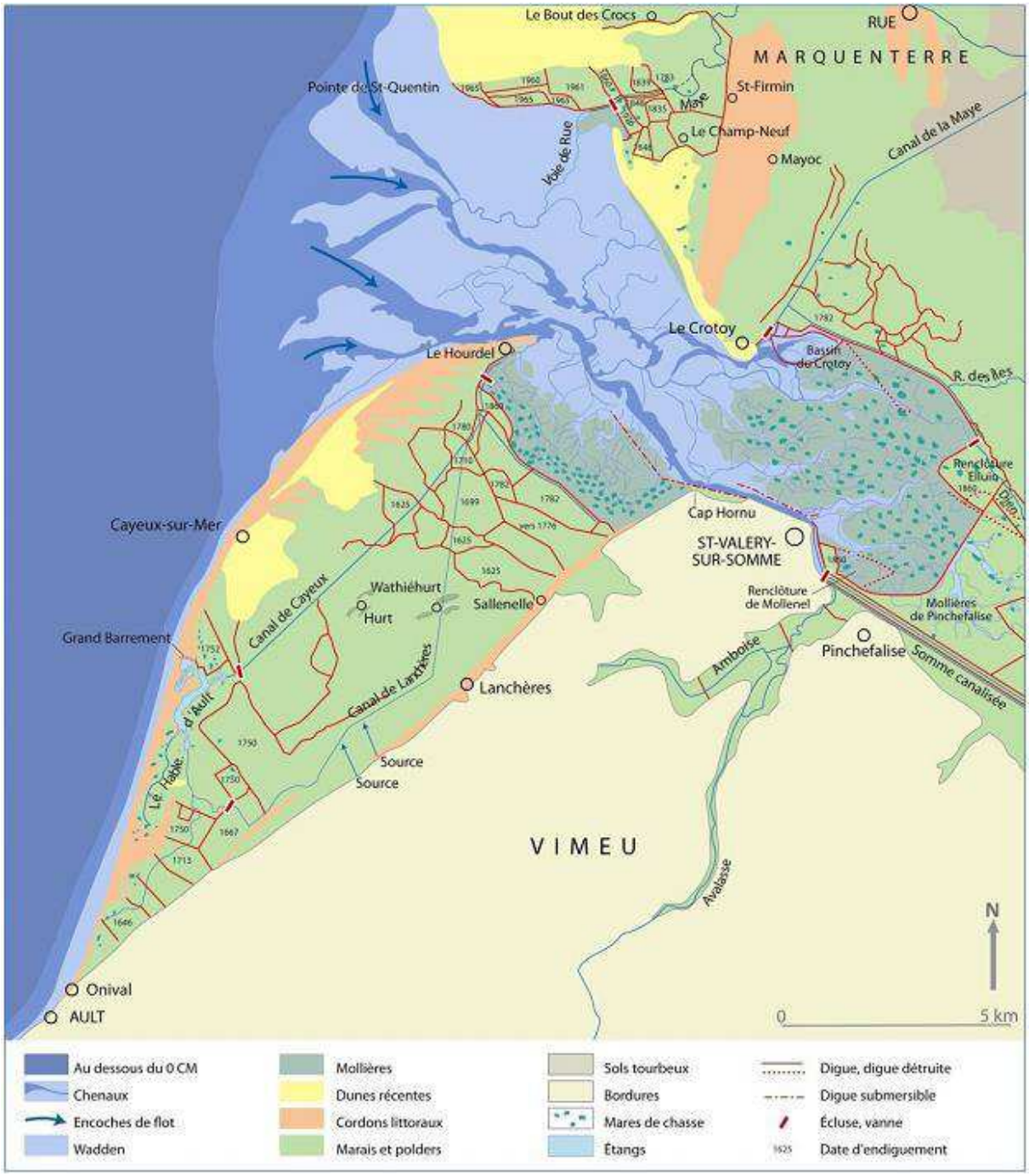


Figure I. 11 : Carte schématique représentant les grands ensembles géomorphologiques et les aménagements de la Baie de Somme (Verger, 2005 et 2009).

Autour de ces embouchures de fleuves dans la baie, des zones végétalisées de **schorre** (appelées aussi « mollières ») se constituent entre le niveau moyen des marées hautes et le niveau des marées de vives-eaux (Leroux, 2013). Les parties les plus internes, pratiquement jamais atteintes par la mer, forment les prés salés. Cette végétalisation s'effectue dans les zones protégées de faible énergie hydrodynamique, où les sédiments fins sont libres de s'accumuler (Leroux, 2013), pour une altitude moyenne de 3 à 4 m (NGF, IGN69) (Dolique, 1998). Le schorre recouvre ainsi l'estuaire de La Maye, le fond de baie et l'espace disponible entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme.

Parmi cette végétation dense courent de nombreux chenaux de drainage des eaux, constituant des zones préférentielles de remplissage de la baie lors du flot de marée et du retrait des eaux lors de la phase de jusant. Ces derniers forment un réseau dendritique complexe et profond (Dolique, 1998) et rejoignent les chenaux encore plus profonds et larges qui divaguent sur l'estran et sont employés pour la navigation.

La **slikke** de la Baie de Somme (nommé « wadden » sur la figure I.11, soit : « étendues intertidales faites de sédiments fins, à l'exclusion des schorres » selon Verger (2005 et 2009), constitue une grande zone sableuse et complexe. Elle est caractérisée par : **(i)** une « plage » uniforme relativement plane (presque sans formes de fond) en avant de l'estuaire de La Maye, allant jusqu'au Crotoy ; **(ii)** des chenaux tidaux ; **(iii)** des bancs sableux ; **(iv)** des systèmes de barres sédimentaires/bâches ; et **(v)** d'innombrables champs de dunes hydrauliques et de rides.

Les chenaux tidaux atteignent le domaine subtidal au niveau de passes ou encoches de flot. Ils sont plus influencés par la marée montante dans la zone externe de la baie et plutôt par la marée descendante dans la zone interne et sur les bordures de la baie. Les bancs sableux se répartissent de manière hétérogène sur le domaine intertidal, en fonction des forçages hydrodynamiques et du transport sédimentaire qu'ils entraînent. A l'inverse, des systèmes bien localisés de barres/bâches subparallèles à la côte (orientation globale nord-sud) se créent en avant des traits de côte sableux au nord (au nord de la pointe de St-Quentin) et du cordon de galets au sud (au sud de la pointe du Hourdel), et ces barres peuvent dépasser un kilomètre en longueur et 3 m en hauteur. Les champs de dunes, de faible amplitude (30-50 cm) mais de forte longueur d'onde (10-15 m) (Wiber, 1980, *in* Dolique, 1998), se répartissent sur une grande partie de la zone intertidale, du secteur interne au secteur externe, y compris dans l'espace de divagation des chenaux tidaux et excepté sur les secteurs géographiques d'altitude trop élevée comme sur le sommet des bancs sableux, des barres sédimentaires ou sur la plage de La Maye où elles sont peu représentées.

Les encoches de flot et plus encore, les chenaux de jusant comme les bancs sableux, évoluent très rapidement avec un tracé en perpétuelle modification (Verger, 2005), tout comme les barres sédimentaires et les dunes hydrauliques dont la morphodynamique est adaptée aux forçages forts rencontrés en Baie de Somme.

Une grande originalité de la baie consiste en la présence sur un même site de nombreux marqueurs du **trait de côte**, de natures très différentes, comme : le front de schorre, représentant la limite zone nue/zone végétalisée de l'intérieur de la baie ; le massif dunaire sableux du Marquenterre, au nord ; le cordon de galets, au sud, formant une flèche littorale s'avançant dans la baie au niveau de la pointe du Hourdel. Ce dernier constitue une des caractéristiques de la Baie de Somme, héritée de l'érosion des falaises de craie à silex depuis la côte normande jusqu'à Ault, en amont-dérive (sud de la baie). Parmi ces trois marqueurs, seuls les deux cordons littoraux représentent la limite physique entre terre et mer. Le front de schorre est plutôt considéré comme un indicateur du colmatage des estuaires français (e.g. Desguée, 2008 ; Gluard, 2012 ; Leroux, 2013 ; Verger, 1995 et 2005).

Le **domaine subtidal** de la Baie de Somme, plus difficile à observer, est occupé par le prisme sédimentaire picard et est constitué d'un important volume de sables, permettant la formation de morphologies de fond comme les bancs sableux et les grandes dunes suivies par Ferret (2011) dans le secteur sud de la baie.

La distribution des sédiments superficiels de la Baie de Somme correspond bien à ces différents environnements morphologiques. Ainsi, on perçoit un granoclassement du sédiment avec un gradient d'affinement des grains, du large vers le fond de baie (figure I.12). A ce dernier s'associe un gradient d'augmentation du taux de carbonates de l'extérieur vers l'intérieur de la baie, ou à proximité des plus denses populations de mollusques (Dupont, 1981).

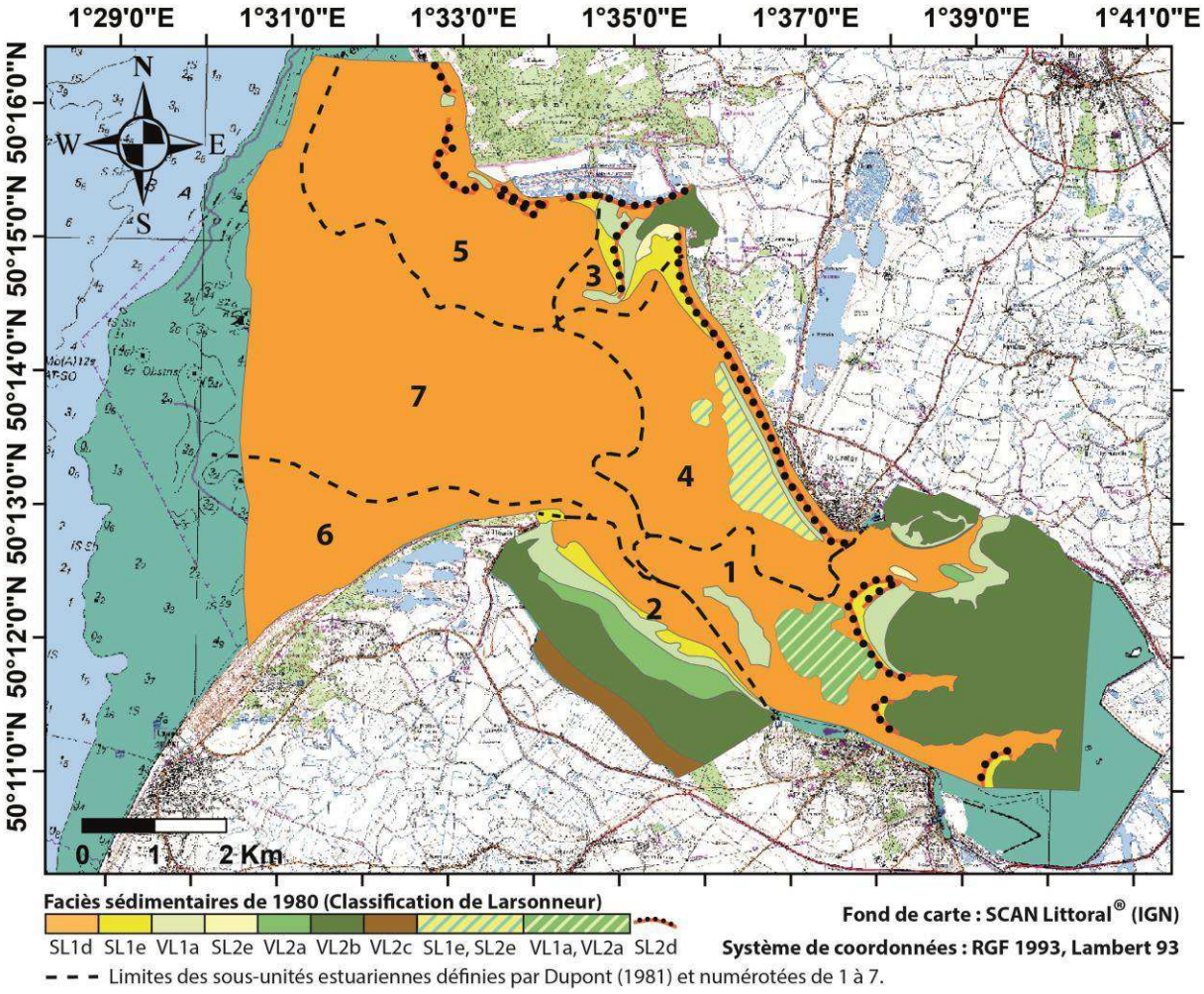


Figure I. 12 : Couverture sédimentaire de la Baie de Somme vers 1980, selon la classification de Larsonneur (1971), et limites des 7 sous-unités estuariennes de la baie (cartographie réalisée d'après les données de Dupont, 1981).

Les sables fins, pauvre en carbonates (< 30 %) constituent l'essentiel des dépôts du domaine intertidal et recouvrent les secteurs dynamiques de l'estran, caractérisés par de nombreuses formes de fond (bancs sableux, barre/bâches, dunes et chenaux). Les sablons et

sables vaseux s'accumulent en avant des vases et du littoral nord du Crotoy. Les zones vaseuses, plus riches en carbonates (entre 30 et 50 %), correspondent aux zones végétalisées de schorre, situées dans les parties les plus abritées du fond de baie, de l'estuaire de La Maye et de l'espace joignant Le Hourdel à Saint-Valéry-sur-Somme. Le positionnement de ces secteurs permet la décantation des suspensions (Dupont, 1981). Plus le sédiment est fin et plus il est riche en carbonates, en majorité issus de la production bioclastique qui se produit en bordure du schorre et sur le secteur haut reliant La Maye au Crotoy (Dupont, 1981) et de l'entrée du panache de la craie provenant du sud (falaises crayeuses de Haute Normandie). Des cordons coquilliers se sont également développés le long des rives nord de la baie.

A partir des caractéristiques morpho-sédimentaires de la zone intertidale de la Baie de Somme, Dupont (1981) a défini un ensemble de 7 sous-unités estuariennes, plus ou moins abritées des forçages hydrodynamiques selon leur localisation dans la baie (figure I.12) : **(1)** le fond de baie, comprenant des zones de schorre non abritées ; **(2)** un secteur abrité des influences marines directes par la pointe du Hourdel et s'étendant jusqu'au Cap Hornu ; **(3)** le val de Rue, qui comprend le schorre de l'estuaire de La Maye ; **(4)** la zone abritée de la Bassée, d'altitude élevée, située entre l'estuaire de La Maye et Le Crotoy ; **(5)** le secteur de haute énergie de la pointe de St-Quentin, considérée comme le musoir de la baie ; **(6)** le versant externe du poulier du Hourdel, affecté par une dérive littorale importante ; et **(7)** le delta de marée, constitué de chenaux tidaux très mobiles, de bancs sableux et de dunes hydrauliques.

II.2.2. Forçages météorologiques et hydrodynamiques

La Baie de Somme est un environnement estuarien difficile à classer en raison de sa morphologie complexe. Toutefois, un classement selon son hydrodynamisme est plus facile à réaliser, à partir des classifications de Hayes (1975) et Boyd *et al.* (1992) ou de Dalrymple *et al.* (1992) par exemple, prenant en compte le marnage (microtidal : < 2 m ; mésotidal : 2-4 m ; macrotidal : > 4 m) et la dominance des forçages de marée, houle et rivières, respectivement (*in* Perillo, 1995).

Selon ces deux classifications, il s'agit donc d'un estuaire macrotidal dominé par la marée. Toutefois, l'influence de la houle n'est pas négligeable et il existe un gradient des forçages dans l'estuaire, allant d'une influence mixte marée/houle en zone externe à une zone centrale sous influence tidale puis, à un secteur de fond et bordures de baie sous faible influence hydrodynamique (Dolique, 1998).

II.2.2.1. Marée et courants associés

La Baie de Somme est caractérisée par un régime de marée mégatidal semi-diurne avec un marnage moyen modélisé de 5,05 m en morte-eau et de 8,65 m en vive-eau, à Cayeux-sur-Mer (© SHOM, in Bastide, 2011). Le tableau I.2 met en évidence les niveaux

d'eau atteints à Cayeux-sur-Mer, en cote marine (CM) et IGN69. Dallery (1955) estime le niveau des pleines-mers des plus basses mortes-eaux à 6,6 m en Baie de Somme et, selon Dolique (1998), les marnages peuvent atteindre 11,5 m.

Tableau I. 2 : Niveaux caractéristiques de la marée à Cayeux-sur-Mer (© SHOM, *in* Bawedin, 2009 et Bastide, 2011).

Etat de la marée	Coeff.	Niveau (m CM)	Niveau (m IGN69)
Plus Haute Mer Astronomique	-	10,55	5,58
Pleine Mer de Vive Eau Moyenne	95	9,85	4,88
Pleine Mer de Morte Eau Moyenne	45	8,00	3,03
Niveau Moyen	-	5,49	0,52
Basse Mer de Morte Eau Moyenne	45	2,95	-2,02
Basse Mer de Vive Eau Moyenne	95	1,20	-3,77
Plus Basse Mer Astronomique	-	0,45	-4,52

A l'entrée de la Baie de Somme, les courbes de marée sont classiquement symétriques et sinusoïdales (Dupont, 1981) tandis qu'à l'intérieur de la baie, elles sont largement dissymétriques en faveur du flot par rapport au jusant (Dupont, 1981), représentant une condition essentielle dans le comblement avancé des estuaires picards (Dupont, 1981 ; Anthony *et al.*, 2005, *in* Bastide, 2011). Le flot va ainsi être beaucoup plus court et soudain que le jusant, de 2 heures en moyenne à 3 heures maximum pour le flot contre une durée de plus de 4 heures pour le jusant (Bastide, 2011 ; Dupont, 1981).

Les vitesses de courants de marée sont maximales à mi-marée montante et à mi-marée descendante (Dolique, 1998 ; Bastide, 2011), c'est-à-dire, 1h30 avant la marée haute lors du flot (courants ≈ 2 m/s) et 3h45 après la marée haute pour le jusant (courants 20 % moins rapides qu'au flot) (Bawedin, 2009).

Aux abords de la baie, les courants de marée alternatifs sont quasiment parallèles à la côte et adoptent une direction nord-est pour le flot et sud-ouest pour le jusant (Bastide, 2011 ; Dupont, 1981). Dans la baie, ces directions, ainsi que la vitesse des courants, vont se différencier selon leur localisation, en fonction du forçage morphologique et de la distance parcourue. La propagation de l'onde de marée s'effectue par l'emprunt des passes de flot et chenaux tidaux dans un premier temps puis, par débordement dans un second temps (Bastide, 2011), allant de l'embouchure de la baie jusqu'aux zones internes. Le flot prédomine dans la partie sud de la baie tandis que le jusant prédomine dans la partie nord (Dolique, 1998). Le moment de l'étale de pleine-mer ne va pas être synchrone dans la baie et va montrer un décalage de plusieurs minutes, de plus en plus important vers le fond de baie (Dolique, 1998).

Les vitesses des courants de marée (figure I.13) vont ainsi varier spatialement (s'atténuant du large vers le fond de baie) mais également temporellement, les marées de plus grands coefficients (vives-eaux) et donc, de plus grande amplitude, entraînant des courants

plus forts que lors des faibles coefficients (mortes-eaux). Les courants de marée les plus forts se situent au droit de la pointe du Hourdel et sont de l'ordre de 2,2 à 2,4 m/s au flot et de 1,8 à 2 m/s au jusant, en vive-eau (Dolique, 1998). Selon la SOGREAH (1995), les courants de marée du Hourdel atteignent 2,55 m/s au flot et 2,32 m/s au jusant, tandis qu'ils sont de 2,08 m/s au flot et 1,29 m/s au jusant au sud du Crotoy et de 1,79 m/s au flot et 1,38 m/s au jusant au sud de la baie, à environ 1 km en amont du Cap Hornu.

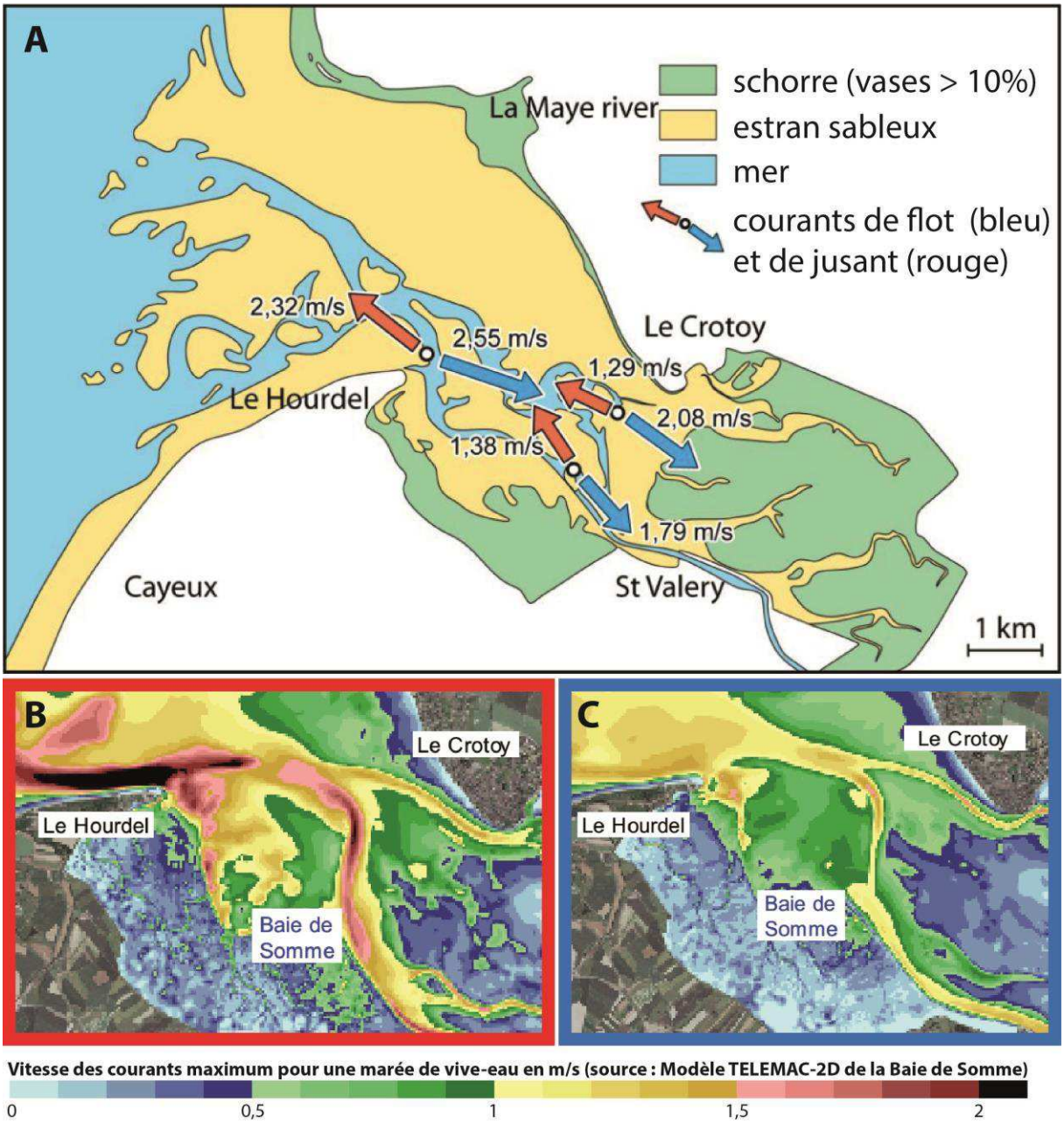


Figure I. 13 : Vitesses des courants de marée atteints lors des phases de flot et de jusant en Baie de Somme. A : Carte de Beauchamp (1997) présentant les directions et vitesses maximales de courants de flot (flèches rouges) et de jusant (flèches bleues), mesurées par des courantomètres en 3 points de la baie. B et C : Modélisations des vitesses de courants maximum pour une marée de vive-eau (Modèle TELEMAC-2D) lors du flot (carte B) et du jusant (carte C) (SOGREAH *et al.*, 2008).

Ces courants de marée peuvent être diminués ou renforcés par les conditions météorologiques et hydrodynamiques marines (houle) et engendrer notamment d'importantes décotes ou surcotes (Bawedin, 2009), c'est-à-dire, un niveau d'eau supérieur ou inférieur aux prédictions de marée. Cette différence de niveau d'eau peut avoir des effets conséquents sur la morphodynamique des environnements de baies macrotidales et mégatidales.

II.2.2.2. Vent et houle

Devant le littoral de la Somme, les vents pouvant générer la houle proviennent le plus fréquemment des secteurs sud-est et ouest à sud-ouest, et les vents les plus forts proviennent du secteur sud-ouest à ouest-nord-ouest (Bastide, 2011). Ces observations sont compatibles avec celles effectuées dans les terres, à Abbeville, entre 1949 et 1992, montrant des fréquences de vents plus importantes dans le secteur sud-ouest à ouest-nord-ouest (Beauchamp, 2015).

Selon Dallery (1955), la direction principale des vents en Somme est la direction ouest-sud-ouest. Les caratéristiques des vents (fréquence et direction), enregistrées à Cayeux-sur-Mer sur une période de 20 mois (du 28/09/2011 au 01/06/2013 ; figure I.14), confirment cette direction principale, pour des vents d'une vitesse supérieure ou égale à 4,5 m/s (16,2 km/h). Au contraire, les vents faibles (< 4,5 m/s) sont le plus souvent des vents de terre provenant de l'est ou du nord-est. Enfin, les vents forts, d'une vitesse supérieure à 8 m/s (28,8 km/h), sont presque exclusivement des vents marins de secteur ouest, de provenance généralement ouest-sud-ouest.

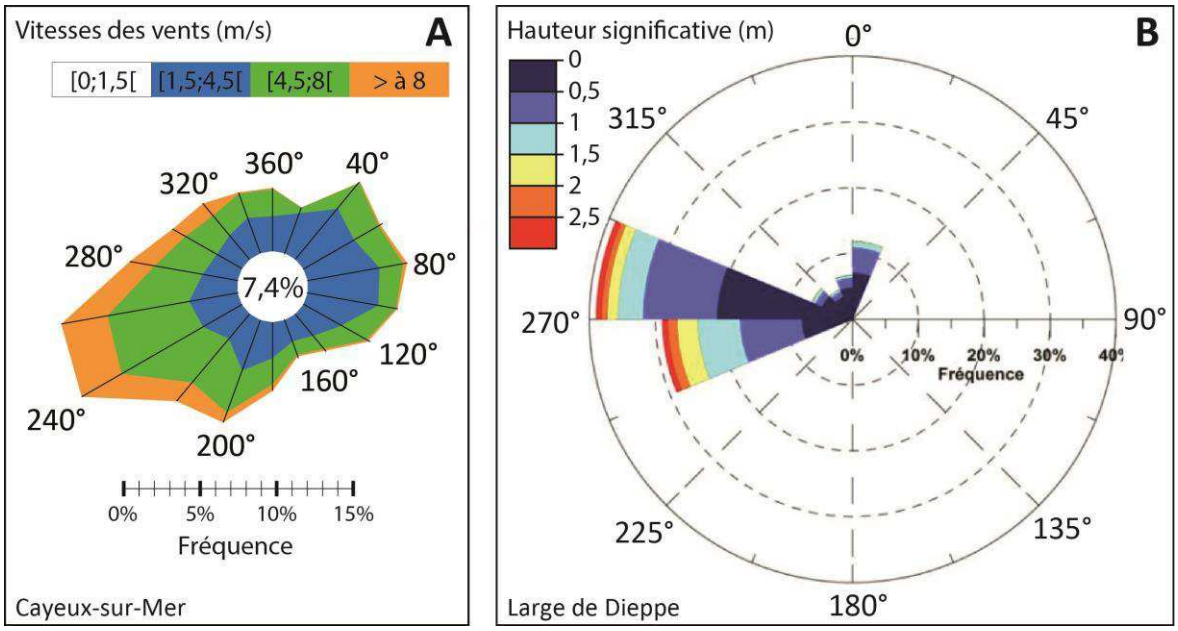


Figure I. 14 : Caractéristiques principales des vents et de la houle aux abords de la Baie de Somme. A) Fréquence des classes de vitesse des vents en fonction de leur provenance (mesures horaires à 10 m d'altitude, moyennées sur 10 minutes et effectuées à Cayeux-sur-Mer entre le 28/09/2011 et le 01/06/2013 ; données Meteo France). B) Fréquence des classes de hauteur significative de la houle en fonction de sa provenance (mesures horaires effectuées au large de Dieppe sur la période 1979-2002 ; données ANEMOC ; point Coast-3506 ; Ferret, 2011).

Les houles sont dépendantes de ces vents forts et dominants de secteur ouest (Dupont, 1981). Au large, le régime de houle est plutôt faible, de direction ouest (N250°-N280°), puis adopte une orientation N260°-N290° à l'entrée de la baie (Bastide, 2011).

Les houles du large sont peu représentatives des conditions globales, calmes la plupart du temps (74 %). Leur hauteur significative (H_s) est inférieure à 0,5 m dans 77 % des cas et supérieure à 3 m dans 1,7 % des cas et les houles les plus intenses et fortes proviennent du secteur N250°-N280° (Bastide, 2011). Au niveau de Cayeux-sur-Mer, 46 % des vagues mesurées (d'août à mars, durant les années 1999 à 2001) ont une H_s supérieure à 2 m et 2,5 % sont supérieures à 4 m, avec 44 % de vagues ayant une période de 7 à 8 s et 8,6 % des vagues avec une période supérieure à 8,5 s (Bastide, 2011).

Des fréquences de classes de H_s ont été mesurées en fonction des provenances de la houle par Ferret (2011), à partir des données de simulations numériques de houle au large de Dieppe (point Coast-3506 ; figure I.14). Ces données, comprises sur la période 1979-2002, sont extraites de l'atlas numérique de mer ANEMOC. Selon ces résultats, la houle provient généralement de l'ouest et la H_s est souvent inférieure à 0,5 m pour ces directions (environ 29 % de la houle), ou comprise entre 0,5 et 1 m (environ 22 %). Ces houles d'ouest ont une fréquence plus faible quand la H_s est comprise entre 1 et 1,5 m (environ 16 %) ou est supérieure à 1,5 m (environ 8 %). Comparativement, les houles de provenance nord sont peu représentées (environ 25 %).

La houle, couplée aux courants de marée, entraîne des courants de dérive littorale de direction nord-est, longeant le cordon de galets et entrant dans la Baie de Somme depuis la pointe du Hourdel.

II.2.2.3. Débit fluviatile

La Baie de Somme est alimentée par deux fleuves principaux : la Somme (au sud), canalisée entre les villes d'Abbeville et de Saint-Valéry-sur-Somme, dotée d'un bassin versant de 5 560 km², dont les apports fluviatiles sont de l'ordre de 32 m^3/s en moyenne, et la Maye (au nord de la baie), dont les apports sont de 1,5 m^3/s en moyenne. Les apports de ces 2 fleuves sont donc faibles et le transport de sables par la Somme est quasi-nul, ce fleuve se limitant à de faibles apports en particules fines (Wiber, 1980, *in* Dolique, 1998).

D'autres cours d'eau et canaux atteignent la Baie de Somme, mais leurs débits sont également négligeables en termes de forçage, car inférieurs à 0,80 m^3/s en moyenne (Bastide, 2011).

Toutefois, le débit fluvial des cours d'eau de la Baie de Somme, associé aux courants de marée, creuse de nombreux chenaux sur l'estran (dont un chenal principal de navigation généré en partie par l'écoulement de la Somme) qui délimitent les différents bancs sableux et champs de dunes.

Parmi les 3 ports disposés dans la baie (Saint-Valéry-sur-Somme, Le Crotoy et Le Hourdel), 2 effectuent des chasses afin d'entraîner le sédiment vers le large : Le Crotoy, via un bassin des chasses situé en fond de baie, et Saint-Valéry-sur-Somme qui régule l'évacuation des eaux de la Somme depuis mars/avril 2013 (Lepretre, 2014). Ce dernier engendre un impact peu connu sur le matériel sédimentaire de la partie interne de la baie, au niveau du chenal de navigation. Une érosion des fonds a été constatée sous l'effet de 4 chasses par semaine (Lepretre, 2014).

II.2.3. Enjeux socio-économiques et aménagements

En tant que plus grande baie picarde, la Baie de Somme est l'objet de nombreux enjeux de natures diverses, expliquant pour certains les aménagements entrepris depuis bon nombre d'années.

Ainsi, 3 zones portuaires se distinguent dans la Baie de Somme et engendrent des évolutions et des actions dites « anthropiques » : le port du Crotoy, le port de Saint-Valéry-sur-Somme et le port du Hourdel. Les 3 chenaux d'accès à ces ports se rejoignent au centre de la baie pour ne former plus qu'un chenal principal de navigation, parcourant la slikke jusqu'à la mer. Ces ports permettent d'accéder à une activité socio-économique de pêche marine et de navigation de plaisance. Leur accès est préservé grâce à des chasses qui sont réalisées au Crotoy via le bassin des chasses, construit en 1865, et à Saint-Valéry-sur-Somme grâce aux vannes placées sur la Somme. Le bassin des chasses du Crotoy constitue un outil destiné à la préservation de ces activités de pêche et de plaisance dans la baie et dans les eaux marines proches, via l'entretien d'une profondeur minimum dans les chenaux.

Les endiguements (cf. figure I.11) ont permis de s'accaparer des espaces agricoles avec l'apparition de polders (bas-champs) mais également, de développer la chasse et le tourisme écologique basé sur les observations ornithologiques (Dolique, 1998), comme cela se pratique au niveau du Parc Ornithologique du Marquenterre (nord de la baie). Ces digues (e.g. estuaire de La Maye, parc du Marquenterre et fond de schorre) et digues submersibles (entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme) sont susceptibles d'engendrer des changements non naturels dans la baie, comme ça a déjà été le cas dans le passé, ceux-ci entraînant la diminution progressive des surfaces atteintes par la marée sur tout le pourtour de la baie (Verger, 2005).

Le besoin de gagner des espaces terrestres sur les espaces marins s'est toujours fait sentir et a souvent conduit à cette anthropisation importante. Toutefois, actuellement, les enjeux de conservation des espaces marins restants prédominent en Baie de Somme et conduisent à des décisions inverses de celles prises des années plus tôt. Ainsi, ces enjeux se ressentent via les propositions de dépoldérisation de secteurs comme la ferme de La Caroline ou les bas-champs de Cayeux-sur-Mer (e.g. SOGREAH, 2009 ; Morisseau, 2013), dans le but de redonner ces surfaces à la mer en augmentant le prisme de marée et en réduisant ainsi

l'impact des forçages hydrodynamiques sur les littoraux, dans le contexte actuel d'élévation du niveau marin. Cette initiative présente ainsi plusieurs enjeux socio-économiques et écologiques visant à développer les marais maritimes et les espèces exploitables (faune et flore), à garantir un effet de chasse permettant de désensabler les ports, et à protéger les littoraux (et habitations) face à la mer, en permettant à cette dernière d'occuper un espace plus grand. Cette action visant à protéger le trait de côte est en adéquation avec l'intérêt de la construction massive d'épis dans les secteurs externes sud proches de la baie depuis 1965 (d'Ault à Cayeux-sur-Mer), ralentissant le transit sédimentaire. 24 de ces épis ont été construits entre 2013 et 2015, au niveau de Cayeux-sur-Mer, entrant dans le cadre du « PAPI (Programme d'Action et de Prévention des Inondations) Bresle, Somme, Authie », qui intègre également les études de dépoldérisation des Bas-Champs et de la ferme de la Caroline.

Dans la même optique de préservation des milieux maritimes, l'arrachage mécanique des spartines a également été pratiqué en Baie de Somme au niveau de la côte nord du Crotoy. Toutefois, les schorres les plus développés de la baie constituent de grandes étendues d'herbages servant actuellement à l'élevage d'agneaux de prés-salés et à la chasse au gibier d'eau dans les gabions (Dolique, 1998). La pêche aux coques figure également dans la liste de toutes les activités de la baie représentant un enjeu économique, comme l'exploitation des bouchots développés au nord de la baie ou la cueillette de la salicorne.

Parmi toutes les activités de la Baie de Somme, l'extraction de granulats est la plus industrielle et constitue un fort enjeu économique, développé grâce à l'exploitation des cordons de galets fossiles par la carrière GSM du Hourdel. Ces galets sont parfois utilisés pour le rechargement des zones du cordon qui sont en érosion (e.g. Cayeux-sur-Mer avant la construction des 24 épis). Ce gisement est unique en France de par les qualités physico-chimiques exceptionnelles des galets (composés de plus de 98% de silice, de forme arrondie et d'une dureté importante de 8/10 sur l'échelle de Mohs) qui leur procurent une résistance totale aux acides, bases et hydrocarbures (Papore, 2013).

Enfin, la Baie de Somme, classée et labellisée (10ème Grand Site de France, Natura 2000, site Ramsar, ZICO, ZNIEFF, Réserve naturelle, réserve de chasse, etc.), représente un fort atout touristique pour la Picardie. Ce tourisme se développe grâce à l'écologie (ornithologie, préservation des populations de phoques et veaux marins), aux produits issus de la mer et des près-salés (poisson, coques, salicorne, agneau, etc.), aux activités et représentations sportives (vélo, kitesurf, voile, équitation, course Transbaie, etc.), ainsi qu'à l'attrait naturel de la population pour les environnements côtiers (activités de balade sur l'estran et de baignade).

III. Conclusion

Les estuaires et/ou baies forment des environnements exceptionnels qui sont l'objet de nombreux enjeux environnementaux et socio-économiques et se répartissent sur l'ensemble des littoraux mondiaux. Parmi eux, beaucoup sont en cours de comblement, débuté lors de la transgression holocène, qui se produit aujourd'hui sous l'impact des forçages hydrodynamiques (débit fluviatile, marée et houle), eux-mêmes influencés par des forçages météorologiques, morphologiques, sédimentologiques et anthropiques et des apports sédimentaires d'origine fluviale et marine. Les plus dynamiques sont certainement les estuaires et/ou baies macrotidaux, présentant d'importantes variations temporelles et spatiales de la profondeur d'eau, dues au fort marnage, comme les estuaires dominés par la marée, notamment.

Les estuaires dominés par la marée montrent une grande diversité de paysages et d'entités sédimentaires, qui évoluent constamment avec le transport sédimentaire, et représentent tous les domaines de l'estuaire (supratidal, intertidal et subtidal). L'estran sableux intertidal, qui est le plus évolutif à courte échelle temporelle, est recouvert d'un nombre impressionnant de morphologies de fond allant des grands bancs sableux jusqu'aux dunes hydrauliques et aux rides.

La dimension plus faible des petites à moyenne dunes et des rides leur permet d'adopter un caractère hautement dynamique, adapté aux modifications rapides des forçages comme la marée qui conditionne le plus souvent leur morphologie (symétrie, asymétrie…) et leur sens de déplacement (transport de flot et/ou de jusant au cours d'une marée avec un phénomène de renverse ou non).

Le transport charrié est un mode de transport important de ces estuaires, qui participe à la morphodynamique de ces formes de fond, migrant et changeant de forme dans les domaines subtidaux et intertidaux de l'estuaire. Toutefois, l'intensité des courants entraîne aussi la remise en suspension de nombreuses particules sédimentaires participant à la sédimentation et à l'érosion au sein de différents secteurs de la baie. Les différences de forçages hydrodynamiques et granulométriques entre les milieux subtidaux et intertidaux sont importantes et permettent des transports sédimentaires plus forts dans le domaine intertidal.

Les flux sédimentaires réalisés par charriage et suspension peuvent être mesurés ou estimés d'après plusieurs techniques et outils comme l'utilisation de pièges à sédiments, de turbidimètres et courantomètres, de systèmes vidéo, les formules empiriques ou la méthode du « Dune Tracking ».

La côte française de la Manche Orientale est constituée de plusieurs baies estuariennes macrotidales dominées par la marée et présentant des conditions morphodynamiques anciennes et actuelles similaires. C'est le cas de la Baie de Somme qui constitue la plus grande baie picarde, caractérisée par sa proximité avec le prisme sédimentaire picard qui l'alimente en sédiments marins. Sa diversité paysagère est grande (cordons littoraux, schorre, chenaux tidaux, bancs sableux, barres/bâches, dunes hydrauliques, rides, etc.) avec l'interaction de nombreuses entités sédimentaires de nature diverse (galets, sables, vases) qui

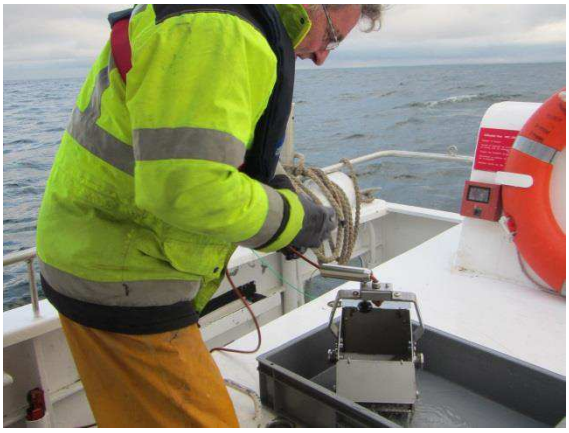
la placent au croisement de nombreux enjeux. C'est un environnement estuarien mégatidal particulier, qui se trouve à un stade de comblement avancé et présente un large domaine intertidal, en constante évolution. Ses caractéristiques morphodynamiques le désignent plutôt comme une baie tidale que comme un estuaire, l'hydrodynamisme et les flux marins s'avérant particulièrement forts au sein de ce système, tandis que l'influence fluviale est assez faible. Le qualificatif de **« baie »** semble donc plus approprié à ce site d'étude.

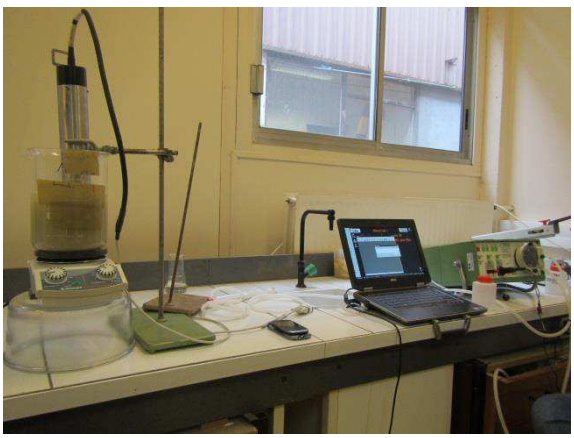
Afin de mieux appréhender l'ensablement de la Baie de Somme, il semble important d'observer et de quantifier les transferts sédimentaires qui s'y produisent ainsi que les modifications morphodynamiques qui en découlent, particulièrement en domaine intertidal qui est le plus dynamique à court terme car il subit une influence plus instantanée et forte des forçages.

Une analyse à différents pas de temps en fonction des nombreux forçages (hydrodynamiques, météorologiques, morphologiques, sédimentologiques) doit donc être effectuée afin de répondre aux questions scientifiques suivantes :

- Quels sont les forçages responsables du transport sédimentaire dans la baie ?
- Quels sont les flux sédimentaires associés ?
- Quels sont leurs effets sur l'évolution morpho-sédimentaire, à court et long terme, des différentes entités géographiques et géologiques qui composent la Baie de Somme ?

Chapitre II : Méthodologie d'étude





Ce chapitre présente la stratégie d'étude mise en œuvre durant cette thèse, les campagnes de mesures et de prélèvements effectuées, les techniques d'acquisition et d'analyse de données employées, ainsi que les données utilisées dans le cadre des diverses applications de l'étude.

Afin de répondre aux objectifs de cette thèse, en identifiant les forçages responsables du transport et des flux sédimentaires, ainsi que leurs effets sur l'évolution morpho-sédimentaire des entités géologiques de la Baie de Somme, une stratégie d'études emboîtées a été définie, visant à étudier la Baie de Somme à 2 échelles différentes de temps et d'espace :

1) Echelle de champs de dunes (échelle fine) et pas de temps courts (cycles de marées semi-diurnes à semi-lunaire)
2) Echelle de la baie (échelle globale) et pas de temps saisonnier, annuel et pluriannuel

L'intérêt de cette stratégie d'étude à 2 échelles spatio-temporelles repose sur un besoin d'analyse fine des processus hydro-sédimentaires à court terme et d'une analyse plus globale et à long terme du comportement morpho-sédimentaire de la Baie de Somme, en vue de mieux comprendre les relations entre ces processus rapides et l'évolution morphodynamique récente de la baie, et de mieux appréhender ses évolutions futures.

L'étude à l'échelle fine a été réalisée au niveau de **champs de dunes intertidales**, car celles-ci recouvrent une grande partie des fonds sableux de la Baie de Somme et sont considérées comme des morphologies de fond à forte dynamique sédimentaire, participant activement aux changements visibles dans l'estuaire. L'étude des processus hydro-sédimentaires et de leur influence sur les fonds se révélant impossible à réaliser sur l'ensemble de la baie, le choix a été fait de mener l'étude fine sur une zone restreinte, via des données haute résolution et haute fréquence, acquises de manière continue à l'échelle de cycles de marées semi-diurnes et semi-lunaire. La représentativité de la zone retenue sera resituée à l'échelle de la baie.

L'étude de la **Baie de Somme** dans son ensemble (échelle globale) permet d'analyser et de comprendre son évolution morpho-sédimentaire globale, via l'utilisation de données de plus faible résolution mais de plus grande emprise géographique. Cette contrainte d'espace ne permet pas l'acquisition de données à haute fréquence mais la répétitivité des mesures engendre la connaissance des modifications subies par la baie, entre 2 saisons, 2 années ou plusieurs années écoulées.

I. Méthodologie à l'échelle fine et à court terme

I.1. Stratégie d'étude

L'intérêt de cette étude est de déterminer les processus physiques responsables du transport sédimentaire à l'aplomb de dunes intertidales et l'évolution morphodynamique de ces dernières, lors de différentes conditions de forçages météorologiques (vent) et hydrodynamiques (marée, houle). Pour cela, il est essentiel d'effectuer un suivi complet à l'échelle de cycles tidaux (cycles semi-diurnes et semi-lunaires), pour différentes conditions de vives-eaux et de mortes-eaux, incluant des périodes d'agitation importante (coups de vents ou tempêtes).

Ce premier axe d'étude de la thèse, entre dans le cadre du projet CNRS EC2CO « FORSOM » (Influence des FORmes de fond sur les flux sédimentaires mesurés et modélisés. Cas de la Baie de SOMme), financé par l'INSU du CNRS. Il s'intéresse aux forçages météorologiques et hydrodynamiques qui vont influencer les champs de dunes intertidales, aux caractéristiques morpho-sédimentaires de ces dunes ainsi qu'aux flux sédimentaires (charriage, suspension et transport total) responsables de l'évolution morphodynamique et de la migration de ces morphologies de fond.

- La compréhension de l'évolution morphodynamique de tout environnement passe par l'étude des **forçages** qui la régissent. En Baie de Somme, les forçages concernés au niveau des champs de dunes sont météorologiques et hydrodynamiques. L'utilisation de courantomètres (ADV, Aquadopp, ADCP) sur les sites d'étude a permis de quantifier les caractéristiques hydrodynamiques du milieu (de manière ponctuelle ou sur l'ensemble de la colonne d'eau), via des mesures de courants de marée et de houle. En parallèle de ces mesures, il est important de tenir compte de la météorologie locale (vents) afin de définir l'influence de cette dernière sur les forçages marins (formation de houle, mer de vent, accentuation ou ralentissement des vitesses de courants). Ainsi, des données météorologiques préexistantes (vent, rafales et pression atmosphérique) ont été récoltées via le site « météociel.fr » pour la station météorologique la plus proche de nos sites d'étude (Abbeville, 80), avec une donnée toutes les heures. Les débits journaliers de la Somme, enregistrés à Boismont (environ 3 km en amont de Saint-Valéry-sur-Somme), ont été récupérés sur le site Internet de la « Banque HYDRO (© Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable et de l'Energie, http://www.hydro.eaufrance.fr/) ». Enfin, des informations sur les essais de chasses hydrauliques (dates, heures d'ouverture des vannes et volumes d'eau sortants), réalisés à Saint-Valéry-sur-Somme durant nos campagnes d'instrumentation sur site, ont également été obtenues auprès du Conseil Général de la Somme.

- La **dynamique sédimentaire** dans les champs de dunes intertidales de la Baie de Somme va déterminer l'évolution de ces dernières. L'analyse des sédiments (composant les dunes) et de leur dynamique est donc indispensable à cette étude. Celle-ci passe par la caractérisation des sédiments superficiels et des matières en suspension (MES), via

l'échantillonnage in situ. Les prélèvements sédimentaires constituent un moyen direct et simple d'acquérir une connaissance de la distribution spatiale des paramètres sédimentologiques et des taux de carbonates sur les dunes et de définir la présence ou non d'un gradient sédimentaire. Les prélèvements d'eau, quant à eux, permettent de définir la granulométrie des MES ainsi que leur concentration, en fonction de leur hauteur au-dessus du fond et de la profondeur d'eau, à différents moments du cycle de marée. Conjointement à ces prélèvements, la mesure in situ de la turbidité, via l'utilisation de turbidimètres (sonde STBD, OBS-5+), nous informe de la variabilité des MES à une hauteur déterminée au-dessus du fond, lors d'une phase de marée. Ces mesures continues à haute fréquence, une fois couplées à celles de courantométrie effectuées à une même hauteur, permettent l'obtention de valeurs de flux sédimentaires en suspension.

- L'estimation des **flux sédimentaires** charriés, en suspension et totaux a été effectuée grâce à l'utilisation de formules empiriques de transport ainsi qu'à l'aide de la méthode dite du « Dune Tracking » et d'une méthode basée sur l'analyse volumique de différentiels topographiques. Le charriage n'ayant pas pu être mesuré in situ, ces méthodes semblent les meilleures pour estimer des valeurs de flux sédimentaires charriés. De plus, le calcul de la suspension permet de confronter les valeurs estimées par les formules empiriques aux résultats obtenus in situ, à l'aide d'un turbidimètre calibré selon les mesures de concentrations et de granulométrie réalisées sur des prélèvements d'eau.

Les formules de Soulsby-van Rijn (1997) ont été sélectionnées pour cette étude car : (i) elles permettent le calcul du transport par charriage, par suspension, ainsi que du transport total ; (ii) les formules de van Rijn sont largement utilisées dans la littérature ; (iii) elles prennent en compte l'action de la houle et du courant dans la mesure du transport sédimentaire, pour une large gamme granulométrique (D_{50} compris entre 0,1 et 2 mm), incluant la granulométrie des sédiments de la slikke de la Baie de Somme.

L'algorithme de Bagnold (1963) modifié par Gadd *et al.* (1978), estimant le transport charrié, a été choisi et testé pour être confronté à la formule de Soulsby-van Rijn (1997), car il a été utilisé dans plusieurs articles portant sur les dunes sous-marines, majoritairement en zone estuarienne (e.g. Harris & Collins, 1988 ; Malikides *et al.*, 1989 ; Ehrhold *et al.*, 2003 ; Brothers *et al.*, 2008 ; Gómez *et al.*, 2010 ; Schmitt & Mitchell, 2014). Ce choix de formule est donc fait afin de permettre une comparaison des valeurs de transport charrié dans des environnements similaires à celui de la Baie de Somme. En revanche, cette formule intervient plutôt dans le cas d'une activité minimale de la houle face au courant de marée moyen et utilise uniquement les vitesses de courant et les caractéristiques dimensionnelles des sédiments, et non les caractéristiques de la houle. Or, l'intensité de la houle sur les champs de dunes de la Baie de Somme peut s'avérer parfois importante.

La formulation de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), calculant le transport total, prend uniquement en compte l'action des courants et les tailles de grains et a déjà été utilisée au niveau d'un champ de dunes subtidal de la Manche (Le Bot & Trentesaux, 2004). Comme cité dans l'article de Wu *et al.* (2009), les estimations de cette formule sont comparables aux mesures de migration des formes de fond, notamment de mégarides intertidales comme celles étudiées par Berben *et al.* (1978, *in* Yang, 1986). Elle est donc

adaptée à notre étude qui comporte des formes de fond semblables à celles étudiées par ces derniers auteurs dans un environnement similaire au nôtre.

Enfin, les techniques du « Dune Tracking » (Crickmore, 1970 ; Engel & Lau, 1980 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Schmitt & Mitchell, 2014) et d'analyse des différentiels topographiques ont pour intérêt d'estimer le transport sédimentaire charrié, de manière indirecte, en estimant les volumes sédimentaires érodés et déposés sur les dunes, à partir de données topographiques haute résolution (données de scanner laser 3D). La première utilise des coupes transversales d'une même dune en 2 instants t pour estimer les volumes sédimentaires déplacés sur une section déterminée, à partir de mesures des paramètres morphométriques de la dune et de sa migration entre t1 et t2. La seconde mesure des volumes différentiels réels par surface entre 2 instants t et peut être réalisée sur un champ de dunes entier.

- L'étude de la **morphodynamique des dunes hydrauliques intertidales** à l'échelle d'un champ de dunes peut se faire par de multiples techniques de mesure. Toutefois, les dunes rencontrées en zone intertidale de la Baie de Somme sont difficiles d'accès et de fortes contraintes existent, comme le court temps de travail sur site et la difficulté de déploiement d'outils de mesure. Il est difficile dans ces secteurs d'utiliser la bathymétrie pour cartographier les dunes en eaux peu profondes avant qu'elles ne migrent, ainsi qu'en début de flot ou en fin de jusant. Les outils de mesure et de prélèvements utilisés ici ont donc été choisis en conséquence et déployés lors de la période d'immersion comme lors de la période d'émersion des dunes.

Outre l'observation in situ à l'œil nu et les mesures directes sur le terrain, l'acquisition de la topographie (scanner laser 3D), en différents instants de l'étude, permet la mesure des paramètres morphométriques des dunes (longueur d'onde, hauteur, polarité…) ainsi que la connaissance de leur évolution morphologique pour différents pas de temps, et la mesure de leur migration. L'analyse des variations altimétriques du fond en un point fixe (Altus) s'avère également intéressante pour cette étude car elle permet de reconstituer en partie l'évolution morphologique des dunes durant une phase de marée. Enfin, une observation simple de la structure interne des dunes (litages, coquilles, niveaux sédimentaires homogènes ou hétérogènes, etc.) peut se faire grâce aux prélèvements de carottes courtes in situ et fournir une information sur le sens du transport sédimentaire et le type de dépôts (dépôts plans ou d'avalanche) durant les 2 phases de la marée semi-diurne précédente (flot et jusant).

I.2. Campagnes effectuées et sites d'étude associés

Après observation et analyse des données de LiDAR disponibles sur la Baie de Somme, ainsi qu'après plusieurs sorties de terrain, la zone située en avant du cordon de galets du Hourdel a été sélectionnée pour cet axe d'étude. Celle-ci, directement exposée aux forçages marins (marée et houle), est assez accessible pour permettre un temps de travail suffisant autour des basses-mers et comporte plusieurs champs de dunes de morphologie homogène et bien marquée (dunes non aplaties), représentative des morphologies de fond

rencontrées en Baie de Somme. Dès lors, 4 campagnes de terrain ont été réalisées, les 3 premières ayant pour but d'apporter de premiers résultats sur la morphodynamique du milieu pour différentes conditions de forçages, mais également, de servir de campagnes tests destinées à « calibrer » la dernière campagne, effectuée sur un cycle complet semi-lunaire, avec une stratégie d'étude adaptée. La figure II.1 représente un exemple de la répartition des dunes en zone intertidale de la Baie de Somme ainsi que les sites d'étude des 4 campagnes de terrain effectuées.

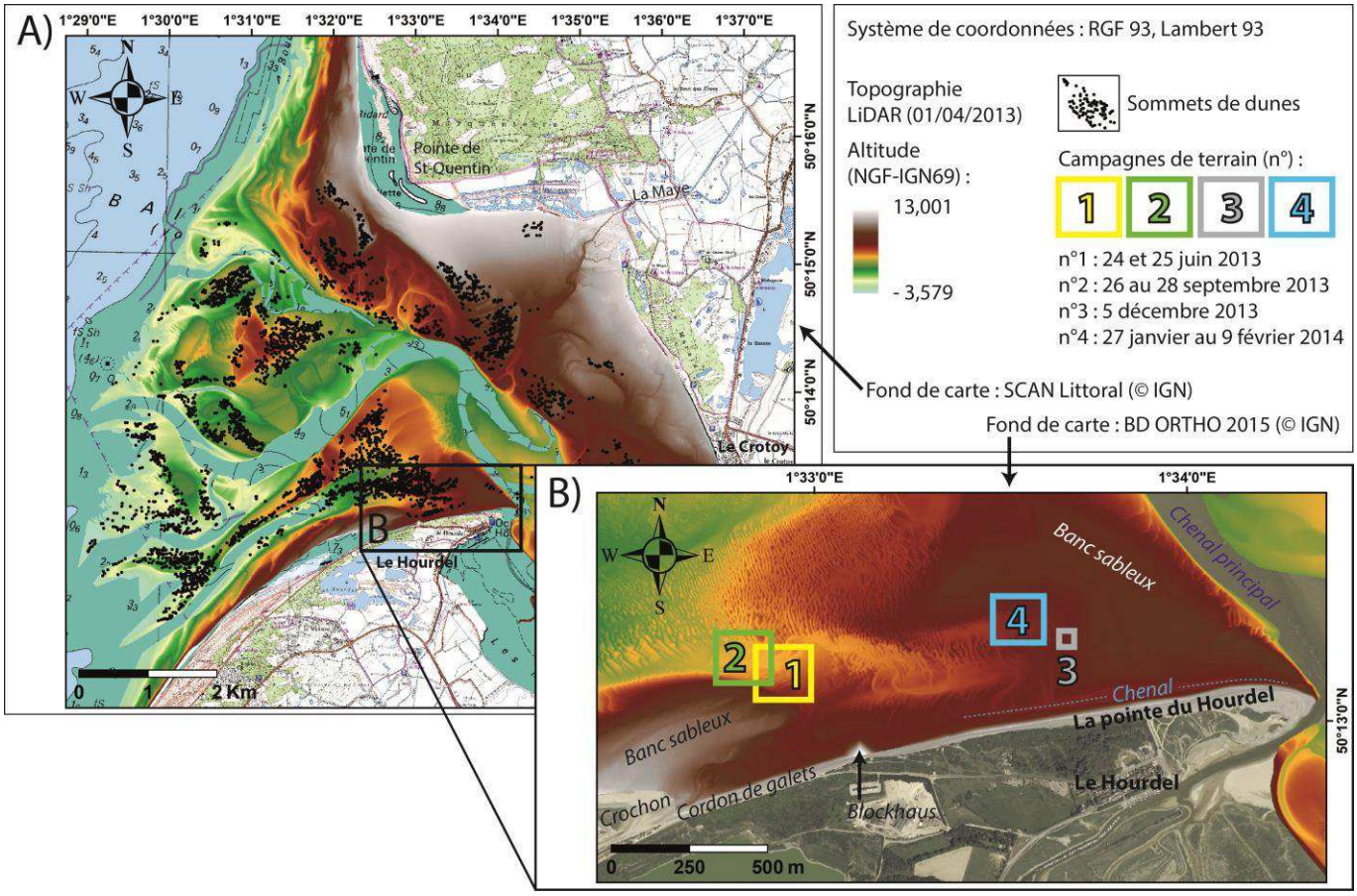


Figure II. 1 : Localisation des sites d'étude à l'échelle fine et à court terme. A : Répartition des dunes intertidales en Baie de Somme (représentées par des points noirs) à la date du 01/04/2013 (modification d'après Druine, 2014) et localisation des champs de dunes du Hourdel (B). B : Localisation des sites d'études des 4 campagnes de mesures réalisées sur les champs de dunes du Hourdel, numérotées de 1 à 4.

Ces campagnes ont été effectuées à diverses périodes de l'année, pour des conditions hydrodynamiques (marée principalement) et météorologiques différentes, lors de cycles de marées variables. Elles permettent de couvrir les grands types de scénarios de conditions de marée et de houle. Leurs caractéristiques sont recensées dans le tableau II.1.

Tableau II. 1 : Campagnes de terrain effectuées sur les champs de dunes du Hourdel (Baie de Somme). Les numéros de campagnes (1 à 4) correspondent à ceux indiqués précédemment sur la figure II.1.

CAMPAGNES		MAREES				Conditions météo.	Débits journaliers Somme
N°	Date	Nombre	Cycle	Type	Coefficients		
1	24 et 25/06/2013	2	Semi-diurne	VE	104 et 105	Calmes	54,5 à 55,6 m^3/s
2	26 au 28/09/2013	4	Semi-diurne	ME	31 à 47	Calmes	33,6 à 37,9 m^3/s
3	05/12/2013	1	Semi-diurne	VE	102	Tempête	48,2 m^3/s
4	27/01 au 09/02/2014	25	Semi-lunaire	VE/ME	36 à 114	Variables	54,8 à 66,6 m^3/s

Les 2 premières campagnes (juin et septembre 2013) ont été réalisées sur des zones accessibles proches (**site Ouest**, cf. figure II.1), durant des cycles courts de vives-eaux (VE) puis de mortes-eaux (ME), dans le but de permettre une première analyse du comportement des dunes du Hourdel au niveau de ce site. Le taux de vases s'est révélé assez important dans les creux de dunes et sur le chemin d'accès au champ de dunes étudié, qui s'accole au banc sableux situé en avant du cordon de galets (au sud) et est limité par un chenal tidal au nord. Face à cette localisation particulière, susceptible de contraindre le comportement du site Ouest, il a été décidé de déplacer la zone d'étude vers la pointe du Hourdel, dans un secteur plus déconnecté du trait de côte et des chenaux, et comprenant moins de vases. Une nouvelle campagne test a ainsi été réalisée (décembre 2013) sur un champ de dunes ne comportant que peu de vases et avec une bonne accessibilité (**site Est**, cf. figure II.1). Enfin, la localisation de la dernière campagne de mesures (janvier-février 2014 ; **site Est**, cf. figure II.1) a été déterminée en fonction des paramètres recueillis au cours des précédents terrains et de l'évolution des champs de dunes, afin d'avoir les meilleures conditions d'acquisition possibles durant un cycle semi-lunaire complet.

I.3. Méthodologie employée lors des campagnes

Différentes méthodes de mesure et d'échantillonnage ont été utilisées lors des 4 campagnes de terrain effectuées sur les dunes intertidales. L'emplacement et les caractéristiques instrumentales choisies pour cet axe d'étude s'avèrent essentiels et vont différer en fonction de la problématique scientifique à laquelle ils doivent répondre.

I.3.1. Les campagnes courtes de 2013

Les campagnes de 2013 ont permis l'acquisition de premières données concernant les conditions hydrodynamiques du milieu, la topographie, les variations altimétriques et la turbidité, ainsi que l'obtention d'échantillons sédimentaires.

Durant ces missions préliminaires, lors du déploiement du matériel de mesure, la quasi-totalité de l'appareillage destiné à la mesure in situ durant la marée (pendant l'immersion des dunes) a toujours été disposé sur la crête d'une dune bien formée, située au centre du champ de dunes étudié. Cette disposition centrale visait à obtenir des données représentatives du champ de dunes, tout en s'affranchissant des effets de bord. Quant au placement sur la crête, il permettait d'éviter un éventuel ensablement du matériel suite à une migration trop importante des dunes, ainsi que de favoriser le suivi de cette migration. Le comportement des dunes en Baie de Somme lors des marées n'étant pas encore connu, ce choix s'est alors imposé.

- La **première campagne de terrain**, effectuée en juin 2013, lors de 2 marées de vives-eaux (M1 et M2), a permis l'acquisition de données continues, à haute fréquence temporelle, de courantométrie, de turbidité et d'altimétrie, via 4 appareils de mesure dont les caractéristiques sont recensées dans le tableau II.2, ainsi que de données de topographie par scanner laser 3D.

Durant cette première mission, un courantomètre de type « ADV » (Acoustic Doppler Velocimeter) a été déployé dans le but de définir les caractéristiques des courants (vitesse et direction) à une quarantaine de centimètres au-dessus des crêtes de dunes. Une sonde « STBD » a permis d'enregistrer la turbidité proche du fond (5 cm en début d'acquisition) dans l'objectif de déterminer l'importance de la suspension et son évolution au cours des 2 cycles semi-diurnes étudiés. En complément, un altimètre « Altus » a permis de définir les variations altimétriques du fond en un point fixe situé préalablement sur une crête de dune, permettant ainsi d'estimer l'importance de la migration des dunes et de distinguer d'éventuelles phases de dépôt/érosion sur les formes de fond. Enfin, un profileur de courant « ADCP » (Acoustic Doppler Current Profiler) a permis de compléter la connaissance de la courantométrie et de la turbidité apportée par les précédents instruments de mesure en étendant les acquisitions de données à une grande partie de la colonne d'eau.

L'acquisition de données topographiques via le scanner laser 3D a été effectuée durant les 3 basses-mers de la campagne : le 24/06/2013, avant la marée M1 ; le 25/06/2013 (matin), entre les marées M1 et M2 ; le 25/06/2013 (après-midi), après la marée M2. Lors de la première acquisition, 3 stations de scans ont été effectuées avec un choix de résolution haute (densité de points élevée et temps d'acquisition plus long), conjointement à un levé GPS. Lors des 2 autres acquisitions, le même nombre de levé GPS et stations de scans ont été effectuées mais avec une résolution moyenne (0,1 m à une distance de 100 m du scanner). Malheureusement, un seul point GPS ne permet pas le géoréférencement des données topographiques de cette campagne. Mais, un enregistrement GPS nécessitant beaucoup de temps sur le terrain (environ 1h30 en Baie de Somme pour une résolution acceptable), l'obtention d'un nombre de points GPS suffisant est difficile dans certaines zones autour de la

basse-mer. Les données topographiques de scanner laser 3D peuvent toutefois être utilisées sans connaître les coordonnées géographiques réelles des points, ces derniers étant automatiquement calés spatialement entre eux selon des références (X, Y et Z) définies par le scanner. Les points cardinaux sont donc indéterminés.

Enfin, des prélèvements de sédiments superficiels, ont été effectués sur une épaisseur d'environ 2 cm de profondeur, au niveau de transects transversaux aux dunes, tandis que des carottes courtes ont été réalisées sur environ 50 cm de profondeur. Cependant, les carottes ne sont pas orientées selon l'axe des dunes et il n'est donc pas possible de déterminer les directions de pendage des litages internes pour cette mission.

Tableau II. 2 : Caractéristiques des instruments de mesure déployés en juin 2013 (campagne n°1) et acquérant des données lors de la phase d'immersion des dunes.

CAMPAGNE N°1

Mesure	**Courantométrie & Turbidité**	**Courantométrie**	**Turbidité**	**Altimétrie**
	Colonne d'eau	Point fixe	Point fixe	Point fixe
Type	ADCP Sentinel 1228.8 kHz (© TRDI)	ADV 10 MHz (© Sontek)	STBD (© Nke)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)
Coordonnées (RGF93)	1°32,948' E - 50°13,027' N	1°32,925' E - 50°13,090' N	1°32,925' E - 50°13,090' N	1°32,925' E - 50°13,090' N
Capteurs	Vers le haut	Vers le bas	Vers le bas	Vers le bas
Hauteur des capteurs/ fond (début de mission)	environ 5 cm	38,5 cm	5 cm	
Blanking	65 cm			
Nb de cellules	79			
Taille de cellule	10 cm			
Intervalle de mesure	2 min	0,25 sec (4 Hz)	5 sec	5 sec
Nb de bursts		6		
Nb de mesures / burst		14336		
Intervalle entre bursts		3599 sec		
Propriétaire (laboratoire ou société)	Société Aquatopo, Arpajon (location)	UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen, Mont-Saint-Aignan		
Début d'acquisition	24/06/2013 Marée 1	24/06/2013 Marée 1	24/06/2013 Marée 1	24/06/2013 Marée 1
Fin d'Acquisition	25/06/2013 Marée 2	25/06/2013 Marée 2	25/06/2013 Marée 2	25/06/2013 Marée 2

La disposition des appareils de mesure et des prélèvements au sein du champ de dunes s'avère importante dans cette étude des dunes intertidales. Celle de la première campagne de terrain (juin 2013) est présentée en figure II.2.

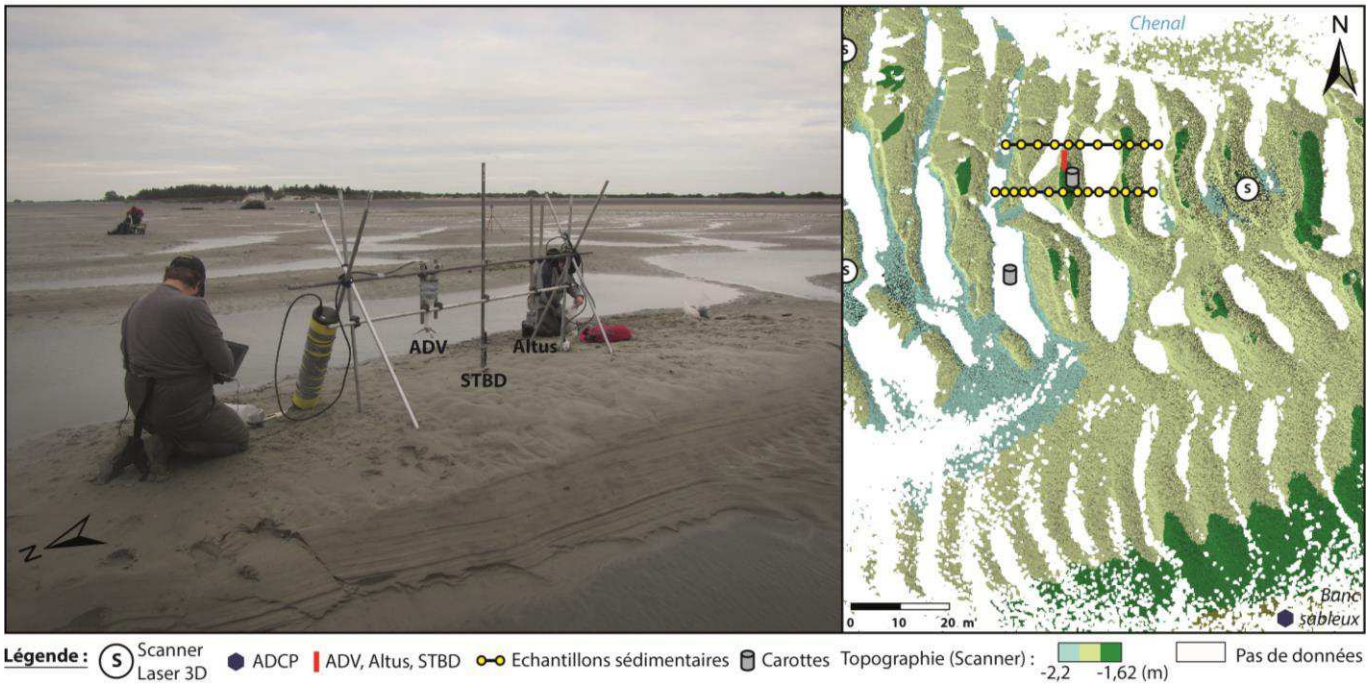


Figure II. 2 : Illustration photographique et schématique de la disposition des instruments de mesure et des échantillons sableux (prélèvements superficiels et carottes courtes), le 24/06/2013, avant la marée M1 de la campagne n°1 (site Ouest). L'altitude des données topographiques issues du scanner (m) est basée sur une référence particulière, créée par l'instrument lors de l'acquisition, et ne correspond pas à l'altitude réelle référencée (m IGN69).

Durant cette campagne, l'ADV, la sonde STBD et l'altimètre ont été disposés sur une structure métallique fixe, perpendiculaire aux courants de marée (orientée nord-sud), située au niveau de la crête de la dune centrale. Cette structure de grande emprise au sol (environ 2 m de largeur) a pour avantage d'être plus solide et résistante aux forçages qu'un support individuel pour chaque appareil et d'influencer faiblement les forçages dans la zone de mesure des instruments, là où des supports de faible emprise perturberaient les courants et pourraient provoquer de l'affouillement, faussant ainsi les données de courantométrie, turbidité et altimétrie.

L'ADCP a été placé en bordure du champ de dunes, au sud, sur la bordure d'un banc sableux de plus haute altitude que le champ de dunes. Cet outil de mesure assez massif ne peut être placé sans structure pour le supporter au milieu d'un champ de dunes supposé être très dynamique. La migration des dunes risquerait de l'ensevelir ou les forçages, associés à l'affouillement, pourraient bien l'emporter. Il a donc été décidé de ne pas risquer la perte de l'appareil et de le fixer dans une zone proche des dunes et de dynamique sédimentaire plus faible. Sur l'emplacement choisi, l'instrument a été enfoui dans le sable, ne laissant en dépasser que la tête, en permettant ainsi l'acquisition de données plus proches du fond.

Les 3 stations de scans réalisées à chaque basse-mer de l'étude ont été disposées de manière à former un triangle ayant la structure instrumentée pour zone centrale. Cette disposition permet un recouvrement des données topographiques acquises par les 3 stations et donc, une hausse de la résolution du levé topographique global, notamment dans la zone centrale de mesure. De plus, le positionnement des stations de scans sur les parties hautes des

dunes (crêtes) permet une meilleure acquisition de la topographie, en accord avec l'angle du laser qui atteindra plus de points de mesure que s'il était placé au ras du sol. La disposition de stations de scans en triangle, sur les crêtes de dunes, permet ainsi de réduire les zones d'ombre au niveau de la zone centrale.

Les prélèvements sédimentaires ont été effectués sur des transects est-ouest recoupant 3 dunes proches de la structure instrumentée, au nord et au sud de cette dernière. Quant aux carottes, elles ont été prélevées en crête ou en creux de dune.

➢ La **seconde campagne de terrain**, qui a eu lieu en septembre 2013, lors de 4 marées de mortes-eaux (notées de M1 à M4), a également permis d'enregistrer des données continues de courantométrie, de turbidité et d'altimétrie, par l'intermédiaire de 5 appareils de mesure, dont les caractéristiques sont décrites dans le tableau II.3, et des données topographiques réalisées à l'aide du scanner laser 3D.

Tableau II. 3 : Caractéristiques des instruments de mesure déployés en septembre 2013 (campagne n°2) et acquérant des données lors de la phase d'immersion des dunes.

CAMPAGNE N°2

Mesure	**Courantométrie**		**Turbidité**	**Altimétrie**	
	Point fixe	Point fixe	Point fixe	Point fixe	Point fixe
Dénomination	**Est**	**Ouest**	**Ouest**	**Est**	**Ouest**
Type	Aquadopp 2 MHz (© Nortek AS)	Aquadopp 2 MHz (© Nortek AS)	STBD (© Nke)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)
Coordonnées (RGF93)	1°32,831' E - 50°13,090' N	1°32,831' E - 50°13,090' N	1°32,831' E - 50°13,090' N	1°32,831' E - 50°13,090' N	1°32,831' E - 50°13,090' N
Capteurs	Vers le bas	Vers le bas	Vers le bas		
Hauteur des capteurs/fond (début de mission)	10 cm environ	10 cm environ	10 cm environ		
Blanking	37 cm	37 cm			
Intervalle de mesure	5 min	5 min	30 sec	1 min	1 min
Intervalle de moyennage	1 min	1 min			
Laboratoire	UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen, Mont-Saint-Aignan				
Début d'acquisition	26/09/2013 Marée 1	26/09/2013 Marée 1	26/09/2013 Marée 1	26/09/2013 Marée 1	26/09/2013 Marée 1
Fin d'Acquisition	28/09/2013 Marée 4	28/09/2013 Marée 4	27/09/2013 Marée 3	28/09/2013 Marée 4	27/09/2013 Marée 2

Les courantomètres utilisés durant cette campagne sont 2 Aquadopp déployés de manière à obtenir les caractéristiques des courants proches du fond (10 cm environ), au niveau de la crête (Aquadopp Est) et du flanc Ouest (Aquadopp Ouest) d'une dune. Une sonde STBD

(Ouest) a également été placée sur le flanc de dune, près du fond (10 cm environ), où elle a enregistré les valeurs de turbidité et 2 Altus ont mesuré les variations altimétriques du fond au niveau de la crête (Altus Est) et du flanc (Altus Ouest) de dune.

A l'image de la campagne de juin 2013, des acquisitions de données topographiques par scanner laser 3D ont eu lieu en septembre 2013, lors des 3 basses-mers de l'étude : le 26/09/2013, avant la première marée (M1) ; le 27/09/2013, entre les marées M2 et M3 ; le 28/09/2013, après la quatrième et dernière marée de cette campagne (M4). L'ensemble des acquisitions par scanner laser 3D a été effectué via 3 stations de scans, avec une résolution basse (0,2 m à une distance de 100 m du scanner) adaptée au temps de mesure possible sur le terrain (6 minutes d'acquisition), autour de la basse-mer, pour ces dates d'étude. Parallèlement, 2 levés GPS ont été réalisés à chaque basse-mer sur la crête de la dune centrale, de part et d'autre de l'appareillage implanté (nord et sud), au niveau de 2 piquets placés pour les besoins de la campagne.

2 transects de prélèvements sédimentaires superficiels ont également été réalisés de manière transversale à la dune centrale instrumentée, le 26/09/2013 et le 28/09/2013 et 2 carottes courtes, orientées selon la crête des dunes, ont été prélevées le 26/09/2013 près de ces transects.

L'emplacement des instruments de mesure et des prélèvements sédimentaires dans le champ de dunes, étudié lors de la campagne de septembre 2013, est visible sur la figure II.3.

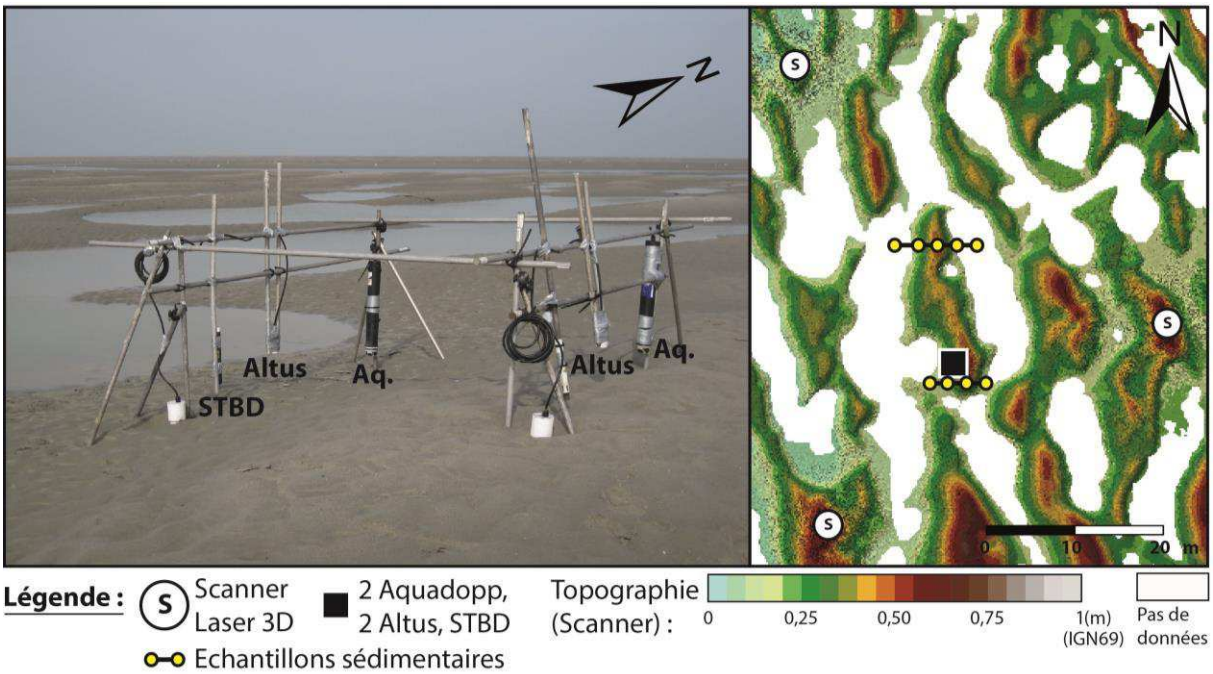


Figure II. 3 : Illustration photographique et schématique de la disposition des instruments de mesure le 26/09/2013, avant la marée 1 de la campagne n°2 (site Ouest).

Pour cette campagne-ci, les instruments de mesure in situ (Aquadopp, Altus et sonde STBD) ont tous été placés au centre du champ de dunes, sur une structure métallique fixe, de manière à ce que chaque couple d'appareil du même type se situe au-dessus de la crête (est) et du flanc (ouest) de la dune. Cette disposition vise à analyser d'éventuelles différences de

comportement (courants, variations altimétriques, turbidité) selon la localisation sur la dune, pour une même hauteur de mesure.

Basées sur le même principe que les acquisitions de scanner laser 3D réalisées lors de la campagne de juin 2013, celles de la campagne de septembre 2013 ont comporté 3 stations de scans, placées sur les crêtes de dunes et disposées en triangle autour de la structure instrumentée centrale. La résolution des données topographiques acquises s'en trouve ainsi largement accrue.

Les transects de prélèvements sédimentaires, recoupant la dune centrale, se situent de part et d'autre de la structure instrumentée, au nord et au sud, comme les points de mesures GPS, placés sur la crête de dune. Les carottes, elles, se situent sur la crête et dans le creux ouest de la dune, à mi-chemin entre la radiale de prélèvements sédimentaire nord et les instruments de mesure.

➢ La **troisième campagne de terrain**, effectuée le 5 décembre 2013 lors d'une marée semi-diurne de vive-eau tempétueuse (tempête Xaver), ne comprenait que 2 instruments de mesure : un altimètre « Altus » et un courantomètre « Aquadopp ». Cette campagne courte a été réalisée dans le but premier de tester un piège à sédiment expérimental confectionné au laboratoire M2C, pour la mesure des flux en suspension, mais utilisé ici malheureusement sans succès. Le second intérêt de cette mission était de tester une nouvelle zone d'étude, jugée plus propice à une campagne de mesure plus longue (cycle semi-lunaire) et plus représentative de l'ensemble des champs de dunes de la baie.

L'Aquadopp 2MHz (© Nortek AS) a été configuré de façon à enregistrer les caractéristiques courantométriques toutes les 30 secondes, à une hauteur de 55 cm au-dessus du fond, tandis que l'Altus mesurait à un intervalle d'une seconde (1 Hz).

Tout l'appareillage utilisé pour cette mission a été placé sur une structure métallique fixée perpendiculairement à une crête de dune, au milieu du champ de dunes, à la coordonnée 11°33'41,8''E – 50°13'07,9' N (WGS84) (figure II.4).

Figure II. 4 : Illustration photographique de la structure instrumentée (Altus + Aquadopp) de la campagne n°3 (gauche) et de son positionnement dans le champ de dunes du site Est (droite, rond rouge).

I.3.2. La campagne longue de janvier-février 2014

Suite à la réalisation des 3 premières campagnes de préparation, la **dernière campagne de terrain**, effectuée en janvier-février 2014, durant 14 jours, a rassemblé un nombre plus important d'instruments de mesure et de moyens humains. Effectuée à l'échelle d'un cycle de marée semi-lunaire, celle-ci comprend 25 marées semi-diurnes de vives-eaux et mortes-eaux, notées de M1 à M25. La stratégie d'étude adoptée lors de cette campagne consiste à effectuer conjointement des mesures morphologiques, hydrologiques et sédimentaires, en privilégiant des acquisitions continues haute fréquence et haute résolution, afin d'étudier l'évolution morphologique du champ de dunes et les processus physiques impliqués. Pour cela, plusieurs courantomètres, turbidimètres et altimètres, dont les caractéristiques sont regroupées dans les tableaux II.4 et II.5, ont été implantés, et des relevés topographiques du champ de dunes ainsi que des prélèvements divers ont été réalisés.

3 Aquadopp (tableau II.4) ont enregistré la pression et les caractéristiques des courants à 3 hauteurs différentes : 10, 25 et 50 cm au-dessus du fond en début de mission, puis 60 cm pour le n°3, suite à son ensevelissement durant la marée M11, et 116 cm pour le n°2 après M11. Cette disposition avait pour but de connaître l'influence de la morphologie des dunes sur les courants.

Afin de compléter ces informations, 2 ADCP ont acquis les valeurs d'intensité et direction des courants ainsi que celles d'intensité rétrodiffusée (informant sur la turbidité) sur l'ensemble de la colonne d'eau. L'ADCP Nord (tableau II.4) placé avec ses capteurs vers le haut, a enregistré des données pour la partie supérieure de la colonne d'eau, à partir de 73 cm au-dessus du fond, environ, en début de mission. Cet appareil, équipé d'un module de houle, a enregistré ses caractéristiques (hauteur significative, direction, période) ainsi que la pression. L'ADCP Sud, placé à 1,50 m au-dessus du fond avec les capteurs vers le bas, a effectué des mesures dans la partie inférieure de la colonne d'eau, du fond jusqu'à environ 123 cm au-dessus du fond et a basculé avec sa structure lors de la marée M16.

2 OBS-5+ (tableau II.5) ont été placés à 10 et 50 cm au-dessus du fond en début de manipulation, afin de mesurer la turbidité en différents points de la colonne d'eau. L'OBS n°1 a subit un dysfonctionnement et n'a pas enregistré les valeurs de turbidité, excepté lors de la marée M7, bien qu'il ait correctement mesuré la pression durant son implantation. L'OBS n°2, préalablement disposé à 10 cm au-dessus du fond, a été déplacé à 60 cm au-dessus du fond, à partir de la marée M12, suite à son ensevelissement lors de la marée de vive-eau précédente (M11). Les mesures de l'OBS n°2, associées à celles des Aquadopp, ont permis par la suite d'estimer les concentrations en MES et d'en déduire des flux sédimentaires in situ.

Tableau II. 4 : Caractéristiques des courantomètres déployés lors de la campagne n°4 de mesures réalisée sur les dunes intertidales du Hourdel (janvier-février 2014).

CAMPAGNE N°4

Mesure	**Courantométrie, Turbidité & Houle**	**Courantométrie & Turbidité**	**Courantométrie**		
	Colonne d'eau	Colonne d'eau	Point fixe	Point fixe	Point fixe
Dénomination	**Nord**	**Sud**	**1**	**2**	**3**
Type	ADCP Sentinel 1228.8 kHz (© TRDI)	ADCP Sentinel 1228.8 kHz (© TRDI)	Aquadopp 2 MHz (© Nortek AS)	Aquadopp 2 MHz (© Nortek AS)	Aquadopp 2 MHz (© Nortek AS)
Coordonnées (RGF93)	1°33,569' E - 50°13,178' N	1°33,562' E - 50°13,156' N	1°33,558' E - 50°13,163' N	1°33,558' E - 50°13,164' N	1°33,559' E - 50°13,164' N
Capteurs	Vers le haut	Vers le bas	Vers le bas	Vers le bas	Vers le bas
Hauteur des capteurs / fond (début de mission)	60 cm	150 cm	50 cm	25 cm puis 116 cm après M11	10 cm puis 60 cm après M11
Blanking	33 cm	27 cm	37 cm	37 cm	37 cm
Nb de cellules	35	15			
Taille de cellule	20 cm	10 cm			
Intervalle de mesure	0,5 sec (2 Hz)	0,5 sec (2 Hz)	5 min	5 min	5 min
Intervalle de moyennage			1 min	1 min	1 min
Laboratoire	UMR CNRS 8187 LOG, Université ULCO, Dunkerque		UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen, Mont-Saint-Aignan		UMR CNRS 7337 ROBERVAL, UTC, Compiègne
Début d'acquisition	27/01/2014 Marée 1	27/01/2014 Marée 1	27/01/2014 Marée 1	27/01/2014 Marée 1	27/01/2014 Marée 1
Interruption d'acquisition					De M14 à M17 (retrait du site)
Fin d'Acquisition	09/02/2014 Marée 25	04/02/2014 Marée 16	09/02/2014 Marée 25	09/02/2014 Marée 25	09/02/2014 Marée 25

Afin de mesurer les mouvements du fond durant la submersion du champ de dunes, 4 Altus (tableau II.5) ont été utilisés dans le but d'observer les différences de variations altimétriques en 4 points d'une dune et de reconstituer partiellement son évolution au cours d'une marée semi-diurne. La fréquence d'acquisition de ces 4 instruments diffère durant cette campagne. 2 d'entre eux (Altus n°1 et 4) mesuraient à plus haute fréquence (4 Hz), dans l'idée d'obtenir des mesures de pression plus rapprochées et de tenter par la suite d'en déduire l'activité de la houle, en analysant les oscillations de la pression. Afin d'éviter un traitement trop long, un manque de batterie (cas de l'Altus n°1 qui ne mesura que jusqu'à la marée M15) et/ou une saturation de la mémoire des appareils, les Altus n°2 et n°3 ont enregistré à une cadence moindre, restant tout de même forte (1 Hz).

Tableau II. 5 : Caractéristiques des turbidimètres et altimètres déployés lors de la campagne n°4 de mesures réalisée sur les dunes intertidales du Hourdel (janvier-février 2014).

CAMPAGNE N°4

Mesure	Turbidité		Altimétrie			
	Point fixe	Point fixe	Point fixe	Point fixe	Point fixe	Point fixe
Dénomination	**1**	**2**	**1**	**2**	**3**	**4**
Type	OBS-5+ (© Campbell Scientific)	OBS-5+ (© Campbell Scientific)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)	Altus 2 MHz (© Nke, Ifremer)
Coordonnées (RGF93)	1°33,558' E - 50°13,164' N	1°33,559' E - 50°13,164' N	1°33,567' E - 50°13,164' N	1°33,566' E - 50°13,164' N	1°33,563' E - 50°13,164' N	1°33,560' E - 50°13,163' N
Disposition des capteurs	Vers le bas	Vers le bas	Vers le bas pour l'altimétrie et vers le haut pour le capteur de pression (module indépendant)			
Hauteur des capteurs/fond (début de mission)	50 cm	10 cm puis 60 cm après la marée 11				
Intervalle de mesure	5 min	5 min	0,25 sec (4 Hz)	1 sec (1 Hz)	1 sec (1 Hz)	0,25 sec (4 Hz)
Intervalle de moyenne	1 min	1 min				
Laboratoire	UMR CNRS 7337 ROBERVAL, Université UTC, Compiègne		UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen, Mont-Saint-Aignan			
Début d'acquisition	28/01/2014 Marée 3	28/01/2014 Marée 3	02/02/2014 Marée 12	02/02/2014 Marée 12	02/02/2014 Marée 12	02/02/2014 Marée 12
Fin d'Acquisition	09/02/2014 Marée 25	09/02/2014 Marée 25	04/02/2014 Marée 15	09/02/2014 Marée 25	09/02/2014 Marée 25	09/02/2014 Marée 25

Pour 5 dates durant la mission (28 et 30 janvier, 3, 6 et 9 février, soit, après les marées M2, M6, M13, M19 et M25, respectivement) ont été effectuées, à basse-mer, des mesures topographiques du champ de dunes, via le scanner laser 3D. 3 stations de levé topographique par date de mesure, formant un triangle, ont permis d'augmenter le nombre de points de mesure sur les dunes instrumentées et donc, la résolution définie comme « moyenne » pour chaque station (0,1 m à une distance de 100 m du scanner). Seule la date du 03/02/2014 est caractérisée par 2 stations de scans et non 3. Corrélées à ces acquisitions topographiques, des mesures GPS ont été réalisées au niveau de 2 piquets en bois implantés au nord et au sud du site d'étude pour la durée de la campagne, de manière à géoréférencer les données.

Associés aux acquisitions in situ des instruments, de nombreux échantillons ont été récupérés durant cette mission. Durant trois basses-mers (entre les marées M11 et M12, M19 et M20 et après la marée M25), des prélèvements de sédiment superficiel ont été effectués le long d'un transect est-ouest transversal à une dune, afin de déterminer les valeurs des paramètres sédimentologiques déterminants, ainsi qu'un éventuel grano-classement. De même, des carottes courtes, orientées par rapport à la crête de dune et encadrant différentes marées de vives-eaux et mortes-eaux (marées 11, 18 et 24/25), ont été réalisées afin

d'observer la structure interne des dunes et ses changements en fonction des forçages. Puis, des prélèvements d'eau automatiques ont été accomplis par un système de 10 bouteilles disposées sur une perche à différentes hauteurs, lors des 10 marées de vives-eaux et mortes-eaux suivantes : M1, M3, M5, M7, M11, M12, M14, M20, M22 et M24, de coefficients 57, 72, 88, 101, 114, 113, 106, 63, 48 et 38, respectivement. Ce système (décrit au paragraphe I.4.1) a permis d'obtenir, tout au long de la campagne de mesure, des échantillons d'eau pour 4 instants du flot (lorsque l'eau atteint respectivement : 50, 100, 150 et 200 cm au-dessus du fond), à 4 profondeurs d'eau différentes dans la colonne d'eau (10, 25, 50 et 150 cm au-dessus du fond). Des sables issus de pièges à sédiments (à environ 50 cm du fond) ont également été récoltés.

Enfin, dans l'analyse de l'évolution morphologique des dunes, il ne faut pas négliger l'utilisation de l'œil humain qui permet d'effectuer des observations et des mesures à basse-mer (e.g. polarité, hauteur et longueur d'onde des dunes). Celles-ci ont été faites selon un suivi sur zone de jour, intégrant les 14 journées de campagne, à l'exception du 04/02/2014.

La figure II.5 représente ce choix stratégique d'implantation du matériel de mesure et d'échantillonnage sur les dunes.

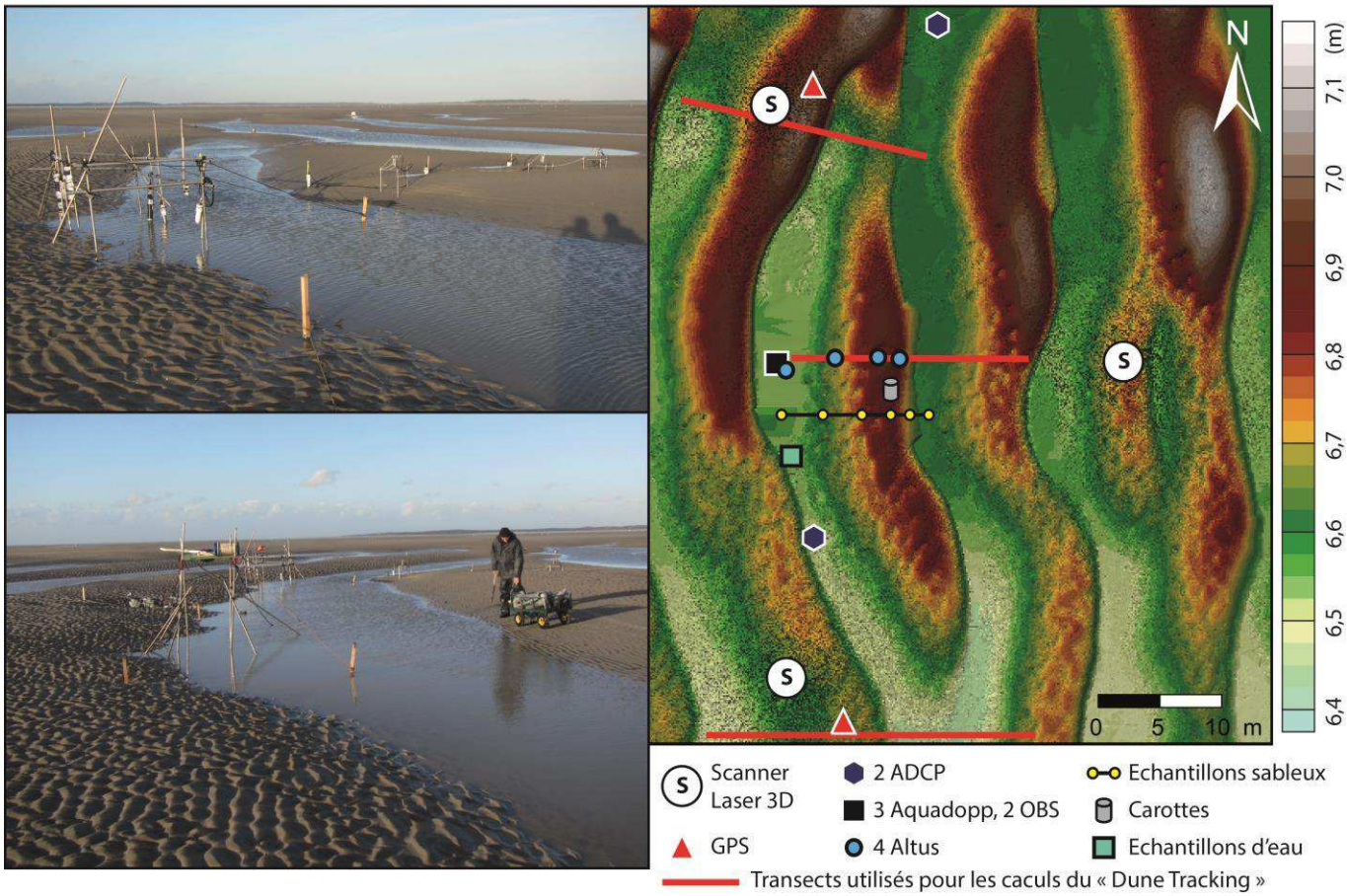


Figure II. 5 : Disposition du matériel de mesure et des échantillons sur la zone d'étude de la campagne n°4 (site Est). Exemples de disposition pour la journée du 28/01/2014 (carte topographique scanner à droite) et pour la journée du 01/02/2014 (photographies de gauche, prises depuis le sud).

Pour cette campagne-ci comme pour les précédentes, l'instrumentation et l'échantillonnage de données ont été concentrés au centre du champ de dunes d'environ 30000 m², au niveau de morphologies prononcées, dans une zone représentative de l'ensemble du site d'étude. En revanche, durant cette période de mesures sur le terrain, l'instrumentation a été installée préférentiellement dans les creux inter-dunes et non sur les crêtes, contrairement aux campagnes antérieures. Cette disposition tient au fait qu'elle permettait une mesure plus proche du fond en tout temps de l'étude et ce, malgré la migration des dunes, cette dernière obligeant tout de même le déplacement vertical de certains instruments durant la campagne, avant ou après qu'ils n'aient été ensevelis. Elle permettait également aux structures utilisées d'être mieux implantées et fixées dans le sable, l'observation de la dynamique sédimentaire forte lors des autres missions intimant à la prudence quant à la fixation de ces structures face aux forçages.

Ainsi, une structure fixe supportant les 3 Aquadopp, les 2 OBS ainsi que l'Altus n°4, a été placée au niveau du creux ouest de la dune centrale en début de mission. Les 3 Altus restants ont été disposés sur cette dune centrale, transversalement à sa crête, grâce à des supports individuels, propres à ces instruments, provoquant malheureusement plus ou moins d'affouillement et susceptibles d'être renversés par des courants trop forts.

Les 4 Altus ont été alignés sur un transect est-ouest, transversalement à la dune étudiée, depuis la crête (Altus n°1) jusqu'au creux ouest (Altus n°4), en passant par le flanc ouest (Altus n°2 et 3). Cette disposition des appareils visait à définir les variations altimétriques sur l'ensemble de la dune, sous l'influence des courants, dans le but de reconstituer l'évolution morphologique de la dune durant les différentes marées étudiées et d'estimer le sens de migration des formes de fond.

Les ADCP ont également été disposés au niveau de creux de dunes, sur des structures individuelles fixes. L'ADCP Nord, comme son nom l'indique, a été placé au nord de la zone instrumentée, légèrement en retrait des autres appareils, sur une structure lourde et proche du fond nommée « tripode », idéale pour fixer cet appareil. L'ADCP Sud, disposé au sud de la zone a également été mis en retrait, sur une structure haute (1,50 m), moins solide, qui n'a pas résisté à la forte dynamique du milieu et a ployé lors de la marée M16. L'intérêt de l'éloignement de ces instruments (par rapport à la structure instrumentée centrale), de taille assez importante, était d'éviter la perturbation du milieu (courants, affouillement) au niveau des autres instruments utilisés ici.

Comme l'ensemble des instruments est disposé à une certaine hauteur au-dessus du fond durant cette campagne, des informations sur une partie du cycle de marée sont perdues. Le début du flot et la fin du jusant sont ainsi absents des données et ne permettent pas une analyse complète continue des paramètres étudiés.

Les transects de prélèvements sédimentaires superficiels ont été effectués sur la dune comportant les Altus, légèrement au sud de ces derniers, selon une direction est-ouest, transversale à la dune. Les carottes courtes ont toujours été effectuées sur la crête de cette même dune, près du transect de prélèvements sédimentaires. Les perches de prélèvements d'eau, quant à elles, ont été placées dans le creux ouest de la dune centrale, entre la structure instrumentée principale et l'ADCP Sud, afin de permettre une corrélation éventuelle avec les

données de turbidité et courantométrie et d'effectuer des prélèvements d'eau au plus près du fond durant le flot.

Enfin, suite au traitement des données topographiques, 3 transects proches du site instrumenté (localisation sur la figure II.5) ont été définis (là où la résolution de ces données topographiques est la plus forte), au niveau de 3 dunes (creux à creux), afin de tester la méthode du « Dune Tracking », permettant l'estimation de flux sédimentaires charriés.

I.4. Techniques de mesure in situ, de traitement et d'analyse des données

Dans cette partie de la méthodologie, associée à l'étude des dunes hydrauliques intertidales, sont détaillées les caractéristiques des appareils de mesure cités précédemment ainsi que les techniques de traitement et d'analyse des données issues de ces instruments et des prélèvements réalisés.

I.4.1. Prélèvements et analyse d'échantillons

Les prélèvements d'eau ont été réalisés grâce à un dispositif original constitué d'une perche comportant 10 bouteilles plastiques disposées à 4 paliers de hauteurs différentes, créé au sein du laboratoire « UMR CNRS 6143 M2C » et utilisé précédemment par Sakho (2007) (figure II.6). Ces bouteilles sont munies d'un tuyau d'évacuation d'air placé vers le haut de la bouteille, d'un tuyau de prise d'eau dont la bouche est placée plus bas que la bouteille, à une hauteur définie pour les prélèvements, et d'une balle de squash destinée à flotter dans la bouteille lors de son remplissage, jusqu'à bloquer l'arrivée et le départ de l'eau au niveau du goulot.

Le principe de ce dispositif est simple. Lorsque le niveau d'eau monte (durant la phase de flot), le tuyau de prise d'eau commence à se remplir, et lorsque le niveau d'eau dépasse la hauteur maximale du tuyau, la bouteille se remplit en quelques secondes (16 secondes environ) jusqu'à être fermée hermétiquement par la balle de squash. Dans le cas de la campagne n°4 par exemple, nous obtenons 4 hauteurs de prélèvements au-dessus du fond (10, 25, 50 et 150 cm), pour 4 hauteurs d'eau atteintes durant le flot (50, 100, 150 et 200 cm au-dessus du fond).

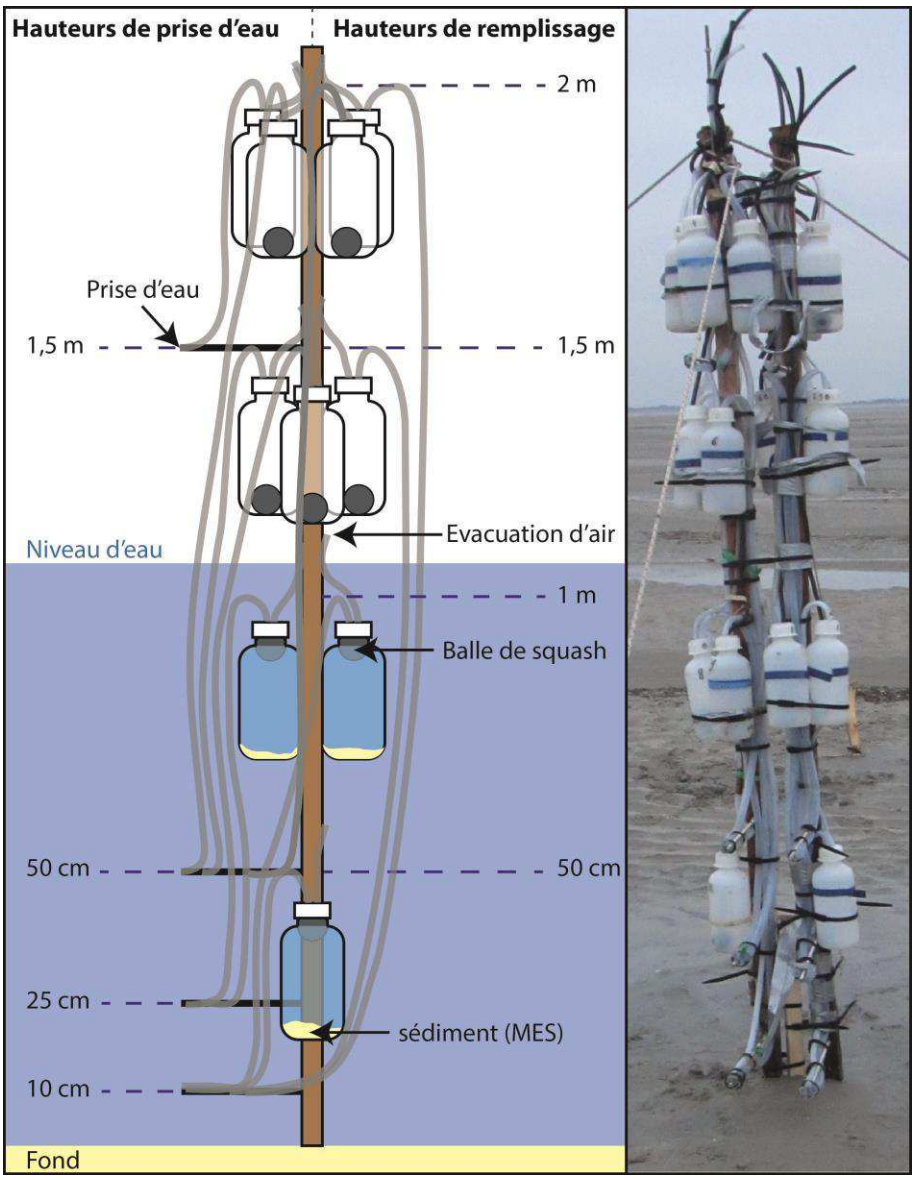


Figure II. 6 : Illustration schématique et photographique du dispositif de prélèvement d'eau durant le flot, créé par le laboratoire UMR CNRS 6143 M2C et utilisé lors de la campagne n°4 de janvier-février 2014. Les hauteurs de remplissage représentent les niveaux d'eau (relatifs au moment de la marée) nécessaires au remplissage des bouteilles.

Ces échantillons d'eau vont ensuite subir plusieurs traitements destinés à quantifier leur **concentration en MES**. Pour cela, le volume d'eau est d'abord mesuré à l'aide d'une fiole jaugée puis, soit le volume sédimentaire est jugé assez important et l'échantillon est placé en décantation, soit il est jugé faible et il est alors filtré sur une membrane en microfibre de verre « Whatman GF/F 47 mm » (pesée au préalable sur une balance électronique de précision) via un système de filtration avec pompe. Les échantillons, une fois décantés, lavés et décantés à nouveau, sont placés à l'étuve pour séchage, après retrait du surplus d'eau, tandis que les filtres sèchent au dessicateur, par l'intermédiaire de cristaux de silicagel absorbant l'humidité. Le sédiment sec est enfin pesé sur une balance électronique tandis que les filtres sont pesés sur une balance électronique de précision. Au poids des filtres avec sédiment est retranché celui des filtres seuls afin d'obtenir la masse du sédiment. La masse

sédimentaire pour un volume d'eau déterminé et donc, la concentration en MES, sont alors connues pour chaque échantillon.

Une **analyse granulométrique** des prélèvements sédimentaires superficiels et des sédiments secs issus des prélèvements d'eau est réalisée à l'aide d'un « granulomètre laser LS230 (© Beckman Coulter) », pour les sédiments inférieurs à 2 mm, et d'une tamiseuse pour les sédiments de taille supérieure (Carole Brunaud et Coralie Thouroude, plate-forme analytique en sédimentologie, UMR CNRS 6143 M2C). Une analyse calcimétrique utilisant un « calcimètre Bernard » a également été faite sur les échantillons de la radiale de prélèvements sableux transversale à une dune du 06/02/2014 (campagne n°4).

Les **carottes courtes** d'environ 50 cm, réalisées sur les dunes, sont constituées d'un tuyau PVC et ont été découpées verticalement (en 2 parties), selon un axe perpendiculaire à la crête de dune (est-ouest) lorsque celles-ci étaient bien orientées. Ce mode de découpe permet la visualisation de litages internes de la dune, lorsque ces derniers existent, et permet donc d'identifier le rôle des courants de flot et de jusant. Une première observation à l'œil nu a été faite. Puis, pour les carottes prélevées en janvier-février 2014, une analyse via le système SCOPIX (Isabelle Billy, UMR CNRS 5805 EPOC) de radioscopie RX a été réalisée afin d'observer les éléments structurels invisibles à l'œil nu. Ce système est composé d'une source de rayon X couplée à un amplificateur de brillance et une camera CCD 16 bits.

I.4.2. Courantométrie, houle et surcote/décote

Durant cette étude, divers instruments ont permis de mesurer la pression hydraulique et d'en déduire la hauteur d'eau représentative de la marée et de la houle sur les zones de dunes (e.g. Aquadopp, Altus, OBS). Parmi ceux-ci, plusieurs courantomètres ont pu définir les caractéristiques des courants de manière ponctuelle ou, dans la colonne d'eau.

Le courantomètre ponctuel « ADV » (Acoustic Doppler Velocimeter) 10 MHz (© Sontek) est composé d'un émetteur acoustique et de 3 récepteurs, mesurant les 3 composantes de la vitesse instantanée (X, Y, Z), la température de l'eau et la pression. Il peut effectuer 14336 mesures consécutives lors d'un burst (période continue de mesure), à un taux d'échantillonnage défini par l'utilisateur, pour une résolution de 0,1 mm/s et une précision de 1% de la vitesse mesurée. La batterie de l'appareil est externe et particulièrement encombrante (> 50 cm de long et 15 cm de diamètre), ce qui est susceptible de perturber le milieu naturel étudié (affouillement).

Le courantomètre ponctuel « Aquadopp » 2 MHz (© Nortek AS), qui utilise également la technique Doppler, fournit les valeurs des 3 composantes de la vitesse instantanée (E, N, U) ainsi que la vitesse résiduelle, la direction du courant, la température et la pression. Il mesure à une distance de 37 cm du capteur (blanking), selon un intervalle de mesure défini, dans lequel s'insère un intervalle de moyennage des mesures. Par exemple, on peut choisir d'obtenir une mesure toute les 300 secondes, moyennée sur 60 secondes d'acquisition. Sa gamme pour la mesure de vitesse des courants est de ± 10 m/s et sa précision est de 1% de la vitesse mesurée ± 0,5 cm/s.

Le profileur de courant « ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) Sentinel » 1228,8 kHz (© Teledyne RDI) mesure les 3 composantes de la vitesse (E, N, U), la vitesse moyenne, la direction des courants, la rétrodiffusion (indicateur de turbidité) et la température dans l'ensemble de la colonne d'eau, avec une valeur par cellule verticale de dimension définie par l'utilisateur. Il mesure également la pression et peut être équipé d'un module de houle lorsqu'il est placé avec les capteurs vers le haut. Le blanking (zone sans mesure proche des capteurs) est variable et peut être défini par l'utilisateur. La précision des données de vitesse de courants pour cet appareil est de 0,3% de la vitesse mesurée ± 0,3 cm/s et leur résolution est de 0,1 cm/s.

Le logiciel WavesMon (© Teledyne RDI), dédié au profileur de courant « ADCP », permet l'extraction des paramètres de la houle : hauteur significative (H_s), 10% des plus hautes vagues ($H_{1/10}$), période du pic (Tp), période moyenne (Tmean), direction du pic (Dp) et direction moyenne (Dmean). Les valeurs sortantes sont des moyennes sur la taille du burst, choisi par l'utilisateur, soit, sur 60 secondes dans le cas de la campagne de janvier-février 2014.

Pour les campagnes n°1 à 3, les caractéristiques de la houle n'ont pu être mesurées mais peuvent être estimées grâce aux capteurs de pression des altimètres « Altus » quand ceux-ci acquièrent des données à haute fréquence. Le site PREVIMER donne également une indication des valeurs de H_s (hauteur significative = moyenne du tiers des plus fortes vagues) et de direction des vagues sur les champs de dunes étudiés, grâce au modèle WAVEWATCH III (® NORGAS-UG-v3).

Une estimation de la surcote/décote pour la campagne n°4 (janvier-février 2014) a été calculée en soustrayant la hauteur d'eau maximale mesurée en Baie de Somme par l'ADCP Nord (à l'étale de pleine-mer) à la hauteur d'eau maximale prédite sur le site Internet « marée.info », au niveau de la Baie de Somme (Le Crotoy). Afin de valider les résultats obtenus via cette méthode, ces derniers ont été comparés aux surcotes mesurées par les marégraphes les plus proches (Boulogne-sur-Mer et Dieppe) et affichées sur le site Internet « PREVIMER ». L'intérêt de ce calcul est de connaître la différence de niveau d'eau et donc, de profondeur d'eau, induite par ce phénomène de surcote/décote, par rapport à un niveau d'eau contraint par la marée seule.

I.4.3. Turbidité et mesure de flux sédimentaires in situ

Lors de cet axe d'étude de la thèse, 2 types de turbidimètres mesurant la turbidité en NTU (Nephelometric Turbidity Unit) ont été utilisés :

- La sonde « STBD » (© Nke) est un turbidimètre ponctuel utilisant un capteur optique, avec une résolution de ± 0,5 NTU pour une gamme de turbidité de 0-2000 NTU. Cette sonde mesure également la pression et la température.
- Le turbidimètre ponctuel « OBS-5+ » (© Campbell Scientific) mesure de fortes concentrations de sédiment (jusqu'à 200 g/l) ainsi que les valeurs de pression. C'est un

système optique qui utilise un laser infra rouge (780 nm) lui permettant de mesurer la turbidité entre 0,4 et 1 000 NTU à un taux d'échantillonnage maximum de 25 Hz.

En complément, le profileur de courant « ADCP Sentinel » 1228,8 kHz (© Teledyne RDI), présenté précédemment, acquiert des données d'intensité rétrodiffusée en décibels (IdB) dans l'ensemble de la colonne d'eau. Ces données offrent une information de la répartition des MES dans la colonne d'eau et dans le temps (phases de marée).

La calibration de l'OBS-5+ en laboratoire, à partir de sédiments prélevés in situ, permet de convertir les données en NTU en concentration en MES (g/l). Ce procédé consiste à plonger l'appareil dans un bécher rempli d'eau distillée et de sédiment de concentration connue, de mettre son contenu en suspension via un agitateur magnétique et d'enregistrer des données selon la même configuration que celle utilisée in situ. Dans le cadre de cette thèse, l'OBS-5+ n°2, utilisé lors de la campagne de janvier-février 2014, a subi cette calibration à un intervalle de mesure de 5 minutes moyennées sur une minute, pour différents mélanges sédimentaires et concentrations, déterminés à partir des résultats de mesures de concentrations en MES et des analyses granulométriques réalisées sur les prélèvements d'eau.

L'utilisation (pour la calibration) des sédiments issus des pièges à sédiments et des prélèvements d'eau permet que les résultats de la calibration soient représentatifs du transport sédimentaire par suspension. Le premier échantillon sédimentaire utilisé dans la calibration du turbidimètre résulte du mélange de 9 échantillons récoltés le 27/01/2014, lors de la marée M1 (coefficient 57), et issus des prélèvements d'eau. Leur granulométrie présente environ 74 % de sédiment inférieur à 63 µm et 26 % de sédiment entre 63 et 315 µm. Les concentrations choisies pour cet échantillon sont de 5 g/l, 2,135 g/l, 0,8 g/l et 0,3 g/l. Les 4 autres échantillons utilisés ici sont issus du mélange du matériel récolté par les pièges à sédiment et se caractérisent par des fractions granulométriques différentes obtenues par tamisage : mélange n°1 comprenant 20 % de matériel entre 315 et 63 µm et 80% inférieur à 63 µm ; mélange n°2 avec 60 % < 63 µm et 63 < 40% < 315 µm ; mélange n°3 avec 63 µm < 100% < 315 µm ; mélange n°4 caractérisé par 40 % < 63 µm et 63 µm < 60% < 315 µm. Le mélange n°1 a été analysé pour des concentrations de 35 g/l, 13 g/l, 0,8 g/l et 0,3 g/l ; le mélange n°2 pour des concentrations de 5 g/l, 0,8 g/l et 0,3 g/l et les mélanges 3 et 4 pour une concentration de 5 g/l.

Afin d'obtenir une calibration fiable de l'appareil (le dispositif utilisé ne permettant pas une répartition homogène de la concentration en sédiments dans l'eau), chaque mesure de ce dernier a été complétée par un prélèvement d'eau au niveau des capteurs. Les prélèvements sont ensuite analysés selon la méthode expliquée plus tôt (concentration pondérale) afin de définir leur concentration réelle.

Au total, 5 séquences de mesure et de prélèvements par échantillon et concentration sont réalisées et, pour ne pas perturber la mesure de l'OBS-5+, une durée de 6 minutes d'enregistrement (supérieure à la cadence de l'appareil) est respectée avant le prélèvement d'un échantillon d'eau d'environ 100 ml à hauteur des capteurs de l'OBS-5+, grâce à une pompe péristaltique.

Par la suite, les concentrations et valeurs en NTU de chaque séquence de mesures et prélèvements (5 valeurs) sont reportées et croisées sur un graphique Excel (figure II.7), mettant en évidence une relation polynomiale entre la concentration en MES et la mesure en NTU : $y = 2{,}988x^2 + 102{,}15x + 41{,}843$, issue du mélange n°1 de l'échantillon récolté par les pièges à sédiments, où y représente les NTU et x représente la concentration en MES en g/l, avec un R^2 de 0,9767. Cette relation semble la plus réaliste lorsqu'on la compare avec les données in situ dont les valeurs en NTU augmentent d'abord avec la turbidité (jusqu'à 1000 NTU au maximum), avant de diminuer lors des marées les plus turbides, excédant normalement cette valeur seuil de 1000 NTU.

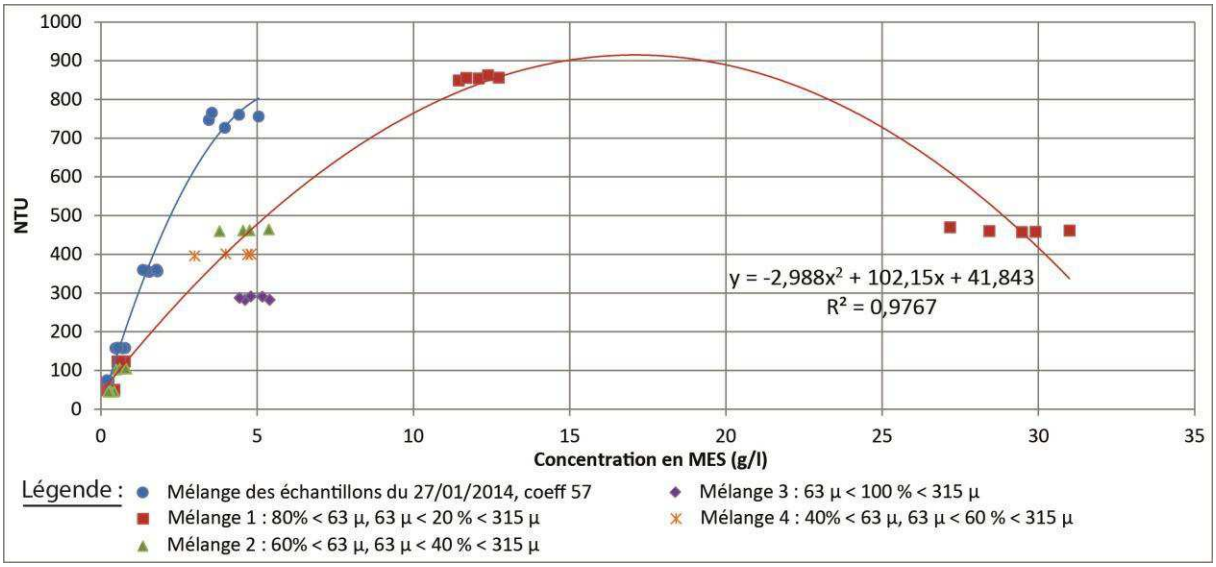


Figure II. 7 : Résultats de la calibration de l'OBS-5+ n°2 utilisé lors de la campagne de janvier-février 2014.

Cette relation a ensuite permis la conversion de l'ensemble des données de l'OBS-5+, de NTU à des concentrations en MES (g/l). Ces valeurs, confrontées à celles des vitesses des courants (m/s) acquises par les Aquadopp n°1 et 3 à une même hauteur (environ 10 cm au-dessus du fond durant les marées M3 à M10 puis, environ 60 cm au-dessus du fond durant les marées M12 à M25), permettent de déterminer des flux de sédiments en suspension in situ ($g/m^2/s$).

I.4.4. Estimation des flux sédimentaires par les formules empiriques et les méthodes du « Dune Tracking » et des différentiels topographiques

Les formules empiriques choisies pour cette étude, ainsi que les méthodes du « Dune Tracking » et des différentiels topographiques (présentées dans le paragraphe I.1 précédent), utilisées dans l'estimation des transports charriés, par suspension et totaux, sont détaillées dans ce paragraphe ainsi que dans la liste de notations.

I.4.4.1. Le charriage

- Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) :

Le transport par charriage Q_b est mesuré en kg/m/s selon l'Eq. (1) :

$$Q_b = \beta(U_{100} - U_{100c})^3 \quad \textbf{(1)}$$

où β est un coefficient de proportionnalité dépendant de la taille du grain, en $kg.m^{-4}.s^2$, U_{100} est la vitesse du courant et U_{100c} est la vitesse critique, toutes deux considérées à 1 m au-dessus du fond.

β est défini par Gadd *et al.* (1978) pour un D_{50} de 180 µm ($\beta_{18} = 7{,}22.10^{-5}$ $g.cm^{-4}.s^2$) et de 450 µm ($\beta_{45} = 1{,}73.10^{-5}$ $g.cm^{-4}.s^2$). Dans ce mémoire de thèse, le coefficient β est mesuré en $kg.m^{-4}.s^2$ selon la relation linéaire β/D_{50}, proposée par Gómez *et al.* (2006) (Eq. (2)) qui ont combiné leurs données aux résultats obtenus par Gadd *et al.* (1978) :

$$\beta = -4.057D_{50} + 3.547 \quad \textbf{(2)}$$

où D_{50} est la taille de grain moyen en mm, avec une valeur de 0,22 mm (campagnes n°3 et 4), 0,23 mm (campagne n°1) ou 0,25 mm (campagne n°2) dans notre cas.

Les valeurs de courants utilisées pour le paramètre U_{100} sont celles mesurées in situ par les courantomètres ADCP, à 1 m au-dessus du fond. La vitesse critique est calculée via l'Eq. (3) suivante (Li & Amos, 1995, *in* Gómez *et al.*, 2010) :

$$U_{100c} = (\tau_{*c}/0.5\rho)^{0.5} \quad \textbf{(3)}$$

utilisant la contrainte de cisaillement critique (τ_{*c}) de Yalin (1977, *in* Gómez *et al.*, 2010), calculée selon la méthode qui suit (Eq. (4)) :

$$\tau_{*c} = \theta(\rho_s - \rho)gD_{50} \quad \textbf{(4)}$$

avec θ étant le paramètre de Shields (1936), ρ_s et ρ étant la densité du sédiment et de l'eau, respectivement ($\rho_s = 2650$ $kg.m^{-3}$ pour le quartz et $\rho = 1000$ $kg.m^{-3}$) et g étant l'accélération due à la gravité (9,81 $m.s^{-2}$).

- Soulsby-van Rijn (1997)

Le transport par charriage Q_b est mesuré en kg/m/s selon l'Eq. (5) suivante :

$$Q_b = A_{sb}\bar{U}\left[\left(\bar{U}^2 + \frac{0.018}{C_D}U_{rms}^2\right)^{1/2} - \bar{U}_{cr}\right]^{2.4}(1 - 1.6\tan\beta)\rho_s \quad \textbf{(5)}$$

où $\bar{U}$ est la vitesse moyenne du courant dans la colonne d'eau et β est la pente du fond. Dans cette équation, A_{sb} est donné par l'Eq. (6) :

$$A_{sb} = \frac{0.005h(D_{50}/h)^{1.2}}{[(s-1)gD_{50}]^{1.2}} \quad \textbf{(6)}$$

avec h étant la hauteur d'eau, s étant la densité relative du sédiment (ρ_s/ρ) et avec un D_{50} équivalent à une taille de grain moyen de 0,00022 m (campagnes n°3 et 4), 0,00023 m (campagne n°1) ou 0,00025 m (campagne n°2) dans notre cas. Le coefficient de dragage dû au courant seul, C_D, est mesuré comme suit (Eq. (7)) :

$$C_D = \left[\frac{k}{\ln\left(\frac{h}{z_0}\right)-1}\right]^2 \quad \textbf{(7)}$$

où k correspond à la constante de von Karman-Prandtl (égale à 0,4) et z_0 est le paramètre de rugosité fixé à 0,006 m pour cette équation par Soulsby (1997).

La vitesse critique du courant, $\bar{U}_{cr}$ est mesurée selon l'Eq. (8), valable pour un D_{50} compris entre 0,1 et 0,5 mm (Soulsby, 1997) :

$$\bar{U}_{cr} = 0.19(D_{50})^{0.1}\log_{10}\left(\frac{4h}{D_{90}}\right) \quad \textbf{(8)}$$

avec un D_{90} de 0,000315 m pour cette étude.

La vitesse orbitale de houle U_{rms} est calculée selon la méthode de Soulsby & Smallman (1986, *in* Soulsby, 2006) via l'Eq. (9) :

$$U_{rms} = \frac{0.25}{(1+At^2)^3}\frac{H_s}{T_n} \quad \textbf{(9)}$$

dans laquelle t correspond au rapport T_n/T_z avec T_n étant la période de mise à l'échelle des vagues ($T_n = (h/g)^{1/2}$ soit, le temps nécessaire aux vagues pour se former dans une certaine profondeur d'eau) et T_z étant la période de passage à zéro (période de la houle mesurée entre 2 passages au niveau de repos Z = 0) déduite de la période de pic, T_p (en secondes), obtenue via les mesures d'ADCP (Tz = 0,7143Tp), comme la hauteur significative de la houle H_s (m). A est donné par l'Eq. (10) :

$$A = [6500 + (0.56 + 15.54t)^6]^{1/6} \quad \textbf{(10)}$$

- <u>La méthode du « Dune Tracking »</u>

Les flux sédimentaires charriés relatifs à la migration des dunes sont mesurés selon la méthode du « Dune Tracking ». Cette technique part du principe que les volumes sédimentaires érodés sur le flanc d'une dune (amont-courant) sont transportés par charriage et

déposés sur son autre flanc (aval-courant). Elle est décrite par Hoekstra *et al.* (2004) et Schmitt & Mitchell (2014) et basée, entre autres, sur les travaux plus anciens de Crickmore (1970) et d'Engel & Lau (1980).

Selon ces auteurs, le flux moyen Qb, après intégration de la longueur d'onde, est mesuré via l'Eq. (11) :

$$Q_b = \frac{c}{\lambda}\int_0^{\lambda}(z(x) - z_0)dx \quad \textbf{(11)}$$

où c est la célérité des dunes (Δx/Δt) en m/s, λ est la longueur d'onde et z est la distance verticale entre la crête de la dune avant et après migration. z_0 est la hauteur de la dune à laquelle $Q_b(x) = 0$ soit, le point de rattachement correspondant à l'altitude la plus basse du creux de dune. L'Eq. (11) est dérivée en Eq. (12) :

$$Q_b = cfH \quad \textbf{(12)}$$

où H est la hauteur de dune (m), $f = V/H\lambda$ est le facteur de forme avec V, la surface de la dune en coupe transversale (m²).

Dans ce mémoire de thèse, l'ensemble des paramètres morphologiques servant au calcul du « Dune Tracking » (z_0, λ, H et V) correspondent à la moyenne des paramètres de la dune entre les temps t_0 et t_1, soit, avant et après sa migration.

Enfin, le flux volumétrique Q_b peut être converti en masse sédimentaire sèche (kg/m/s) par multiplication de l'Eq. (12) par $\rho_s(1- Ø)$, où ρ_s est la densité du grain sableux (2650 $kg.m^{-3}$) et Ø est la porosité du grain (Ø = 0,4 est recommandé par Soulsby, 1997).

- <u>La méthode des différentiels topographiques</u>

A partir de différentiels topographiques (MNTs différentiels) créés via les données de scanner laser 3D par l'intermédiaire du logiciel de SIG « ArcGis » (cf. paragraphes I.4.5 et II.4.3 de ce chapitre), des flux sédimentaires charriés peuvent être estimés en mesurant les volumes sableux érodés et accrétés sur les dunes entre deux dates.

En considérant que le sédiment érodé sur le flanc doux d'une dune (en amont du transport sédimentaire principal) vient alimenter son flanc raide (en aval du transport sédimentaire principal), seuls les volumes accrétés ou érodés seront pris en compte dans le calcul des flux charriés. Comme cette méthode ne permet pas d'estimer le volume de sédiments déplacés là où la topographie reste inchangée entre t1 et t2 (superposition des morphologies de fond entre ces deux moments), la valeur la plus forte mesurée, entre volume d'accrétion et volume d'érosion, sera alors considérée comme le volume charrié minimal.

Le volume sédimentaire ainsi déterminé (en m^3) peut alors être converti en masse sédimentaire déplacée par période, en le multipliant par ρ_s ($2{,}65.10^6$ g/m^3). En considérant la surface du champ de dunes analysée, on obtient une valeur de masse par unité de surface (g/m²) à laquelle on peut intégrer le temps d'immersion des dunes (enregistré sur la période

considérée), afin d'obtenir une estimation de flux moyen en g/m²/s. Enfin, si la période considérée correspond à plusieurs cycles de marées semi-diurnes successifs, le transport net minimum par marée (T/m²/marée) est obtenu en divisant le transport par période par le nombre de cycles de marées qu'il représente.

I.4.4.2. La suspension

- Soulsby-van Rijn (1997)

Afin de confronter les résultats obtenus par le turbidimètre aux estimations de flux en suspension par les formules empiriques, la méthode de Soulsby-van Rijn (1997) a été employée. Cette formule, comprenant des paramètres semblables à la formule de charriage de Soulsby-van Rijn (1997) vue précédemment, prend en compte l'action conjointe de la houle et des courants. Elle permet la mesure du transport par suspension Q_s, mesuré en kg/m/s selon l'Eq. (13) suivante :

$$Q_s = A_{ss}\bar{U}\left[\left(\bar{U}^2 + \frac{0.018}{C_D}U_{rms}^2\right)^{1/2} - \bar{U}_{cr}\right]^{2.4}(1 - 1.6\tan\beta)\rho_s \quad \textbf{(13)}$$

où A_{ss}, qui est lié à la suspension, remplace A_{sb}, lié au charriage dans l'Eq. (5). A_{ss} est mesuré comme suit (Eq. (14)) :

$$A_{ss} = \frac{0.012 D_{50} D_*^{-0.6}}{[(s-1)gD_{50}]^{1.2}} \quad \textbf{(14)}$$

Les autres paramètres sont mesurés selon la méthode de Soulsby-van Rijn (1997), développée dans la partie sur le charriage.

I.4.4.3. Le transport total

- Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986)

Le transport total Q_t est calculé en kg/m/s selon l'Eq. (15) :

$$Q_t = K\rho U_*^3\left[\frac{\rho_s}{(\rho_s - \rho)g}\right] \quad \textbf{(15)}$$

où U_* est la vitesse de frottement sur le fond et où K est le coefficient de transport de Bagnold mesuré comme suit (Eq. (16)) :

$$K = A\left[\frac{\tau_0 - \tau_c}{\tau_c}\right]^B \quad \textbf{(16)}$$

avec A et B, un coefficient et un exposant dépendant de la granulométrie, estimés par Guy *et al.* (1966) comme étant de 0,0080 et 2,750, respectivement, pour un D_{50} de 0,22 mm (A = 0,0096 et B = 2,646 pour un D_{50} de 0,23 mm ; A = 0,0135 et B = 2,464 pour un D_{50} de 0,25 mm). La tension de frottement τ_0 et la tension critique τ_c sont calculées via l'Eq. (17) et l'Eq. (18), respectivement, où U_{*c} représente la vitesse critique.

$$\tau_0 = \rho U_*^2 \quad \textbf{(17)}$$

$$\tau_c = \rho U_{*c}^2 \quad \textbf{(18)}$$

- Soulsby-van Rijn (1997)

La composante des formulations du charriage (Eq. (5)) et de la suspension (Eq. (13)) de Soulsby-van Rijn (1997) permet la mesure du transport total selon l'Eq. (19) :

$$Q_t = A_s \bar{U} \left[\left(\bar{U}^2 + \frac{0.018}{C_D} U_{rms}^2 \right)^{1/2} - \bar{U}_{cr} \right]^{2.4} (1 - 1.6\tan\beta)\rho_s \quad \textbf{(19)}$$

où A_s est la somme des paramètres A_{sb} et A_{ss} définis plus tôt (Eq. (6) et (14)).

I.4.5. Topographie par scanner laser 3D et altimétrie

- Afin de connaître les **variations altimétriques du fond** en un point fixe, et ainsi, de reconstituer en partie l'évolution morphologique des dunes durant une phase de marée, des altimètres de type « Altus » (© Nke, Ifremer ; Jestin *et al.*, 1998) ont été utilisés. Il s'agit d'altimètres ultrasons fonctionnant sur le principe d'un échosondeur avec une fréquence du transducteur acoustique (placé sur un support) de 2MHz, une ouverture de 3,6° et un module indépendant comprenant un capteur de pression enregistrant la hauteur d'eau jusqu'à 20 m. Cet appareil enregistre 1 à 4 seuils de détections d'énergie acoustique reçue, permettant de situer précisément l'interface eau/sédiment. Placé entre 20 et 70 cm au-dessus du fond, il mesure les variations altimétriques du fond avec une précision de 2 mm et une résolution de 0,6 mm.

- Dans le but d'acquérir des **données topographiques** haute résolution des champs de dunes durant la basse-mer, un scanner laser 3D « Leica ScanStation C10 » (© LEICA Geosystems) a été utilisé. Cet appareil, dont la portée va jusqu'à 300 m (albédo 0,9), utilise un laser vert (532 nm visible) à une fréquence de 50 000 points/seconde. La résolution (faible, moyenne, haute ou très haute) est choisie sur le terrain au moment de l'acquisition et détermine le nombre de points de mesure effectués ainsi que le temps d'acquisition. A une distance de 100 m du scanner, elle sera de 0,2, 0,1, 0,05 ou 0,02 m pour les résolutions faible,

moyenne, haute et très haute, respectivement. Le temps d'acquisition, d'environ 6 minutes en résolution moyenne, augmente avec la résolution (haute, très haute). Le scanner laser 3D a été configuré pour mesurer des points topographiques autour d'une station fixe, en réalisant une rotation horizontale de 360° et un mouvement vertical de 270°. Le nombre de stations effectuées peut être augmenté afin d'assembler les points topographiques acquis et d'augmenter ainsi la résolution et/ou l'expansion géographique des données lors du post-traitement, grâce au scan d'au moins 2-3 cibles fixes, via le principe de triangulation.

Malgré la qualité d'acquisition permise par ce matériel, le scanner laser 3D est purement terrestre et n'enregistre aucune donnée au niveau des zones en eau. Il ne permet donc pas la connaissance topographique de nombreux creux de dunes intertidales de la Baie de Somme où subsiste souvent, à basse-mer, une eau résiduelle apportée par la marée précédente. De plus, la configuration des champs de dunes étudiés entraîne la présence d'autres zones sans mesures, dues à la corrélation entre hauteur de l'appareil au-dessus des dunes, angle du laser, hauteur des dunes et angle des flancs de dunes. En effet, ces paramètres déterminent des zones d'ombre que le faisceau laser ne peut atteindre, comme certains flancs de dunes trop éloignées du scanner. Ainsi, plus on s'éloigne des stations de levé topographique et plus il y a de zones d'ombre. Les crêtes sont toutefois toujours atteintes par le laser.

Les mesures issues du scanner laser 3D doivent être corrélées à celles d'un GPS afin de permettre l'obtention d'un nuage de points de coordonnées géographiques et altimétriques connues. Dans le cadre de cette thèse, le GPS « Leica Viva GNSS GS15 » (©LEICA Geosystems) a été utilisé en configuration de post-traitement, permettant une précision horizontale de 3 mm + 0,1 ppm et une précision verticale de 3,5 mm + 0,4 ppm, pour des phases d'observations longues sur le terrain (environ 1h30).

Une fois ces acquisitions effectuées, le post-traitement des données GPS est réalisé via le logiciel « LEICA Geo Office (© LEICA Geosystems) » qui permet d'associer les données brutes acquises par le GPS aux données de stations du Réseau GNSS Permanent (RGP) les plus proches du site d'étude (site Internet rgp.ign.fr), afin d'augmenter la précision des coordonnées du point de levé. Un traitement des données de scanner laser 3D est réalisé via le logiciel « Cyclone REGISTER (© LEICA Geosystems) », constitué de plusieurs modules permettant la jonction des données acquises à différentes stations de scans à une même date (obtention d'un seul nuage de points par date), le géoréférencement des points topographiques par ajout des coordonnées issues du GPS, le nettoyage du nuage de points obtenu (retrait des appareils de mesure, personnes et points aberrants scannés) et son export.

Suite à cet export, l'utilisation du logiciel de SIG « ArcGis 10 » (© Esri France) permet la réalisation de TINs (Triangulated Irregular Network) ou de MNTs (Modèles Numériques de Terrain) et la digitalisation des crêtes de dunes pour les dates d'acquisition de données topographiques et GPS. Ce traitement permet de connaître la morphologie et de quantifier les paramètres morphométriques (longueur d'onde, hauteur, etc.) des dunes en un instant t, mais permet également de comparer temporellement ces paramètres afin de définir les modifications morphologiques globales du champ de dunes (sinuosité, polarité…) ainsi que les taux de migration des dunes selon leur localisation.

Etant donné l'incapacité du scanner laser 3D à étudier les zones en eau et les zones d'ombre, les données ont été interpolées de façon linéaire au niveau des creux de dunes et de certains flancs de dunes afin de créer les TINs. L'altitude de la plupart des creux de dunes est donc surestimée par rapport à la réalité (de quelques centimètres à une vingtaine de centimètres selon les zones). L'étude de l'évolution morphologique transversale des dunes (des creux à la crête) s'est faite au centre du champ de dunes, au niveau de la zone d'instrumentation, là où la couverture topographique est la plus complète et la plus fiable.

- La superposition des données terrestres de scanner laser 3D (coupes transversales aux crêtes de dune, réalisées sur les TINs via le logiciel ArcGis) et des données sous-marines d'Altus (variations altimétriques en plusieurs points du profil de coupe) peut permettre de reconstituer une partie du profil de dune à différents moments de la marée (durant l'immersion) et d'analyser ainsi ses variations. Cette méthode a été utilisée lors de la dernière campagne de mesure sur les dunes (janvier-février 2014), où un nombre suffisant d'Altus (4) était disposé transversalement à une dune, de la crête au creux. Cette disposition a ainsi permis une reconstitution partielle et schématique de la mobilité du fond au niveau du profil est-ouest de cette dune, pour plusieurs moments de la marée, par extrapolation entre les 4 points d'altitude variable connue avec précision. De plus, grâce à cette méthode, aux mesures de hauteur des capteurs des Altus et à l'observation in situ durant les basses-mer de la campagne n°4, des coupes schématiques 3D des dunes (représentant leur morphologie durant ces basses-mers) ont pu être réalisées. Celles-ci mettent en évidence les variations de polarité, de symétrie, ainsi que le sens et les taux de migration des dunes pour un pas de temps d'environ 2 cycles de marée.

II. Méthodologie à l'échelle globale et à long terme

II.1. Stratégie d'étude

L'étude de l'évolution morpho-sédimentaire de la Baie de Somme est réalisée dans le but de mettre en évidence la dynamique sédimentaire récente du milieu : **(i)** à l'échelle des saisons, qui sont caractérisées par des conditions météorologiques et hydrodynamiques différentes (e.g. été et hiver) ; **(ii)** à l'échelle de l'année, soumise à des conditions météorologiques et hydrodynamiques plus variables ; **(iii)** à l'échelle des dernières années à décennies, enregistrant des changements globaux plus importants, sur lesquels se basent notamment les décisions concernant les mesures de gestion intégrée et d'aménagement. Elle nécessite l'emploi d'une stratégie d'étude adaptée et l'utilisation d'un matériel approprié, sur une zone complexe de grande emprise (composée des domaines côtier, intertidal et subtidal), comportant de nombreuses entités sédimentaires distinctes, dont les caractéristiques et l'évolution diffèrent fortement en fonction de leur localisation et des caractéristiques des forçages.

Ce second axe d'étude de la thèse s'intéresse ainsi à l'évolution de la distribution des sédiments superficiels de la Baie de Somme, à la répartition et aux caractéristiques morphométriques des dunes du domaine intertidal, à l'évolution morphodynamique de l'estran sableux (mobilité des chenaux tidaux, des barres/bâches, des dunes et bilans sédimentaires) et du trait de côte. En complément, une caractérisation générale des fonds subtidaux proches de la baie est réalisée.

- L'étude de la **couverture sédimentaire** de la Baie de Somme et de son évolution est importante pour la compréhension de sa dynamique et de son évolution morphodynamique à long terme. La distribution des sédiments superficiels dans la baie en fonction de leurs particularités sédimentologiques (grain moyen, tri, etc.) est un indicateur fort de la dynamique sédimentaire. La comparaison diachronique de cette distribution, à des pas de temps décennaux, montre les changements déjà établis dans la baie et peut permettre en partie de prédire ceux à venir. Pour identifier les caractéristiques sédimentologiques des sédiments actuels de la baie, des prélèvements sédimentaires, réalisés avec des méthodes simples, ont subi une analyse granulométrique et calcimétrique.

- Comme cité antérieurement, la zone intertidale de la Baie de Somme est largement recouverte de **morphologies de fond** et notamment, de dunes sableuses. En accord avec l'étude de ces dunes à l'échelle fine, une étude globale de ces morphologies de fond s'impose, dans le but d'analyser leur répartition dans la baie et de mesurer leurs paramètres morphométriques. L'analyse de liens éventuels entre morphologie et répartition des dunes est intéressante pour définir la présence ou non de familles de dunes liées aux variations géographiques des forçages dans la baie. De plus, une confrontation avec les résultats de l'étude menée à l'échelle fine et aux pas de temps courts pourrait permettre d'estimer l'évolution morphodynamique de ces dunes à l'échelle de la baie. Pour ce faire, l'emploi d'instruments topographiques tels que le LiDAR aéroporté est avantageux, ce dernier constituant un excellent outil, de plus en plus utilisé dans l'étude des littoraux pour sa rapidité d'acquisition sur de grandes surfaces (e.g. Chust *et al.*, 2010 ; Pe'eri & Long, 2011 ; Gluard, 2012 ; Levoy *et al.*, 2013 ; Montreuil *et al.*, 2014 ; Krolik-Root *et al.*, 2015).

- Matérialisés, modifiés ou détruits selon le transport sédimentaire, **les chenaux tidaux et le trait de côte** constituent 2 grands ensembles sédimentaires de la Baie de Somme, qui représentent des enjeux majeurs pour les activités humaines. Les problématiques liées à l'évolution du trait de côte, fortement peuplé, se font de plus en plus présentes dans le monde, d'autant plus dans le contexte actuel d'élévation du niveau marin. En Baie de Somme, certaines activités, considérées comme des enjeux forts (pêche, navigation), sont dépendantes des modifications subies par les chenaux tidaux, qui déterminent l'accès à la mer depuis les 3 ports de la baie. L'étude de l'évolution morphodynamique de ces 2 entités sédimentaires se révèle donc intéressante et peut être effectuée à l'échelle pluriannuelle, grâce aux photographies aériennes verticales et aux données de LiDAR, tout comme l'observation de la répartition des **dunes intertidales** et des **systèmes de barres/bâches** qui caractérisent l'estran sableux de la baie de Somme.

- Le secteur intertidal de la baie de Somme, très exposé aux forçages (notamment aux forçages hydrodynamiques marins), représente un important disponible sédimentaire. Dans le contexte actuel de comblement de la Baie de Somme, il est nécessaire de quantifier l'évolution morphodynamique de ce secteur par l'intermédiaire de **bilans sédimentaires**. Dans cette idée, les données topographiques de LiDAR constituent le meilleur outil disponible pour aboutir à ces résultats, pour des pas de temps saisonniers, annuels ou de 2-3 ans.

- Enfin, l'observation des fonds subtidaux permet d'apporter un regard plus large et complet sur les caractéristiques de la dynamique sédimentaire en Baie de Somme et, plus particulièrement, sur les échanges sédimentaires entre le large et le littoral. Mais, elle nécessite beaucoup de temps d'acquisition (campagnes en mer) et de traitement, pour une couverture moins importante que celles des campagnes réalisées en domaine intertidal. La caractérisation des fonds subtidaux peut être de plusieurs natures (morphologique, sédimentologique, etc.) et s'effectue ici via des enregistrements vidéos du fond, des prélèvements sédimentaires et des acquisitions de données de bathymétrie, d'imagerie et de sismique réflexion. Dans le cadre de cette étude, suite à un manque de temps, la plupart des données subtidales n'ont pu être traitées et analysées mais leur observation lors des campagnes en mer permet d'établir des perspectives d'étude intéressantes.

II.2. Campagnes effectuées et emprises associées

Durant cette thèse, et en amont, plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées sur les domaines intertidal et subtidal de la Baie de Somme, afin d'acquérir des données diverses permettant de répondre aux objectifs d'étude détaillés précédemment. Ainsi, les données de 6 levés topographiques de LiDAR, 3 campagnes de prélèvements sédimentaires (dont 1 réalisée dans le cadre de cette thèse), 2 campagnes en mer, comportant chacune 2 legs (réalisées dans le cadre de cette thèse), et 8 missions de photographies aériennes verticales, ont été utilisées dans cet axe d'étude de la Baie de Somme aux pas de temps longs.

La figure II.8 présente la couverture géographique large de la plupart des campagnes utilisées, à l'exception de celles des photographies aériennes. Les campagnes de topographie LiDAR se cantonnent à la zone intertidale de la baie. Celles-ci englobent la totalité de cette zone, à l'exception des campagnes n°2, 4 et 6, présentées dans la figure II.8, pour lesquelles la partie externe de la baie est bien couverte tandis que la partie interne ne comporte que 2 radiales : une longitudinale et une transversale à la baie. Les campagnes de prélèvements sédimentaires se concentrent également en domaine intertidal, plus facile à échantillonner avec précision, sur une aire plus ou moins vaste en fonction du temps disponible (faible emprise en 1985 et 1990 et grande emprise en 2013). Les campagnes en mer, quant à elles, recouvrent en majorité la zone subtidale et en minorité la partie intertidale de la baie, au niveau des chenaux navigables.

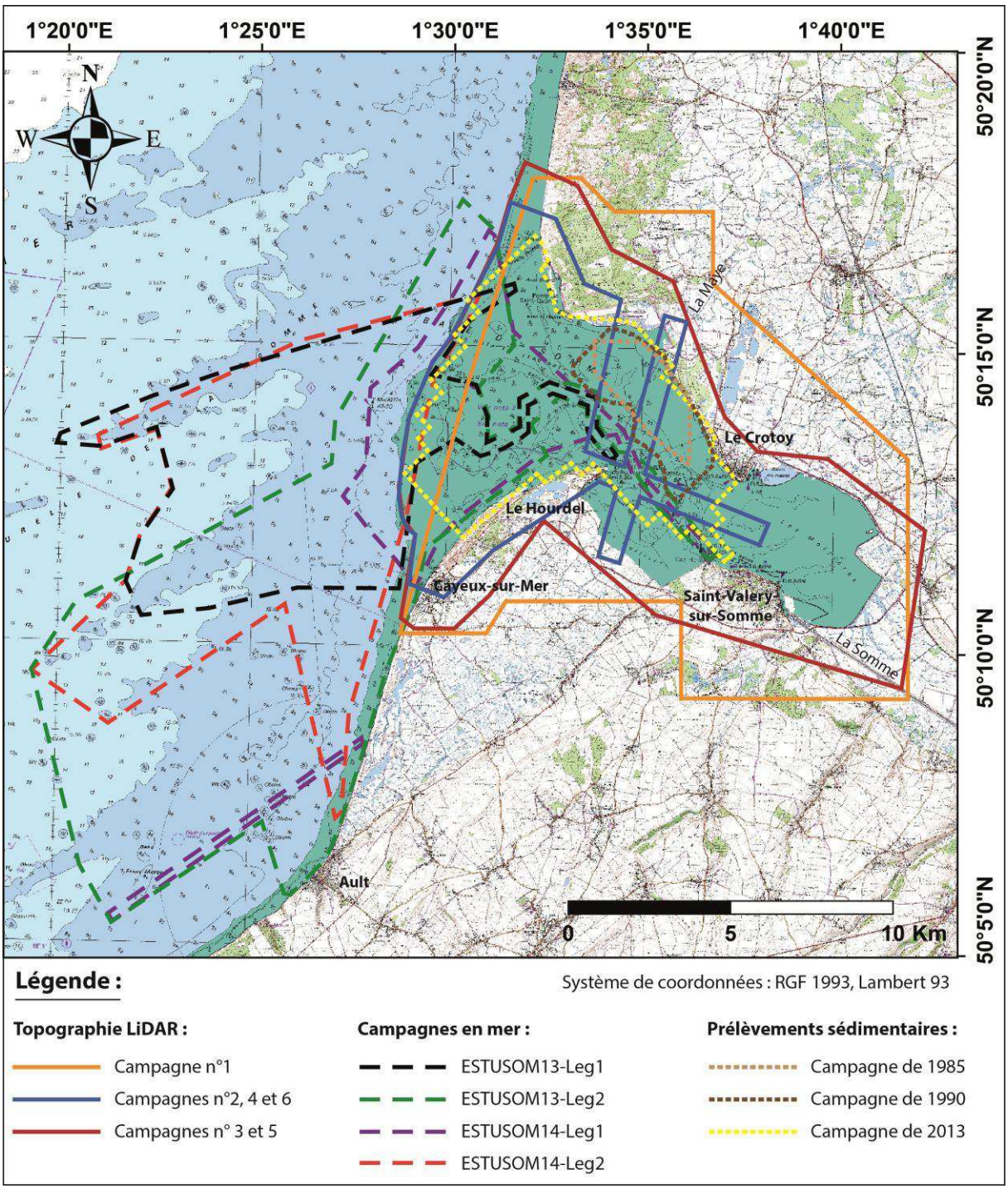


Figure II. 8 : Localisation et emprise géographique des données acquises lors des différentes campagnes menées à l'échelle de la baie (fond de carte « SCAN Littoral®, © IGN »).

L'ensemble des campagnes a été réalisé lors de périodes différentes de l'année, plus ou moins longues, intégrant des conditions de forçages hétérogènes. Cette disparité entre les missions résulte souvent d'un choix adapté à la stratégie d'étude établie, visant dans la plupart des cas à pouvoir effectuer des comparaisons saisonnières, interannuelles et pluriannuelles. Les informations sur les campagnes exploitées sont regroupées dans le tableau II.6.

Tableau II. 6 : Campagnes utilisées dans le cadre de l'étude globale de la Baie de Somme à long terme. Les numéros et/ou noms de campagnes notés dans ce tableau correspondent à ceux utilisés sur la figure II.8.

CAMPAGNES

Type	N°	Nom	Dates	Saison	Zone	Emprise (km^2)
Topographie LiDAR	**1**		17/02 - 08/03/2011	Hiver	Intertidale	160
	2		28/09/2011	Automne	Intertidale	58
	3		02/06/2012	Printemps	Intertidale	130
	4		18/11/2012	Automne	Intertidale	55
	5		01/04/2013	Printemps	Intertidale	130
	6		04/11/2013	Automne	Intertidale	55
Prélèvements sédimentaires	**1**	**Campagne de 1985**	06/1985		Intertidale	6
	2	**Campagne de 1990**	09/1990		Intertidale	10
	3	**Campagne de 2013**	13 - 15/02/2013	Hiver	Intertidale	53
			09 - 10/04/2013	Printemps	Intertidale	
			09 - 11/07/2013	Eté	Intertidale	
			19 - 22/08/2013	Eté	Intertidale	
Campagnes en Mer	**1**	**ESTUSOM13-Leg1**	02 - 27/03/2013	Hiver - Printemps	Subtidale	83
	2	**ESTUSOM13-Leg2**	14/09 - 09/10/2013	Eté - Automne	Subtidale	158
	3	**ESTUSOM14-Leg1**	29/03 - 11/04/2014	Printemps	Subtidale	40
	4	**ESTUSOM14-Leg2**	16 - 28/09/2014	Eté - Automne	Subtidale	90
Photographies aériennes verticales	**1**	**BD-Ortho historique**	1947		Intertidale	
	2	**BD-Ortho historique**	1952			
	3	**BD-Ortho**	1977			
	4	**BD-Ortho**	1982			
	5	**BD-Ortho**	2000			
	6	**BD-Ortho**	2001			
	7	**BD-Ortho**	2007			
	8	**BD-Ortho**	2011			

Concernant les levés de LiDAR aéroporté, ceux de plus faible emprise (n° 2, 4 et 6) ont toujours été réalisés en automne tandis que ceux de plus grande emprise (n°1, 3 et 5) ont été effectués en hiver (n°1) ou au printemps (n°3 et 5).

Les campagnes de prélèvements sédimentaires, quant à elles, se sont déroulées sur plusieurs dates et ont posé de nombreux problèmes d'accessibilité, nécessitant l'emploi de matériels variés (zodiac, benne). Pour ces missions, l'emprise des échantillons récoltés est également basée sur les sous-unités estuariennes définies par Dupont (1981). Seules les zones sableuses et vaso-sableuses intertidales sont échantillonnées, et les zones végétalisées de schorre ne sont par conséquent par couvertes.

Les campagnes en mer, permettant l'acquisition d'un nombre important de données, ont été réalisées à un pas de temps saisonnier en 2013 et 2014. Leur emprise géographique varie en fonction du temps imparti (influencé par les conditions météorologiques et hydrodynamiques) et de la stratégie employée pour chaque campagne.

Enfin, la sélection des années de clichés aériens utilisés lors de la thèse est dépendante de la qualité de ces clichés, du moment de prise de vue par rapport à la marée (basse-mer ou pleine-mer de vive-eau ou de morte-eau) et de l'emplacement sur le littoral étudié.

II.3. Méthodologie employée lors des campagnes

Les techniques d'étude et outils employés lors des différentes campagnes sont entièrement dépendants des caractéristiques des secteurs étudiés (intertidaux ou subtidaux) et diffèrent donc entre chaque campagne, comme les objectifs scientifiques qui les caractérisent.

II.3.1. Les campagnes LiDAR

Les 6 levés LiDAR réalisés ont permis l'acquisition de données topographiques au pas de temps saisonniers, dont les caractéristiques sont recensées dans le tableau II.7. L'intérêt de ces acquisitions dans cette étude est d'obtenir une connaissance de la topographie des fonds intertidaux, des paramètres morphométriques et de la répartition des formes de fond qui les recouvrent, d'observer l'évolution morpho-sédimentaire des fonds et d'estimer des bilans sédimentaires. Ces données permettent aussi de déterminer l'emplacement du trait de côte et des chenaux tidaux et d'étudier leurs déplacements dans le temps.

Tableau II. 7 : Caractéristiques des campagnes de LiDAR topographique aéroporté utilisées durant la thèse.

CAMPAGNES TOPOGRAPHIQUES LiDAR						
N°	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Dates	17/02 - 08/03/2011	28/09/2011	02/06/2012	18/11/2012	01/04/2013	04/11/2013
Type de LiDAR		ALS60 (© LEICA Geosystems) de l'équipe CIRCLE (UMR CNRS 6143 M2C, Université de Caen Basse-Normandie, Caen)				
Système de coordonnées	RGF93	RGF93	RGF93	RGF93	RGF93	RGF93
Résolution horizontale (m)		0,10 - 0,17	0,10 - 0,17	0,10 - 0,17	0,10 - 0,17	0,10 - 0,17
Précision verticale (m)	0,3 (0,15 en terrain dégagé)	0,07 - 0,09	0,07 - 0,09	0,07 - 0,09	0,07 - 0,09	0,07 - 0,09
Maillage (m)	1	1	1	1	1	1
Base de données - producteur	RGE® ALTI / IGN, SHOM	SO-DYC / CLAREC (M2C)	CLAREC (M2C)	SO-DYC / CLAREC (M2C)	CLAREC (M2C)	SO-DYC / CLAREC (M2C)
Propriétaire	DREAL Picardie	2, 4, 6 : UMR CNRS 6143 M2C Universités de Caen et de Rouen 3, 5 : UMR CNRS 6143 M2C Université de Rouen – Région Picardie				

Les campagnes de plus faible emprise (n°2, 4 et 6), présentées antérieurement, correspondent à celles menées dans le cadre du SNO (Service National d'Observation) DYNALIT (Dynamiques du Littoral et du Trait de Côte), anciennement nommé SO-DYC

(Service d'Observation de la DYnamique du trait de Côte), sur la base de financements émanant du SO-DYC et de la SFR SCALE (Région Haute-Normandie). Elles ont toutes été menées en automne.

Les campagnes de plus grande emprise (n°3 et 5), couvrant la totalité de la zone intertidale, ont été réalisées dans le cadre de l'ancien projet CLAREC (Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtiers), dorénavant devenu le plateau scientifique et technique CIRCLE (Contrôle, Innovation et Recherche en Cartographie Laser de l'Environnement), par le biais d'une convention établie entre l'UMR CNRS 6143 M2C-Université de Rouen et la Région Picardie (financement Région Picardie - FEDER). Ces levés ont été réalisés au printemps et, comme ceux du SO-DYC, possèdent une bonne résolution horizontale (± 0,10 - 0,17 m), adaptée à la visualisation des formes de fond telles que les dunes, et une forte précision verticale (± 0,07 - 0,09 m).

La seule campagne hivernale, effectuée en 2011, entre dans le cadre des acquisitions de données du RGE Alti® de l'IGN (Institut National Géographique) et du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) et nous a été fournie par la DREAL Picardie (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement). Celle-ci, de plus grande emprise terrestre que les autres, est caractérisée par une précision verticale plus faible (± 0,3 à 0,15 m en terrain dégagé).

L'ensemble des 6 levés de LiDAR comporte le même maillage des données, soit, une valeur topographique par mètre carré, et les campagnes menées dans le cadre du SO-DYC et du projet CLAREC ont utilisé exactement le même appareil de mesure, un ALS60 (© LEICA Geosystems).

Face à ces données de grande emprise recouvrant des entités géologiques distinctes (schorre et slikke), impactées différemment par les forçages en fonction de leur nature et de leur localisation dans la baie, le choix de diviser l'étude en plusieurs parties lors de la mesure des bilans sédimentaire s'est imposé. Ce dernier est fait dans l'idée de distinguer les tendances évolutives (accrétion, érosion ou stabilité) des différents secteurs (dynamiques ou comblés, exposés aux forçages ou abrités) et de réduire l'incertitude des résultats, en séparant notamment les zones nues (slikke) des zones de végétation (schorre), ces dernières induisant des erreurs dans la détection des fonds par le LiDAR.

II.3.2. Les campagnes de prélèvements sédimentaires

Dans cette étude, les données de 3 campagnes de prélèvements sédimentaires, dont 2 antérieures à la thèse, ont été utilisées dans le but de connaître les paramètres sédimentologiques de la couche sédimentaire supérieure de la baie pour ces 3 années de campagnes, ainsi que leur répartition, et d'établir une comparaison entre les 3 missions pour observer l'évolution de cette couche sédimentaire. La localisation des échantillons issus de ces missions est présentée dans la figure II.9.

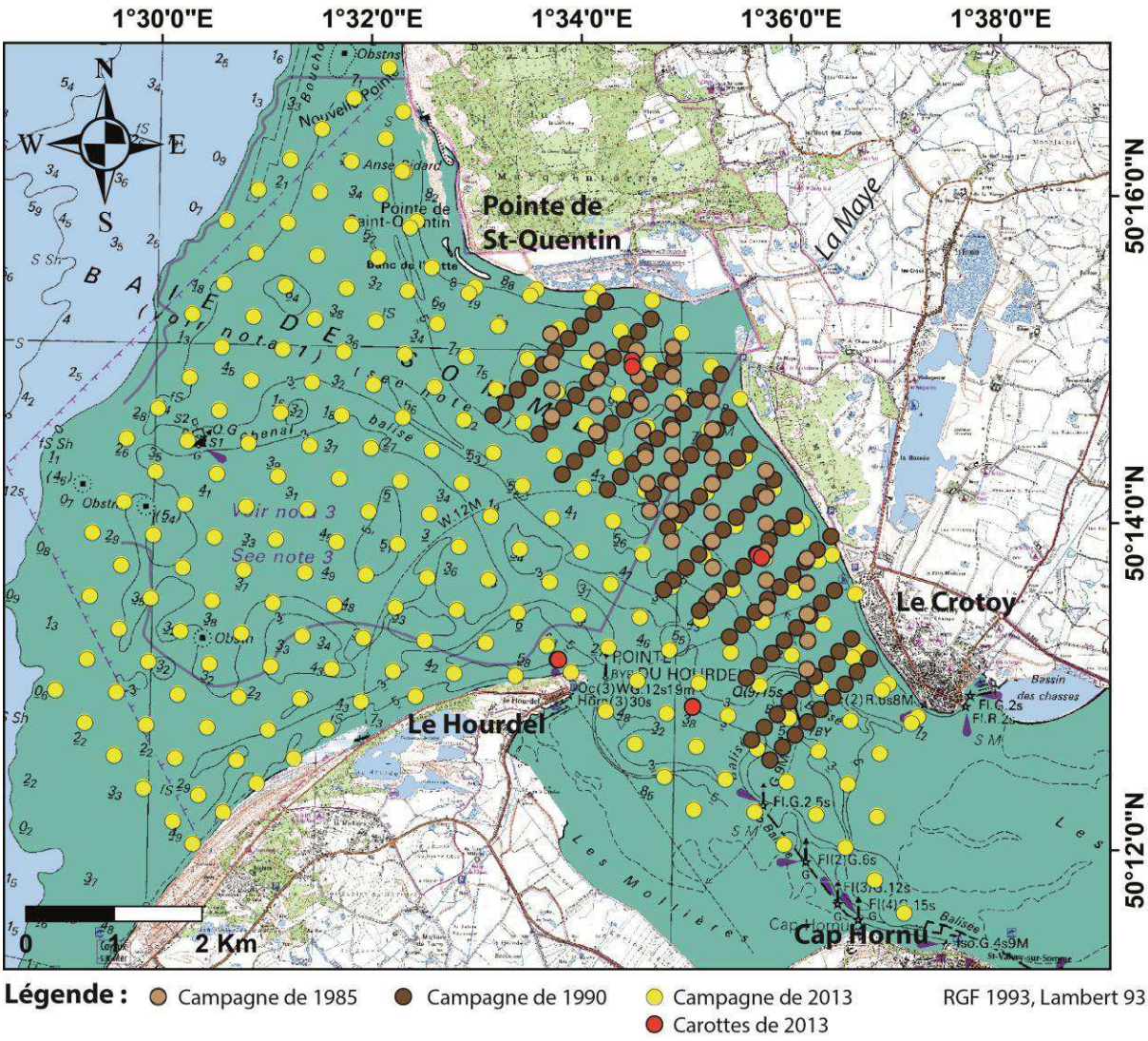


Figure II. 9 : Carte de la répartition des prélèvements sédimentaires effectués lors des campagnes de 1985, 1990 et 2013.

Les campagnes de juin 1985 et septembre 1990 ont été menées par l'association GEMEL (Groupe d'Etude des Milieux Estuariens et Littoraux) et l'Université de Rouen, dans le cadre d'une étude sédimentologique de la Baie de Somme. Elles représentent une couverture partielle mais, toutefois importante, de la baie, et peuvent donc être localement comparées à la campagne de 2013. En juin 1985, 50 échantillons ont été prélevés selon un maillage de 310 m environ tandis qu'en septembre 1990, 142 échantillons ont été récupérés suivant une maille d'environ 200 m.

La campagne de 2013, mise en place dans le cadre de cette thèse, a succédé à une série de carottes effectuées en 4 points de la baie (figure II.9), destinées à déterminer l'épaisseur de prélèvement sédimentaire adéquate à une bonne représentativité de la couverture sédimentaire superficielle. Ces carottes, prélevées au niveau de l'estuaire de La Maye, entre ce dernier et Le Crotoy, au niveau de la pointe du Hourdel (près du cordon de galets) et en bordure du chenal principal (entre le Hourdel et Le Crotoy), montrent une composition sédimentaire

homogène dans les 5 premiers centimètres (annexe II.2). Il a donc été décidé de prélever les 4 cm supérieurs du fond quand cela était possible.

Lors de cette campagne de 2013, 230 échantillons sédimentaires ont été récoltés durant 4 périodes de terrain distinctes, selon un maillage de 500 m déterminé à l'avance sous SIG, et permettant de couvrir une grande zone de la baie, tout en ayant une assez bonne résolution spatiale. La première s'est faite en février, au niveau de zones accessibles à pied (de la pointe de Saint-Quentin au Crotoy et en face du cordon de galet du Hourdel). Elle a demandé le déploiement de 3 équipes de 2 personnes durant 3 jours, autour de la basse-mer de marées de vives-eaux (coefficients 85 à 104), permettant un temps plus important de travail sur le terrain. La localisation des prélèvements était obtenue grâce à un GPS d'une précision de ± 10 m. Lorsque la coordonnée géographique du prélèvement à faire se situait sur une dune, 2 prélèvements étaient alors réalisés : un sur la crête et un dans le creux. Les périodes de terrain suivantes se sont déroulées à l'aide d'un zodiac et d'une benne Ekman, dans des conditions plus ou moins clémentes, avec parfois de la houle et des courants augmentant la difficulté des prélèvements, la précision des coordonnées s'en trouvant donc réduite. Ceux-ci étaient localisés dans les zones inaccessibles à pied telles que les chenaux ou le delta de marée.

II.3.3. Les campagnes en mer

Durant la thèse, 2 campagnes en mer divisées chacune en 2 legs ont été réalisées avec un pas de temps saisonnier destiné à l'analyse des variations inter-saisonnières des fonds subtidaux : les campagnes ESTUSOM13 et ESTUSOM14, conduites par l'UMR CNRS 6143 M2C (Université de Rouen). D'autres campagnes ont été conduites antérieurement à cette thèse, permettant, in fine, de disposer de données sur un pas de temps de plusieurs années : ESTUNORD09 et ESTUNORD10 (UMR CNRS 6143 M2C et UMR CNRS 8157 Géosystèmes) ; RECOSOM (IFREMER-REM/GM/LES, UMR CNRS 6143 M2C et UMR CNRS 8157 Géosystèmes).

Les 2 campagnes réalisées pendant la thèse ont eu lieu sur la vedette océanique Haliotis de l'IFREMER et avaient pour but de disposer de données sur le domaine subtidal en vue d'analyser la continuité terre-mer, afin d'établir des liens entre évolutions dynamiques au large et au niveau du littoral et de déterminer les transferts sédimentaires existants entre ces 2 domaines. La localisation d'une partie des données obtenues lors de ces campagnes est présentée dans la figure II.10.

La stratégie d'étude adoptée lors de ces campagnes en mer consiste à acquérir simultanément des données de bathymétrie, imagerie, sismique et des données RoxAnn, aux niveaux de profils croisés, et d'acquérir ponctuellement des échantillons sédimentaires ainsi que des vidéos du fond grâce à un ROV (Remotely Operated Vehicle).

La disposition des profils permet de couvrir la zone la plus vaste possible avec des parties comportant de nombreux profils accolés (boîtes) et de grands profils parallèles (OSO-ENE, large-littoral) ou perpendiculaires (NNO-SSE) aux courants. Les profils les plus éloignés de la côte sont réalisés au plus près des moments de basse-mer tandis que les profils

proches de la côte et dans la zone interne de la baie, sont réalisés autour de la pleine-mer, et ce, pour des raisons de tirant d'eau du bateau et de largeur de fauchée qui se réduit avec la hauteur d'eau.

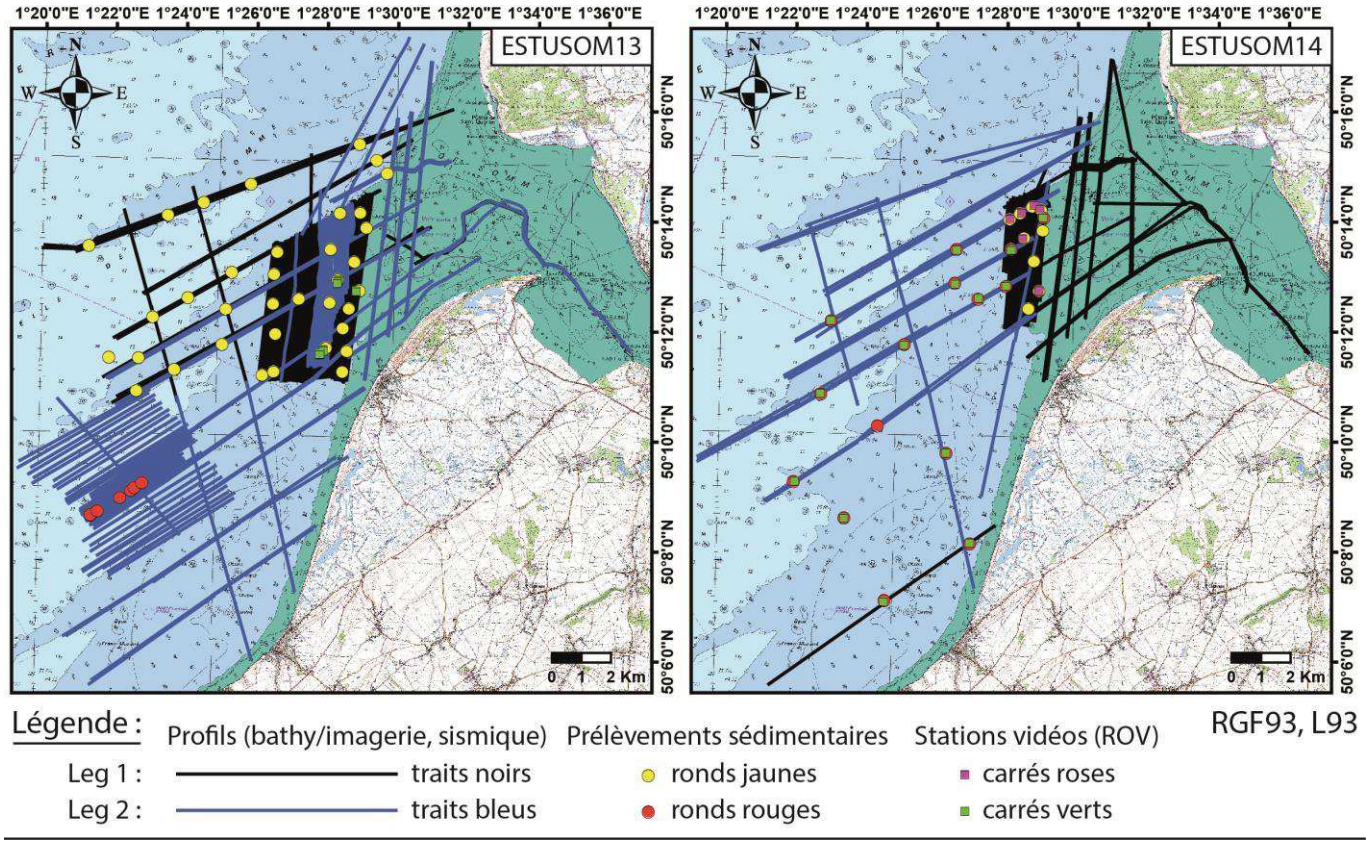


Figure II. 10 : Cartes de localisation des profils de bathymétrie, imagerie et sismique, des prélèvements sédimentaires et des stations vidéos (ROV) des 2 legs des campagnes en mer ESTUSOM13 et ESTUSOM14.

36 prélèvements sédimentaires effectués durant le Leg 1 d'ESTUSOM13 (18 et 19 mars 2013) ont été analysés en association aux données résultantes de la campagne de prélèvements sédimentaires de 2013, dans l'idée d'obtenir une connaissance globale (secteurs inter et sub-tidaux) des paramètres sédimentologiques des fonds pour cette année 2013. 7 échantillons ont été récoltés durant le Leg 2 d'ESTUSOM13, 10 lors du Leg 1 d'ESTUSOM14 et 15 pendant le Leg 2 d'ESTUSOM14. Des stations vidéos par ROV ont été réalisées durant le Leg 2 d'ESTUSOM13 (3 stations), le Leg 1 d'ESTUSOM14 (8 stations) et le Leg 2 d'ESTUSOM14 (14 stations).

Pour ces campagnes en mer, seules les données de prélèvements sédimentaires ont été exploitées suite à un manque de temps pour le traitement des données de bathymétrie, d'imagerie, de sismique et des données RoxAnn. Toutefois, les observations effectuées durant les campagnes, résultant de ces techniques d'acquisition, apportent quelques informations sur la morphologie et la nature des fonds.

II.3.4. Campagnes antérieures de photographie aérienne

Durant cette thèse, les données issues de plusieurs campagnes de photographies aériennes verticales ont été exploitées : 1947, 1952, 1977, 1982, 2000, 2001, 2007 et 2011. Toutes ces photographies font partie de la BD-ORTHO (© IGN) historique ou récente.

Pour la majorité des clichés récupérés, un traitement préalable (ortho-rectification et géoréférencement) avait déjà été effectué, par l'IGN ou par le ROLNP (Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard ; années 1947, 1977 et 1982). Seule l'année 1952 a été traitée durant cette thèse (Brigaud, 2014). Les images ainsi traitées deviennent des ortho-photographies, d'une taille de pixels de 50 cm, pouvant être analysées sous SIG. Ces analyses ont servi à observer l'évolution diachronique de la répartition des entités sédimentaires telles que les dunes intertidales et les barres/bâches dans la baie mais également, à mesurer l'évolution du trait de côte et la divagation des chenaux de la baie entre les différentes dates.

Afin d'effectuer cette étude, les orthophotographies doivent être de bonne qualité avec un estran sableux, un trait de côte et des chenaux visibles. Pour cela, il est préférable que les clichés aient été pris à basse-mer, lors de marées de vives-eaux et par beau temps (sans tempête). Ces conditions idéales permettent le retrait maximal de la mer sur la zone intertidale et donc, une meilleure visualisation des morphologies de fond qui recouvrent l'estran, des chenaux tidaux et des différents indicateurs du trait de côte.

Ces marqueurs du trait de côte sont variés et ont été choisis ici selon les secteurs de la baie étudiés, montrant des particularités propres (présence de végétation, absence de dune littorale, anthropisation), et pour lesquels la mesure de l'évolution du trait de côte ne peut se faire de manière équivalente partout. Ils ont également été choisis en fonction : (i) de la qualité des photographies aériennes, dont dépend la visibilité des indicateurs du trait de côte, (ii) des périodes de prises de vues, qui déterminent la présence ou l'absence de végétation à caractère saisonnier, (iii) du coefficient et du moment de la marée (morte-eau ou vive-eau ; basse-mer ou pleine-mer) qui déterminent le niveau d'eau sur le site et donc, la visibilité de certains marqueurs pouvant être recouverts par les eaux marines (e.g. schorre).

Les indicateurs les plus représentatifs de la dynamique sédimentaire à l'interface terre-mer ont ainsi été définis sur 3 objets et secteurs littoraux différents : **(i)** le pied du cordon de galets (pouvant être défini grâce à la forte rupture de pente et à la limite sable/galets), présentant la limite la plus externe du rivage soit, la frontière entre domaines côtier et intertidal allant d'Ault à la pointe du Hourdel (sud de la baie) ; **(ii)** la limite schorre/slikke, représentant le meilleur marqueur naturel du comblement des zones internes de la baie (de la pointe du Hourdel à La Maye), et le plus avancé sur la mer ; **(iii)** et le pied du cordon dunaire (repérable grâce à la forte rupture de pente et à l'apparition d'une végétation pionnière), se situant à la limite des domaines intertidal et supratidal, au niveau du Marais et du Marquenterre (nord de la baie).

II.4. Techniques de mesure in situ et d'analyse des données

L'ensemble des données acquises lors des campagnes présentées précédemment nécessite des traitements, un nettoyage et une mise en forme propres à chaque technique de mesure ou de prélèvement. Ces techniques d'étude de la Baie de Somme aux pas de temps longs et leurs traitements sont détaillés ici.

II.4.1. Prélèvements sédimentaires, analyses et traitements

Lors de la campagne de 2013, les prélèvements sédimentaires ont été réalisés à l'aide d'un gabarit (tube PVC d'une hauteur de 4 cm) dans les zones émergées et d'une benne Ekman de 10 kg dans les zones immergées, couvertes en zodiac. Les analyses granulométriques des échantillons de cette campagne sont les mêmes que celles présentées dans la partie I.4.1 de ce chapitre (granulométrie laser, tamisage et calcimétrie). La calcimétrie a été effectuée sur 62 échantillons de la campagne sédimentaire de 2013, selon un maillage de 1 km, et sur 11 échantillons du Leg 1 de la campagne en mer ESTUSOM13.

Pour les campagnes de prélèvements sédimentaires anciennes (1985 et 1990), l'étude granulométrique a été réalisée sur une colonne de tamis aux normes AFNOR (Lafite, 1986). Au préalable, la fraction grossière (supérieure à 3 mm) a été séparée sur des cribles dont l'écart entre les tamis est irrégulier et la fraction fine (inférieur à 50 µm) a été séparée en début de manipulation, en phase humide. Le pourcentage pondéral de carbonates a été déterminé de 2 manières selon la taille des grains : une attaque à chaud d'une centaine de grammes de sédiment grossier par de l'acide chlorhydrique dilué, pour la fraction grossière (supérieure à 50 µm), et une analyse via un calcimètre Bernard, pour la fraction fine (inférieure à 50 µm) (Lafite, 1986).

Dans le cas des échantillons de 2013 comportant une fraction grossière (> 2 mm), une jonction entre les résultats de tamisage de ces fractions (en pourcentage pondéral) et ceux issus de la granulométrie laser (en pourcentage volumique) des fractions fines (< 2 mm) a été établie. Suite à ces calculs, les données granulométriques des échantillons de 1985, 1990 et 2013 sont intégrées dans le logiciel Granush® du SHOM (Druine, 2013 ; Brunaud). Ce logiciel permet le calcul des paramètres sédimentologiques des échantillons (grain moyen, classement, coefficient d'asymétrie, porosité, densité, rugosité) selon la méthode de Folk & Ward (1957), le calcul des pourcentages pondéraux des différentes classes sédimentaires (cailloutis, graviers, sables, sables fins, vases), ainsi que la classification des échantillons par faciès sédimentaire selon différentes méthodes, comme celles de Folk (1954 et 1965) et du SHOM (2013).

II.4.2. Le LiDAR topographique aéroporté

Le LiDAR (Light Detection And Ranging) aéroporté est une technologie relativement récente de télédétection, basée sur le principe des systèmes RADAR, par émission et réception d'un faisceau laser (Pe'eri & Long, 2011 ; NOAA Coastal Services Center, 2012). L'instrument aéroporté permet l'acquisition de points topographiques le long de lignes de vol, suivant des directions prédéterminées. Le capteur réalise un balayage couvrant la zone de part et d'autre de la ligne de vol afin d'obtenir une fauchée de points.

Lors des campagnes LiDAR n°2 à 6, les acquisitions de données topographiques ont été faites via un LiDAR aéroporté ALS60 (© LEICA Geosystems), par l'équipe du plateau scientifique et technique CIRCLE (anciennement CLAREC), qui a ensuite traité ces données (filtrage et classification). L'utilisation d'un SIG a permis, par la suite, de les mettre en forme avant de pouvoir les exploiter (cf. partie II.4.3 suivante).

Le LiDAR topographique est un outil adapté à l'étude des environnements côtiers macrotidaux. Toutefois, son incapacité à acquérir de la donnée dans les zones en eau peut s'avérer problématique et demande un nettoyage des données et une analyse adaptée. En Baie de Somme, où la zone intertidale est couverte de nombreux chenaux, un manque d'information demeure. De plus, lorsque l'on tente de superposer 2 campagnes de LiDAR afin d'établir une comparaison entre celles-ci, les zones chenalisées des 2 levés sont inexploitables et la surface étudiée s'en trouve réduite. Les gabions, des mares de chasse creusées dans le schorre et remplies d'eau, constituent également des zones problématiques (points topographiques erronés et/ou mauvaise interpolation sous SIG).

Chaque levé de LiDAR a également une précision verticale propre qui, lors d'une superposition des données de 2 campagnes pour comparaison (création d'un MNT différentiel), induit une marge d'erreur plus ou moins importante et dépendante des 2 levés de LiDAR pris en compte. Cette marge d'erreur va être déterminante dans le calcul final des bilans sédimentaires réalisé durant cette thèse.

Pour cette étude, 2 méthodes de mesure de l'incertitude ont été sélectionnées : celle de Brasington *et al.* (2003) et celle de Brunel (2010 et 2012).

- La technique de Brasington *et al.* (2003), utilisée pour observer les évolutions altimétriques des domaines fluviaux (e.g. Wheaton *et al.*, 2010) ou côtiers (e.g. Montreuil *et al.*, 2014), mesure la marge d'erreur la plus probable de la manière qui suit (Eq. (20)) :

$$\delta U_{DOD} = \sqrt{(\delta Z_{last})^2 + (\delta Z_{first})^2} \quad \textbf{(20)}$$

où δU_{DOD} est l'incertitude propagée dans le DOD (DEM of Difference = MNT différentiel) et, où δZ_{last} et δU_{first} sont les incertitudes individuelles (précision verticale) du MNT le plus récent et du MNT le plus ancien, respectivement.

- La technique de Brunel (2010 et 2012), utilisée dans les mesures de bilans sédimentaires de plages microtidales (e.g. Aleman, 2013), calcule la marge d'erreur

maximale, en additionnant les précisions verticales des 2 levés topographiques ou bathymétriques comparés.

Lors de comparaisons des données issues des campagnes LiDAR n°2 à 6, la marge d'erreur sera ainsi de ± 0,11 m selon la technique de Brasington *et al.* (2003) et de ± 0,16 m selon celle de Brunel (2010 et 2012). Puis, lors de comparaisons de ces données (campagnes LiDAR n°2 à 6) avec celles de la campagne n°1, moins précises, la marge d'erreur sera de ± 0,17 m selon la méthode de Brasington *et al.* (2003) et de ± 0,23 m selon celle de Brunel (2010 et 2012).

Les mailles des données de LiDAR étant toutes de 1 m², ces valeurs de marge d'erreur restent les mêmes quand il s'agit de calculer des volumes de sédiments déposés ou érodés par mètre carré (± 0,11, 0,16, 0,17 ou 0,23 m^3/m^2). Les volumes sédimentaires accumulés ou érodés au sein d'une maille sont considérés comme significatifs sitôt qu'ils dépassent ces valeurs de marge d'erreur. Enfin, pour mesurer l'incertitude totale sur le volume (en m^3), sur l'ensemble de la surface étudiée, la marge d'erreur est multipliée par le nombre de cellules que possède le MNT différentiel utilisé soit, par la surface totale (en m²).

II.4.3. Logiciel ArcGis

A partir des traitements de données granulométriques réalisés via le logiciel Granush® (© SHOM), des fichiers de points (.shp) ont été créés sous le logiciel ArcGis puis transformés en MNTs (interpolation par krigeage) afin de disposer d'une cartographie des faciès sédimentaires de la Baie de Somme selon 3 classifications (Folk, 1954 et 1965 ; SHOM, 2013 ; Larsonneur, 1971), des paramètres sédimentologiques et des grandes classes sédimentaires (grain moyen, mode sableux, classement, taux de carbonates, taux de vases, taux de sables fins, taux de sables et taux de graviers).

Les données de LiDAR ont été entièrement mises en forme et analysées grâce au logiciel de SIG ArcGis 10 (© Esri). Les valeurs de points altimétriques, regroupées dans un fichier au format .las sont d'abord transformées en un fichier de points lisible par ArcGis (.shp) puis en un MNT (Modèle Numérique de terrain) permettant de visualiser la topographie et les morphologies sédimentaires de la Baie de Somme.

Comme pour le scanner laser 3D, le LiDAR topographique ne permet pas d'acquisition dans les zones en eau. La Baie de Somme étant recouverte de nombreux chenaux, cette caractéristique de l'appareil induit des erreurs au niveau des MNTs qui interpolent des valeurs fausses dans les zones sans données. Un travail de découpe des MNTs au niveau de ces zones en eau est donc indispensable afin d'éviter les erreurs de mesure lors des analyses suivantes réalisées.

Enfin, des MNTs différentiels sont créés entre chaque levé de LiDAR par soustraction du MNT de la date la plus récente avec celui de la date la plus ancienne. Le MNT différentiel ainsi créé contient une valeur de variation altimétrique (δZ) entre ces 2 dates, pour chaque cellule de 1 m². A partir de ce dernier et, suite à l'extraction de l'ensemble des zones en eau

des 2 dates comparées, une mesure rapide des volumes sédimentaires accumulés et érodés entre ces 2 dates est réalisée via l'application « 3D Analyst » du logiciel ArcGis 10. Toutefois, l'extraction des valeurs de δZ de l'ensemble des mailles du MNT dans un fichier texte, permettant leur exploitation sous Excel, reste nécessaire pour la mesure des volumes sédimentaires accrétés ou érodés en fonction des surfaces (nombre de cellules concernées par une accrétion ou une érosion), permettant le calcul des incertitudes selon les méthodes de Brasington *et al.* (2003) et de Brunel (2010 et 2012).

Le SIG, permettant le géoréférencement des photographies aériennes verticales de l'année 1952 (Brigaud, 2014), est également utilisé pour digitaliser les traits de côte et chenaux visibles sur les orthophotographies et les MNTs de LiDAR. Pour ce qui est des chenaux, la ligne digitalisée est placée sur l'axe central de ces derniers.

Comme pour les données de LiDAR, ce traitement entraîne une incertitude de mesure, horizontale cette fois-ci, due à plusieurs erreurs de traitement, déterminées par la méthode de Durand (1999) comme étant les suivantes :

1) L'erreur dans le repérage des amers sur le document de référence lors du géoréférencement, dépendante de la résolution des orthophotographies (0,5 m dans notre cas). Durand (1999) estime cette erreur à ± 1 pixel de décalage entre la position réelle des amers et celle sur le document de référence.

2) L'erreur de calcul des modèles polynomiaux par le logiciel de géoréférencement, mesurée pour chaque amer, est appelée R.M.S. (Root Mean Square Error). Elle correspond à la différence en pixels entre un amer situé sur le document de référence et le même amer sur la photographie aérienne corrigée. On estime qu'un modèle polynomial où les amers ont tous une R.M.S. inférieure à 0,5 pixels est de bonne qualité. Toutefois, cette erreur sera mesurée comme étant de ± 1 pixel au niveau de chaque amer (Durand, 1999).

3) La qualité des photographies aériennes, associée à l'interprétation humaine, va également induire une erreur lors de la phase de digitalisation des traits de côte, plus ou moins discernables (Durand, 1999). Celle-ci est estimée comme étant de ± 3 pixels.

4) Enfin, la dernière erreur est liée aux conditions environnementales et météorologiques ainsi qu'aux variations saisonnières qui vont induire des variations à court et long termes de la position du trait de côte dans certains cas (présence ou non de végétation pionnière par exemple). La difficulté qu'apporte ce facteur d'erreur est qu'il est impossible de l'estimer précisément. Cette erreur ne sera donc pas prise en compte dans l'estimation des marges d'erreur (Durand, 1999).

En faisant la somme des trois erreurs mesurables (repérage des amers sur les photographies aériennes à corriger, calcul des modèles polynomiaux et digitalisation des traits de côte) il est possible de connaître la marge d'erreur concernant la ligne de rivage et les chenaux pour une photographie (± 2,5 m dans notre cas) et la marge d'erreur lors de la comparaison entre 2 orthophotographies (± 5 m dans notre cas).

Une fois les indicateurs du trait de côte et les chenaux tidaux digitalisés sur les orthophotographies et les données de LiDAR, l'application **DSAS (Digital Shoreline Analysis System)** du logiciel ArcGis (Thieler *et al.*, 2009) permet la mesure des distances de migration entre chaque date digitalisée. Cette application est de plus en plus utilisée par les

chercheurs (e.g. Harris, 2009 ; Benassai *et al.*, 2015 ; Cenci *et al.*, 2015 ; Mutaqin *et al.*, 2015). A partir d'une ligne de base tracée par l'utilisateur, elle créé des transects perpendiculaires à cette ligne et recoupant les marqueurs du trait de côte et les chenaux, avec un espacement uniforme défini par l'utilisateur. Au niveau de chaque radiale, une mesure de distance entre la ligne de base et chaque ligne de rivage ou axe central de chenal est effectuée par l'application. L'analyse de ces données après extraction permet de quantifier les distances de migration des lignes de rivages et chenaux entre les années étudiées.

II.4.4. Logiciel ParamDunes

Le logiciel « ParamDunes » (Hoche *et al.*, 2006), développé par la société RMS (Réalisation Méditerranéenne du Signal) à la demande du SHOM, utilise les données bathymétriques dans la mesure des paramètres morphométriques des dunes sous-marines. Adapté pour l'étude de grandes formes de fond en domaine subtidal, il est utilisé ici dans l'étude de dunes de plus petite taille, en zone intertidale de la Baie de Somme (Druine, 2014). Pour cela, les données topographiques du LiDAR sont exploitées, après avoir subi une transformation en données de type bathymétrique (multiplication de chaque valeur par -1), permettant au logiciel de bien distinguer les crêtes des creux de dunes. De plus, les données de LiDAR étant enregistrées en RGF93 Lambert 93, une conversion en WGS84 est réalisée (Druine, 2014).

Ce logiciel détecte les corps sédimentaires grâce à un algorithme de ligne de partage des eaux. C'est-à-dire qu'il simule une inondation de la carte afin de délimiter les différents bassins d'accumulation des eaux, et par conséquent, les ruptures de pentes et les crêtes des dunes (Ferret, 2011).

Une fois les valeurs de topographie (obtenues par LiDAR) entrées dans ParamDunes, celui-ci créé un MNT dont la résolution est choisie par l'utilisateur. Plus la résolution est élevée, plus le temps de calcul sera long et meilleure sera la résolution pour la détection des dunes. Pour cette étude, la résolution de départ des données de LiDAR (1 m) est conservée. Ces dernières représentant une taille très importante de fichiers, le MNT a été découpé en 60 dalles pour permettre au logiciel de fonctionner correctement. En revanche, ces découpes induisent des biais dans la mesure des paramètres en bordure de dalle et lorsque l'ensemble des données de toutes les dalles sont regroupées. Par exemple, des dunes situées à cheval sur 2 dalles peuvent ne pas être détectées (Druine, 2014).

Après le calcul du MNT par le logiciel, deux paramètres sont à déterminer par l'utilisateur : la longueur d'onde des dunes à détecter (λ, en mètres) et la hauteur minimale relative des dunes (H_{min}, en mètres). 10 m et 0,06 m ont été choisis pour ces paramètres respectifs, après observation des dimensions de dunes de la baie de Somme sur un MNT du LiDAR via ArcGis (Druine, 2014).

Une fois le calcul de ParamDunes lancé, une délimitation des corps sédimentaires est obtenue, avec une matérialisation linéaire de la crête, et de la base des flancs doux et raide de chaque dune. Des étiquettes indiquent le numéro et le sommet de chaque dune et le logiciel calcule ensuite leurs paramètres morphométriques : hauteur (H), largeur de dune (L), longueur

moyenne du flanc doux (Lmoy.Fd) et du flanc raide (Lmoy.Fr), extension latérale (Ext_Long), sinuosité (S), angles des flancs doux (Ang.Fd) et raides (Ang.Fr), asymétrie des dunes correspondant au rapport entre l'angle du flanc doux et l'angle du flanc raide (SymIndex), et distance entre les crêtes (Dist.C.C) correspondant à la longueur d'onde (Druine, 2014).

Enfin, une étape de nettoyage manuel est nécessaire car ParamDunes ne détecte pas que les dunes, mais aussi les bancs sableux, le cordon de galets et les chenaux. Pour chaque dalle, les dunes en bordure ont été supprimées, de même que celles pour lesquelles le logiciel a mesuré des valeurs de longueur d'onde aberrantes, supérieures à 50 m. Au final, un fichier texte contenant le numéro, les coordonnées et les paramètres de dunes est obtenu et modifié via le logiciel Matlab, afin de pouvoir intégrer ces données sous ArcGis (Druine, 2014). Toutefois, parmi les valeurs des paramètres morphométriques obtenues, certaines peuvent demeurer erronées à cause de problèmes de détection des limites morphologiques des dunes (crête, creux) liés à la méthode de calcul de ParamDunes, qui utilise les ruptures de pentes comme limites (figure II.11). Malgré tout, ce logiciel reste un moyen de calcul rapide de la morphologie de nombreuses dunes présentes sur de grandes surfaces géographiques comme le domaine intertidal de la Baie de Somme.

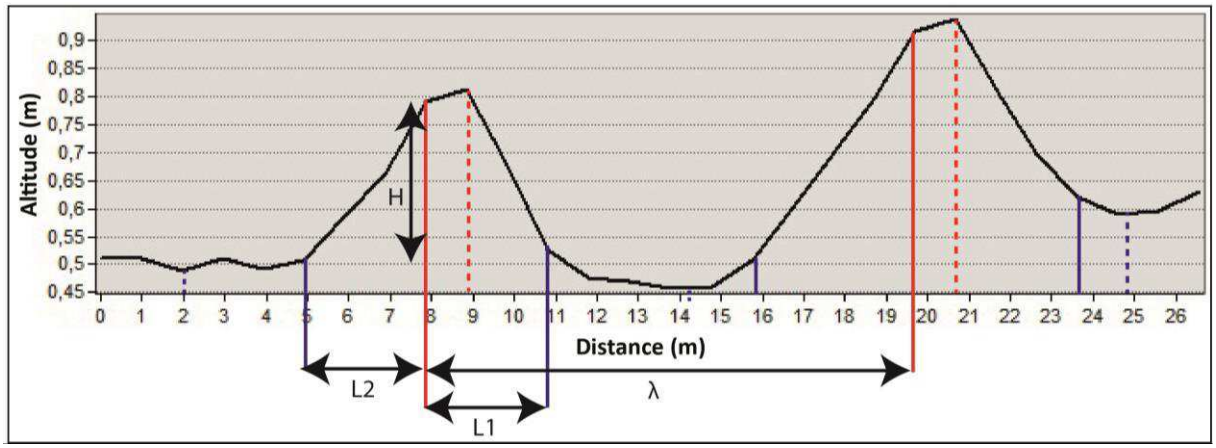


Figure II. 11 : Exemple d'erreurs de détection des dunes par le logiciel ParamDunes. Limites de crêtes (rouge) et creux (bleu) de dunes, déterminées par le logiciel ParamDunes (trait plein) et par un opérateur humain (trait pointillé) (modifié d'après Druine, 2014).

II.4.5. Analyses statistiques

Les analyses statistiques sont utilisées dans l'étude des dunes de la Baie de Somme, afin de définir l'existence de corrélations entre les paramètres morphométriques des dunes intertidales. Celles-ci ont été réalisées grâce au logiciel statistique « R » et ses packages (Druine, 2014).

En raison du nombre important de données à traiter, deux méthodes d'analyses statistiques ont été utilisées : l'ACP (Analyse en Composantes Principales) et la CAH (Classification Ascendante Hiérarchique). La première permet de visualiser n données

morphométriques des dunes, dans un unique espace à n dimensions, et d'extraire des vues projetées selon les plans de plus grande variabilité. La seconde permet de regrouper des dunes en familles, en fonction de la similarité de leurs paramètres morphométriques. Dans le cadre de cette étude, une CAH a d'abord été réalisée afin d'obtenir les différentes familles de dunes rencontrées dans la baie. Puis, une ACP a été effectuée à partir des familles obtenues, dans le but de caractériser leurs paramètres morphométriques.

La CAH (Lance & Williams, 1967) est une méthode de classification ascendante hiérarchique qui part de chaque individu pour établir un regroupement par classes, en fonction des variables, et aboutir à la partition formée d'une seule classe, réunissant tous les éléments (Lebart *et al.*, 2006). Le dendrogramme, ou arbre hiérarchique obtenu, montre non seulement les liaisons entre les classes mais, la hauteur des branches nous donne le niveau de proximité (Lebart *et al.*, 2006). Dans l'étude des dunes, la CAH permet d'obtenir une classification automatique des dunes et de dégager des groupes en fonction de leur dissimilarité, pour tenter d'établir une typologie des dunes et d'identifier des « familles de dunes ».

L'ACP (Pearson, 1901) est une méthode statistique descriptive multidimensionnelle permettant de traiter un tableau de type « variables-individus » dans lequel les variables correspondent à des données quantitatives décrivant les individus (Baccini, 2010 ; Ferret, 2011). Celle-ci permet de structurer et simplifier les données issues de plusieurs variables sans privilégier l'une d'entre elles en particulier. Elle schématise les informations statistiques en recherchant les directions de l'espace où les corrélations entre n variables aléatoires sont les plus fortes. A partir de la distribution multidimensionnelle des variables, les plus grandes dimensions successives de l'ellipsoïde de probabilité sont extraites : ce sont les composantes principales. Au final, cette méthode permet de regrouper les variables dont les variations sont liées les unes aux autres, en fonction de facteurs expliquant ces regroupements, et ainsi, d'établir une classification des paramètres morphométriques dominants qui influencent fortement les dunes (Ferret, 2011).

III. Conclusion

La stratégie d'étude mise en place durant cette thèse, ainsi que les techniques d'étude utilisées, visent à répondre à plusieurs questions scientifiques sur la Baie de Somme, définies précédemment. Elle vise à déterminer les forçages responsables des flux sédimentaires dans la baie, ainsi que les effets de ces flux sur l'évolution morpho-sédimentaire de la Baie de Somme, à court et long terme.

La stratégie d'étude repose sur 2 approches, menées à 2 échelles spatiales et temporelles différentes. Pour ces 2 axes d'étude, s'intéressant aux facteurs morphologiques, hydrodynamiques et sédimentaires de la baie, les outils de mesure in situ et les traitements réalisés ont différé.

1) **Echelle fine et pas de temps courts (étude à l'échelle des dunes hydrauliques intertidales et des cycles de marée semi-diurnes à semi-lunaire) :**

Un suivi des champs de dunes du Hourdel a été réalisé, par l'intermédiaire de mesures topographiques (scanner laser 3D), hydrodynamiques (ADCP, ADV, Aquadopp), de turbidité (sonde STBD, OBS-5+) et de prélèvements in situ (sédiment superficiel, eau, carottes), durant 4 campagnes de terrain, menées entre juin 2013 et février 2014. L'analyse des échantillons (granulométrie laser, tamisage, calcimétrie) et le traitement des données en laboratoire (courants, houle, surcote, MES, flux sédimentaires, TINs et MNTs topographiques), ont permis de mieux connaître la dynamique sédimentaire responsable de l'évolution morphodynamique des dunes durant des cycles de marée semi-diurnes et semi-lunaire, comportant des vives-eaux et des mortes-eaux.

2) **Echelle globale et pas de temps saisonnier, annuel et pluriannuel à pluridécennal :**

Une étude de différentes entités sédimentaires de la baie a été réalisée, intégrant des données topographiques de LiDAR, des photographies aériennes (IGN), des données issues des campagnes en mer (bathymétrie, imagerie, sismique, vidéos par ROV) et de nombreux prélèvements sédimentaires. L'analyse (granulométrie laser, tamisage, calcimétrie) et le traitement des données (SIG, DSAS, ParamDunes, analyses statistiques, etc.) ont permis de déterminer l'évolution morpho-sédimentaire et dynamique de la baie selon plusieurs thèmes : caractéristiques et répartition des dunes intertidales, changements de la couverture sédimentaire superficielle, évolution du trait de côte et des chenaux, quantification des bilans sédimentaires saisonniers à annuels et pluriannuels (2-3 ans) et premières observations des fonds subtidaux proches de la baie.

Chapitre III : Etude de l'évolution morphologique des dunes et des flux sédimentaires associés, aux pas de temps semi-diurne, semi-lunaire et évènementiel.

Afin de comprendre l'évolution morphodynamique globale de la Baie de Somme et d'appréhender le phénomène de comblement sableux qui s'y produit, il est nécessaire de quantifier les flux sédimentaires et la dynamique des zones les plus évolutives de la baie. Le domaine intertidal, sableux, est largement couvert de moyennes à grandes dunes (H de 20 à 60 cm ; λ de 6 à 22 m), très dynamiques sous l'action du transport sédimentaire.

Ce chapitre a pour but d'étudier l'influence des forçages météorologiques et hydrodynamiques (vent, marée, surcote/décote, houle, débit fluviatile) sur l'évolution morphodynamique des dunes intertidales et les flux sédimentaires associés, aux pas de temps courts (cycles de marée semi-diurnes à semi-lunaire) et pour des conditions hydrodynamiques variables, calmes à agitées. Il s'agit d'étudier une zone atelier, destinée à apporter de premiers éléments de réponse à une problématique qui peut difficilement être suivie sur une grande échelle géographique, et d'intégrer ces résultats à l'échelle de la baie, étudiée dans le cadre du chapitre IV.

Les données continues et haute résolution de 4 campagnes de terrain, réalisées lors de conditions météorologiques et hydrodynamiques différentes (mortes-eaux et vives-eaux de temps calme ou agité), ont été analysées et comparées.

Les forçages météorologiques et hydrodynamiques spécifiques à chaque campagne sont décrits, ainsi que les caractéristiques morpho-sédimentaires des champs de dunes étudiés. Des flux sédimentaires totaux, charriés et en suspension sont obtenus par la mesure in situ (dans le cas de la suspension), d'une part, et estimés via des formules empiriques adaptées, grâce à l'utilisation des connaissances hydro-morpho-sédimentaires du milieu, d'autre part. En parallèle, la technique du « Dune Tracking » (suivi de dunes) et la réalisation de différentiels topographiques sont utilisées pour quantifier indirectement les flux sédimentaires. L'évolution morphologique des dunes ainsi que leur dynamique sont observées et quantifiées. Enfin, une synthèse de ces résultats permet de définir l'évolution morphodynamique des dunes de la Baie de Somme en fonction de l'influence des forçages et des flux sédimentaires.

Ce chapitre de la thèse a fait l'objet de communications lors de colloques (Michel *et al.,* 2013 ; Michel *et al.,* 2015).

I. Caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires au sein des champs de dunes

L'étude des flux sédimentaires et de la morphodynamique des dunes hydrauliques intertidales passe par la caractérisation des forçages météorologiques et hydrodynamiques rencontrés durant les 4 campagnes de mesures sur le terrain, ainsi que par la description des paramètres morphométriques et sédimentaires des dunes étudiées.

I.1. Conditions météorologiques et hydrodynamiques

Lors des 4 campagnes de mesure effectuées, les conditions météorologiques et hydrodynamiques n'étaient pas semblables. La première campagne, effectuée les 24 et 25 juin 2013, durant 2 marées semi-diurnes de vives-eaux (coefficients 104 et 105), s'est déroulée sur une période de beau temps. La seconde campagne a été réalisée du 26 au 28 septembre 2013, durant 4 marées semi-diurnes de mortes-eaux (coefficients 47, 41, 35 et 31) et sur une période calme. La troisième campagne, le 5 décembre 2013, s'est révélée particulière car elle s'est effectuée lors d'une tempête de vive-eau (coefficient 102). Enfin, la campagne n°4 s'est déroulée du 27 janvier au 9 février 2014, durant 25 marées semi-diurnes consécutives de vives-eaux et mortes-eaux, correspondant à un cycle semi-lunaire au cours duquel les conditions météorologiques et hydrodynamiques étaient variables.

Dans ce chapitre, les marées semi-diurnes de chaque campagne seront notées de M1 à Mn, n étant la dernière marée (e.g. M1 à M25 dans le cas de la campagne n°4). Les coefficients inférieurs à 70 représentent les marées semi-diurnes de mortes-eaux (ME) et les coefficients supérieurs à 70 représentent les marées semi-diurnes de vives-eaux (VE). Les marées ayant un coefficient proche de 70 sont considérées comme des marées moyennes.

I.1.1. Conditions météorologiques

La météorologie est un facteur important de cette étude car certains forçages météorologiques, comme le vent, vont contribuer à modifier les forçages hydrodynamiques influents tels que la houle et la surcote et ainsi, vont faire évoluer les mécanismes de transport et les flux sédimentaires responsables de l'évolution morphodynamique des dunes intertidales. La figure III.1 présente les données météorologiques (vent, rafales et pression atmosphérique) enregistrées au niveau de la station météorologique la plus proche, à Abbeville (© Meteociel.fr), lors des 4 campagnes de terrain.

- Les **24 et 25 juin 2013** (figure III.1, cas A), les vents moyens les plus forts étaient de 33 km/h, avec des rafales maximales de 57 km/h. La pression atmosphérique a augmenté durant la période d'étude tandis que les vents, variables, ont eu tendance à diminuer. En moyenne, les vents étaient de 8,1 km/h, avec des rafales de 14,1 km/h durant la période d'immersion M1 et de 19,3 km/h, avec des rafales de 30,5 km/h durant M2. La pression atmosphérique moyenne était de 1026,7 hPa pour M1 et de 1029 hPa pour M2. Les vents étaient de direction ouest et nord-ouest, avec une moyenne de N270° lors de M1 et de N298,1° lors de M2. Il s'agissait donc de vents marins, favorables à la formation de houle.

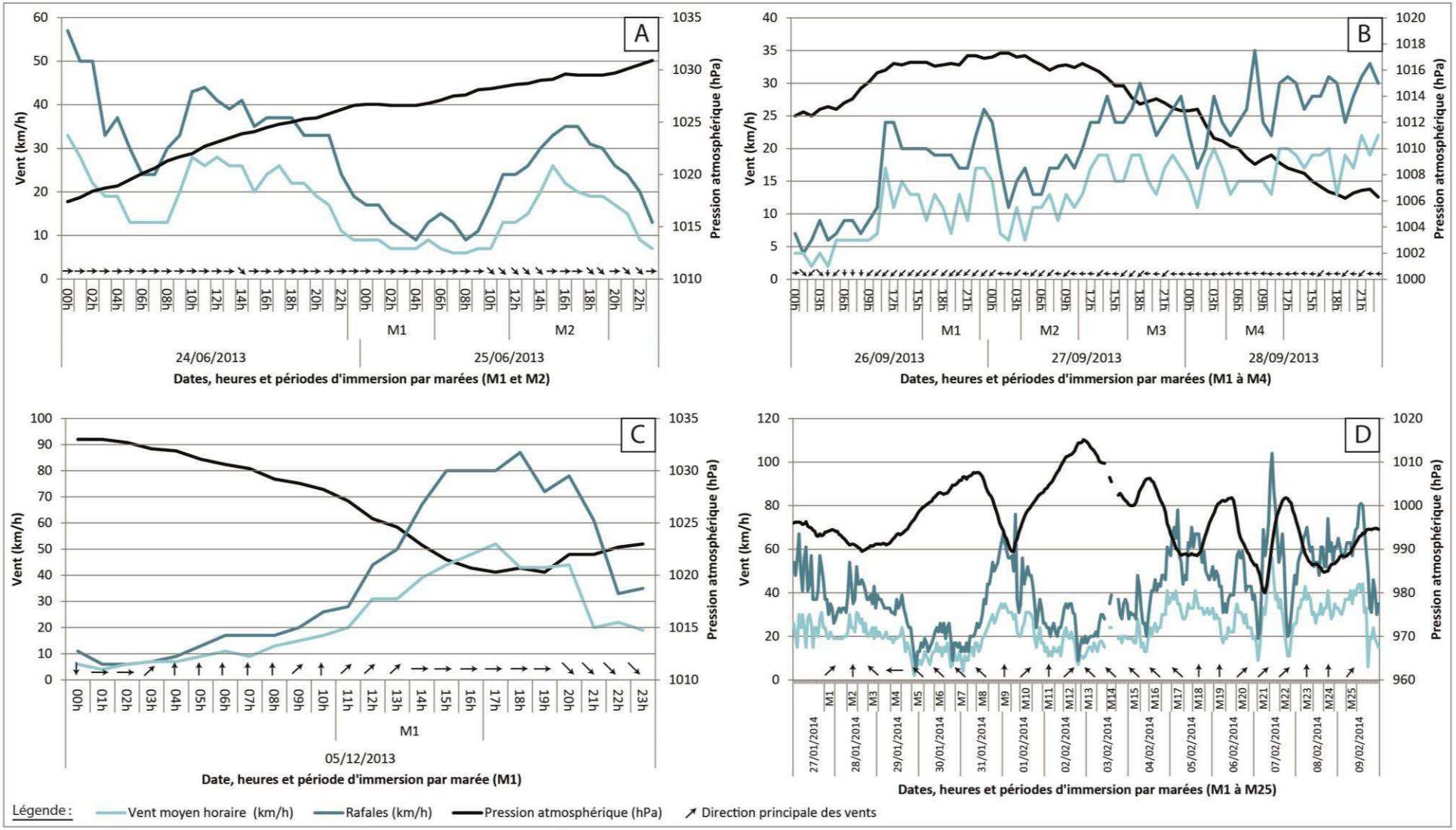


Figure III. 1 : Données horaires de vent moyen, rafales et pression atmosphérique enregistrées à la station météorologique d'Abbeville (© Métociel.fr). A) Campagne n°1 : 24 et 25 juin 2013. B) Campagne n°2 : 26 au 28 septembre 2013. C) Campagne n°3 : 5 décembre 2013. D) Campagne n°4 : 27 janvier au 9 février 2014. Les périodes M1, M2… représentent les périodes d'immersion des dunes lors des marées semi-diurnes. Les échelles sont uniques pour chaque graphique.

- Du **26 au 28 septembre 2013** (figure III.1, cas B), les vents maximums enregistrés durant la mission sont de 20 km/h (fin de la période d'immersion M4) et les rafales maximales sont de 35 km/h. La pression atmosphérique est comprise entre 1006,2 et 1017,3 hPa et diminue au cours de l'étude, tandis que la vitesse des vents augmente. En moyenne, les vents sont de 11,3 km/h durant M1 (rafales de 19 km/h), de 10,6 km/h durant M2 (rafales de 16,1 km/h), de 17 km/h pendant M3 (rafales de 26 km/h) et de 15,1 km/h pendant M4 (rafales de 26,1 km/h). Les directions des vents dominants durant ces 3 jours sont est et nord-est avec des moyennes de N45°, N64,3°, N70,7° et N90° lors de M1, M2, M3 et M4, respectivement. Cette période d'étude est donc dominée par des vents de terre faibles (fetch faible), peu propices à engendrer de la houle.

- Le **5 décembre 2013** (figure III.1, cas C), jour de la tempête Xaver, les vents ont atteints un maximum de 52 km/h à Abbeville, pour des rafales maximales de 87 km/h, après la période d'immersion des dunes. Durant la période d'immersion des dunes étudiées (entre 11h et 16h environ), ces vents se sont renforcés jusqu'à 48 km/h, avec des rafales maximales de 80 km/h, tandis que la pression atmosphérique diminuait. Les vents les plus forts mesurés durant cette journée proviennent de l'ouest et du nord-ouest et ont engendré de la houle. En moyenne, les vents étaient de 35,5 km/h durant la période d'immersion des dunes, avec des rafales de 58,17 km/h et une direction de N247,5°.

- Lors de la période d'instrumentation du **27 janvier au 9 février 2014** (figure III.1, cas D), les conditions météorologiques sont variables au niveau du site d'étude, avec un épisode de coup de vent durant la basse-mer du 7 février 2014 (rafales > 80 km/h). Le vent, d'amplitude et direction variables sur la période d'étude, se caractérise par une augmentation globale mais relativement faible de sa force, agrémentée de pics de vitesse autour des marées M2, M9, M17, M18, M21 et M23. Le vent ne dépasse pas 60 km/h, avec des rafales qui dépassent rarement 80 km/h durant la campagne, et la direction des vents varie de N45° à N270°, avec une moyenne de N173° (vents du sud). Les vents supérieurs à 30 km/h proviennent du sud (M9, M18, M23, M24), du sud-sud-ouest (m25) et du sud-est (M17) et les vents les plus forts (38,3 km/h) se rencontrent lors de la marée semi-diurne de morte-eau M25, ayant le coefficient de marée le plus bas, tandis que les vents les plus faibles (9,1 km/h) ont été enregistrés durant la marée semi-diurne de vive-eau M7. L'augmentation de régime des vents se fait lorsque la pression atmosphérique, variable également, diminue. L'annexe III.1 met en évidence les moyennes de directions, vitesses et rafales de vent, ainsi que de pression atmosphérique mesurées durant chaque période d'immersion des marées M1 à M25 de la campagne n°4.

I.1.2. Conditions hydrodynamiques

Les conditions hydrodynamiques du milieu ont été fortement conditionnées par la période d'étude, notamment par les caractéristiques de la marée et par les conditions météorologiques décrites précédemment.

I.1.2.1. La marée

La marée est l'un des forçages majeurs qui influencent le transport sédimentaire dans la baie. Durant les 4 campagnes réalisées, l'ensemble des conditions de marée ont été couvertes, avec des mortes-eaux et des vives-eaux allant d'un coefficient 31 à 114.

Durant les marées semi-diurnes de mortes-eaux de septembre 2013, la profondeur d'eau maximale à l'aplomb des dunes est d'environ 3,3 m (au niveau des crêtes de dunes) à 3,9 m (au niveau des creux de dunes) lors de M1 (coefficient 47) et d'environ 1,8 m (crête de dune) à 2,7 m (creux de dune) lors de M4 (coefficient 31). Lors des marées semi-diurnes de vives-eaux de coefficients 104 et 105 de juin 2013, par temps calme, la profondeur d'eau maximale atteinte (à l'étale de pleine-mer) est d'environ 5 m (crête de dune) à 5,5 m (creux de dune) sur le champ de dunes, comme lors de la marée semi-diurne de vive-eau du 5 décembre 2013 (5,5 m), de coefficient plus faible (102), en période de tempête.

La figure III.2 montre les caractéristiques de la marée tout au long de la campagne n°4, du 27 janvier au 9 février 2014, en termes de hauteur d'eau en cote marine (au-dessus du zéro hydrographique), d'altitude du plan d'eau (référencement du nivellement général de la France, IGN69) et de profondeur d'eau (hauteur d'eau au-dessus du lit sédimentaire). Sur cette illustration, on peut voir que la première moitié de la campagne de mesure (M1 à M11) est une période de revif qui enregistre des hauteurs d'eau de plus en plus fortes depuis la ME (8,7 m à l'étale de PM, en cote marine) jusqu'à la VE (11 m à l'étale de PM, en cote marine). Puis, durant la seconde moitié de la campagne (M11 à M25), en période de déchet, la marée (croissante au départ et atteignant 11,1 m au maximum durant M13) décroît jusqu'à une hauteur d'eau de 8,3 m durant la plus faible marée de ME (M25). La profondeur d'eau, d'une valeur d'environ 2 m en ME de début de campagne, atteint un maximum de 4,5 m en VE, lors des marées M12 et M13 puis, diminue jusqu'à environ 1,7 m en ME de fin de campagne (M24 et M25).

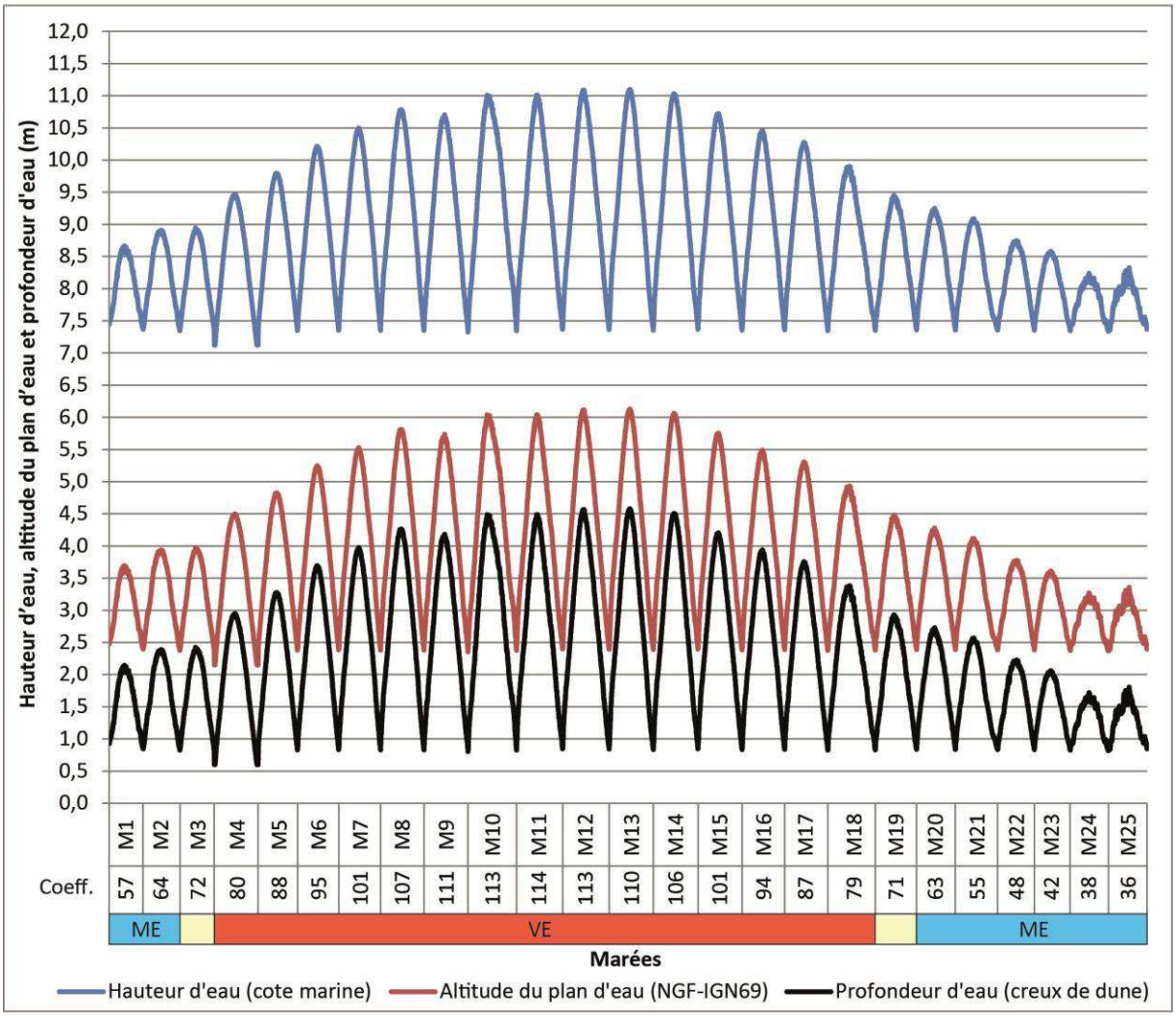


Figure III. 2 : Variations de la hauteur d'eau (cote marine), de l'altitude du plan d'eau (NGF, IGN69) et de la profondeur d'eau (hauteur au-dessus du lit sédimentaire), mesurées par l'ADCP Nord avec un pas de temps d'une minute, au niveau d'un creux de dune, pour les 25 marées étudiées durant la campagne n°4. Les périodes d'émersion du champ de dunes (basses-mers entre les périodes M1, M2, etc.) n'apparaissent pas sur ce graphique.

I.1.2.2. Les surcotes et décotes

Le phénomène de surcote/décote, d'origine météorologique, va modifier le niveau marin observé lors d'une marée semi-diurne non influencée par d'autres forçages. La surcote va permettre l'augmentation de ce niveau tandis que la décote va entraîner sa baisse. Ce phénomène est donc important dans l'étude des flux sédimentaires et de la morphodynamique des dunes, qui sont fortement contraints par la profondeur d'eau.

Ce phénomène a été estimé pour la dernière campagne de terrain (janvier-février 2014), caractérisée par des cycles de marée en forte condition d'agitation, dont les mesures in situ de pression de l'ADCP Nord (d'altitude connue) permettent le calcul de la surcote/décote. Les résultats sont représentés sur le graphique A de la figure III.3. Celui-ci montre une

tendance globale à la hausse, de la marée M3 (décote de -0,02 m) à la marée M25 (surcote de 0,78 m). La comparaison de ces données calculées de surcote/décote avec les données issues des marégraphes de Boulogne-sur-Mer et de Dieppe (graphique B, figure III.3) montre une bonne estimation des valeurs. En effet, bien que les résultats diffèrent du fait de l'éloignement géographique, les variations estimées sont semblables à celles des surcotes mesurées de part et d'autre de la zone d'étude par les 2 marégraphes.

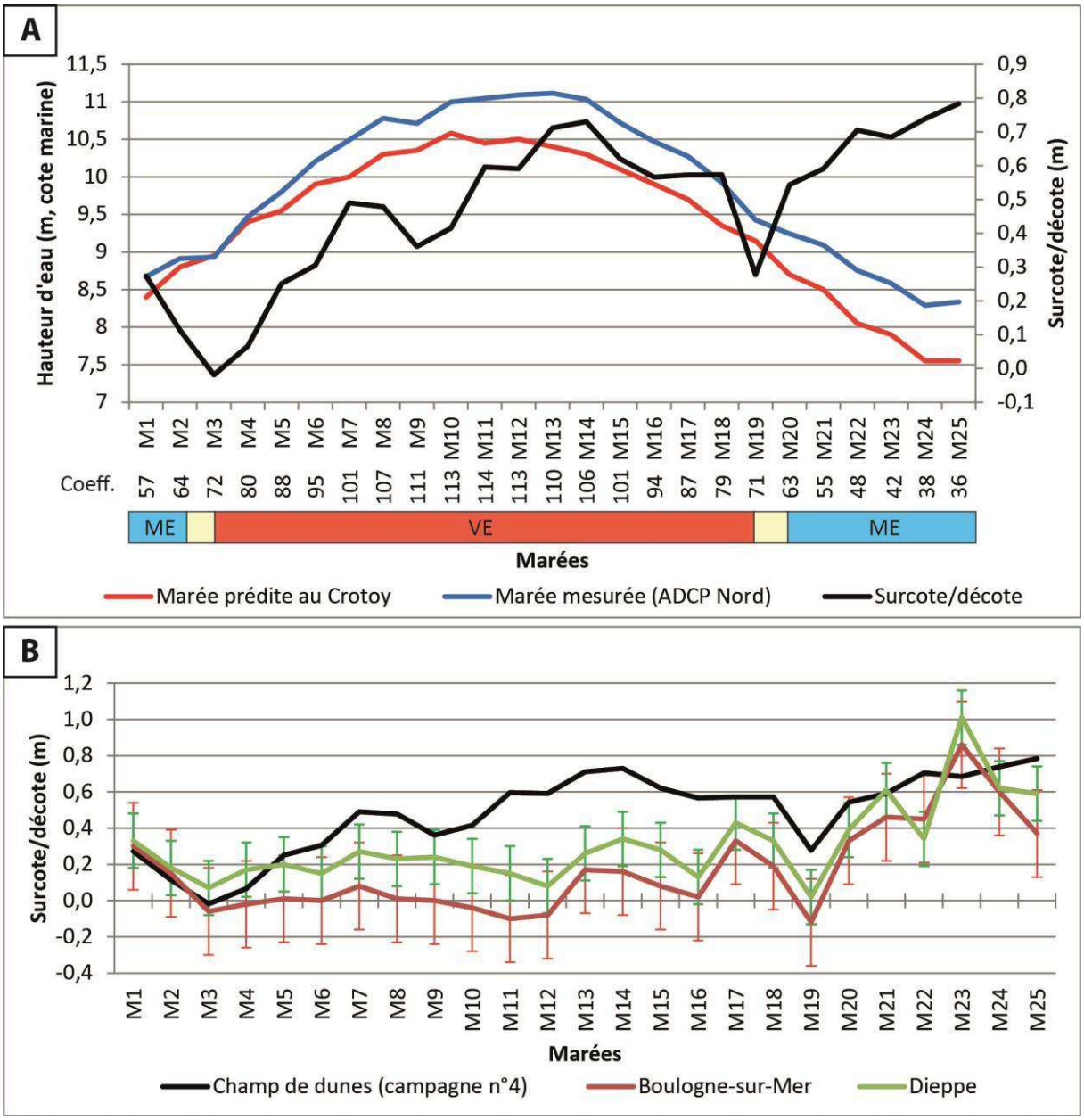


Figure III. 3 : Surcotes et décotes marines lors de la campagne de janvier-février 2014, sur le site Est situé à la pointe du Hourdel. A) Niveau maximal de surcote/décote mesuré par marée, à l'étale de pleine-mer, par comparaison de la marée prédite au Crotoy (source : marée.info) avec la marée mesurée par l'ADCP Nord. Les hauteurs d'eau correspondent aux hauteurs maximales atteintes à l'étale de pleine-mer (cote marine). B) Comparaison des valeurs de surcote maximale par marée calculées sur le site d'étude (Le Hourdel) en janvier-février 2014 avec les surcotes maximales mesurées à l'étale de pleine-mer par les marégraphes de Boulogne-sur-Mer et Dieppe (source : PREVIMER).

Toutefois, on semble se trouver systématiquement en surcote, ce qui peut être du à des problèmes de mesures découlant du décalage géographique entre le marégraphe du Crotoy et l'ADCP Nord, ou encore, de l'influence de la houle sur les mesures de pression réalisées par cet appareil, alors que les données de marée.info ne prennent pas en compte cette influence.

I.1.2.3. La houle

Les caractéristiques de la houle sont directement conditionnées par les caractéristiques des vents et la profondeur d'eau sur les sites d'étude, déformant l'orbite de la houle en domaine intertidal peu profond. Comme peu de houle océanique atlantique arrive jusqu'en Manche Est, la Baie de Somme est plutôt sous l'influence d'une mer de vent.

Pour juin 2013, aucune prévision de la hauteur significative de la houle (H_s) n'est disponible sur le site PREVIMER mais, l'altimètre (intervalle de mesure de 5 secondes) utilisé lors de cette campagne permet d'estimer la H_s maximale à 0,16 m environ autour de l'étale de pleine-mer, ce qui est assez faible. En septembre 2013, la H_s prédite par le modèle de PREVIMER est de 0,25 m au maximum, avec des directions ouest-nord-ouest durant M1 et M2, nord-nord-ouest à ouest-nord-ouest durant M3 et est à est-sud-est durant M4. D'après les données d'Altus (cadence d'enregistrement d'une minute), la H_s ne semble pas excédé 0,15 m. Ces valeurs sont encore une fois relativement faibles. Lors de la tempête du 5 décembre 2013, selon les estimations du modèle (PREVIMER), la H_s serait d'environ 0,75 à 1,25 m durant la période d'immersion des dunes étudiées, avec une direction ouest à nord-ouest de la houle. L'altimètre (fréquence de 1 Hz) indique des variations de pression qui témoignent d'une hauteur maximale de la houle semblable à celles prédites par PREVIMER, soit, environ 1,25 m autour de la pleine-mer. Les valeurs de pression enregistrées par les Altus montrent que plus la profondeur d'eau est importante, plus la houle est forte, avec une H_s qui augmente de la basse-mer à la pleine-mer (annexe III.2).

Sur le cycle semi-lunaire étudié entre le 27 janvier et le 9 février 2014 (campagne n°4), la houle est plus forte en vive-eau qu'en morte-eau (figure III.4 et annexe III.3). La H_s atteint un maximum de 2,15 m lors de la marée M10 de vive-eau, tandis qu'elle ne dépasse pas 0,28 m lors de la dernière marée de morte-eau (M25). La $H_{1/10}$ (10% des plus hautes vagues) montre exactement les mêmes fluctuations mais avec des valeurs plus élevées (2,73 m pour M10 et 0,35 m pour M25). La houle, qui provient principalement d'ouest-nord-ouest, se superpose assez bien aux courants de marées de direction ouest-est (flot vers l'est et jusant vers l'ouest) et à l'orientation des dunes (axe nord-sud des crêtes et dynamique ouest-est), autant pour la direction des pics de houle (D_p) que pour la direction moyenne de la houle (D_{mean}). Enfin, la période de la houle est très changeante et plus importante en morte-eau qu'en vive-eau, avec une période des pics de houle (T_p) plus forte que la période moyenne (T_{mean}). Lors de la marée où les vagues sont les plus hautes (M10), la période maximale entre 2 crêtes de vagues est de 8,8 s, alors que la T_{mean} maximale mesurée est de 12,7 s pour la marée M24, où les vagues sont de faible amplitude (H_s de 0,32 m maximum). L'annexe III.3 met en évidence la H_s et la direction D_p de la houle pour chaque marée, de M1 à M25.

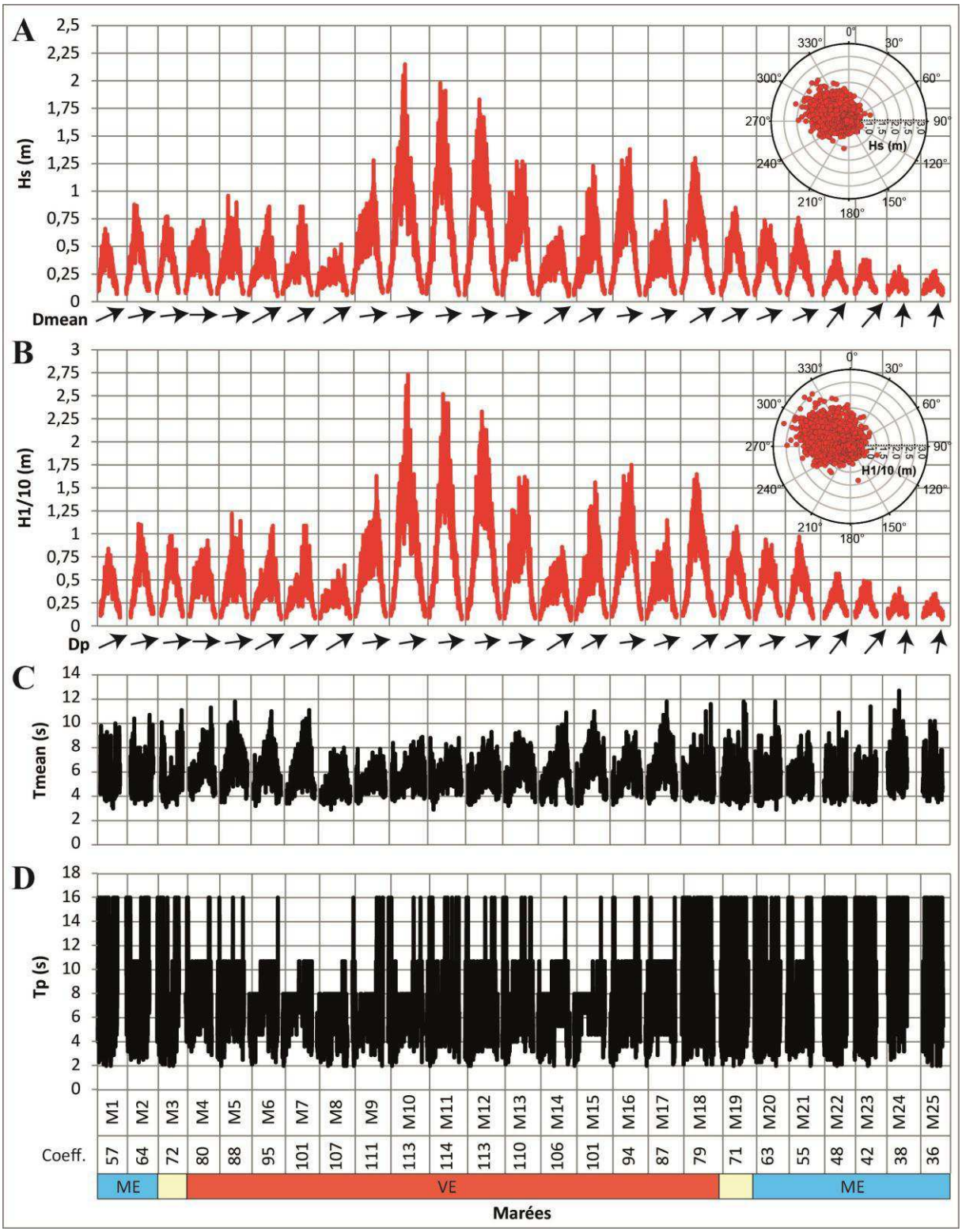


Figure III. 4 : Caractéristiques de la houle, mesurées toutes les minutes et pour chaque marée, durant la campagne de janvier-février 2014. A) H_s et D_{mean} (direction de provenance moyenne des vagues). B) $H_{1/10}$ et D_p (direction de provenance des pics de vagues). C) T_{mean} (période moyenne des vagues). D) T_p (période des pics de vagues).

Pour ces 4 campagnes de terrain, différentes conditions d'agitation et de marée sont donc observées (figure III.5) : la campagne n°1 de juin 2013 s'est effectuée en vives-eaux calmes (H_s max < 0,5 m) ; celle de septembre 2013 (n°2) s'est déroulée durant des mortes-eaux calmes ; la campagne n°3 du 5 décembre 2013 s'est effectuée durant une tempête de vive-eau agitée (coeffcient 102 ; 1 m < H_s max < 1,5 m) ; et la campagne n°4 de janvier-février 2014, réalisée sur un cycle semi-lunaire, rassemble des conditions de mortes-eaux calmes (coefficient < 50 ; H_s max < 0,5 m), de mortes-eaux, marées moyennes et vives-eaux peu agitées (0,5 m < H_s max < 1 m), de vives-eaux agitées (1 m < H_s max < 1,5 m) et de grandes vives-eaux très agitées (coefficient ≥ 113 ; H_s max > 1,5 m).

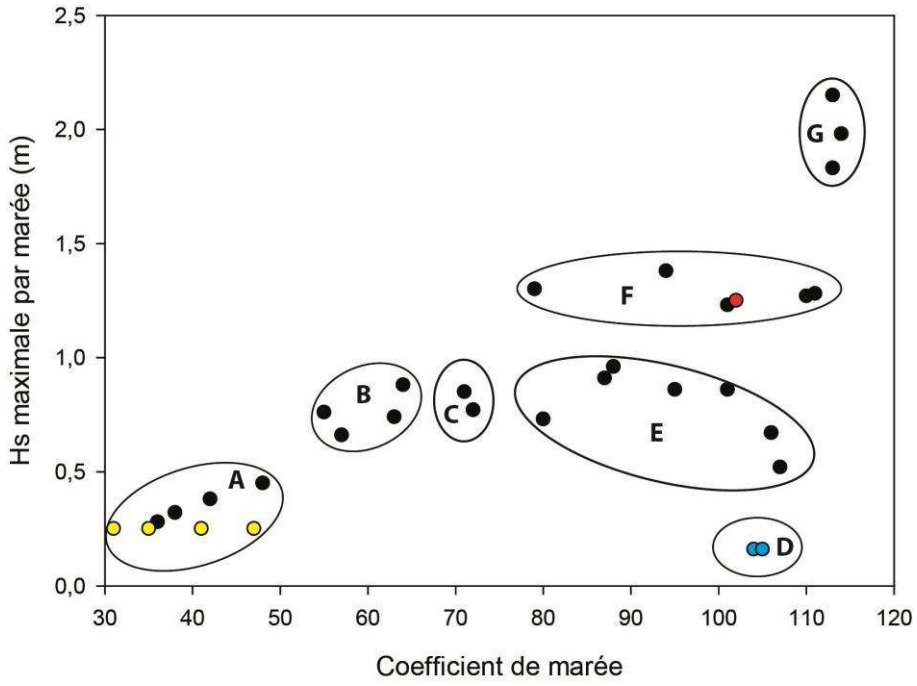


Figure III. 5 : Classification des 4 campagnes de terrain en fonction des caractéristiques de marée (coefficient) et de houle (H_s maximale par marée) (campagnes n°1, 24 et 25 juin 2013 : points bleus ; n°2, 26 au 28 septembre 2013 : points jaunes ; n°3, 5 décembre 2013 : point rouge ; n°4, 27 janvier au 9 février 2014 : points noirs). A : mortes-eaux calmes. B : mortes-eaux peu agitées. C : marées moyennes peu agitées. D : vives-eaux calmes. E : vives-eaux peu agitées. F : vives-eaux agitées. G : grandes vives-eaux très agitées.

Si on compare ces résultats (figure III.5) aux données de simulations numériques de houle au large de Dieppe (de 1979 à 2002 ; point Coast-3506), extraites de l'atlas numérique de mer ANEMOC et analysées par Ferret (2011) (cf. figure I.14), on remarque que les directions principales de la houle mesurées sur les champs de dunes du Hourdel correspondent aux directions principales de la houle au large de la baie (N247,5° à N292,5°). Cette houle au large provient également de directions N292,5° à N22,5° entre 1979 et 2002, mais ces directions sont peu représentées. L'analyse des fréquences des classes de H_s mesurée lors des marées semi-diurnes des campagnes n°1 à 4 montre que la H_s est le plus souvent inférieure à 1 m lors des marées étudiées (31,3 % < 0,5 m et 40,6 % entre 0,5 et 1 m). Les marées ayant une H_s comprise entre 1 m et 1,5 m ou une H_s supérieure à 1,5 m sont moins représentées (18,8 % et 9,4 %, respectivement). Au large, Ferret (2011) a quantifié des fréquences de classes de H_s assez équivalentes pour les provenances principales de la houle

avec une majorité de valeurs inférieures à 0,5 m (environ 21 % de N247,5° à N270° et 8 % de N270° à N292,5°), une fréquence importante de valeurs entre 0,5 et 1 m (environ 12 % de N247,5° à N270° et à 10 % de N270° à N292,5°), une fréquence plus faible de valeurs entre 1 et 1,5 m (environ 4 % de N247,5° à N270° et 7 % de N270° à N292,5°) et peu de valeurs supérieures à 1,5 m (environ 3 % de N247,5° à N270° et 5 % de N270° à N292,5°). Les fréquences de chaque classe de H_s quantifiées par Ferret (2011) pour les directions N292,5° à N22,5° sont en revanche assez faibles (≤ 7 %).

Par conséquent, les conditions d'agitation observées lors des campagnes de mesures n°1 à 4, réalisées sur les champs de dunes du Hourdel, à une échelle temporelle courte de quelques jours, semblent être représentatives des conditions d'agitation habituelles, rencontrées au large de la baie, sur une période temporelle longue de 23 ans.

I.1.2.4. Le débit fluviatile

Les débits journaliers de la Somme, enregistrés à Boismont (environ 3 km en amont de Saint-Valéry-sur-Somme), sont supérieurs au débit moyen annuel de 32 m^3/s lors des campagnes de juin (54,5 à 55,6 m^3/s) et de décembre (48,2 m^3/s) 2013 et proches de celui-ci lors de la campagne de septembre 2013 (33,6 à 37,9 m^3/s). Pour ces 3 campagnes, aucune donnée ne nous permet de spécifier si des essais de chasse ont été réalisés, mais la position éloignée des champs de dunes par rapport au chenal de navigation (500 m environ pour le site Est et plus de 1 km pour le site Ouest) nous amène à considérer que leurs effets sont négligeables sur les sites d'étude.

Durant la campagne de janvier-février 2014, les débits journaliers dépassent le débit moyen annuel de 32 m^3/s et sont relativement constants durant l'étude (de 54,8 m^3/s à 66,6 m^3/s). Toutefois, des essais de chasse ont été réalisés le 28 janvier (57,5 m^3/s) et le 6 février (63,5 m^3/s) 2014, soit, durant les marées M2 (coefficient 64) et M19 (coefficient 71), respectivement. L'annexe III.4 met en évidence les volumes d'eau évacués par l'écluse de Saint-Valéry-sur-Somme au cours de ces deux marées et l'altitude du plan d'eau mesurée sur le champ de dunes étudié. Ces graphiques montrent que l'ouverture des vannes s'est faite à l'étale de pleine-mer de Saint-Valéry-sur-Somme (10h45 le 28/01/2014 et 6h le 06/02/2014), moment qui correspond à la fin du jusant sur le site d'étude, au large du Hourdel. Les volumes d'eau expulsés sont relativement faibles lors de la période d'immersion du champ de dunes étudié : 39 m^3 au maximum pour M2 (11h22) et 43 m^3 au maximum pour M19 (6h30). Par conséquent, il est peu probable que les débits fluviatiles de la Somme et ses chasses, lors de cette campagne, influencent le champ de dunes qui, de plus, est éloigné du chenal de la Somme.

I.1.2.5. Les courants

Les courants sont essentiellement contrôlés par la marée mais peuvent être ralentis ou accélérés par la houle et, dans une moindre mesure, par le débit fluviatile.

- ***Mortes-eaux calmes***

En marées de mortes-eaux, par temps calme (campagne n°2, septembre 2013), les enregistrements courantométriques effectués par l'Aquadopp Est (localisation sur la figure II.3), à environ 10 cm au-dessus de la crête de dune, démontrent que les courants de flot dominent les courants de jusant par leur vitesse (figure III.6, graphique A). Ces vitesses de courants décroissent avec le coefficient de marée, de 0,434 m/s au maximum au coefficient 47 de M1 jusqu'à 0,307 m/s au maximum lors de M4, de coefficient 31. Les directions de courants sont vers l'est durant le flot et vers l'ouest ou l'ouest-nord-ouest durant le jusant, correspondant aux directions générales des courants de la Baie de Somme, observées dans la littérature (e.g. Dupont, 1981 ; Bastide, 2011). Celles-ci sont perpendiculaires aux crêtes de dunes étudiées, disposées selon un axe globalement nord-sud.

En revanche, les données acquises par l'Aquadopp Ouest (localisation sur la figure II.3), à environ 10 cm au-dessus du flanc ouest de la dune instrumentée, montrent que les courants semblent perturbés par la morphologie du fond à partir de la marée M3, de coefficient 35 (figure III.6, graphique B). Ces résultats sont certainement dus aux phénomènes de friction sur le fond et d'inversion des courants sous le niveau du point de séparation (crête de dune), évoqués par Cojan & Renard (1999). Durant les marées semi-diurnes M1 et M2 (coefficients 47 et 41, respectivement), les courants à ce niveau, comme sur la crête, sont plus forts durant le flot (maximum de 0,158 m/s en M1 et de 0,143 m/s en M2) que durant le jusant (0,144 m/s au maximum en M1 et 0,121 m/s en M2) et leurs directions sont en moyenne d'est à est-nord-est pour le flot et de sud à ouest-sud-ouest pour le jusant. Mais, durant M3, les courants atteignent 0,39 m/s au flot et 0,279 m/s au jusant, avec des directions de courants plus aléatoires, globalement nord-ouest à nord-est durant le flot (soit, une orientation de 0 à 45° par rapport aux crêtes de dunes), avec des pics de vitesse de direction nord-ouest à ouest-nord-ouest, et principalement ouest-nord-ouest à sud durant le jusant, avec toutefois des courants de direction sud-est à est. Puis, lors de M4, les courants de jusant surpassent ceux de flot avec de nombreux pics de vitesses, jusqu'à 0,447 m/s contre 0,377 m/s au maximum durant le flot. Durant cette marée semi-diurne, les courants de flot ont une direction ouest-nord-ouest à est-sud-est, dominante vers le nord (direction d'allongement des dunes), et les courants de jusant les plus forts sont de direction ouest à ouest-nord-ouest (direction transversale aux crêtes de dunes), avec tout de même des courants plus faibles de jusant ayant des directions est à ouest, en passant par le sud.

Les vitesses de courants diminuent fortement à l'étale de pleine-mer, lors de la renverse des courants (flot/jusant). Pour ces 4 marées semi-diurnes de mortes-eaux, les pics de vitesse des courants observés sur le graphique A (figure III.6) se font entre 1h40 et 1 h avant l'étale de pleine-mer et entre 45 minutes et 1h40 après l'étale de pleine-mer.

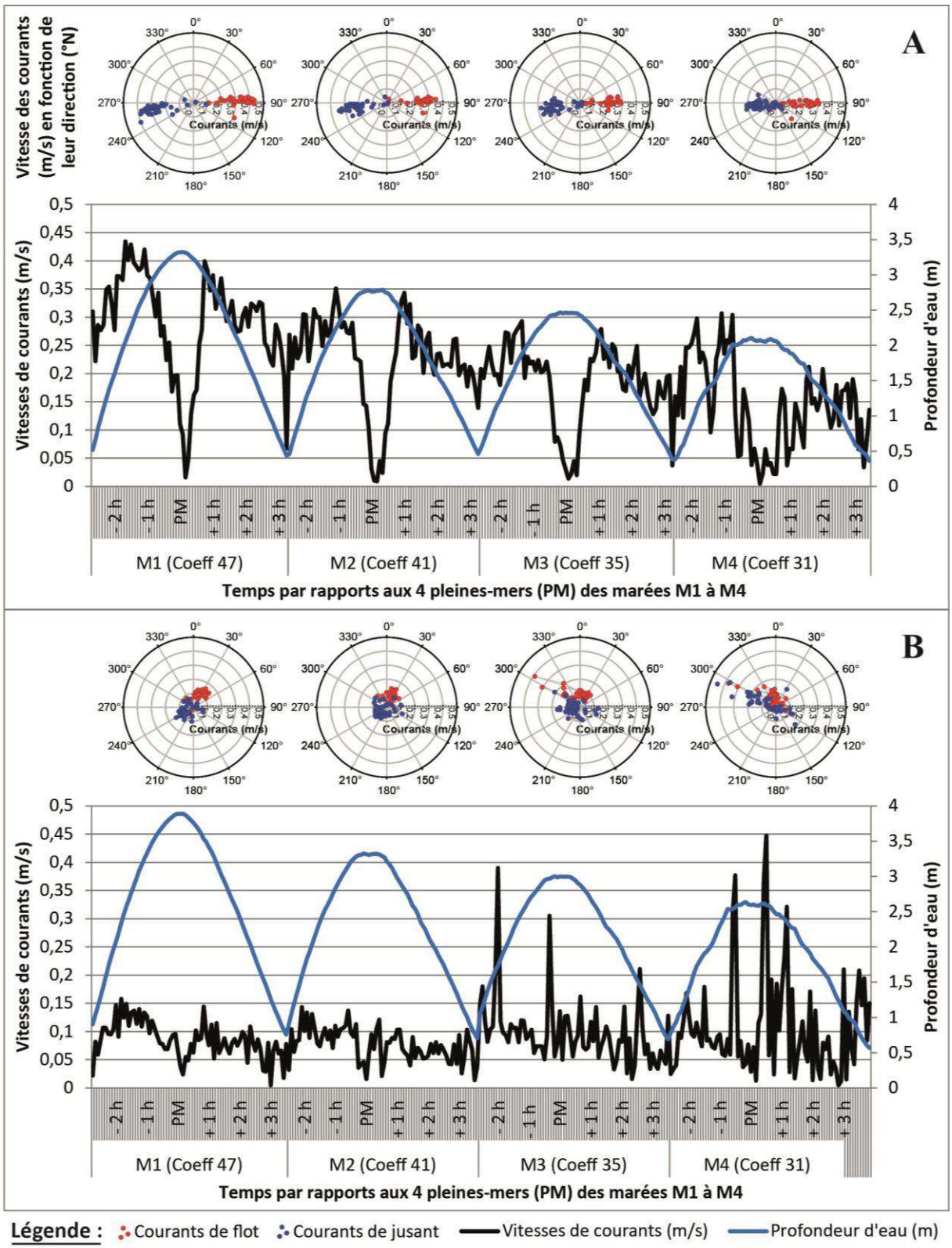


Figure III. 6 : Vitesses et directions des courants de flot et de jusant et profondeur d'eau, enregistrées par les courantomètres lors des 4 marées semi-diurnes de la campagne n°2 de septembre 2013. Données obtenues toutes les 5 minutes, issues d'un moyennage de mesures sur un intervalle de temps d'une minute : (A) Aquadopp Est, à environ 10 cm au-dessus d'une crête de dune, et (B) Aquadopp Ouest, à environ 10 cm au-dessus du flanc ouest de la même dune.

- ***Vives-eaux calmes***

En marées de vives-eaux, par temps calme également (campagne n°1, juin 2013), les vitesses de courants sont plus importantes durant le flot que durant le jusant. C'est ce que montrent les données de l'ADV (annexe III.5), positionné entre 31,5 cm et 70,5 cm au-dessus du fond durant la marée semi-diurne M1 et entre 58,5 et 80,5 cm au-dessus du fond durant la marée semi-diurne M2 (localisation sur la figure II.2). Les courants moyens (moyennés sur une minute) rencontrés à ces hauteurs sont au maximum de 0,75 m/s durant le flot et de 0,65 m/s (M1) à 0,70 m/s (M2) durant le jusant (annexe III.5, graphique A). Ces vitesses de courants se réduisent considérablement à l'étale de pleine-mer, jusqu'à être presque nulles. Le graphique B de l'annexe III.5 représente les vitesses de courants nord-sud et est-ouest, ainsi que leur sens. On remarque que les courants ont une composante nord plus forte que la composante sud. Les courants est-ouest, quant à eux, ont un sens est lors du flot et un sens ouest lors du jusant. Ainsi, durant les périodes de flot de ces 2 marées semi-diurnes, les courants sont est à nord-est et durant les phases de jusant, ils sont ouest à nord-ouest.

Lors des 2 marées semi-diurnes de vives-eaux de juin 2013, les vitesses et directions de courants mesurées sur l'ensemble de la colonne d'eau, aux abords du champ de dunes, par l'ADCP (localisation sur la figure II.2), montrent des courants plus forts en surface que près du fond (figure III.7). Les directions des courants principaux sont est durant le flot et se renversent à l'étale de pleine-mer pour passer ouest durant le jusant. Les vitesses maximales de courants atteintes en surface sont de 1,08 m/s lors du flot de M1, 0,95 m/s lors du jusant de M1, 1,14 m/s lors du flot de M2 et 0,95 m/s lors du jusant de M2. Ces pics de vitesse des courants ont été mesurés 45 minutes avant l'étale de pleine-mer et 50 minutes après l'étale de pleine-mer pour M1 et à 1h avant l'étale de pleine-mer et 1h30 après l'étale de pleine-mer pour M2.

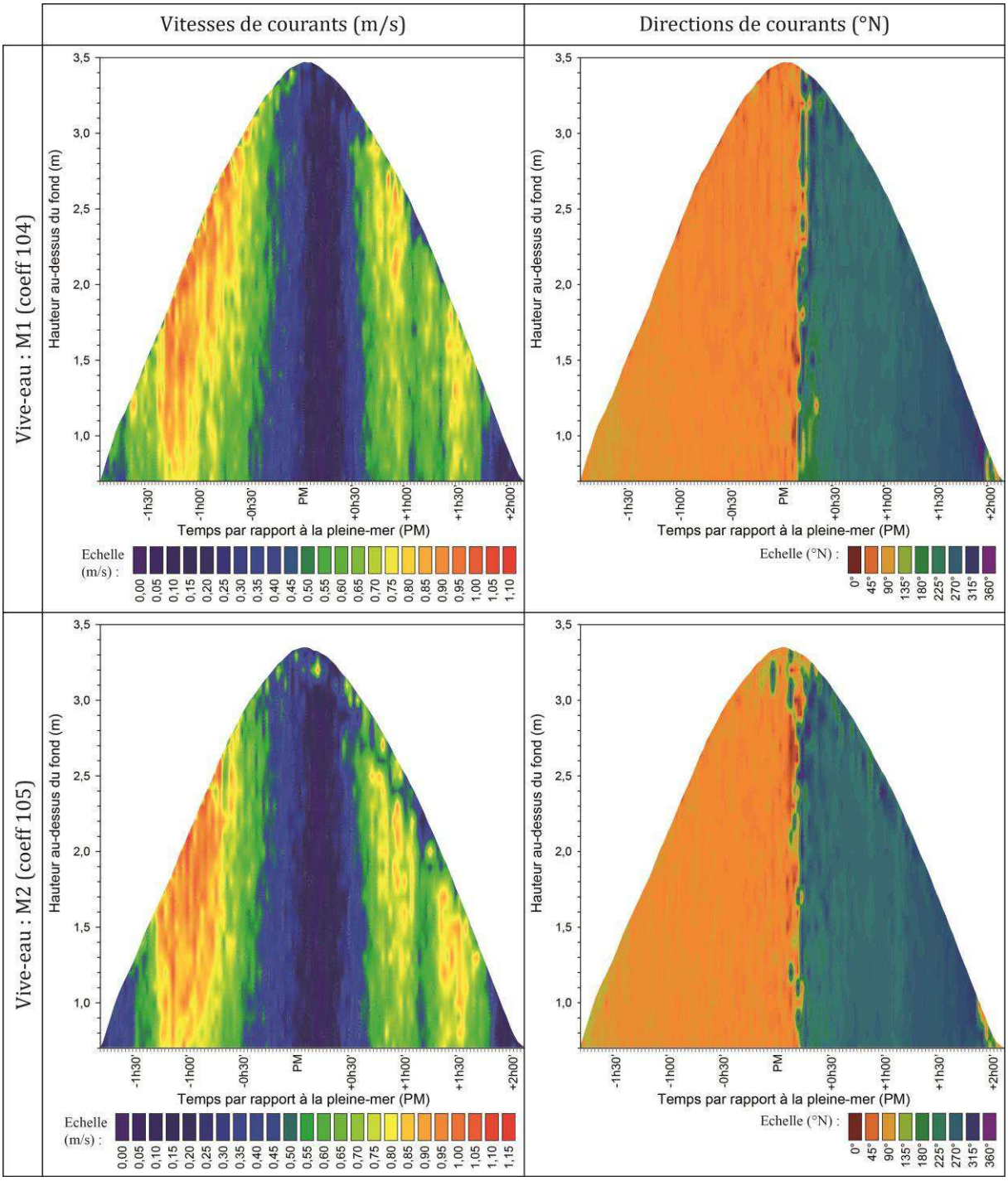


Figure III. 7 : Vitesses et directions des courants dans la colonne d'eau durant les marées M1 et M2 du 24 et 25 juin 2013, mesurées par le profileur de courant ADCP (mesure toutes les 2 minutes, issue d'un moyennage sur une minute), à l'extérieur du champ de dunes.

- ***Tempête de vive-eau***

En tempête de vive-eau (campagne n°3, décembre 2013), avec une houle en provenance de l'ouest et du nord-ouest, les courants, mesurés entre 55 cm et 82 cm au-dessus du fond, sont plus intenses au flot qu'au jusant (figure III.8). Lors de cette marée semi-diurne de coefficient plus faible que les marées de vives-eaux de juin 2013, les courants de flot à ces

hauteurs sont plus forts (1,18 m/s contre 0,75 m/s pour les marées de juin 2013) alors que les courants de jusant, opposés à la houle, sont plus faibles (0,48 m/s au maximum), excepté en fin de jusant où on observe un pic de courants de 0,85 m/s. Les directions des courants sont similaires à celles de la houle avec des courants de flot forts dans le sens de l'est-nord-est et des courants de jusant faibles dans le sens opposé (ouest-sud-ouest). Les courants de jusant subissent un ralentissement et même, une inversion de leur direction (est-nord-est) à certains moments de la marée, sous l'influence de la houle (H_s entre 0,75 et 1,25 m) et des vents de secteur ouest (jusqu'à 48 km/h avec des rafales de 80 km/h).

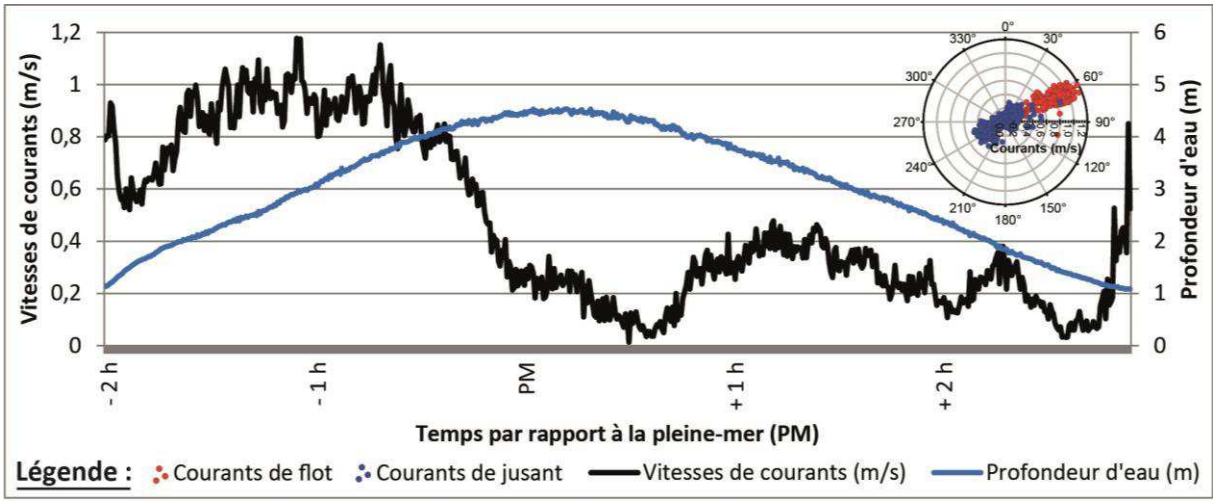


Figure III. 8 : Vitesses et directions des courants de flot et de jusant (entre 55 cm et 81 cm au-dessus du fond) et profondeur d'eau enregistrées par le courantomètre Aquadopp (intervalle de mesure de 30 secondes avec moyennage sur ces 30 secondes), le 5 décembre 2013.

- ***Le cycle semi-lunaire de janvier-février 2014 : une combinaison de conditions hydro-météorologiques***

Lorsqu'on observe la courantométrie à l'échelle d'un cycle de marée semi-lunaire (figures III.9, III.10 et annexe III.6), comme pour la campagne n°4 (janvier-février 2014), on remarque que l'intensité des courants de marée croît avec l'amplitude de marée. Les courants les plus forts se rencontrent ainsi en vive-eau et les courants les plus faibles en morte-eau.

Sur la figure III.9, symbolisant les vitesses de courants par marée autour de 50 cm au-dessus du fond (mesurées par l'Aquadopp n°1, localisé sur la figure II.5), on peut observer des différences significatives de vitesses entre le flot et le jusant. Sur un bon nombre de marées (e.g. M12), le flot domine, tandis que sur d'autres (e.g. M8), c'est le jusant qui est le plus fort, bien que cette dominance varie selon la hauteur de mesure et que les résultats affichés sur la figure III.9 ne reflètent pas toujours la dominance (flot ou jusant) des plus forts courants rencontrés dans la colonne d'eau. Sur certaines de ces marées, les écarts de vitesses entre le flot et le jusant sont très faibles (e.g. M5, M9, M24). Quoi qu'il en soit, à 50 cm au-dessus du fond, la direction principale des courants est toujours est durant le flot et ouest durant le jusant.

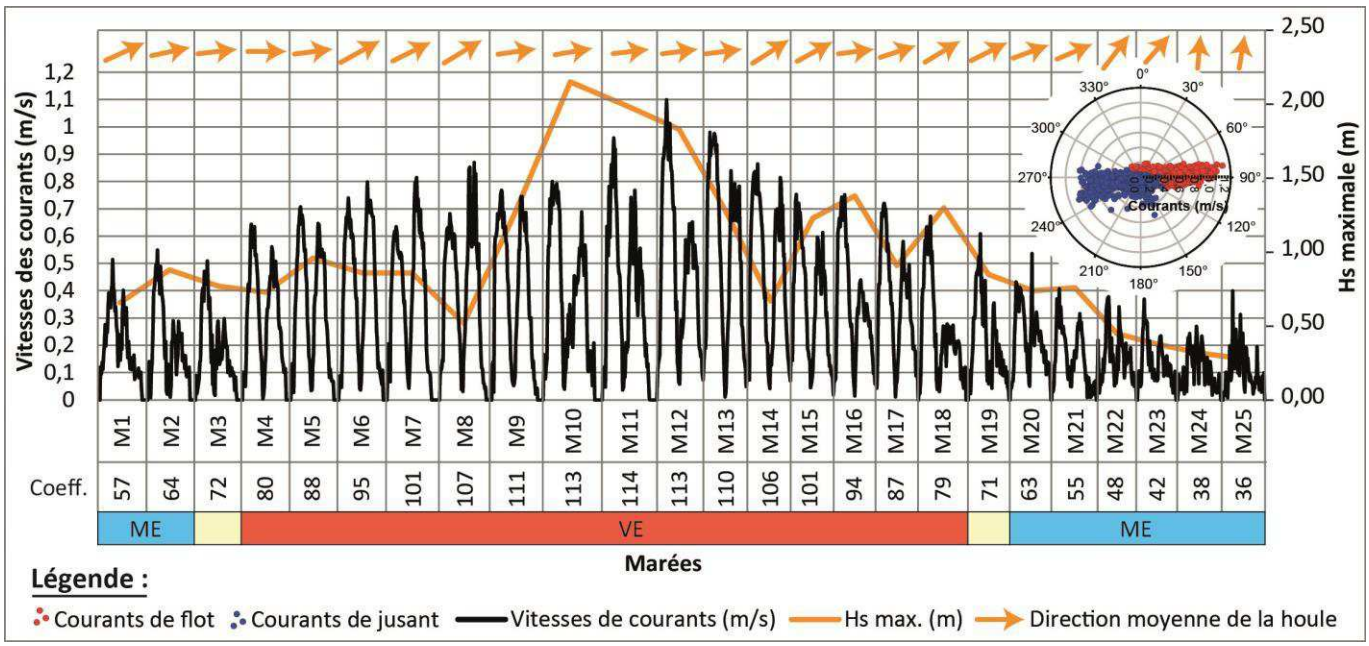


Figure III. 9 : Vitesses et directions des courants de flot et de jusant mesurées à environ 50 cm au-dessus du fond par le courantomètre Aquadopp n°1 (données toutes les 5 minutes, issues d'un moyennage de mesures réalisées sur une minute). H_s maximale et direction moyenne de la houle par marée, mesurées par le profileur de courants ADCP Nord (fréquence de 2Hz), durant les 25 marées de la campagne de janvier-février 2014.

Lorsqu'on observe la répartition des vitesses de courants dans la colonne d'eau (figure III.10 et annexe III.6), on remarque que les courants les plus forts se rencontrent en surface, quel que soit le coefficient de marée, comme observé pour la campagne de juin 2013 (cf. figure III.7). Ces courants de surface montrent des records maximum de 2 m/s en vive-eau (M14) et minimum de 0,7 m/s en morte-eau (M24), alors que les courants maximums rencontrés à 1 m du fond sont plus faibles (e.g. 1,5 m/s durant M14 et 0,6 m/s durant M24). Comme observé sur la figure précédente (figure III.9), les courants, qui sont alternatifs, faiblissent à l'étale de pleine-mer.

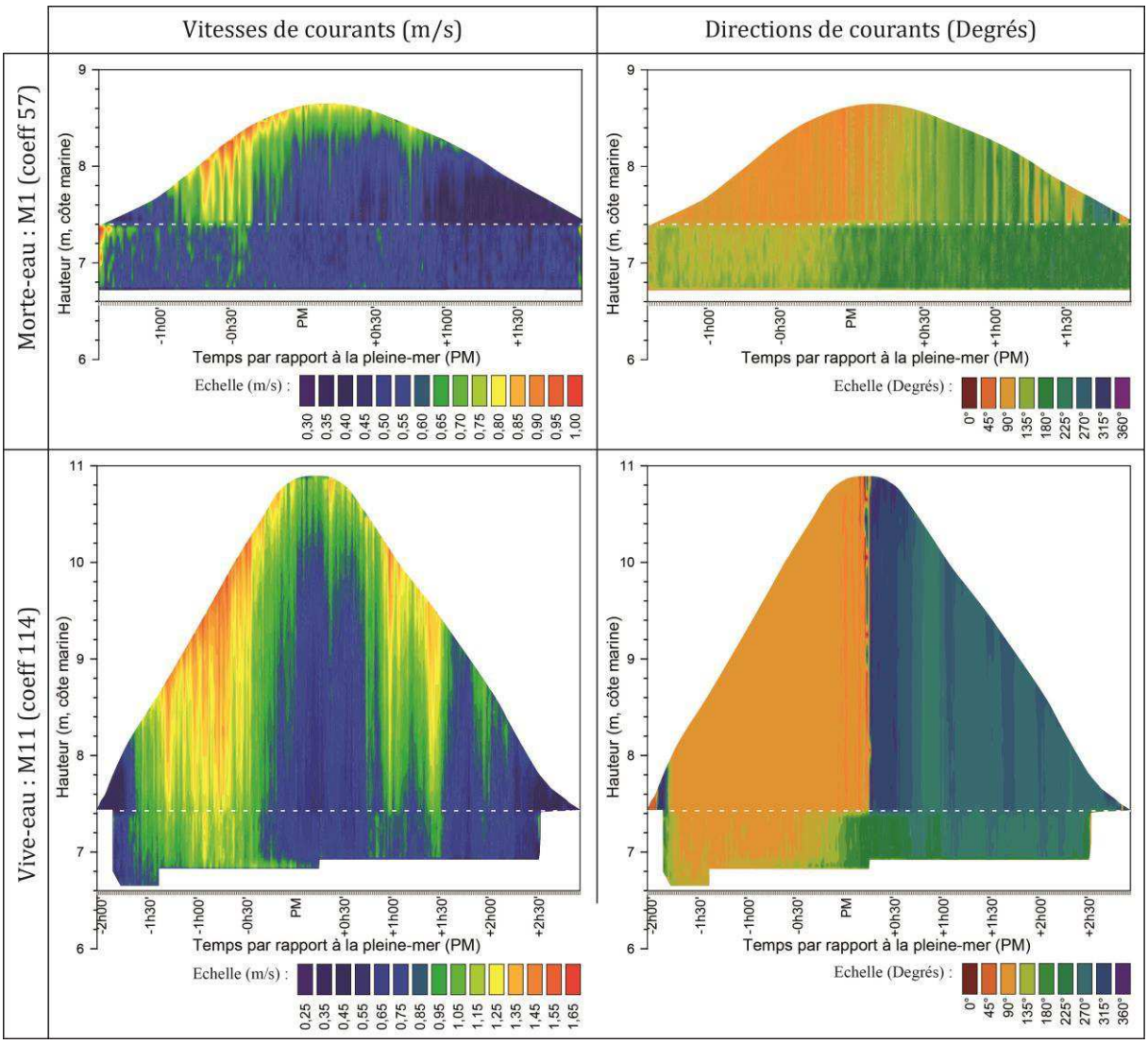


Figure III. 10 : Vitesses et directions des courants dans la colonne d'eau durant les marées M1 et M11 de la campagne de janvier-février 2014, mesurées par les 2 profileurs de courant (fréquence de 2 Hz et moyennage sur une minute) : ADCP Nord (cellules de 20 cm), situé au nord de la zone d'étude, pour le haut de la colonne d'eau (au-dessus de la ligne pointillée blanche) et ADCP Sud (cellules de 10 cm), situé au sud de la zone d'étude, pour le bas de la colonne d'eau (au-dessous de la ligne pointillée blanche).

Les **marées semi-diurnes de mortes-eaux** calmes (M22 à M25 ; $H_s < 0,5$; cf. figure III.5) à peu agitées (M1, M2, M20 et M21 ; $0,5 < H_s < 1$ m) de janvier-février 2014 montrent soit une dominance des courants de flot par rapport à ceux de jusant (M1, M2, M21 et M22), soit une dominance des courants de jusant (M20, M23 et M25), soit une équivalence des valeurs maximales de courants entre le flot et le jusant (M24 ; 0,73 m/s au maximum). La marée M20, de coefficient 63, montre les plus forts courants avec 1,11 m/s au maximum. Lorsqu'on observe les résultats de la marée M25, de coefficient 36 (annexe III.6), les vitesses et directions de courants sont plus aléatoires et plus faibles, comme observé lors des mortes-eaux calmes de septembre 2013 (figure III.6). Ces courants atteignent 0,92 m/s et ont une direction très variable durant la marée, comprise majoritairement entre 135°N (sud-est) et 225°N (sud-ouest). C'est lors des marées de mortes-eaux de niveau d'eau inférieur à 8,5 m

(cote marine ; M24 et M25, de coefficient 38 et 36, respectivement) que les courants fluctuent sous l'influence des dunes. Leurs vitesses ainsi que leurs directions varient alors constamment et sont sensiblement équivalentes dans la tranche d'eau allant de 50 à 120 cm au-dessus du fond.

Les **marées moyennes** peu agitées (M3 et M19 ; 0,5 < H_s < 1 m ; cf. figure III.5) enregistrent une dominance des courants de flot, atteignant 0,81 m/s et 1 m/s à 1 m au-dessus du fond puis 1,1 m/s et 1,4 m/s en surface, pour M3 et M19, respectivement (annexe III.6).

Durant les **marées de vives-eaux**, les directions de courants sont très marquées et uniformes durant le flot (est) et durant le jusant (ouest) (figure III.10 et annexe III.6), excepté en début et fin de marée où elles varient fortement, lorsque le niveau d'eau sur la zone est assez bas (inférieur à 7,5-8 m en cote marine environ). Les courants mesurés entre 0 et 120 cm au-dessus du fond environ, montrent une vitesse qui décroît lorsqu'on se rapproche du fond. Les courants les plus proches du fond (jusqu'à 10 cm environ), mesurés au niveau d'un creux de dune, montrent des directions changeantes.

Les marées de vives-eaux peu agitées (M4 à M8, M14 et M17 ; cf. figure III.5) sont dominées par les courants de flot (M4, M5, M17) ou par ceux de jusant (M6, M7, M8 et M14). La dominance des courants de jusant par rapport à ceux de flot est la plus évidente pour les marées M8 (courants maximums de 1,7 m/s) et M14 (courants maximums de 2 m/s), comportant les plus faibles valeurs de H_s maximale (0,52 et 0,67, respectivement) et des vents moyens en provenance du sud-sud-est et du sud-est (19 km/h et 24 km/h, respectivement). Toutes les marées de vives-eaux peu agitées se caractérisent par des vents de secteur est plus ou moins forts, contrant l'action de la houle. Les vitesses maximales de courants atteintes lors de ces marées de vives-eaux peu agitées (comprises entre 1,18 m/s pour M4 et 2 m/s pour M14) dépassent celles atteintes lors des marées de vives-eaux calmes de juin 2013 (1,14 m/s au maximum).

Les marées de vives-eaux agitées (M9, M13, M15 et M16 ; 1 < H_s < 1,5 m ; cf. figure III.5) adoptent cette même diversité de dominance des courants, qui sera en faveur du flot pour M9 (1,6 m/s au maximum) et en faveur du jusant pour M13, M15 et M16, avec des vitesses maximales de courants entre 1,4 m/s (M15) et 1,9 m/s (M13).

Les grandes marées de vives-eaux très agitées (M10 à M12, de coefficients 113 et 114 ; cf. figure III.5), avec une houle d'ouest de H_s supérieure à 1,5 m, sont dominées par les courants de flot d'une vitesse maximale de 1,7 m/s pour M10 et M11 et 1,8 m/s pour M12.

I.1.3. Synthèse des conditions météorologiques et hydrodynamiques

Les 4 campagnes réalisées au niveau des dunes du Hourdel montrent des conditions météorologiques et hydrodynamiques variées, permettant d'obtenir plusieurs cas de figure, avec des interactions fortes entre les forçages de vent, de houle et de marée, à l'échelle du cycle semi-diurne comme semi-lunaire (annexes III.7 et III.8).

Le vent va conditionner les caractéristiques de la houle. Si les vents proviennent du sud à l'ouest (vents marins), la hausse de leurs vitesses va permettre à la houle de se développer, augmentant ainsi les valeurs de H_s. On observe toutefois un retard d'environ une marée semi-diurne dans la réponse de la houle face aux vents. Si les vents proviennent du secteur est (vents de terre), ils peuvent diminuer la hauteur de la houle d'ouest, comme lors des marées de mortes-eaux de septembre 2013 ou des marées de vives-eaux M8 et M14 de la campagne de janvier-février 2014. Enfin, malgré la présence de vents relativement forts, de direction sud à sud-ouest, la H_s peut parfois restée faible car la profondeur d'eau disponible (trop faible) ne permet pas à la houle de se développer. C'est le cas des dernières marées semi-diurnes de mortes-eaux, M19 à M25 de la campagne de janvier-février 2014, pour lesquelles on observe une diminution progressive de la H_s malgré une augmentation des vitesses de vents marins, lorsque la profondeur d'eau n'excède pas 2,93 m.

La houle ne pourra jamais être aussi forte en morte-eau qu'en vive-eau car la distribution des hauteurs de vagues en domaine intertidal peu profond (cas du site d'étude) va dépendre de la profondeur d'eau et donc, de l'amplitude de marée (Battjes & Groenendijk, 2000 ; Robertson *et al.*, 2015), avec une H_s de la houle qui va décroître en même temps que la profondeur d'eau. La surcote/décote, quant à elle, ne semble pas particulièrement suivre les variations de vitesse du vent, ce phénomène dépendant plutôt de la pression atmosphérique. Mais, elle influence tout de même la hauteur d'eau et donc, les caractéristiques de la houle sur le site d'étude.

Les courants sont essentiellement dépendants de la marée (courants de flot et de jusant), mais peuvent être modifiés par la houle et les vents qui vont appuyer ou ralentir ces courants de flot et de jusant et parfois, modifier la prédominance des courants de flot ou de ceux de jusant.

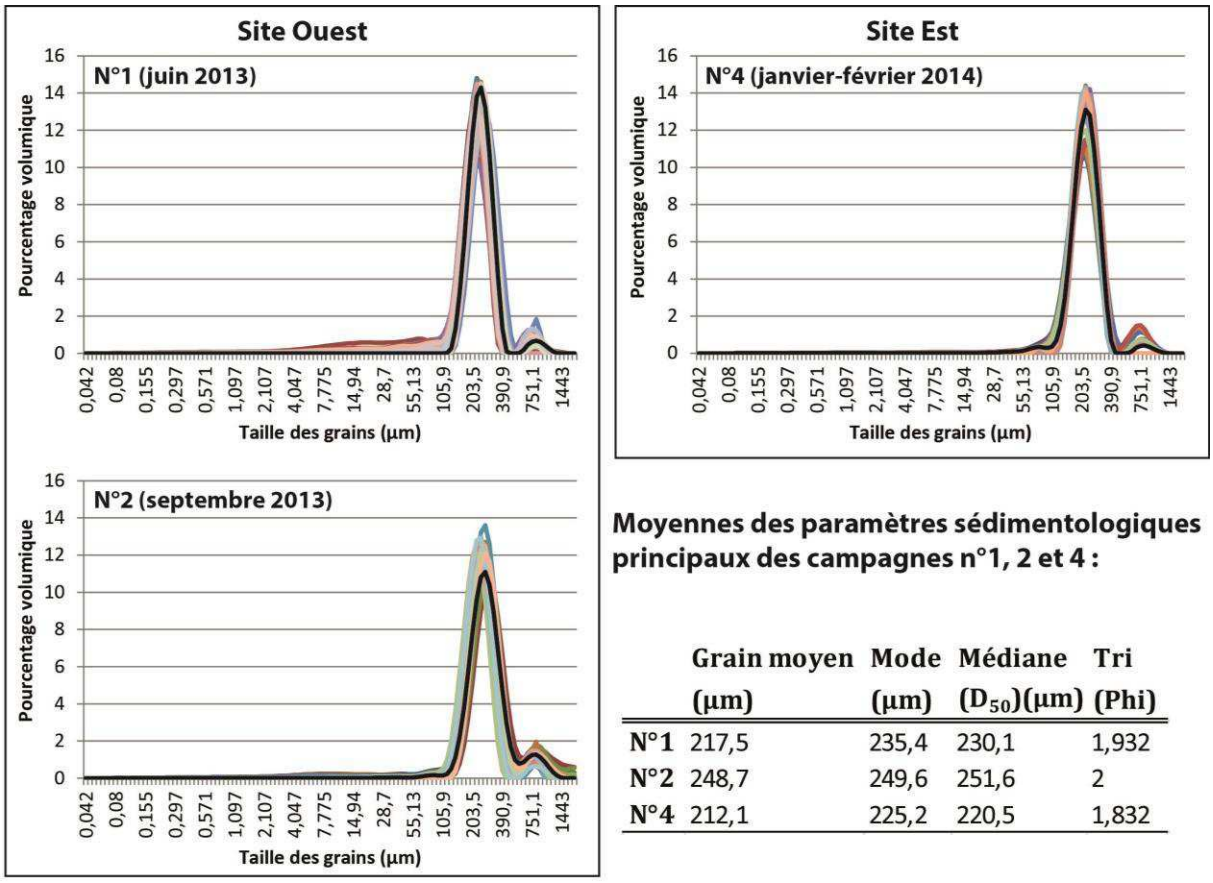
En marée semi-diurne de morte-eau et marée moyenne, la houle reste faible ($H_s < 0,5$ m) à moyenne (0,5 m < H_s < 1 m) et les courants de flot dominent en général ceux de jusant, quelles que soient la direction et la force des vents observés lors des 4 campagnes (vents moyens > 10,6 km/h, de secteur est en septembre 2013 ; vents moyens > 20,7 km/h, de secteur ouest pour la plupart, en janvier-février 2014).

En marée semi-diurne de vive-eau, la prédominance des courants de flot et de jusant est variable, tout comme leur intensité, et dépend des forçages. La prédominance forte des courants de jusant (marées M6 à M8 et M13 à M15 de la campagne de janvier-février 2014) intervient en général lorsque la H_s de la houle diminue (0,52 m < H_s < 1,27 m), que celle-ci provient du sud-ouest et que des vents de terre soufflent (9,1 à 24 km/h). Dans ces cas-là, les courants sont forts (vitesses maximales de 1,37 à 1,99 m/s). La prédominance forte des courants de flot peut apparaître dans différents cas de figure : **(i)** lorsque la houle est très forte (1,83 m < H_s maximale < 2,15 m) avec une profondeur d'eau maximale sur site de 4,5 m, des vents de sud à sud-ouest d'une vitesse comprise entre 13,6 et 27,6 km/h et des courants maximums entre 1,65 et 1,77 m/s (M10 à M12, campagne n°4 de janvier-février 2014) ; **(ii)** lorsque la houle est forte (H_s maximale entre 1,25 et 1,3 m) avec des vents forts du sud et de l'ouest-sud-ouest (vents moyens de 34,3 et 35,5 km/h) et des courants mesurés jusqu'à 1,37 m/s (M18 de janvier-février 2014 et M1 de décembre 2013) ; **(iii)** lorsque la houle est faible

(H_s maximale de 0,16 m) avec une forte profondeur d'eau (5,5 m), des vents moyens d'ouest et d'ouest-nord-ouest assez faibles (entre 8,1 et 19,3 km/h) et des vitesses de courants maximales de 1,14 m/s (M1 et M2 de juin 2013).

I.2. Caractéristiques sédimentaires des champs de dunes

Le sédiment superficiel des dunes du Hourdel est un sable fin à moyen, unimodal à bimodal et mal classé, dont les caractéristiques varient peu entre les sites et les périodes d'étude (site Ouest en juin et septembre 2013 et site Est en décembre 2013 et janvier-février 2014) (figure III.11). Seul le taux de sédiments vaseux (< 62,5 µm) est plus important sur le site Ouest que sur le site Est, surtout lors de la campagne de juin 2013 (jusqu'à 18,2 % avec une moyenne de 2,5 %).



Moyennes des paramètres sédimentologiques principaux des campagnes n°1, 2 et 4 :

	Grain moyen (µm)	Mode (µm)	Médiane (D_{50})(µm)	Tri (Phi)
N°1	217,5	235,4	230,1	1,932
N°2	248,7	249,6	251,6	2
N°4	212,1	225,2	220,5	1,832

Figure III. 11 : Courbes granulométriques des échantillons sédimentaires superficiels prélevés durant les campagnes n°1 (juin 2013), n°2 (septembre 2013) et n°4 (janvier-février 2014) et moyennes des paramètres sédimentologiques principaux de chaque campagne.

Lorsqu'on observe les variations des paramètres sédimentologiques au niveau des dunes, on constate qu'entre le 6 et le 9 février 2014 (durant les marées M20 à M25), le grano-classement (observé à BM) sur une même dune s'est presque inversé. Le 6 février, le grain moyen est plus faible sur la crête et le flanc raide (196,5 et 194,6 µm, respectivement) que dans les creux (210,8 et 207,8 µm) et sur le flanc doux (231,9 µm) tandis que le 9 février, le

grain moyen est beaucoup plus grand sur la crête (243,1 µm) que dans les creux (201,9 et 207,3 µm). Enfin, le 2 février 2014 (entre M11 et M12), la répartition du grain moyen diffère entre 2 dunes adjacentes. En revanche, le sédiment est mieux trié lorsqu'on est proche de la crête de dune et moins bien trié lorsqu'on est proche des creux pour les 3 dates de prélèvements.

Ce sédiment sableux est constitué en partie de débris coquilliers (figure III.12), concentrés principalement dans les fractions grossières (> 630 µm : 80 % de $CaCO_3$) et, dans une moindre mesure, dans les fines (< 63 µm : 20 % de $CaCO_3$), qui représentent une très faible portion du sédiment global. Les fractions les plus représentatives du sédiment (entre 125 et 250 µm) montrent une faible quantité de $CaCO_3$ (moins de 5% pour la fraction à 200 µm). La calcimétrie, effectuée sur les échantillons sédimentaires prélevés le long d'une section transversale à une dune de polarité est (06/02/2014), montre des variations faibles du pourcentage de CaCO3 entre la crête (12,5 %), les flancs (9,24 % et 11,66 % en haut et en bas du flanc doux ouest, respectivement ; 9,68 % et 12,40 % en haut et en bas du flanc raide est, respectivement) et les creux (14,49 % à l'ouest et 16,98 % à l'est) de dune. Toutefois, la teneur en carbonates, plus élevée dans les creux inter-dunes, semble témoigner du tri qui s'opère sur les particules lors du transport qui mobilise moins les particules carbonatées.

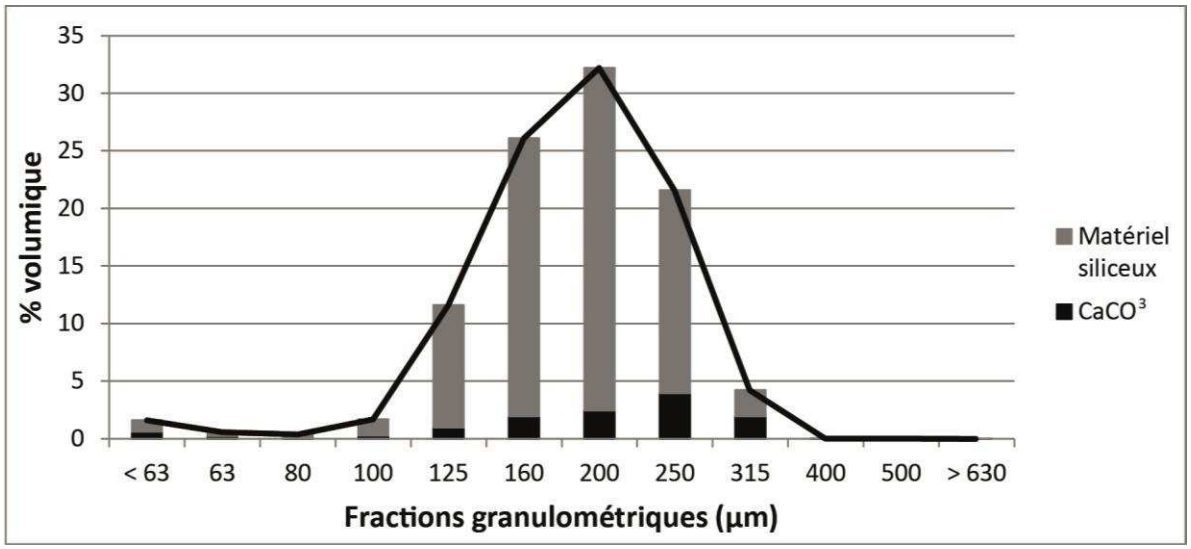


Figure III. 12 : Proportion de matériel siliceux et carbonaté dans les fractions granulométriques d'un échantillon récolté sur une crête de dune, à basse-mer, le 06/02/2014.

I.3. Caractéristiques morphologiques des champs de dunes

Selon la classification de Berné *et al.* (1989) et d'Ashley (1990), le champ de dunes du site Est est caractérisé par des morphologies de type moyennes dunes (H entre 0,25 et 0,5 m et λ entre 5 et 10 m) à grandes dunes (H entre 0,5 et 3 m ; λ entre 10 et 100 m). Leur hauteur (H) varie entre 18 et 60 cm, avec une moyenne de 37 cm sur la période d'étude de janvier-février

2014, et leur longueur d'onde (λ) se situe entre 6 et 22 m, avec une moyenne de 12,5 m (tableau III.1).

Tableau III. 1 : Longueurs d'onde (maximales, moyennes, minimales et écart-type), hauteurs (maximales, moyennes, minimales et écart-type) et polarité des dunes lors des 5 dates de levés topographiques de scanner laser 3D de la campagne de janvier-février 2014. Les valeurs de longueurs d'onde sont basées sur 46 à 75 mesures par date, réalisées partout dans le champ de dunes et les valeurs de hauteurs sont basées sur 15 à 18 mesures par date, réalisées au niveau des sommets de dunes.

	Longueurs d'onde (m)				Hauteurs (m)				Polarité (est/ouest)
Date	Max.	Moy.	Min.	σ	Max.	Moy.	Min.	σ	
28/01/2014	19,707	12,657	6,264	2,66	0,516	0,367	0,256	0,08	est (flot)
30/01/2014	17,033	12,361	6,363	2,38	0,598	0,397	0,260	0,08	ouest (jusant)
03/02/2014	22,035	12,702	6,593	2,78	0,380	0,286	0,177	0,05	ouest (jusant)
06/02/2014	19,819	13,056	7,276	2,38	0,571	0,435	0,343	0,06	est (flot)
09/02/2014	16,870	12,759	7,506	2,09	0,514	0,368	0,280	0,06	est (flot)

Des morphologies de fond de type « rides » (H : moins de 0,5 jusqu'à 3 cm, λ : inférieure à 50 cm) se superposent à ces dunes et, parfois, sont remplacées par des morphologies de plus grande taille, classées comme étant des petites dunes (H : 0,06 à 0,25 m ; λ : 0,6 à 5 m) par Berné *et al.* (1989) et Ashley (1990) (cf. figure I.3, cas H et I). C'est le cas lors de la basse-mer du 28/01/2014, entre les marées M1 et M2 (campagne n°4), où des petites dunes allant jusqu'à 12 cm de hauteur et jusqu'à 2 m de longueur d'onde, étaient visibles dans la partie sud du champ de dunes (cf. cas H de la figure I.3). Ces morphologies n'étaient pas présentes lors des autres jours de mesure, où seules des rides surimposées aux moyennes à grandes dunes étaient visibles, avec une tendance à la réduction de leur taille durant la campagne n°4 (H entre 2 et 3 cm le 30 janvier, entre M6 et M7, et inférieure à 1 cm les 3, 6 et 9 février, après M13, M19 et M25, respectivement). Lors de la tempête du 5 décembre 2013 (marée semi-diurne de vive-eau), les dunes étudiées sont grandes avec une longueur d'onde d'environ 15 m et une hauteur d'environ 50 cm.

Le champ de dunes du site Ouest est entouré d'un banc sableux au sud et d'un chenal au nord et a une emprise assez faible. En juin 2013 (marées semi-diurnes de vives-eaux), il se compose de dunes moyennes d'une hauteur de 28 à 50 cm environ et d'une longueur d'onde de 8 à 11 m environ, tandis qu'en septembre 2013 (marées semi-diurnes de mortes-eaux), les dunes, moyennes à grandes, ont une hauteur comprise entre 20 cm et 50 cm environ et une longueur d'onde entre 5 m et 23 m environ (à peu près 11 m en moyenne).

L'ensemble des champs de dunes étudiés sur les 2 sites, lors des 4 campagnes, comprend des dunes dont les crêtes sont orientées nord-sud et dont l'axe de migration est est-ouest. La morphologie transversale de ces dunes, observée à basse-mer, est variable sur le cycle de marée semi-lunaire (campagne de janvier-février 2014), avec des morphologies qui peuvent être sub-symétriques à symétriques ou asymétriques. Les dunes asymétriques sont parfois caractérisées par un front d'avalanche au niveau de leur flanc raide et ont une polarité elle aussi variable sur le cycle semi-lunaire, qui peut être est ou ouest selon les jours. Des morphologies sub-symétriques, dont la polarité est difficilement identifiable, peuvent parfois

être distinguées (cf. cas E de la figure I.3). En juin 2013, les dunes ont une polarité ouest à basse-mer et présentent un front d'avalanche. En septembre 2013, les dunes présentent un renversement de morphologie dans leur partie sommitale, leur conférant une polarité plutôt ouest malgré un flanc doux situé à l'ouest. En décembre 2013, la polarité à basse-mer est ouest avant la marée étudiée puis est après la marée.

Dans la littérature, des relations ont été établies entre la hauteur, la longueur d'onde des dunes et la profondeur d'eau (Yalin 1964, 1977 et 1987 ; Allen, 1968 ; Flemming, 1988 ; Dalrymple *et al.,* 1978 ; Dalrymple & Rhodes, 1995 ; Francken *et al.,* 2004 et Van Landeghem *et al.,* 2009, *in* Ferret, 2011).

Masselink *et al.* (2009) utilisent ainsi le modèle d'Allen (1968) qui permet de définir les hauteurs (H) et longueurs d'onde (λ) des dunes en fonction de la profondeur d'eau (h), selon les équations Eq. (21) et Eq. (22), tandis que Dalrymple & Rhodes (1995) préfèrent les équations Eq. (23) et Eq. (24) de Yalin (1964, 1977, 1987).

$$H = 0.086h^{1.19} \quad \textbf{(21)}$$

$$\lambda = 1.16h^{1.55} \quad \textbf{(22)}$$

$$H = 6h \quad \textbf{(23)}$$

$$\lambda = 0.167h \quad \textbf{(24)}$$

Dans cette thèse, si l'on utilise ces équations dans le cas de la profondeur d'eau maximale atteinte en janvier-février 2014 (4,5 m), on obtient des hauteurs et longueurs d'onde de 52 cm et 12 m, respectivement pour le modèle d'Allen (1968) et de 75 cm et 27 m, respectivement, pour l'équation de Yalin (1964, 1977, 1987). Le modèle d'Allen (1968) semble, ici, le plus proche de la réalité.

Dalrymple & Rhodes (1995) utilisent également l'équation de Flemming (1988) qui constitue le rapport entre valeurs de hauteur et de longueur d'onde comme étant le suivant (Eq. (25)).

$$H = 0.0677\lambda^{0.8098} \quad \textbf{(25)}$$

En utilisant la valeur moyenne de longueur d'onde mesurée en janvier-février 2014 (12,5 m) nous obtenons une hauteur de 52 cm, ce qui est bien dans notre gamme de hauteurs mesurées. Toutefois, la figure III.13, représentant les relations H/ λ en Baie de Somme (domaines intertidal et subtidal), montre que l'équation de Flemming (1988) n'est pas applicable à notre site d'étude Est. Les dunes intertidales de la Baie de Somme semblent avoir des amplitudes peu variables comparées à leurs longueurs d'onde, qui évoluent fortement (jusqu'à 50 m). Celles du site d'étude Est ont des hauteurs qui semblent légèrement plus variables en fonction de la longueur d'onde plus limitée (≤ 22 m), augmentant légèrement avec celle-ci, alors que les dunes subtidales proches de la baie suivent une relation linéaire

plus évidente, avec une hausse de leur hauteur en même temps que de leur longueur d'onde. Ces résultats montrent bien que la hauteur des dunes intertidales est contrainte par la profondeur d'eau, contrairement à celle des dunes subtidales. Les champs de dunes du Hourdel ne suivent pas non plus les équations de Allen (1968), Dalrymple *et al.* (1978) en domaine intertidal, Francken *et al.* (2004) en rivière, et Van Landeghem *et al.* (2009) en milieu subtidal, dont les courbes de tendance (présentées dans la thèse de Ferret, 2011) se situent entre celles de Ferret (2011) et de Flemming (1988) sur la figure III.13.

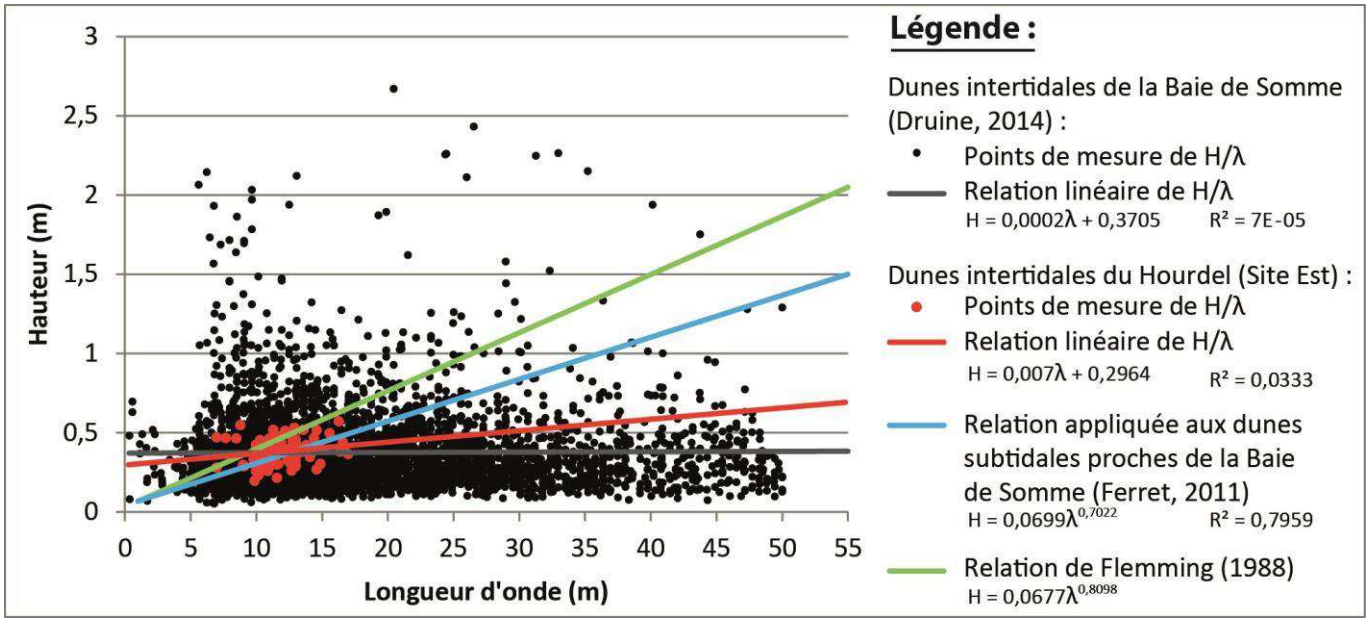


Figure III. 13 : Relations entre la hauteur et la longueur d'onde des dunes, mesurées sur le domaine intertidal de la Baie de Somme (Druine, 2014) et au niveau du site d'étude Est du Hourdel (campagne de janvier-février 2014). Comparaison avec les relations établies dans le domaine subtidal proche de la Baie de Somme (Ferret, 2011) et à l'échelle mondiale (Flemming, 1988).

Enfin, Dalrymple & Rhodes (1995) décrivent le RI (Ripple Index) comme indicateur de la forme abrupte ou plane des dunes (Eq. (26)).

$$RI = \lambda / H \qquad \textbf{(26)}$$

Les valeurs de 10 à 30 indiquent des dunes pentues, généralement petites à moyennes (λ < 10 m) et les valeurs de 100 à 300 sont synonymes de formes plates, souvent de très grandes dunes (λ > 100 m). Un RI supérieur à 30 indique des dunes aplaties. Dans notre cas, le RI mesuré sur le site d'étude Est (campagne de janvier-février 2014) se situe entre 15 (petites λ = 7 m ; grandes H = 0,47 m) et 54 (grandes λ = 11,6 et 14,6 m ; petites H : 0,21 à 0,24 m) environ. Selon cet indicateur, nous nous situons donc dans un environnement de dunes moyennes à grandes, de morphologie variable, qui peuvent être pentues à aplaties, conformément aux observations effectuées in situ.

II. Flux sédimentaires à l'aplomb des dunes

A l'aplomb des dunes, les flux sédimentaires totaux, charriés et en suspension ont été estimés grâce à l'utilisation de formules empiriques de transport, ainsi que des méthodes du « Dune Tracking » et d'analyse de différentiels topographiques, toutes deux dédiées à la mesure du charriage. A ces estimations s'est ajoutée la mesure de flux en suspension à une hauteur fixe au-dessus du fond, basée sur des mesures in situ de turbidité et de vitesse des courants.

II.1. Transport total

Comme évoqué dans le chapitre II de cette thèse, le transport total a été estimé par le biais de 2 formules empiriques : Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1966), modifiée par Yang (1986). La première prend en compte l'action conjointe des courants et de la houle, ainsi que la taille du sédiment, tandis que la seconde n'est basée que sur les vitesses de courants et les tailles de grains. Wu *et al.* (2009) estime toutefois que les résultats de cette seconde formule sont comparables à ceux obtenus par Berben *et al.* (1978), qui ont étudié la migration de dunes intertidales. L'annexe III.9 recense les flux sédimentaires (g/m/s) maximums, minimums et moyens, calculés par ces deux formules durant le flot et le jusant de chaque marée, ainsi que les valeurs du transport total net par marée, pour l'ensemble des marées des campagnes n°1 à n°4.

La formule de Soulsby-van Rijn (1997) a estimé des flux sédimentaires croissants avec l'amplitude (coefficient) de marée (figure III.14 et annexe III.9). Le transport sédimentaire est donc plus important en vive-eau (flux maximum de 5303 g/m/s lors de M14 de la campagne n°4 de janvier-février 2014) qu'en morte-eau (flux maximum de 28 g/m/s lors de M24 de la campagne n°1 et de 18 g/m/s lors de M3 de la campagne n°2 de septembre 2013). Les flux sédimentaires vont varier durant la marée semi-diurne et vont être plus forts au flot ou au jusant selon la marée.

La formule de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), met en évidence des variations de flux semblables à celles calculées par la formule de Soulsby-van Rijn (1997) (figure III.14 et annexe III.9), soit, des flux plus importants en vive-eau (69747 g/m/s au maximum pour M14 de la campagne n°1) qu'en morte-eau (12 g/m/s au maximum lors de M24 de la campagne n°1 et 1,8 g/m/s au maximum lors de M3 de la campagne n°2).

Ces flux sédimentaires, à l'échelle de la marée semi-diurne, vont induire un transport sédimentaire net vers l'est (sens du flot ; campagnes n°1 à 3 ; marées M1 à M5, M9 à M12 et M16 à 24 de la campagne n°4) ou vers l'ouest (sens du jusant ; marées M6 à M8, M13 à M15 et M25 de la campagne n°4). La figure III.14 représente le transport sédimentaire total net, vers l'est (noté +) ou vers l'ouest (noté -), par marée, pour les 2 formules empiriques. En accord avec les résultats de flux, elle montre un transport net relativement faible durant les mortes-eaux et un transport net fort durant les vives-eaux.

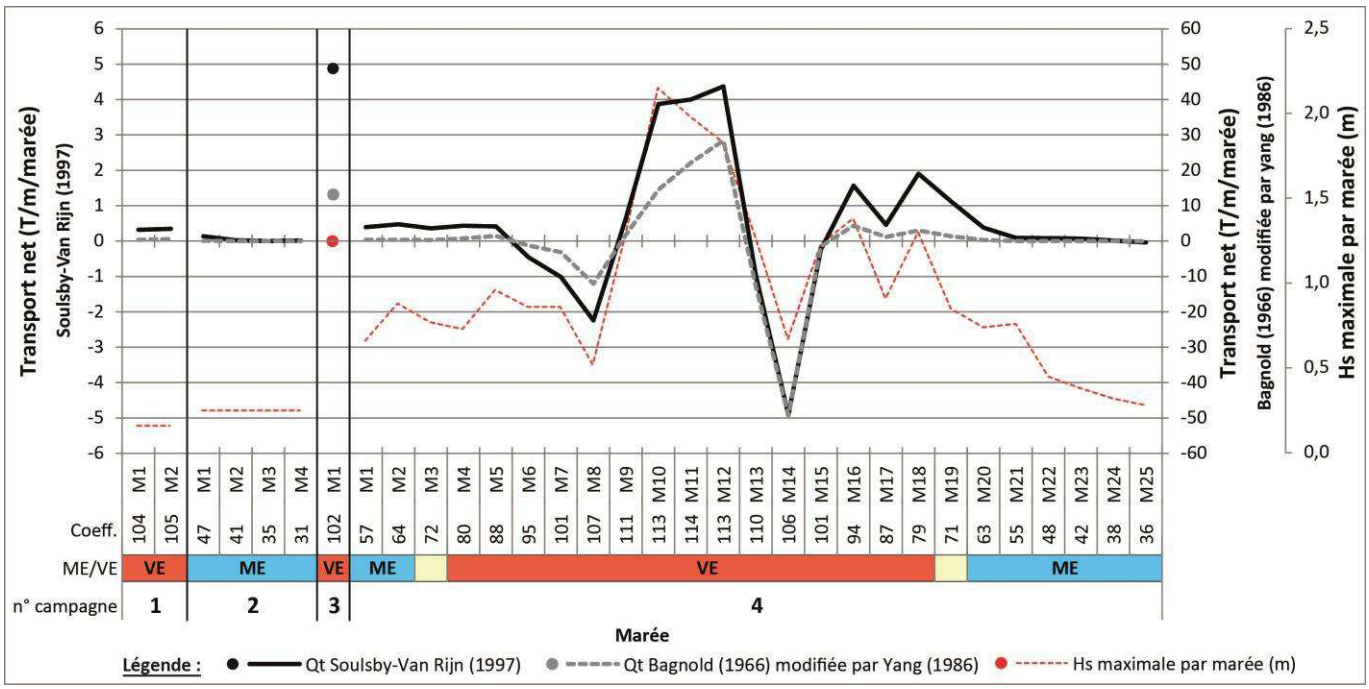


Figure III. 14 : Transport total net par marée (Qt), calculé selon les formules de Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), pour les 4 campagnes (n°1 : 24 et 25 juin 2013 ; n°2 : 26 au 28 septembre 2013 ; n°3 : 5 décembre 2013 ; n°4 : 27 janvier au 9 février 2014). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge. Pour des soucis de lecture du graphique, les échelles verticales (Qt) sont différentes pour chaque formule.

Le transport total net maximal atteint est de 4,9 T/m (Soulsby-van Rijn, 1997) ou 49 T/m (Yang, 1986), en direction de l'ouest, lors de la marée M14 de la campagne n°4, dans le cas d'une H_s maximale assez faible (0,67 m) et de vents de terre du sud-est (24 km/h en moyenne ; rafales de 37 km/h). La marée du 5 décembre 2013 (campagne n°3) montre un transport total net de même intensité selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997) (4,9 T/m/marée) mais, de direction opposée (vers l'est), lors d'une tempête avec une H_s forte (1,25 m au maximum) et des vents marins forts (35,5 km/h en moyenne avec des rafales de 58,2 km/h) en provenance de l'ouest-sud-ouest. D'après la formule de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), cette marée de décembre 2013 se caractérise par un transport net de 13 T/m/marée vers l'est soit, moins que le transport vers l'ouest calculé pour la marée M14 de la campagne n°4.

Puis, lors de la marée semi-diurne de morte-eau la moins énergétique de janvier-février 2014 (M24 ; H_s maximale de 0,32 m ; vents forts du sud de 33 km/h en moyenne avec des rafales de 59 km/h), 0,019 T/m (Soulsby-van Rijn, 1997) ou 0,007 T/m (Yang, 1986) de sédiment ont été mobilisées vers l'est, selon ces 2 formules. Pour la marée M3 de septembre 2013, d'agitation encore plus faible (H_s maximale de 0,25 m ; vents d'est-nord-est de 17 km/h en moyenne avec des rafales de 26 km/h), le transport net calculé est de 0,003 T/m vers l'est selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997) et de 0,001 T/m selon celle de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986).

Le transport sédimentaire s'intensifie avec le coefficient de marée (déterminant en grande partie la profondeur d'eau) mais semble aussi augmenter vers l'est (sens du flot) lors des pics de houle (5 décembre 2013 ; M10, M11, M12, M16 et M18 de janvier-février 2014) et vers l'ouest (sens du jusant) lors des diminutions de H_s (M8 et M14 de janvier-février 2014).

A l'échelle du cycle de marée semi-lunaire de janvier-février 2014, on observe un transport sédimentaire net vers l'est, avec des valeurs de 10,8 T/m selon Soulsby-van Rijn (1997) et 0,2 T/m selon Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986).

La comparaison des 2 formules empiriques, utilisées pour calculer le transport total, montre des disparités dans les valeurs obtenues. L'évolution de ces valeurs est toutefois semblable entre les méthodes, en termes de hausse/diminution et de dominance est/ouest. Ne disposant pas de mesures directes in situ des flux totaux, il est cependant uniquement possible de les comparer entre elles et non, de définir laquelle se rapproche le plus du comportement réel de la zone d'étude.

Ainsi, les résultats obtenus par Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), durant les mortes-eaux, sont jusqu'à 4,7 fois inférieurs (M2 de la campagne n°2) à ceux issus de la formulation de Soulsby-van Rijn (1997), tandis qu'en vives-eaux, ce constat s'inverse avec un rapport maximal de 13, durant la marée M13 de la campagne n°4. La formule de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986) estime donc des transports sédimentaires plus importants que celle de Soulsby-van Rijn (1997), lors des marées de vives-eaux de forte agitation (e.g. marée du 5 décembre et marées M10 à M12 de janvier-février 2014), bien qu'elle n'intègre pas les caractéristiques de la houle, contrairement à celle de Soulsby-van Rijn (1997).

Lorsque l'on compare ces résultats de transport total à ceux obtenus dans la littérature, on constate que ceux-ci sont très variables selon la formule utilisée et selon les caractéristiques diverses et variées de la zone étudiée. Ces résultats sont donc spécifiques à chaque zone d'étude et méthode d'approche.

Peu d'auteurs étudiant les dunes mesurent le transport total. Dans sa publication, Dalrymple (1984) a déterminé le transport de sédiment net dans une zone intertidale de « sandwaves » et mégarides surimposées, en Baie de Fundy, comme étant de 189 kg/m/marée en moyenne, avec des valeurs comprises entre 2,9 à 633 kg/m/marée, selon l'équation d'Allen (1980b). Ces résultats sont plus proches de ceux fournis par la formule de Soulsby-van Rijn (1997) que de ceux obtenus via la formule de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986) lors de vives-eaux, dépassant largement 633 kg/m/marée.

Terwindt & Brouwer (1986), qui utilisent la formule de Engelund & Hansen (1967) dans un environnement de « sandwaves » intertidales (estuaire de l'Escaut, Pays-bas), calculent des valeurs de transport total de flot comprises entre 0,03 (morte-eau) et 0,35 m^3/m/marée (vive-eau) soit, 0,08 et 0,9 T/m/marée, respectivement, dans le cas de « sandwaves » 2D (H moyenne entre 0,114 et 0,180 m ; λ entre 5,51 et 6,99 m). Pour des « sandwaves » 3D (H entre 0,180 et 0,414 m ; λ entre 4,16 et 6,35 m), ce transport est de 0,01 (morte-eau) à 2,82 m^3/m/marée (vive-eau), soit, 0,03 et 7,47 T/m/marée, respectivement. Ces valeurs sont assez proches de celles calculées sur le champ de dunes du Hourdel, allant de

0,003 T/m/marée en morte-eau à 4,9 T/m/marée en vive-eau, selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997), et de 0,001 T/m/marée en morte-eau à 28,4 T/m/marée en vive-eau, selon celle de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986).

II.2. Charriage

Le transport par charriage a été estimé selon 3 méthodes indirectes : l'utilisation de 2 formules empiriques, la technique du « Dune Tracking » et l'utilisation de différentiels topographiques. Les 2 dernières méthodes reposent sur l'hypothèse que l'évolution morphodynamique des dunes est contrôlée par le transport par charriage. Il s'agit du mode de transport le plus couramment utilisé par les auteurs décrivant la morphodynamique des formes de fond intertidales et subtidales (e.g. Shepherd & Hails, 1984 ; Malikides *et al.*, 1989 ; Larcombe & Jago, 1996 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Buijsman & Ridderinkhof, 2008a ; Masselink *et al.*, 2009 ; Wu *et al.*, 2009 ; Gómez *et al.*, 2010 ; Li *et al.*, 2014 ; Schmitt & Mitchell, 2014).

II.2.1. Calcul par des formules empiriques

Le 2 formules empiriques utilisées pour calculer le charriage sont les suivantes : Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978). Comme dans le cas du transport total, la formule de Soulsby-van Rijn (1997) intègre la houle et les courants tandis que celle de Bagnold (1963), modifiée par Gadd *et al.* (1978), est plutôt utilisée lors d'une activité minimale de la houle par rapport au courant de marée moyen et prend en compte les vitesses de courants et tailles de grains. Cette dernière est toutefois largement utilisée dans la littérature au niveau de dunes sous-marines, surtout en domaine estuarien. L'annexe III.10 recense les valeurs de flux sédimentaires charriés nets, maximums, minimums et moyens pour chacune des 25 marées semi-diurnes du cycle semi-lunaire étudié et pour chacune de ces 2 formules.

Comme observé pour le transport total, le charriage augmente avec le coefficient de marée et est, par conséquent, plus fort en vive-eau qu'en morte-eau (figure III.15 et annexe III.10). Cette constatation avait déjà été effectuée par Larcombe & Jago (1996), qui ont étudié des mégarides intertidales dans l'estuaire de Mawddach (Pays de Galles).

La formule de Soulsby-van Rijn (1997) calcule des flux sédimentaires maximums de 0,8 kg/m/s lors de la vive-eau de la marée semi-diurne M14 (campagne n°4) et des flux maximums de 0,004 kg/m/s lors de la plus faible marée de morte-eau de septembre 2013, M3. La formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) montre des flux maximums de 7 kg/m/s lors de la marée de vive-eau M14 de janvier-février 2014 et des flux maximums de 0,19 kg/m/s lors de la marée de morte-eau M3 de septembre 2013. Encore une fois, les 2 formules employées montrent des variations de flux sédimentaires semblables bien que les valeurs de ceux-ci diffèrent.

Sur la figure III.15, on distingue la part est (+) et ouest (-) du transport sédimentaire charrié net par marée pour les 2 formules empiriques. Selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997), ce transport est au maximum de 740 kg/m lors de M14 (campagne n°4) et au minimum, de 3 kg/m lors de M24 (campagne n°4) et de 0,3 kg/m lors de M3 de la campagne n°2. Et, selon la formulation de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), il est de 11 163 kg/m au maximum, lors de la marée du 5 décembre et de 8 kg/m au minimum, lors de M15 (campagne n°4) et de 0,28 T/m lors de la marée de morte-eau M24. L'alternance est/ouest du transport charrié net par marée est quasiment similaire entre les 2 formules : est pour les campagnes n°1 à n°3 et pour quelques marées de la campagne n°4 (de M1 à M5, de M9 à M12 et de M16 à M24) ; ouest pour plusieurs marées de la campagne n°4 (de M6 à M8, de M13 à M14 et durant M25). Seule la marée semi-diurne M15 de janvier-février 2014 admet un transport très faible vers l'est (8 kg/m) d'après la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) et vers l'ouest (31 kg/m) d'après celle de Soulsby-van Rijn (1997).

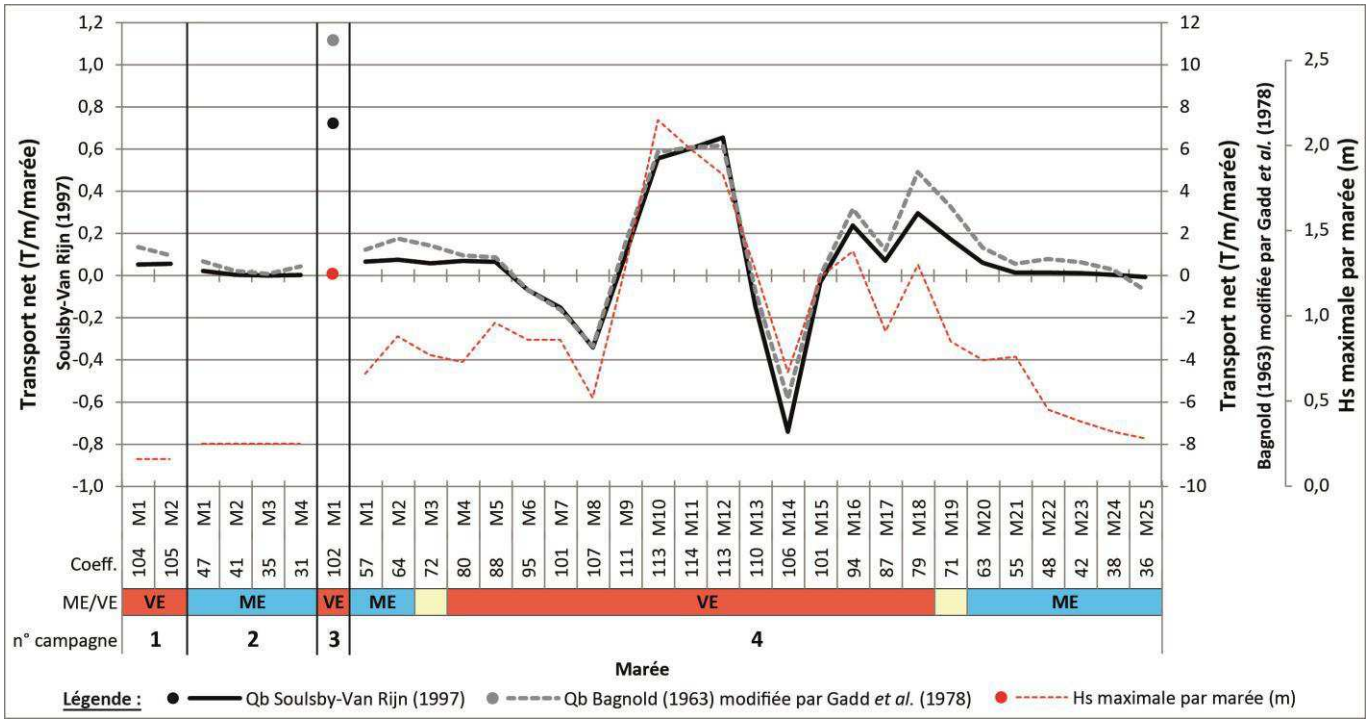


Figure III. 15 : Transport charrié net par marée (Qb), calculé selon les formules de Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), pour les 4 campagnes (n°1 : 24 et 25 juin 2013 ; n°2 : 26 au 28 septembre 2013 ; n°3 : 5 décembre 2013 ; n°4 : 27 janvier au 9 février 2014). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge. Pour des soucis de lecture du graphique, les échelles verticales (Qb) sont différentes pour chaque formule.

Les transports charriés les plus importants s'effectuent donc vers l'est, dans le cas d'une activité forte de la houle en vives-eaux, comme lors de la tempête du 5 décembre 2013 (H_s maximale de 1,25 m au maximum, vents moyens de l'ouest-sud-ouest de 35,5 km/h et rafales de 58,2 km/h) ou des marées M10 à M12 de janvier-février 2014 (H_s maximale ≥ 1,83

m, vents moyens du sud au sud-ouest et de 13,6 à 27,6 km/h, avec des rafales de 24,3 à 47,3 km/h), et vers l'ouest dans le cas d'une baisse de l'activité de la houle lors de vives-eaux, comme dans le cas de la marée M14 de janvier-février 2014 (H_s maximale de 0,67 m, vents moyens du sud-est de 24 km/h et rafales de 37 km/h).

A l'échelle du cycle semi-lunaire, lorsqu'on réalise la sommation de ces résultats, on remarque que le transport charrié net se fait vers l'est, avec des valeurs de 1,64 T/m pour Soulsby-van Rijn (1997) et de 29 T/m pour Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978).

Ainsi, la comparaison des 2 formules de charriage utilisées (figure III.15), démontre que la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) estime des flux supérieurs à ceux de la méthode de Soulsby-van Rijn (1997), excepté lors de la marée M15 de janvier-février 2014 où le transport estimé par la formule de Soulsby-van Rijn (1997) est plus fort. L'écart faible entre ces deux formules est plus grand lors des morte-eaux que lors des vives-eaux : le rapport entre ces 2 formules est compris entre 3,7 en vive-eau (M15 de janvier-février 2014) et 234 en morte-eau (M3 de septembre 2013), avec une moyenne de 37. Enfin, la formule de Soulsby-van Rijn (1997), qui prend en compte l'effet de la houle, fournit des valeurs de transport plus faibles que la seconde formule, qui n'intègre pas les caractéristiques de la houle : Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), dans le cas du transport charrié.

La formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) est employée par différents auteurs depuis 1978 (e.g. Malikides *et al.,* 1989), dans l'étude de dunes sous-marines notamment, et permet de comparer nos résultats à ceux de la littérature, pour des environnements d'étude similaires.

Ainsi, Gómez *et al.* (2010) ont étudié une zone estuarienne mésotidale à marée semi-diurne, comportant des dunes moyennes (H : 0,20 m ; λ : 8-11 m) à grandes (H > 4 m ; λ > 100 m) et en ont déduit des flux sédimentaires charriés maximums de 2 kg/m/s durant le jusant. Cette valeur est similaire aux flux obtenus pour la même formule empirique, sur les dunes du Hourdel, pour les marées semi-diurnes de vives-eaux de coefficients 71 à 111 environ, de janvier-février 2014 (M5 à M9 et M16 à M19).

Ehrhold *et al.* (2003) ont utilisé cette formule dans une zone proche de notre site d'étude, en Baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France) pour différentes tailles de grain, vitesses de courants et coefficients de marée (vives-eaux et mortes-eaux). Dans le cas d'un grain moyen de 0,365 mm et une vitesse maximale de 0,49 m/s à 1 m au-dessus du fond, en marée semi-diurne de vive-eau (coefficient 85), ils ont estimé le transport net charrié à 0,094 T/m/marée. Lors de notre étude de janvier-février 2014, pour des marées de coefficients équivalents (M4, M5 et M17), les transports charriés résiduels sont estimés à 0,96, 0,87 et 1,22 T/m/marée, pour les marées M4, M5 et M17, respectivement. Nous obtenons donc des valeurs de transport net plus importantes, certainement dues aux différences de taille de grain (grain moyen plus faible : 0,22 mm) ainsi que de vitesse des courants (courants maximaux à 1 m au-dessus du fond plus forts : 0,93-1,04 m/s) sur les 2 sites d'étude.

Enfin, dans l'article de Brothers *et al.* (2008), utilisant cette formule en estuaire, le flux sédimentaire charrié maximum est estimé à 400 g/m/s, ce qui correspond aux valeurs rencontrées en morte-eau dans notre cas.

II.2.2. Calcul à l'aide de la technique du « Dune Tracking »

Le « Dune Tracking » a été effectué uniquement pour la campagne de janvier-février 2014, comprenant plusieurs levés topographiques géoréférencés, encadrant toutes les conditions de marée : mortes-eaux (coefficients 36 à 63), petites vives-eaux (coefficients 72 à 95 et 71 à 106) et grandes vives-eaux (coefficients 101 à 114). Il a été réalisé sur 3 dunes proches de la zone d'instrumentation, où la résolution des TINs est la plus forte, et pour 4 périodes encadrées d'un levé topographique de scanner laser 3D à basse-mer. La figure III.16 représente la localisation de ces dunes ainsi que leur morphologie en coupe, du creux ouest au creux est, pour les 5 dates de levés topographiques : 28/01/2014, 30/01/2014, 03/02/2014, 06/02/2014 et 09/02/2014.

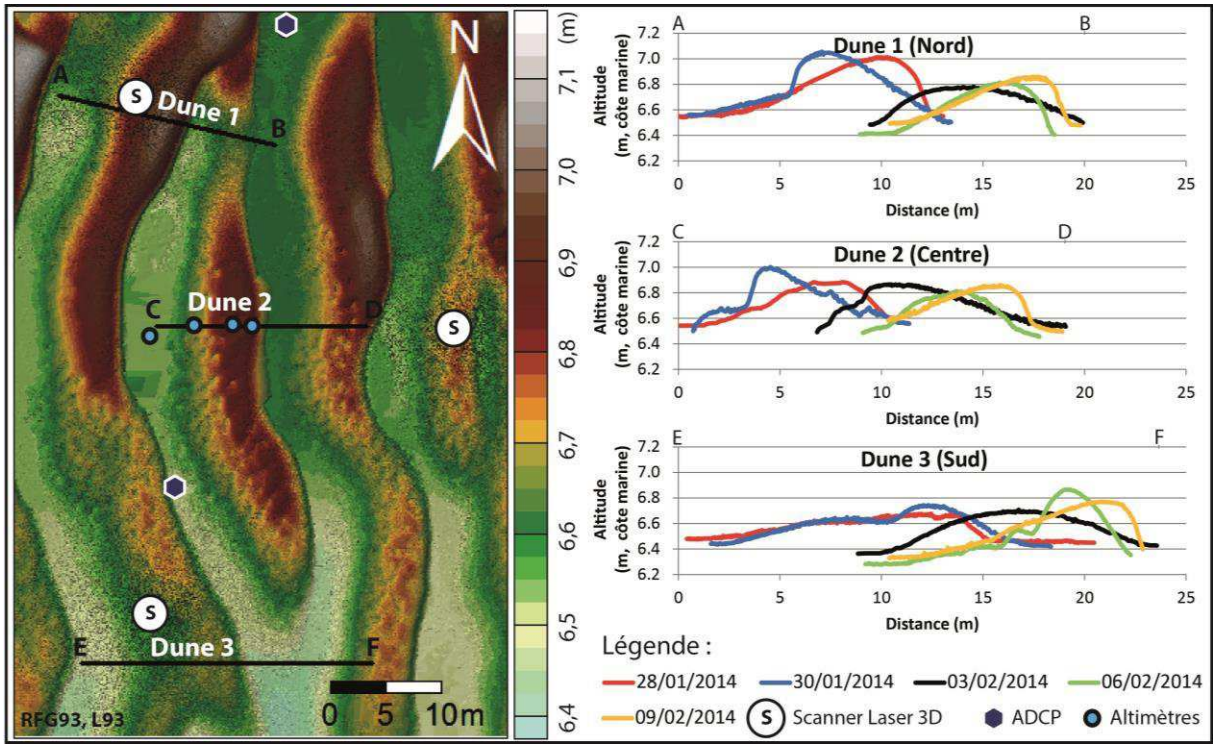


Figure III. 16 : Evolution de la morphologie transversale et migration de dunes entre 5 basses-mers de janvier-février 2014. A gauche : Localisation, à la date du 28/01/2014, des 3 profils de dunes (AB, CD et EF) effectués via les levés topographiques de scanner laser 3D et utilisés pour la méthode du « Dune Tracking ». A droite : Morphologie en coupe et migration des 3 dunes.

Les paramètres utilisés dans le calcul du « Dune Tracking » (surface V, longueur d'onde λ, hauteur H, distance x entre les crêtes de dunes à t1 et t2, altitude z, temps t et vitesse de migration c), ainsi que les résultats de cette méthode, sont détaillés dans le tableau III.2.

Durant le cycle de marée semi-lunaire, les flux sédimentaires les plus forts se situent en vive-eau pour les 3 sections de dunes suivies, durant les marées M7 à M13, avec un flux moyen allant jusqu'à 20,59 g/m/s pour la dune 1, située au nord. Les flux sédimentaires les plus faibles se rencontrent lors des marées semi-diurnes de mortes-eaux, M20 à M25, où ils ne dépassent pas 6,92 g/m/s, au niveau de la dune 2 (centre) et sont au minimum de 5,31 g/m/s pour la dune 3 (sud).

Les variations de flux mesurés, selon les périodes, entre les 3 dunes, traduisent un effet local dû à la morphologie des dunes et à leur évolution particulière, comme un accolement ou une rupture de crêtes. C'est le cas pour la dune 3 (sud) qui enregistre une faible migration lors de la première période (M3-M6), compte tenu de son accolement à une autre crête de dune au niveau du profil de mesure.

Concernant le transport sédimentaire charrié net, celui-ci varie entre 0,068 T/m/marée et 0,38 T/m/marée et se fait vers l'ouest entre les marées semi-diurnes M3 et M6 et vers l'est entre M7 et M25. A l'échelle d'une grande partie du cycle semi-lunaire (de M3 à M25), ce transport résiduel est de 2,7 T/m pour la dune 1 (nord), 3,2 T/m pour la dune 2 (centre) et 2,5 T/m pour la dune 3 (sud), en direction de l'est.

Tableau III. 2 : Détail des paramètres utilisés pour la technique du « Dune Tracking » (cf. chapitre II) et résultats de cette méthode pour 3 dunes, à 4 périodes, en termes de migration des crêtes de dunes, de flux sédimentaires moyens par période et de transport sédimentaire net par période (T/m/p.) et par marée (T/m/m.).

	PERIODE	V (m²)	λ (m)	H (m)	x (m)	z (m)	t (s)	Migration		Flux	Transport net	
								c (m/s)	Sens	(g/m/s)	(T/m/p.)	(T/m/m.)
Dune 1 (nord)	M3-M6	2,984	13,0	0,507	2,713	0,042	64368	4,21E-05	ouest	15,379	0,989908	0,247477
	M7-M13	2,632	11,7	0,423	7,459	0,275	129420	5,76E-05	est	20,593	2,665125	0,380732
	M14-M19	1,992	10,0	0,351	1,288	0,033	109332	1,18E-05	est	3,724	0,407203	0,067867
	M20-M25	1,904	9,5	0,394	1,903	0,046	100512	1,89E-05	est	6,049	0,608018	0,101336
Dune 2 (centre)	M3-M6	2,189	10,7	0,421	2,167	0,118	64368	3,37E-05	ouest	10,952	0,704972	0,176243
	M7-M13	2,606	11,4	0,437	5,949	0,136	129420	4,60E-05	est	16,649	2,154743	0,307820
	M14-M19	2,176	10,5	0,365	3,200	0,052	109332	2,93E-05	est	9,678	1,058132	0,176355
	M20-M25	1,752	8,6	0,361	2,156	0,047	100512	2,15E-05	est	6,923	0,695871	0,115978
Dune 3 (sud)	M3-M6	2,341	18,4	0,275	0,380	0,067	64368	5,90E-06	ouest	1,194	0,076877	0,019219
	M7-M13	2,729	15,7	0,333	4,690	0,036	129420	3,62E-05	est	10,001	1,294289	0,184898
	M14-M19	2,759	13,9	0,464	2,455	0,159	109332	2,25E-05	est	7,094	0,775572	0,129262
	M20-M25	2,702	12,8	0,513	1,587	0,095	100512	1,58E-05	est	5,314	0,534163	0,089027

Schmitt et Mitchell (2014), qui utilisent la méthode du « Dune Tracking » dans leur étude, ont trouvé des flux de transport charrié spécifiques moyens de 23 et 26 g/m/s, proches des valeurs calculées entre M7 et M13 pour la dune 1 (nord) et un flux moyen de 17 g/m/s sur un cycle lunaire. Dans notre cas, le flux moyen calculé par le « Dune Tracking » sur le cycle semi-lunaire étudié est de 9,5 g/m/s.

D'autres auteurs utilisent des méthodes similaires au « Dune Tracking » bien qu'elles n'intègrent pas exactement les mêmes formulations.

Shepherd & Hails (1984) ont étudié des mégarides dans le chenal du Golfe Spencer (Australie) et ont calculé un transport net charrié à partir de la morphologie et de la migration de ces mégarides. Ce transport moyen va de 3,1 cm^3/cm/jour (0,82 kg/m/jour) pour des petites

mégarides (H : 0,2 m ; λ : 5 m) à 43,9 cm^3/cm/jour (11,63 kg/m/jour) pour des grandes mégarides (H : 3 m ; λ : 18 m). Les mégarides de dimensions proches de celles des dunes du Hourdel (H : 0,4 et 0,6 m ; λ : 7 et 7,5 m) sont associées à un transport charrié moyen de 4 cm^3/cm/jour (1,06 kg/m/jour) pour les plus petites et 6,6 cm^3/cm/jour (1,75 kg/m/jour) pour les plus grandes. Les valeurs de transport net obtenues sur les dunes intertidales du Hourdel, à l'échelle de la marée, sont largement supérieures à celles obtenues par Shepherd & Hails (1984) dans cet environnement de chenal.

Larcombe & Jago (1996) ont suivi des mégarides intertidales de l'estuaire de Mawddach (Pays de Galles) au niveau de 2 profils. Ils ont ainsi mesuré un transport charrié net (considéré comme étant la moyenne des volumes érodés et accumulés) d'environ 0,005 m^3/m/marée en morte-eau à 0,0575 m^3/m/marée en vive-eau, équivalent à 13,3 et 152,4 kg/m/marée, respectivement. Ces résultats sont assez proches de ceux du « Dune Tracking » réalisé sur les dunes du Hourdel en janvier-février 2014.

II.2.3. Calcul sur la base des différentiels topographiques

Comme dans le cas du « Dune Tracking », l'estimation du transport par charriage via l'utilisation de différentiels topographiques a été réalisée uniquement pour la campagne de janvier-février 2014, qui permet d'effectuer des mesures de volumes pour toutes les conditions de marée (mortes-eaux, petites vives-eaux et grandes vives-eaux), grâce à plusieurs acquisitions de données topographiques (scanner laser 3D) couplées à des mesures GPS. Cette technique a été réalisée sur 2 surfaces proches de la zone d'instrumentation, où la résolution des MNTs est forte, et pour les 4 périodes encadrées d'un levé topographique de scanner laser 3D à basse-mer (28/01/2014, 30/01/2014, 03/02/2014, 06/02/2014 et 09/02/2014). La figure III.17 permet la localisation des 2 zones de mesure de cette méthode, positionnées au centre du champ de dunes étudié en janvier-février 2014, près des stations de scans, là où la densité de points topographiques relevés est la plus forte. La zone 1 encadre 4 dunes environ et représente la limite de résolution acceptable. La zone 2 encadre 1 seule dune, en suivant la limite des creux ouest et est les plus éloignés, c'est-à-dire, le creux ouest de la dune à t1 = 28/01/2014 et le creux est de la dune à t5 = 09/02/2014, cette dune ayant migré vers l'est.

La méthode utilisée considère que le sédiment érodé sur le flanc doux d'une dune s'est accumulé en avant de son flanc raide pour permettre sa migration progressive. Par conséquent, seuls les volumes accrétés ou érodés sont pris en considération, en partant du principe que le transport estimé le plus fort (déterminé par l'accrétion ou l'érosion) représente le transport charrié net minimum.

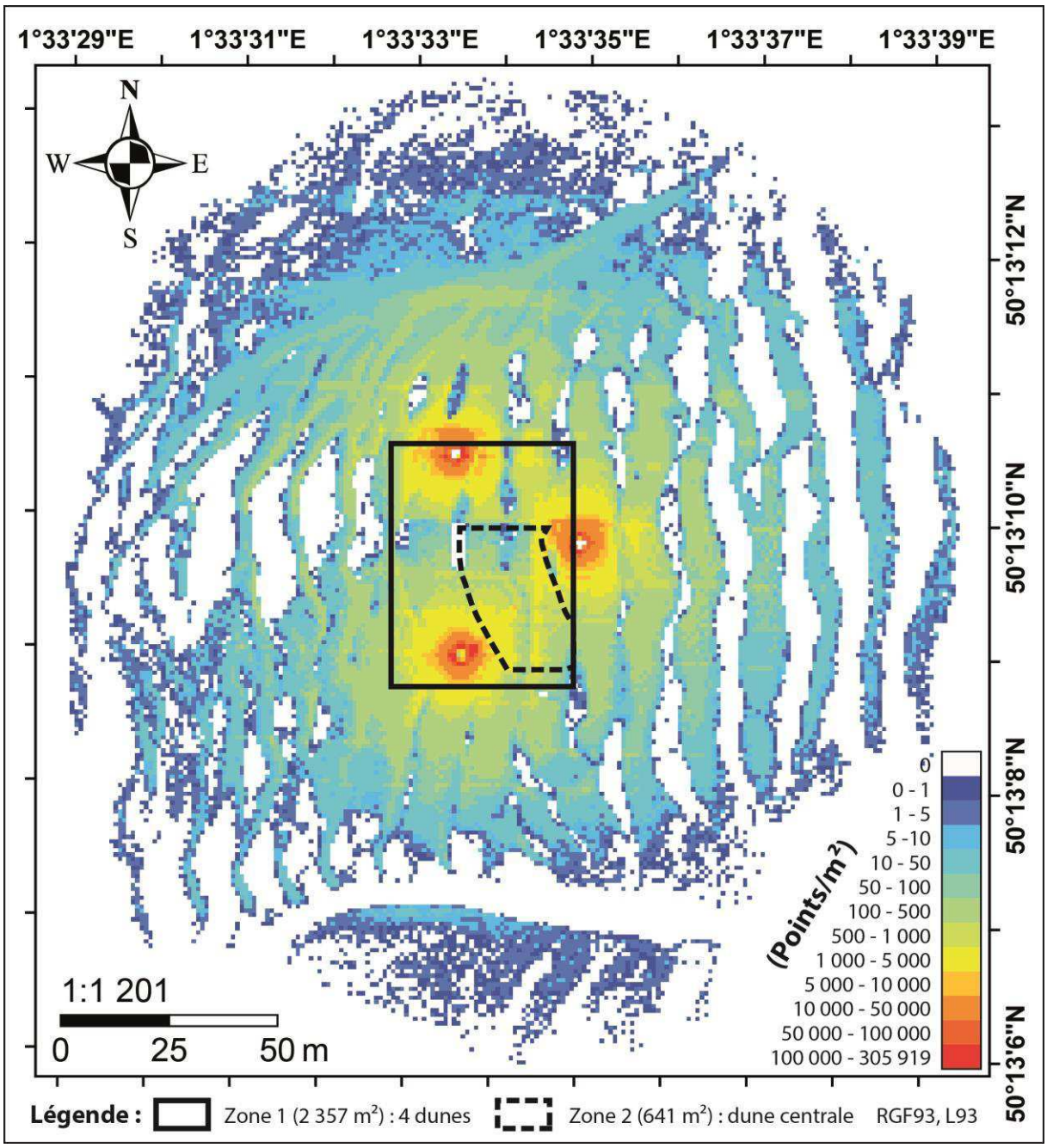


Figure III. 17 : Localisation des 2 zones de mesures de volumes sédimentaires accumulés/érodés, utilisées pour la méthode des différentiels topographiques, par rapport à la densité de points topographiques acquis par scanner laser 3D. Exemple de densité de points de mesure topographique à la date du 28/01/2014.

La figure III.18 illustre cette méthode d'estimation et les problèmes qu'elle pose. Lorsque la migration est plutôt faible à moyenne (cas A), les volumes de sédiments accumulés et érodés pris en compte par le différentiel (t1-t2) sont assez proches de la réalité. En revanche, lorsque la migration est forte (cas B) et se rapproche de la valeur d'une longueur d'onde, les dunes observées à t2 vont se placer au niveau d'une ancienne dune de même emplacement à t1, et les volumes accrétés/érodés sont largement sous-estimés par le différentiel topographique. Les volumes sédimentaires déplacés lors d'une migration

moyenne sont alors calculés comme étant plus importants que ceux déplacés lors d'une migration forte, ce qui est contraire à la réalité.

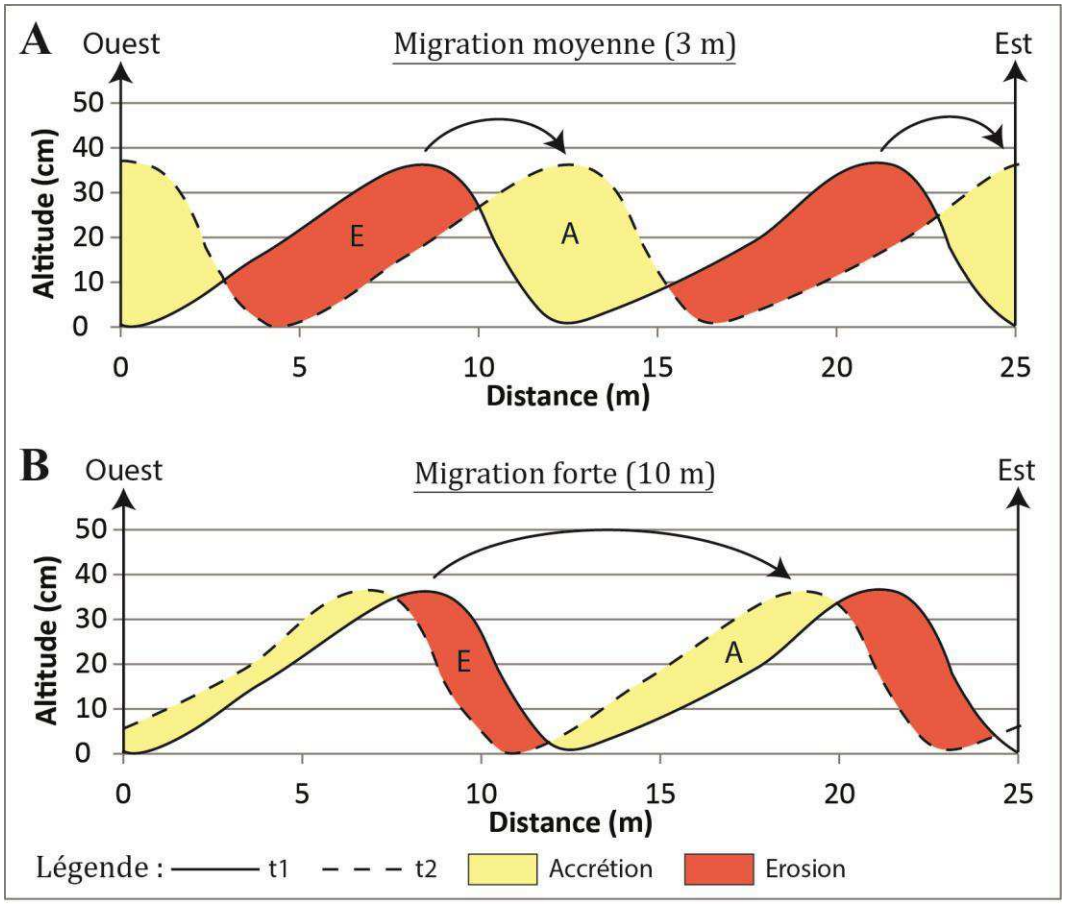


Figure III. 18 : Schéma explicatif des volumes sédimentaires en accrétion/érosion pris en compte par la méthode des différentiels topographiques entre t1 et t2, dans le cas d'une migration moyenne des dunes (A) et d'une migration forte des dunes, proche de la longueur d'onde (B).

Le tableau III.3 met en évidence les résultats de cette méthode pour l'accrétion et pour l'érosion. A l'échelle du cycle de marée semi-lunaire, les flux maximums mesurés sont de 5,299 g/m²/s de M14 à M19 (zone 1) et les flux minimums sont de 0,460 g/m²/s de M14 à M19 (zone 2). Le transport charrié net est le plus fort de M7 à M13, durant les marées semi-diurnes de vives-eaux (coefficients 101 à 110), avec 0,097 T/m²/marée pour la zone 1 et 0,046 T/m²/marée pour la zone 2. Il est le plus faible de M3 à M6, durant les premières marées semi-diurnes de vives-eaux (coefficients 72 à 95), avec 0,044 T/m²/marée pour la zone 1 et 0,018 T/m²/marée pour la zone 2. Toutefois, les valeurs de la période M7-M13 sont très proches de celle de M14 à M19 (coefficients 106 à 71). Le transport net se fait vers l'ouest de M3 à M6 et vers l'est pour les autres périodes.

Tableau III. 3 : Détail des paramètres utilisés pour la méthode des différentiels topographiques et résultats de cette méthode pour 2 zones, lors de 4 périodes : temps d'immersion des dunes par période, volumes accumulés et érodés, flux sédimentaires minimums par période (g/m².p.) et par seconde (g/m²/s) et transport sédimentaire net minimum par marée (T/m²/marée). Les périodes surlignées en gris sont caractérisées par une forte migration des dunes qui ne permet pas une estimation correcte des flux sédimentaires.

	PERIODE	Temps (s)	Accrétion			Erosion			Transport net	
			V. (m^3)	Flux (g/m²/p.)	Flux (g/m²/s)	V (m^3)	Flux (g/m²/p.)	Flux (g/m²/s)	Transport min. (T/m²/marée)	Direction
Zone centrale (2357 m²)	M3-M6	64368	156	175218	2,722	158	177613	2,759	0,044403	Ouest
	M7-M13	129420	606	681354	5,265	287	322891	2,495	0,097336	Est
	M14-M19	109332	515	579326	5,299	106	118656	1,085	0,096554	Est
	M20-M25	100512	59	65837	0,655	398	447011	4,447	0,074502	Est
Dune centrale (641 m²)	M3-M6	64368	18	74250	1,154	19	79208	1,231	0,018563	Ouest
	M7-M13	129420	79	326336	2,522	30	125899	0,973	0,046619	Est
	M14-M19	109332	62	256177	2,343	12	50285	0,460	0,042696	Est
	M20-M25	100512	12	49417	0,492	39	162590	1,618	0,027098	Est

Si les valeurs de transport charrié net sont si proches entre les périodes M7-M13 et M14-M19, c'est parce que cette méthode de mesure par différentiels topographiques n'est pas adaptée à certaines conditions morphodynamiques. Entre les dates de levés topographiques 30/01/2014 et 03/02/2014, incluant les marées M7 à M13, la forte migration des dunes, de presque une longueur d'onde de dune (9-10 m), va induire des biais de mesure dans le différentiel (cf figure III.18, cas B).

Outre l'erreur induite par l'effet de superposition des dunes en t1 et t2, l'écart de résultats entre les 2 zones de mesure des volumes traduit également d'autres erreurs dans la méthodologie de mesure, dues aux limites des zonations, qui vont inclure ou exclure des parties de dunes des instants t1 et t2 et surestimer ainsi l'accrétion ou l'érosion. Ces problèmes méthodologiques peuvent toutefois être évités grâce à une analyse précise de la morphodynamique des dunes et à une découpe et modification des MNTs utilisés dans la réalisation du différentiel topographique, permettant de sélectionner et comparer uniquement les mêmes dunes en deux instants t.

II.2.4. Synthèse sur les flux charriés

Les méthodes d'estimations du transport par charriage utilisées dans cette thèse, pour la campagne n°4 de janvier-février 2014, induisent des différences de résultats mis en avant dans le tableau III.4.

Lors des marées M3 à M6, les formules empiriques estiment un transport net charrié vers l'est tandis que les méthodes du « Dune Tracking » et des différentiels topographiques indiquent un transport vers l'ouest. Lors des autres périodes, de M7 à M25, l'ensemble des

techniques utilisées s'accordent sur un transport net charrié moyen en direction de l'est (sens du flot).

Tableau III. 4 : Comparaison du transport net par charriage (moyen et minimum) estimé par les formules empiriques de Soulsby-van Rijn (1997) et de Bagnold (1963) modifée par Gadd *et al.* (1978), par la technique du « Dune Tracking » utilisée sur 3 dunes et par la méthode des différentiels topographiques utilisée sur 2 zones. Le transport charrié net par marée est un transport moyen (formules empiriques et Dune Tracking) ou minimum (différentiels topographiques), calculé sur 4 périodes de la campagne de janvier-février 2014 (M3 à M6, M7 à M13, M14 à M19 et M20 à M25). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les résultats surlignés en gris sont sous-estimés.

	Formules empiriques Transport moyen (T/m/marée)		**Dune Tracking** Transport moyen (T/m/marée)			**Différentiels topographiques** Transport minimum (T/m²/marée)	
PERIODE	**Soulsby-van Rijn (1997)**	**Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978)**	**Dune 1 (nord)**	**Dune 2 (centre)**	**Dune 3 (sud)**	**Zone 1 (zone centrale)**	**Zone 2 (dune centrale)**
M3-M6	0,031	0,639	-0,247	-0,176	-0,019	-0,044	-0,019
M7-M13	0,182	1,994	0,381	0,308	0,185	0,097	0,047
M14-M19	0,001	1,123	0,068	0,176	0,129	0,097	0,043
M20-M25	0,016	0,481	0,101	0,116	0,089	0,075	0,027

Les formules empiriques se basent sur les valeurs de vitesses de courants (et de houle dans le cas de la formule de Soulsby-van Rijn, 1997), durant le flot (transport vers l'est) puis, durant le jusant (transport vers l'ouest), pour estimer le transport net. Cette méthode peut engendrer des erreurs car elle ne prend pas en compte les changements de direction des courants dans la colonne d'eau, qui ont lieu durant le flot et durant le jusant. Seule la direction de la houle est intégrée dans les formules.

Le « Dune Tracking » se base sur la migration des dunes, en estimant que le transport net se fait vers l'est lors d'une migration de la crête de dune vers l'est et vers l'ouest lors d'une migration de la crête de dune vers l'ouest. Cette méthode est adaptée à des cas de conservation de la morphologie transversale des formes de fond, associée à une migration latérale. Or, sur la période M3-M6, lorsqu'on observe la morphologie des 3 dunes suivie pour le « Dune Tracking » (cf. figure III.16, 28/01/2014-30/01/2014), on remarque que les creux de dunes se sont essentiellement déplacés vers l'est, tandis que les crêtes de dunes se sont déplacées vers l'ouest, en accord avec le principe de renverse des morphologies avec la période tidale semi-diurne, observé dans la littérature (e.g. Dalrymple, 1984 ; Dyer, 1986 ; Dalrymple & Rhodes, 1995 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Masselink *et al.*, 2009). Il se peut donc que le sédiment se soit en majorité déplacé vers l'est durant le flot, avant de subir un transport vers l'ouest moindre durant le jusant, permettant la réorientation des dunes (polarité ouest) et induisant une erreur d'interprétation concernant le sens du transport par charriage. C'est le cas pour la « dune 3 (sud) » (cf figure III.16) qui montre clairement une accumulation sableuse au niveau du flanc est, malgré un déplacement de la crête vers l'ouest entre le 28/01/2014 et le 30/01/2014.

La méthode des différentiels topographiques engendre des résultats de flux sous-estimés par rapport à la réalité. Elle considère uniquement les volumes charriés qui représentent un changement de morphologie entre les 2 MNTs comparés et ne considère pas les secteurs où les sédiments ont été érodés avant que d'autres sédiments ne s'y accumulent à nouveau. L'effet de « by-pass » des sédiments, permettant l'accrétion au niveau d'une dune, sous l'effet de l'érosion d'une autre dune, n'est également pas pris en compte par cette méthode. Les valeurs faibles résultant de cette méthode peuvent donc s'expliquer par ces phénomènes successifs d'érosion/accrétion d'une même zone et de by-pass, qui ont lieu dans le champ de dunes.

En termes de valeurs absolues du transport net par charriage, les résultats du « Dune Tracking » sont assez proches de ceux estimés par l'équation de Soulsby-van Rijn (1997), bien qu'en général plus forts. Ils sont en revanche plus éloignés de ceux obtenus par la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), qui sont plus élevés que tous les résultats inclus (formule de Soulsby-van Rijn, 1997, « Dune Tracking » et différentiels topographiques). L'écart minimal entre ces 2 techniques se fait pour la période M7-M13, avec un ratio de 1,02 entre le transport au niveau de la « dune 3 (sud) » et celui estimé par la formule de Soulsby-van Rijn (1997). Sur la période M14-M19, l'écart est maximal entre les résultats du « Dune Tracking » au niveau de la « dune 2 (Centre) » est ceux de l'équation de Soulsby-van Rijn (1997) (rapport de 151,58). Les valeurs du « Dune Tracking » se situent donc dans la gamme des valeurs obtenues par les formules empiriques.

Les résultats obtenus grâce aux différentiels topographiques sont plus proches de ceux de la formule de Soulsby-van Rijn (1997) lors des périodes de mortes-eaux (M3-M6 et M20-M25) et plus éloignées lors des périodes de vives-eaux (M7-M13 et M14-M19), surtout lorsque les erreurs d'estimation par la mesure des volumes sont importantes (M7-M13), lors de fortes migrations des dunes, de forts flux sédimentaires et d'un by-pass important.

Enfin, le rapport entre les valeurs du « Dune Tracking » est celles des différentiels topographique varie en fonction de la période, de la dune (1, 2 ou 3) et de la surface (zone 1 ou zone 2) comparées. Elles peuvent être proches (dune 3 et zone 2 durant la période M3-M6) comme éloignées (dune 1 et zone 2 durant la période M7-M13), mais la différence maximale est faible, avec un rapport de 13.

L'intérêt de la méthode du « Dune Tracking » par rapport à celle des différentiels topographiques est de s'affranchir de l'effet de superposition des dunes en t1 et t2, en ne prenant en compte la morphologie en coupe que d'une seule dune. En revanche, la méthode des différentiels topographiques permet de prendre en compte une grande surface géographique, incluant de nombreuses dunes, ce qui permet d'obtenir une estimation moyenne à l'échelle du champ de dunes, intégrant les variations de morphologie des dunes observées. Elle permet aussi de quantifier la variabilité spatiale des flux sédimentaires charriés au sein du champ de dunes, par une analyse menée sur différentes zones. Elle est également plus simple à mettre en œuvre, car elle ne nécessite que la création d'un MNT différentiel tandis que le « Dune Tracking » demande un travail d'extraction et d'analyse des profils plus poussé, permettant d'obtenir les paramètres nécessaires au calcul.

Dans la littérature, certains auteurs ont également pu comparer différentes méthodes de mesure du transport par charriage au niveau de morphologies de fond. Ainsi, le calcul du flux spécifique par le courant et la houle de Schmitt et Mitchell (2014) offre des résultats de 0,63, 0,54 et 0,24 g/m/s pour 3 dunes différentes tandis que leur utilisation de la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) donne un flux moyen de 12 g/m/s sur un cycle lunaire, comparable au résultat qu'ils obtiennent grâce au « Dune Tracking » (17 g/m/s) établi sur une zone spécifique. Contrairement aux résultats de Schmitt et Mitchell (2014), dans le cas de cette thèse, les flux moyens estimés par ces deux dernières méthodes ne sont pas équivalents mais sont plus forts pour la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) que pour le « Dune Tracking ».

II.3. Suspension

L'étude du transport par suspension à l'aplomb des dunes du Hourdel consiste ici à caractériser la granulométrie des MES et à quantifier les concentrations et flux de MES selon plusieurs approches : mesures in situ directes et indirectes et estimation des flux via la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997).

II.3.1. Granulométrie et concentrations des MES, obtenues par mesure directe durant le flot

Lors de la submersion du champ de dunes, durant le cycle de marée semi-lunaire de janvier-février 2014, les grains transportés par suspension, durant le flot, vont des vases aux sables très grossiers (1909 µm maximum). La figure III.19 met en évidence la granulométrie et la concentration de ces sédiments en suspension, lors de 4 marées semi-diurnes de morte-eau, marée moyenne et vive-eau de coefficients variables (57, 72, 114 et 106) et ce, pour 4 moments du flot (avec t4, le dernier moment de prélèvement d'eau, toujours situé plus de 15 minutes avant la pointe des courants de flot) et des hauteurs d'échantillonnage différentes au-dessus du fond.

- Lors d'un cycle semi-diurne de **morte-eau** (M1, coefficient 57), le grain moyen du matériel transporté par suspension (entre 10 et 150 cm au-dessus du fond) durant le flot est compris entre 11,36 et 25,37 µm (moyenne de 18,79 µm), avec une minorité de sables de 200 µm et une majorité de vase à 33,67 µm (figure III.19). Sa médiane se situe entre 12,24 et 30,84 µm (moyenne de 20,3 µm) et il s'agit d'un sédiment très mal classé (4,68 à 5,86 phi). Les vases (< 63 µm) remises en suspension dominent au début du flot puis, quand le niveau d'eau atteint une hauteur de 2 m au-dessus du fond, les sables fins (200 µm) sont les plus concentrés près du fond (10 cm). Les particules fines continuent toutefois à dominer dans le reste de la colonne d'eau (au-dessus de 25 cm). Les concentrations des MES sont toujours

plus importantes près du fond, où elles augmentent au cours du flot, de 0,75 g/l à t1 jusqu'à 2,06 g/l à t4.

- Durant la **marée moyenne** M3, de coefficient 72, le grain moyen en suspension varie de 20,76 à 66,64 µm (35,31 µm en moyenne) avec une majorité de grains à 82 µm (sables très fins) (figure III.19). La médiane des MES est de 29,55 à 91,35 µm (moyenne de 50,82 µm) et le tri est de 3,75 à 4,76 phi (sédiment très mal classé). Durant toute la période du flot, les grains en suspension de taille proche de 82 µm sont les plus fréquents. La concentration des grains dominants est d'abord plus forte près du fond (10 cm) puis, à t4 (quand le niveau d'eau atteint 2 m au-dessus du fond), la concentration des grains dominants est plus forte à 50 cm, puis à 25 cm, 10 cm et enfin, à 150 cm. A cet instant, les MES sont plus concentrées à 50 cm (5,67 g/l) puis à 10 cm (1,27 g/l) et faiblement concentrées à 25 cm (0,64 g/l) et 150 cm (0,49 g/l). Ce gradient particulier de concentration au-dessus du fond peut s'expliquer par le placement en creux de dune du dispositif de prélèvement d'eau, permettant certainement au sédiment remobilisé au niveau de la crête de dune, entre 20 et 60 cm de hauteur par rapport au creux, d'être prélevé dans cette gamme de hauteurs. Par conséquent, la morphologie des dunes semble influencer la répartition et la granulométrie des MES à l'aplomb du champ de dunes.

- Lors du flot d'une marée semi-diurne de **vive-eau** (M11, coefficient 114), l'intervalle pour le grain moyen des MES est de 22,71 à 198,5 µm (figure III.19), la médiane se situe entre 27,92 et 212,6 µm (moyenne de 102 µm) et le tri entre 2,46 et 6,46 phi (sédiment mal classé à très mal classé). Le sédiment majoritaire est un sable fin à 128,8 µm. Le transport sédimentaire est maximal près du fond (10 cm) en début de flot où du sable de 220 µm est remis en suspension en grande quantité (presque 10% de l'échantillon prélevé). Les grains les plus grands se concentrent généralement près du fond (10 cm) durant le flot, excepté lorsque le niveau d'eau dépasse 2 m au-dessus du fond. La plus forte concentration de sables (185 µm) de nos prélèvements se situe alors autour de 55-70 cm au-dessus du fond. A cette même période du flot, les mesures effectuées à 1,5 m au-dessus du fond montrent une majorité de sables (128 µm) et une minorité de vases. Ces dernières dominent près du fond (à 10 et 25 cm) lorsque le niveau d'eau atteint 2 m. Ces résultats de gradient de concentration au-dessus du fond sont comparables à ceux effectués pour la marée moyenne M3 et traduisent certainement un effet morphologique des dunes. Les concentrations en MES sont très fortes pour cette marée, surtout en début de flot (30,39 g/l entre 15 et 30 cm au-dessus du fond) et à t3 (32,7 g/l entre 15 et 30 cm ; 14,46 g/l entre 55 et 70 cm). Jusqu'à une hauteur d'eau d'environ 2 m, des sables de 700 µm sont constamment mis en suspension dans la couche la plus proche du fond, sous une hauteur de 30 cm.

- Enfin, les résultats d'une seconde marée semi-diurne de **vive-eau** (M14, coefficient 106) sont représentés dans la figure III.19. Durant le flot de M14, le grain moyen est compris entre 13,93 et 68,66 µm (moyenne de 31,3 µm), avec une médiane entre 17,98 et 116,1 µm (moyenne de 46,16 µm) et un tri entre 4,98 et 7,24 Phi (sédiment très mal classé). Le sédiment dominant est un sable très fin de 85,63 µm. Comme pour la marée M11, à t4 (232,5

cm de profondeur d'eau), les MES de plus grande taille de grain se concentrent dans les échantillons les plus hauts au-dessus du fond, à 82,5 puis 182,5 cm de hauteur. En revanche, les grains mis en suspension sont de taille plus petite que lors de la marée de vive-eau M11. Il est probable que cet écart de taille de grain en suspension entre les 2 marées de vives-eaux soit lié à la phase de prélèvement des échantillons (flot) ainsi qu'au sens de transport net inversé entre les 2 marées, M11 étant caractérisée par des courants dominants de flot et M14, par des courants dominants de jusant. Les MES de la marée M14 sont certainement de plus grande taille durant le jusant que durant le flot. Toutefois, comme dans le cas de la marée M11, avant d'atteindre 2 m d'eau, des sables de 700 µm sont remis en suspension dans une couche d'une épaisseur d'environ 45 cm au-dessus du fond.

Globalement, on observe une augmentation de la taille des grains en suspension avec l'amplitude (coefficient) de marée, caractérisée par une majorité de vases en morte-eau, de sables très fins en marée moyenne et de sable fins en vive-eau. De plus, l'énergie hydrodynamique faible en morte-eau permet la remise en suspension des sédiments les plus fins tandis qu'en vive-eau, l'hydrodynamique forte entraîne principalement la remise en suspension des sables. Lors des 2 marées de vives-eaux observées (M11 et M14), Les concentrations en MES sont assez faibles en morte-eau (2,06 g/l au maximum durant M1) puis augmentent en marée moyenne (jusqu'à 5,67 g/l durant M3) et en vive-eau (jusqu'à 32,7 g/l durant M11).

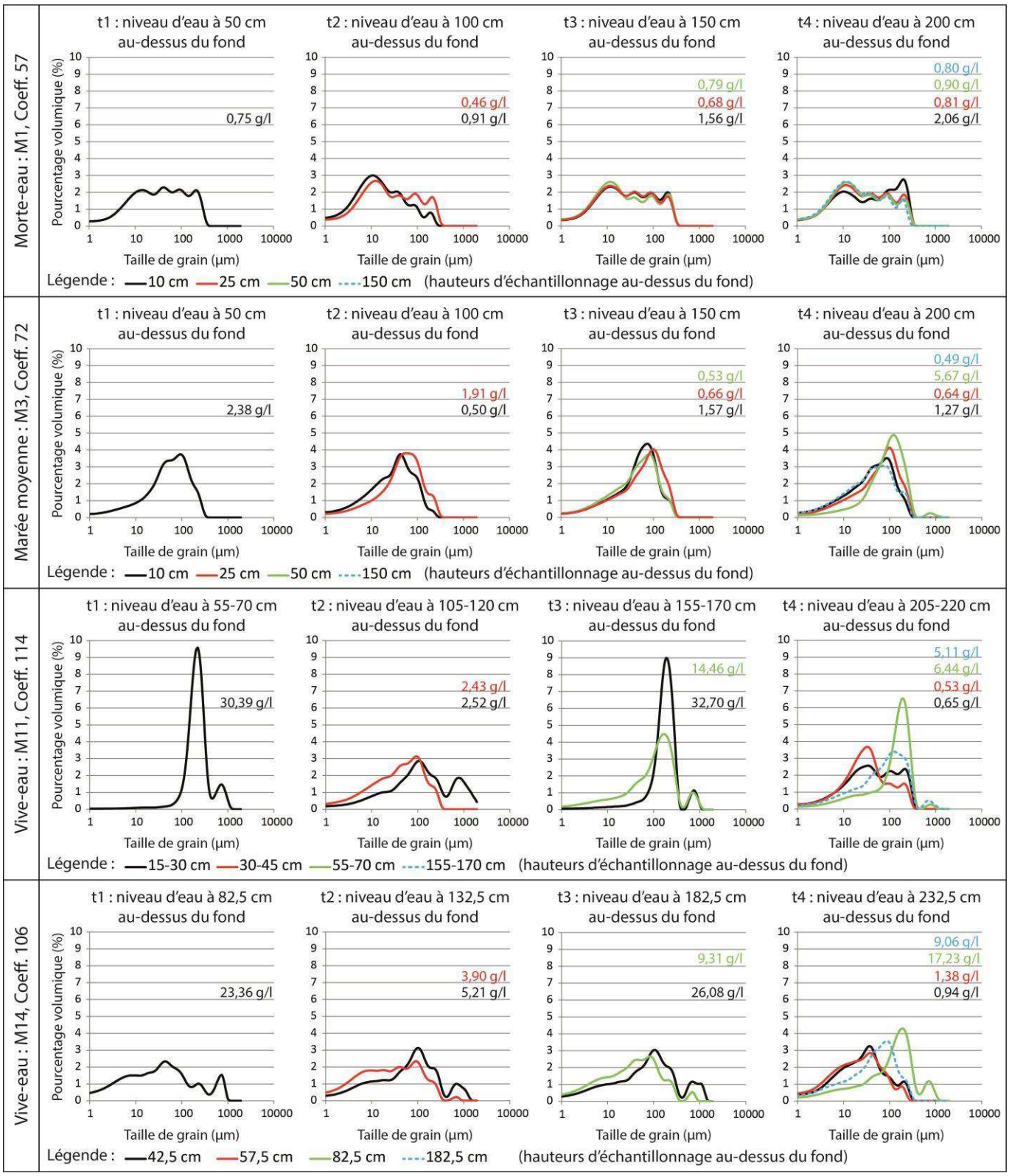


Figure III. 19 : Concentration et granulométrie des sédiments en suspension dans la colonne d'eau (pourcentage volumique/taille de grain) pour différentes conditions de forçages. Mesures basées sur des prélèvements d'eau réalisés durant le flot des marées semi-diurnes M1, M3, M11 et M14 de la campagne de janvier-février 2014 (coefficients 57, 72, 114 et 106, respectivement), à 4 moments du flot (t1 à t4) et à 4 hauteurs différentes (courbes noire, rouge, verte et bleue).

La concentration de ces MES, échantillonnées lors de la campagne de janvier-février 2014 à l'échelle d'un cycle semi-lunaire de marée, varie selon la hauteur d'échantillonnage, mais également, selon les forçages hydrodynamiques et notamment, selon l'amplitude de marée. La figure III.20 représente cette corrélation entre la concentration des MES (g/l) et le coefficient de marée. Elle met en avant l'augmentation exponentielle des valeurs de concentration en MES avec la hausse du coefficient de marée, de 0,26 g/l au maximum en morte-eau (coefficient 38) à 32,7 g/l au maximum en vive-eau (coefficient 114).

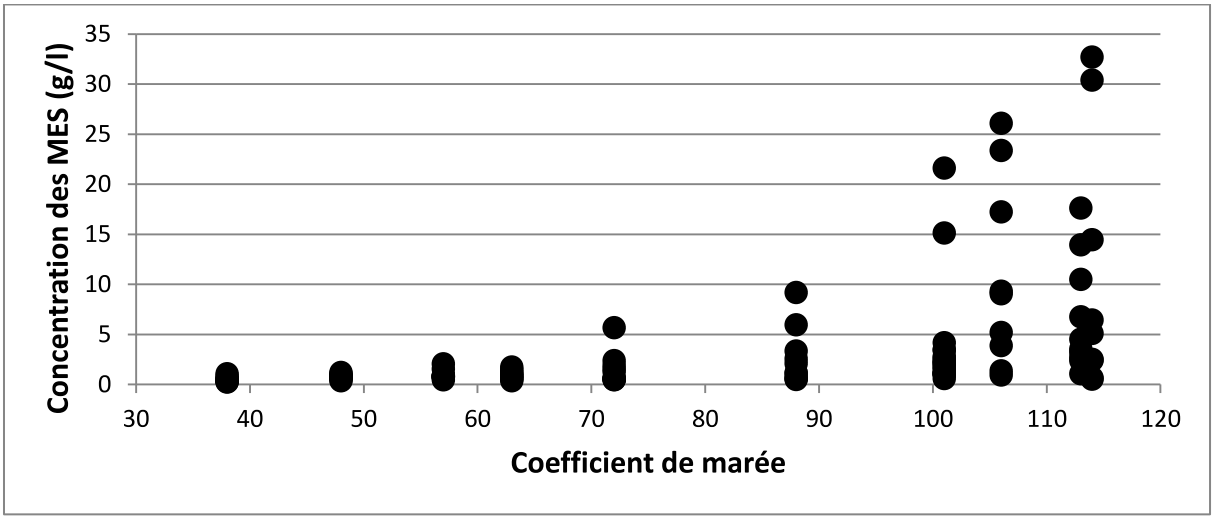


Figure III. 20 : Relation ente la concentration en MES (g/l) et le coefficient de marée, pour la campagne de janvier-février 2014.

II.3.2. Flux de MES obtenus par mesure indirecte

Hormis les prélèvements d'eau qui constituent un indicateur ponctuel des flux sédimentaires dans la colonne d'eau, les mesures de turbidité effectuées lors des campagnes fournissent une indication continue au cours du cycle de marée, qui nous permet d'observer l'évolution temporelle des flux sédimentaires (sans toutefois les quantifier) à une hauteur donnée (turbidimètres) ou sur l'ensemble de la colonne d'eau (ADCP).

A l'échelle du cycle de marée semi-lunaire de janvier-février 2014, quand on observe les données d'intensité rétrodiffusée (annexe III.11), on remarque que la distribution des valeurs de turbidité dans la colonne d'eau est très variable selon les marées semi-diurnes et les conditions hydrodynamiques observées. En marée de morte-eau et marée moyenne peu agitées (M1 et M3), la turbidité est plus importante en surface que près du fond et semble plus forte durant le flot que durant le jusant. Durant la marée M11 (grande vive-eau très agitée), la turbidité est plus forte en surface durant le flot et plus forte près du fond durant la seconde partie du jusant. La phase de flot, caractérisée par des courants forts (marée et houle), est la plus turbide. Enfin, durant la marée M14 (vive-eau peu agitée) la turbidité est plus faible que durant la marée M11 et semble équivalente durant les 2 phases de marée (flot et jusant). La

turbidité est plus importante près du fond qu'en surface lors de ce cycle de marée comprenant de forts courants de jusant et peu de houle (H_s maximale de 0,67 m).

La calibration, réalisée sur le turbidimètre « OBS-5+ » de la campagne de janvier-février 2014, a permis de quantifier des valeurs de concentration en MES durant les marées semi-diurnes d'un cycle semi-lunaire (cf. chapitre II). Les concentrations ponctuelles mesurées se situent entre 0 et 20 cm au-dessus du fond de M3 à M10 et entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond de M12 à M25 (figure III.21). De M3 à M10, les concentrations maximales mesurées sont de 0,88 g/l en marée moyenne (M3) et de 2,37 g/l en marée de vive-eau (M10). De M12 à M25, les concentrations maximales par marée semi-diurne sont de 3,94 g/l en vive-eau (M14) et de 0,77 g/l en morte-eau (M25). Ces concentrations en MES augmentent généralement avec le coefficient de marée et sont tantôt plus fortes au flot et tantôt plus fortes au jusant, selon les marées semi-diurnes.

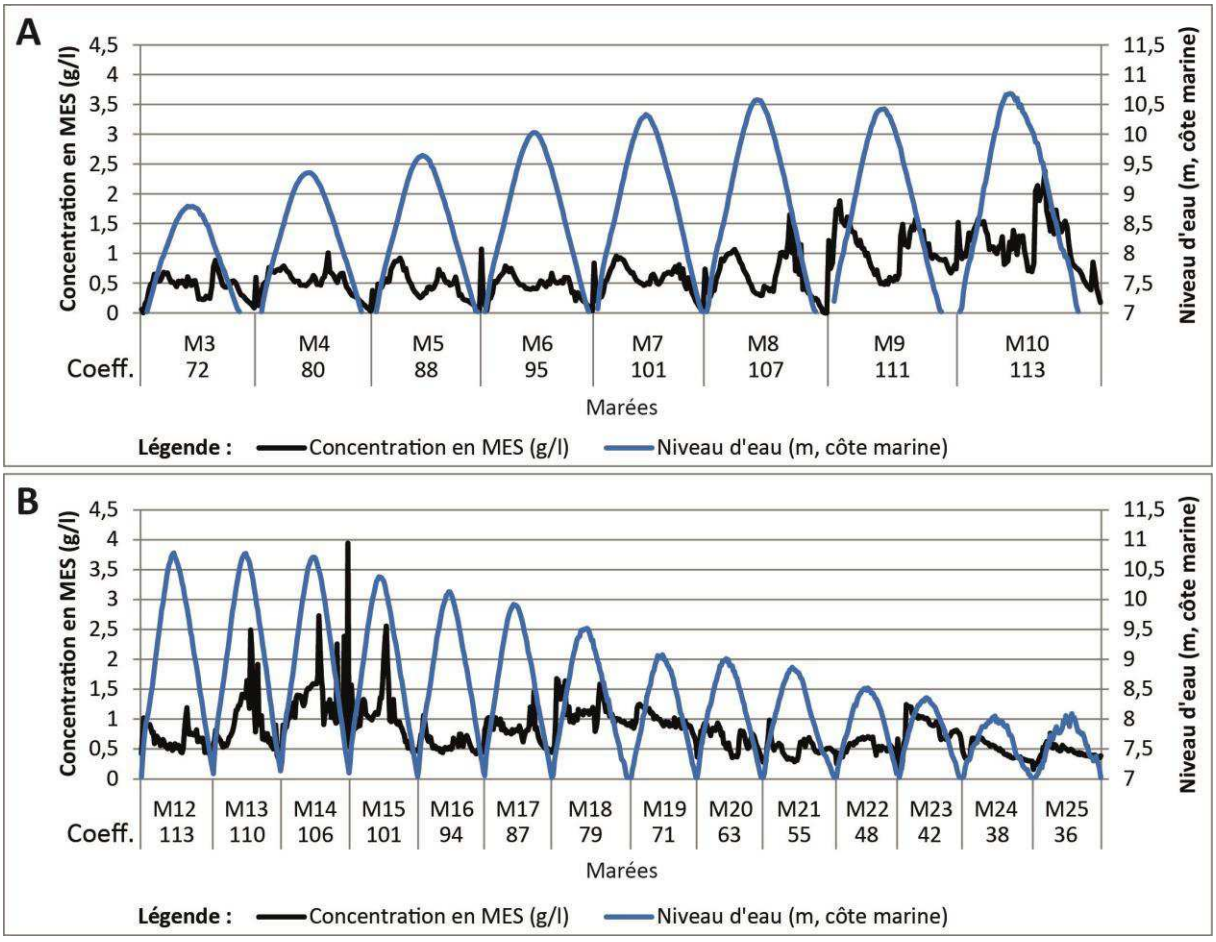


Figure III. 21 : Concentrations en MES, issues de la calibration du turbidimètre n°2 « OBS-5+ » (données toutes les 5 minutes, issues d'un moyennage sur un intervalle de mesure d'une minute) durant la campagne n°4 (27 janvier au 9 février 2014). Concentrations en MES : (A) entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10 ; (B) entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25.

Le croisement des valeurs de concentration en MES avec celles de courantométrie mesurées in situ nous informent des valeurs de flux sédimentaires par suspension entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, de M3 à M10, et entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, de M12 à M25 (figure III.22 et annexe III.12).

De manière générale, à l'échelle d'un cycle semi-lunaire, les flux de sédiment en suspension augmentent avec le coefficient de marée et sont plus fort durant les marées semi-diurnes de vives-eaux que durant les marées semi-diurnes de mortes-eaux, comme dans le cas des transports sédimentaires totaux et charriés. La figure III.22 met en évidence les variations continues de flux sédimentaires in situ pour les 2 hauteurs et périodes de mesures et, pour les différentes marées semi-diurnes étudiées et l'annexe III.12 recense les valeurs des flux maximums, minimums, moyens et nets au cours de ces marées.

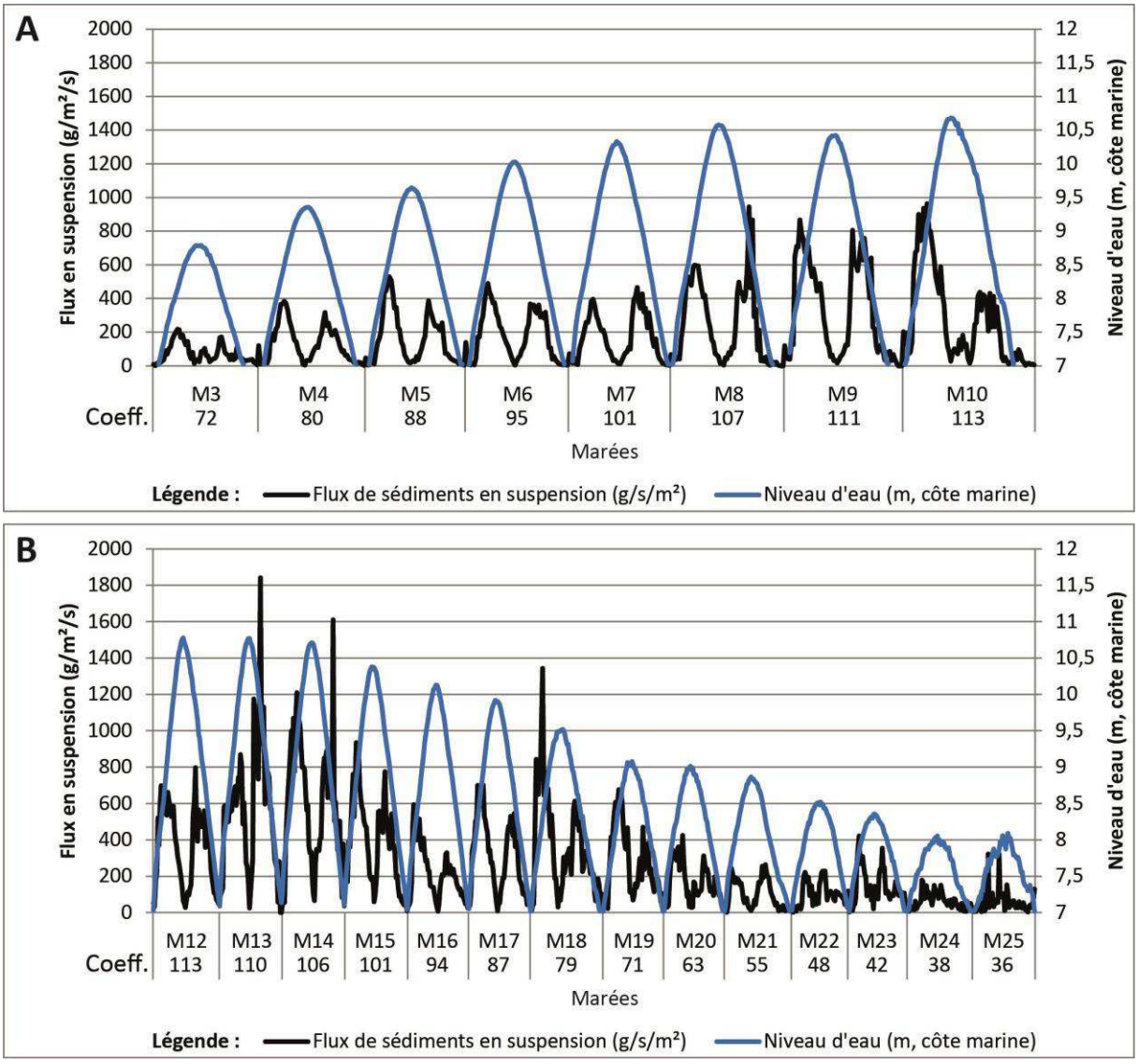


Figure III. 22 : Flux de sédiments en suspension, calculés grâce aux mesures in situ (turbidité calibrée grâce aux sédiments issus de pièges et courantométrie) durant la campagne n°4 (27 janvier au 9 février 2014). A) Flux de sédiments en suspension entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10. B) Flux de sédiments en suspension entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25.

De M3 à M10 (période de revif : coefficients 72 à 113), les flux sédimentaires augmentent jusqu'à un maximum de 963 g/m²/s, durant le flot de la marée de vive-eau M10. Durant la marée moyenne M3, le flux maximal atteint est de 217 g/m²/s durant le flot. Sur la période de déchet allant de M12 à M25, les flux sédimentaires ont tendance à diminuer du coefficient 113 au coefficient 36. Au maximum, ils atteignent 1841 g/m²/s durant le jusant de M13 (coefficient 110) et, durant la marée semi-diurne la moins énergique, M24, les flux en suspension n'excèdent pas 179,5 g/m²/s durant le flot et 151 g/m²/s durant le jusant.

La figure III.23 illustre les taux de transport sédimentaire net par suspension, ainsi que leur direction (est ou ouest), pour les 2 périodes et hauteurs de mesures (graphiques A et B). L'annexe III.12 expose les valeurs de flux sédimentaires maximums, minimums, et moyens ainsi que de transport net par marée, pour ces 2 périodes et hauteurs de mesures.

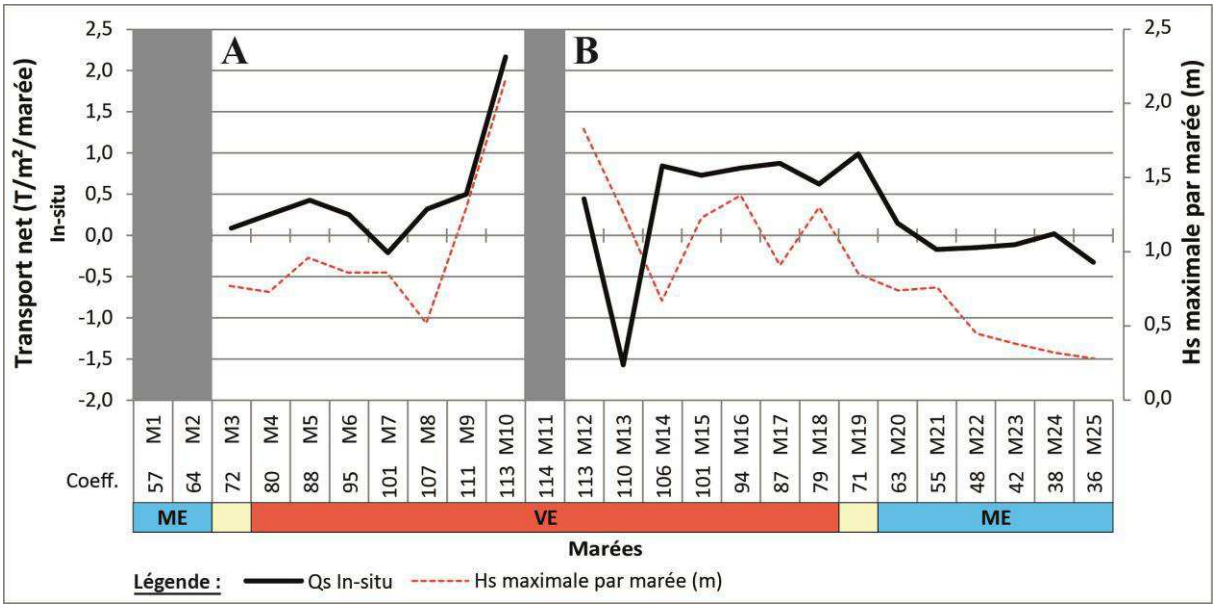


Figure III. 23 : Transport par suspension net par marée, calculé grâce aux mesures in situ (turbidité calibrée grâce aux sédiments issus de pièges et courantométrie) durant la campagne de janvier-février 2014. Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). A) Transport entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10. B) Transport entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25. Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge.

Sur la période M3-M10, entre 0 et 20 cm au-dessus du fond (graphique A, figure III.23), le transport net maximal atteint est de 2,17 T/m² durant M10 (H_s maximale forte de 2,15 m) et le transport net minimal est de 0,088 T/m² durant M3 (H_s maximale de 0,77 m). Le transport net se fait la plupart du temps vers l'est, excepté lors de la marée M7 (H_s maximale de 0,86 m) où il se fait vers l'ouest, avec une faible valeur absolue (0,21 T/m²). Sur la période M12-M25, entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond (graphique B, figure III.23), le transport résiduel maximal a été enregistré durant la marée M13 de vive-eau (H_s maximale de 1,27 m), avec une valeur de 1,57 T/m² et le plus faible, de l'ordre de 0,02 T/m²/marée, se fait en morte-eau (M24 ; H_s maximale de 0,32 m). Le transport net se fait tantôt vers l'est (M12, M14 à M20) et tantôt vers l'ouest (M13, M21 à M25), sans laisser apparaître de lien avec la houle,

hormis lors de la marée M10, où le fort transport par suspension correspond à une houle très forte. Pour ces 2 périodes de mesure (figure III.23), le transport net total se fait vers l'est (sens du flot) avec 3,81 T/m² entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, pour la première période (M3 à M10), et 3,16 T/m² entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond pour la seconde période (M12 à M25).

Ces résultats de mesure des flux sédimentaires en suspension, basés sur les données de l'OBS-5+, sont restreints à une seule hauteur de mesure dans la colonne d'eau. Seules les mesures réalisées par les ADCP, dans l'ensemble de la colonne d'eau, permettraient de quantifier des flux intégrés sur cette colonne d'eau. Toutefois, cet appareil n'a pu être calibré lors de cette thèse, cette calibration constituant un objectif intéressant pour la suite de cette étude.

Aucune quantification des flux sédimentaires n'a pu être effectuée à partir des mesures de turbidimètres obtenues lors des campagnes de 2013, les instruments utilisés n'étant plus disponibles et aucun prélèvement d'eau n'ayant été effectué, empêchant ainsi toute calibration. Toutefois, les enregistrements réalisés par les turbidimètres et les profileurs de courants utilisés nous renseignent sur l'importance et l'évolution de ces flux au cours des marées semi-diurnes de mortes-eaux (septembre 2013) et vives-eaux (juin 2013) calmes.

En marée semi-diurne de morte-eau, en conditions calmes (campagne n°2, septembre 2013), la turbidité mesurée à environ 10 cm au-dessus du flanc ouest de dune ne dépasse pas 304,16 NTU (figure III.24). Durant le flot, elle augmente progressivement jusqu'à un pic atteint entre 1h et 1h30 avant la pleine-mer selon la marée. Durant le jusant, on observe plusieurs pics de turbidité, notamment entre 30 min et 1h après la pleine-mer et en fin de jusant. La turbidité a eu tendance à augmenter entre les marées M1 et M2 et à diminuer entre les marées M2 et M3. La turbidité semble assez équivalente au flot et au jusant lors de la marée M1 alors que pour les marées M2 et M3, la turbidité est plus forte au flot qu'au jusant.

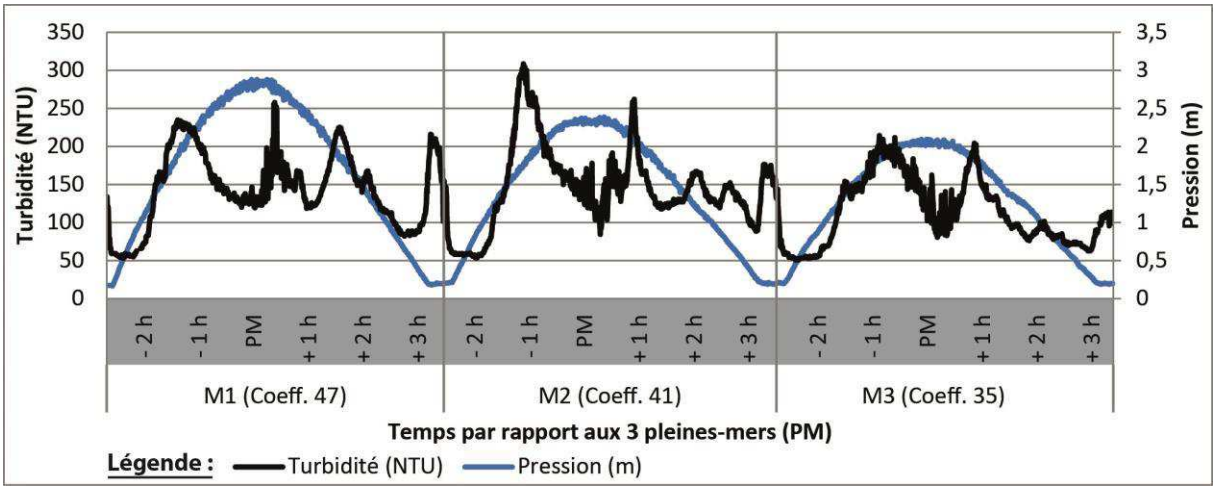


Figure III. 24 : Turbidité (NTU) et pression (m) mesurées par la sonde STBD (intervalle de mesure de 30 secondes) lors des 3 marées semi-diurnes de mortes-eaux de la campagne n°2 (26 au 28 septembre 2013), à environ 10 cm au-dessus du flanc ouest de la dune instrumentée.

En marée semi-diurne de vive-eau, par temps calme (campagne n°1, juin 2013), la turbidité mesurée entre 0 et 45 cm au-dessus du fond (figure III.25) atteint des valeurs maximales de 1148 NTU pour un coefficient de marée 104. Pour ces 2 marées de vives-eaux, la turbidité est plus forte au flot qu'au jusant, malgré des pics ponctuels de forte turbidité rencontrés au jusant. La turbidité semble donc plus élevée durant les vives-eaux de juin 2013 que durant les mortes-eaux de septembre 2013.

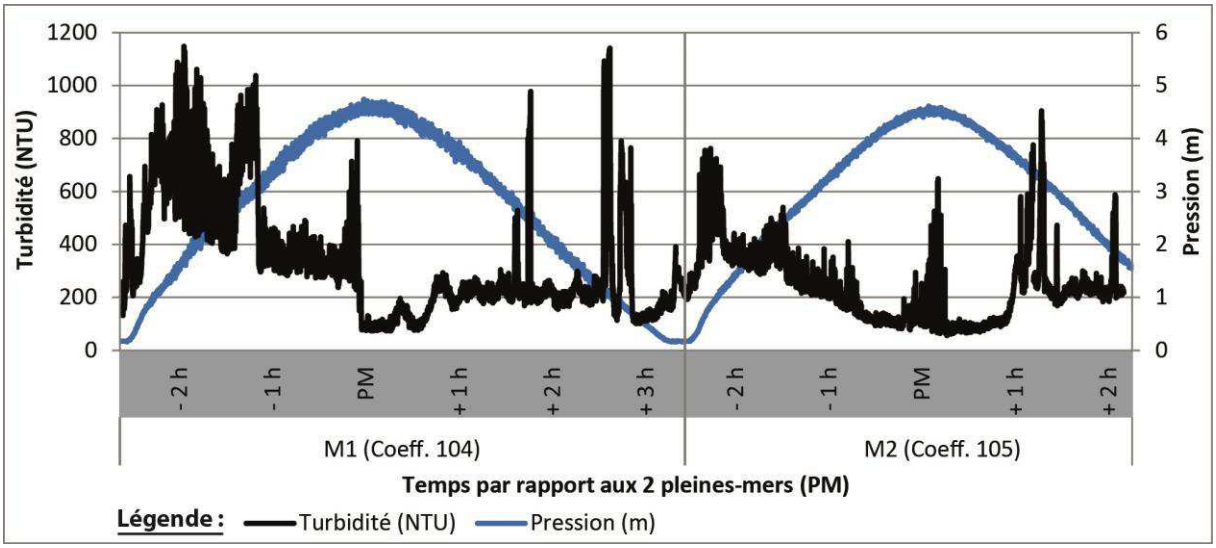


Figure III. 25 : Turbidité (NTU) et pression (m) mesurées par la sonde STBD (intervalle de mesure de 5 secondes) lors des 2 marées semi-diurnes de vives-eaux de la campagne n°1 (24 et 25 juin 2013), entre 0 et 45 cm au-dessus du fond.

Les données d'intensité rétrodiffusée de l'ADCP placé en bordure du champ de dunes en juin 2013 offre une information de la distribution de la turbidité dans la colonne d'eau, au cours des marées de vives-eaux de coefficients 104 et 105 (figure III.26). Pour ces deux marées (M1 étant la plus turbide), la turbidité est la plus forte durant le flot, diminue progressivement un moment après l'étale de pleine-mer, avec la décantation des MES, et augmente en fin de jusant. Cette turbidité, associée à la mise en suspension des sédiments, est plus forte près du fond qu'en surface et lorsque le niveau d'eau est relativement bas.

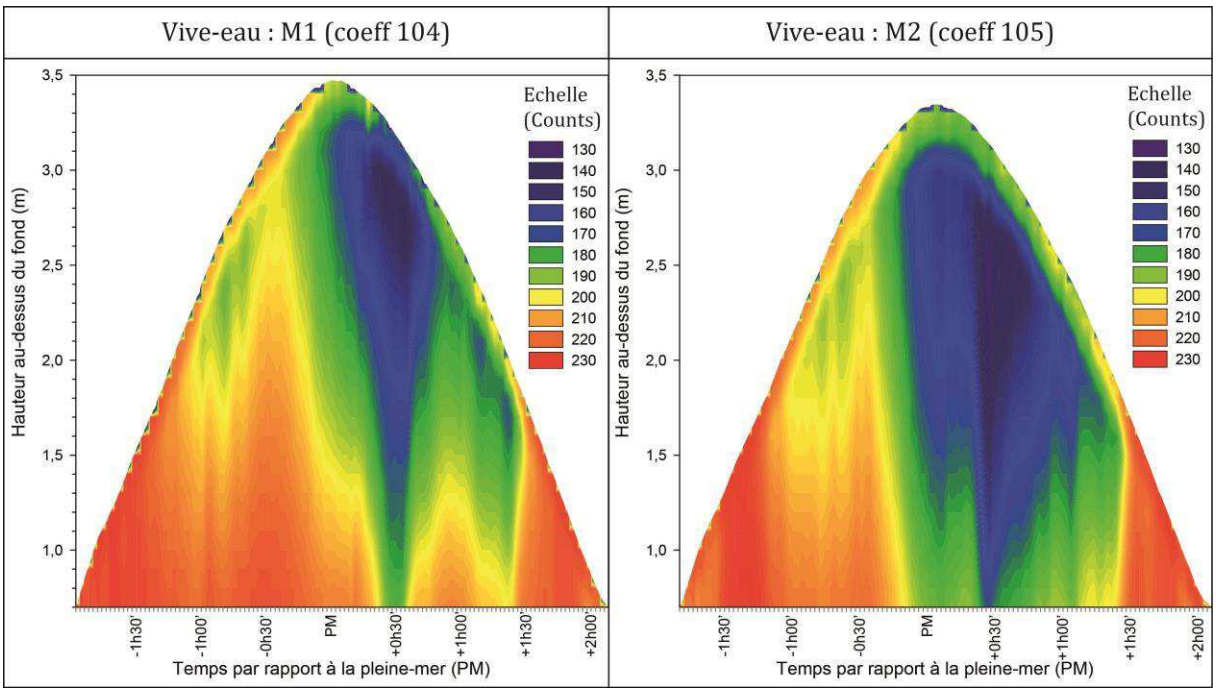


Figure III. 26 : Intensité rétrodiffusée (counts) mesurée dans la colonne d'eau par le profileur de courant ADCP (données toutes les 2 minutes, issues d'un moyennage de mesures réalisées sur une minute), à l'extérieur du champ de dunes, lors des 2 marées de vives-eaux de la campagne n°1 (24 et 25 juin 2013).

II.3.3. Flux de MES estimés par la formule de Soulsby-van Rijn (1997)

La formule de Soulsby-van Rijn (1997), prenant en compte les vitesses de courants et les caractéristiques de la houle, permet d'estimer les valeurs de flux sédimentaires en suspension, intégrés dans la colonne d'eau, dont les résultats sont consignés en annexe III.12 (flux sédimentaires maximums, minimums, moyens et nets par marée semi-diurne). D'après cette formule, la suspension est plus importante en vive-eau qu'en morte-eau, avec des flux sédimentaires maximums de 4503 g/m/s au jusant, durant M14 (coefficient 106, campagne de janvier-février 2014). Les flux sédimentaires les plus faibles se rencontrent lors de la marée de morte-eau M3 (septembre 2013), où les valeurs maximales atteintes sont de 14 g/m/s durant le flot.

Sur la figure III.27, les résultats du transport en suspension net par marée sont représentés, démontrant un transport sédimentaire maximal vers l'ouest lors de M14 (4,17 T/m ; campagne de janvier-février 2014) et minimal vers l'est lors des M24 de janvier-février (0,015 T/m) et M3 de septembre 2013 (0,003 T/m). Le transport net en suspension s'effectue soit vers l'est (campagne n°1 à n°3 ; M1 à M5, M9 à M12 et M16 à M24 de la campagne n°4), soit vers l'ouest (M6 à M8, M13 à M15 et M25 de la campagne n°4). Le transport sédimentaire net augmente vers l'est (sens du flot) lorsque la houle s'intensifie (5 décembre 2013 ; M10, M11, M12, M16 et M18 de janvier-février 2014) tandis qu'il augmente vers l'ouest (sens du jusant) lorsque la houle s'affaiblit (M8 et M14 de janvier-février 2014).

A l'échelle du cycle de marée semi-lunaire (janvier-février 2014) et d'après la formule de Soulsby-van Rijn (1997), le transport net en suspension se fait vers l'est (zone interne de la baie) avec 9,14 T/m.

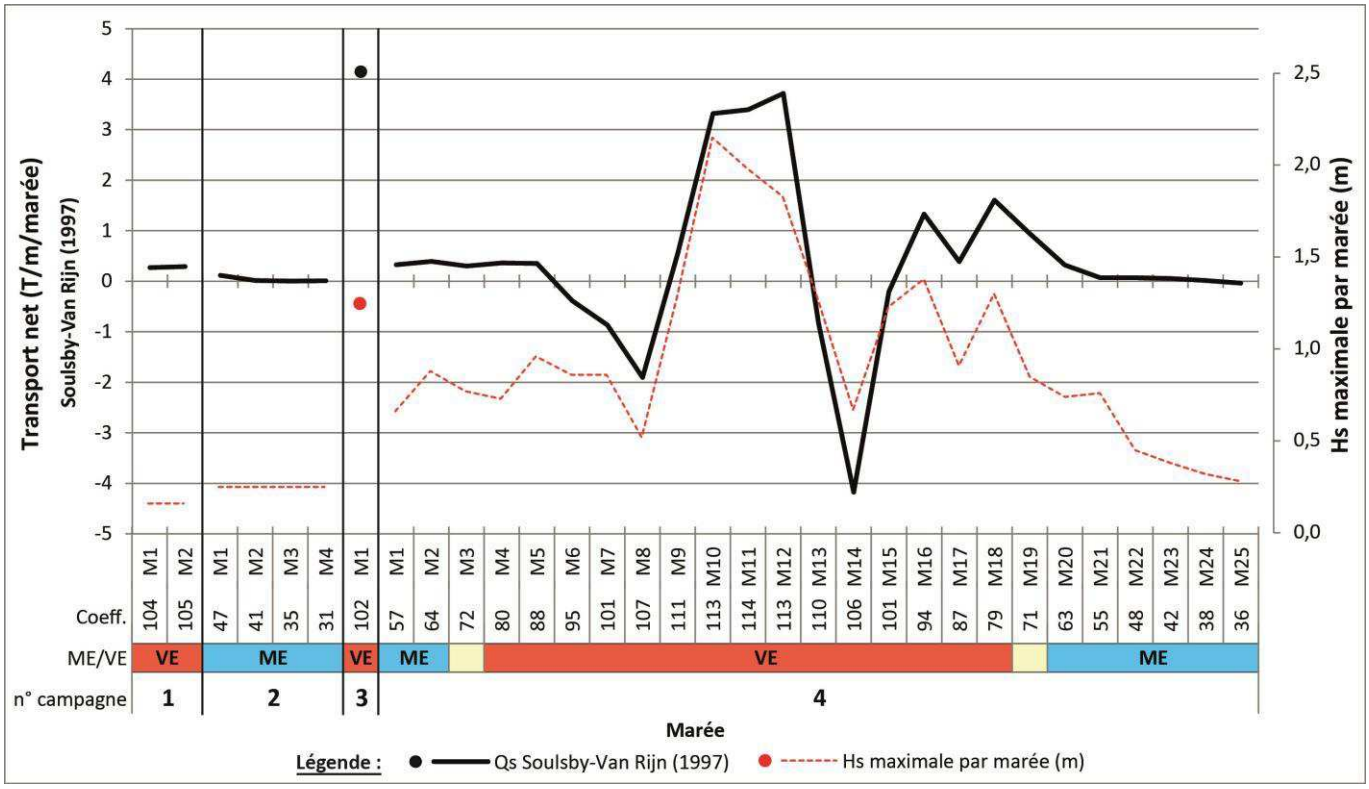


Figure III. 27 : Transport en suspension net par marée, intégré sur la colonne d'eau, calculé selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997), pour les 4 campagnes (n°1 : 24 et 25 juin 2013 ; n°2 : 26 au 28 septembre 2013 ; n°3 : 5 décembre 2013 ; n°4 : 27 janvier au 9 février 2014). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge.

II.3.4. Synthèse sur les flux en suspension

La mesure in situ, réalisée à une hauteur fixe au-dessus du fond, montre parfois des différences de direction et d'intensité du transport net par suspension par rapport aux formules emmpiriques, calculant des flux intégrés sur la colonne d'eau. Ces derniers, estimés par la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997), réagissent instantanément à l'évolution de la houle, ce qui n'est pas le cas des flux in situ mesurés en un point, qui ne sont pas forcément représentatifs du comportement moyen de la suspension dans la colonne d'eau. Ces 2 méthodes ne présentent donc pas toujours la même dominance est/ouest du transport net en suspension, qui diffère pour les marées M6, M8, M14, M15 et M21 à M23 de la campagne n°4 de janvier-février 2014. Ces différences de direction de transport net peuvent s'expliquer par une réponse caractéristique des mesures in situ (effectuées entre 0 et 20 cm ou entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond) face au facteur morphologique des dunes, pouvant atteindre des hauteurs de 60 cm, et à l'influence des courants, de vitesse et direction variables selon la

profondeur au-dessus du fond, et pas toujours représentatifs des caractéristiques de courants moyens.

En revanche, les valeurs absolues de flux moyens et de transport net mesurées et estimées par ces 2 méthodes sont assez proches, dans les mêmes ordres de grandeur, avec des flux moyens entre 49,03 et 708,91 g/m²/s pour les mesures in situ et entre 1,51 et 966,13 g/m/s pour la formule de Soulsby-van Rijn (1997). Dans les deux cas, le transport net par suspension est plus fort durant les marées semi-diurnes de vives-eaux que durant celles de mortes-eaux.

Les concentrations en MES mesurées in situ (cf. figure III.19) sont en accord avec ce constat et augmentent de la morte-eau à la marée moyenne puis à la vive-eau, tout comme la taille des grains remis en suspension, qui sont en majorité des vases lors des mortes-eaux, des sables très fins lors des marées moyennes et des sables fins en vives-eaux. Ces résultats sont toutefois uniquement observés lors de marées pour lesquelles le transport net estimé par la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) se fait vers l'est (sens du flot ; M1, M3 et M11 de janvier-février 2014). Dans le cas de la marée de vive-eau M14 (campagne de janvier-février 2014), où le fort transport net estimé se fait vers l'ouest (sens du jusant), les concentrations en MES sont plus faibles que durant la vive-eau M11, et les sédiments remis en suspension sont de dimension plus réduite et comportent beaucoup de vases.

On peut donc supposer que les marées M1, M3 et M11 ont subi un transport net vers l'est (sens du flot) qui a permis aux prélèvements d'eau réalisés durant la phase de flot d'être représentatifs du transport principal ayant lieu durant cette phase. En revanche, M14 subissant un transport net vers l'ouest (sens du jusant), on peut supposer que les prélèvements d'eau effectués durant le flot de cette marée ne sont pas représentatifs du transport principal ayant lieu durant le jusant. Il est donc possible que les concentrations en MES soient plus importantes et que les grains remis en suspension soient de plus grande dimension durant le jusant (non échantillonné) de cette marée.

La calibration des données d'intensité rétrodiffusée, acquises par les profileurs de courant ADCP durant les marées de juin 2013 et de janvier-février 2014, n'a pu être effectuée pour le moment mais permettrait de quantifier les flux de MES in situ intégrés dans la colonne d'eau et d'établir des comparaisons avec les résultats issus de la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997). Elle permettrait également de définir la distribution des flux de MES dans l'ensemble de la colonne d'eau, lors des 2 phases (flot et jusant) de marées semi-diurnes de vives-eaux et mortes-eaux.

II.4. Synthèse sur les flux sédimentaires à l'aplomb des dunes

Les formules empiriques utilisées pour la mesure du transport total, par charriage et par suspension ont démontré la même dominance est/ouest du transport net par marée, à l'exception de la formule de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), utilisée pour le charriage, dans le cas de la marée M15 de janvier-février 2014.

Pour toutes les formules et tous les types de transport, le transport net est toujours plus fort en marée de vive-eau qu'en marée de morte-eau et les variations d'intensité et de dominance est/ouest du transport semblent suivre l'évolution de la H_s maximale de la houle. Le transport sédimentaire augmente ainsi vers l'est lors des pics de houle (e.g. décembre 2013, M10 à M12 de janvier-février 2014) et vers l'ouest lors des phases de diminutions de H_s associées à des vents de terre n'excédant pas 37 km/h en rafales (e.g. M8 et M14 de janvier-février 2014), quelle que soit la formule utilisée, que celle-ci prennent en compte l'action de la houle ou non. Ce résultat est dû à la prédominance et la force des courants des phases de flot/jusant, directement influencés par les caractéristiques de marée et de houle. Le transport net vers l'ouest s'effectue toujours lors de conditions météorologiques de vents de terre (entre 9,1 et 24 km /h en moyenne) auxquelles s'associent une baisse de la houle (H_s maximale entre 0,52 à 1,27 m), excepté lors de la marée M25 de janvier-février 2014 où les vents forts (38,3 km/h en moyenne) proviennent de 203°N. A l'échelle du cycle semi-lunaire complet (janvier-février 2014), le transport net (ou résiduel) se fait toujours vers l'est pour les 3 types de transport.

Les formules de Soulsby-van Rijn (1997) donnent en général de plus faibles estimations que les formules de Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978) et de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), excepté dans le cas de M15 (campagne n°4) pour le charriage (formule de Gadd *et al.*, 1978) et des marées de mortes-eaux pour le transport total (formule de Yang, 1986).

Le transport par suspension représente le mode de transport dominant dans cet environnement de champs de dunes du Hourdel, avec un transport net qui est 4,3 à 8,4 fois plus important que le transport net par charriage (selon les formulations de Soulsby-van Rijn, 1997), bien que ce dernier soit majoritairement responsable de la morphodynamique des formes de fond.

Les directions du transport net par suspension, mesuré in situ en un point fixe au-dessus du fond, vont parfois diverger des directions estimées pour le transport par suspension intégré sur la colonne d'eau et pour les transports total et charrié (M6, M8, M14, M15 et M21 à M24 de la campagne n°4). Ces différences sont certainement duent à la comparaison d'une mesure en un point de hauteur fixe avec un calcul de flux sur l'ensemble de la colonne d'eau, mais également, à l'influence des formes de fond et des courants sur les mesures in situ. Ces dernières ne sont pas représentatives de la suspension dans la colonne d'eau.

De même, la direction du transport charrié net estimé via les techniques du « Dune Tracking » et des différentiels topographiques, est parfois contraire à celle estimée par les formules empiriques (période M3-M6 de la campagne n°4). Ce comportement inverse s'explique, dans ce cas, par l'utilisation de la migration des crêtes de dunes comme indicateur du sens du transport net dans les calculs des volumes du « Dune Tracking » et des différentiels topographiques. La crête de dune est en effet susceptible de migrer dans le sens opposé au transport sédimentaire dominant, sous l'effet de variations morphologiques importantes des dunes (e.g. changement de polarité). Cependant, hormis l'erreur de direction, les valeurs de flux mesurées restent cohérentes avec la méthode utilisée et une analyse des données topographiques (par l'intermédiaire de coupes topographiques par exemple),

démontrant la direction de déplacement des masses sédimentaires, permet d'éviter cette erreur. Toutefois, la méthode du « Dune Tracking » est adaptée aux situations où les dunes migrent en conservant leur morphologie transversale, ce qui n'est pas toujours le cas sur les périodes étudiées durant cette thèse. La mesure des volumes sédimentaires déplacés via les différentiels topographiques pose également quelques soucis de méthodologie dus à la superposition de dunes différentes entre les moments t1 et t2, suite à leur migration.

Chaque méthode utilisée dans cette thèse est donc basée sur des paramètres différents et présente à la fois des avantages et des soucis méthodologiques, qui vont dépendre des caractéristiques hydrodynamiques et morphodynamiques du site étudié. Certains auteurs ayant étudié les morphologies de fond du domaine intertidal ont pu effectuer quelques comparaisons entre des méthodes semblables ou identiques.

Terwindt & Brouwer (1986), qui étudient un champ de « sandwaves » intertidales (λ moyenne : 6 m ; H entre 0,14 et 0,20 m pour les formes 2D et entre 0,20 et 0,40 m pour les formes 3D) de l'estuaire de l'Escaut (Pays-Bas), durant des cycles de mortes-eaux et vives-eaux, ne trouvent aucune corrélation entre le transport total de flot mesuré et la distance de migration des « sandwaves », la sédimentation ou l'érosion des formes de fond, dans les champs de morphologies 2D. En revanche, dans les champs de morphologies 3D, selon eux, le transport total prédit bien la distance de migration et les volumes de sédiments déposés et érodés durant la migration.

Dans le rapport de Berben *et al.* (1978) (*in* Yang, 1986), des dunes intertidales de dimensions proches des nôtres (H : 0,3-0,4 m ; λ moyenne : 6 m) ont été étudiées dans un environnement de fortes marées semi-diurnes avec un marnage moyen de 4 m et un grain moyen de 0,15 mm. Des flux sédimentaires ont été mesurés par ces auteurs durant 2 périodes de vives-eaux, en utilisant la morphodynamique des dunes (hauteur et migration), selon une méthode proche de celle du « Dune Tracking » et basée sur les travaux antérieurs de Bagnold (1941), Kachel & Sternberg (1971) et Langhorne (1981). Yang (1986) a utilisé leurs résultats, compris entre 13,01 et 61,02 g/m/s, afin de les comparer avec ses formules de transports charrié et total. Les tests de l'équation modifiée de Bagnold (1966), effectués par Yang (1986) pour le transport total, ont aboutis aux résultats de 49,57 g/m/s (pour un U_* de 4,12 cm/s, équivalent à 29 g/m/s selon la méthode de Berben *et al.*, 1978) et 210,29 g/m/s (U_* de 5,35 cm/s), pour un environnement de dunes semblable au site étudié par Berben *et al.* (1978), soit, à une surestimation par rapport aux résultats de la technique utilisée par ces derniers.

Dans notre cas, les flux sédimentaires totaux moyens mesurés par la méthode de Yang (1986), sur les 25 marées semi-diurnes de janvier-février 2014, varient de 0,56 à 7295 g/m/s. Les valeurs calculées par Berben *et al.* (1978), en marée semi-diurne de vive-eau, correspondent à celles mesurées lors de marées semi-diurnes de mortes-eaux et marées moyennes au niveau des dunes du Hourdel (e.g. M21 : 8,42 g/m/s au flot ; M3 : 57,84 g/m/s au flot). Cette différence de résultats peut s'expliquer du fait que la technique de mesure des flux par utilisation des paramètres morphodynamiques des dunes, employée par Berben *et al.* (1978), serait peut-être plus adaptée au calcul d'un transport charrié (comme la méthode du Dune Tracking) et ne prendrait donc pas en compte la suspension.

III. Evolution morphologique et dynamique des dunes

Le transport sédimentaire ayant lieu dans les champs de dunes va entraîner une évolution morphologique, ainsi qu'une dynamique des dunes, plus ou moins importantes selon les conditions de forçages rencontrées.

III.1. Evolution morphologique

L'évolution de la morphologie des dunes hydrauliques intertidales, qui se produit en majorité durant l'immersion par la marée (sous l'effet des courants et du transport sédimentaire), a pu être analysée : (i) en continu au cours d'un cycle de marée, grâce aux données altimétriques, et (ii) au moment des basses-mers, à partir des données topographiques du scanner laser 3D et des observations sur le terrain. Cette dernière analyse, réalisée durant les basses-mers, s'est faite à l'échelle d'une dune comme à l'échelle des champs de dunes des sites Est et Ouest.

III.1.1. Evolution du profil de dune au cours du cycle de marée

- **L'altimétrie** constitue la première source d'information permettant de suivre l'évolution morphologique des dunes, de manière continue durant un cycle de marée (semi-diurne ou semi-lunaire), en un point fixe au-dessus des dunes (figure III.28 et annexes III.13 et III.14).

Lors des **marées semi-diurnes de mortes-eaux** calmes (H_s maximale < 0,5 m) à peu agitées (0,5 < H_s maximale < 1 m), les variations altimétriques mesurées sont faibles. En septembre 2013 (période calme ; figure III.28 et annexe III.13), celles-ci vont de 7 cm au maximum lors de la marée semi-diurne M1, de coefficient 47, à 1 cm au maximum lors de M4, de coefficient 31 et montrent une tendance à la réduction de ces variations, au cours des 4 marées semi-diurnes, relative à la baisse du coefficient de marée. En janvier-février 2014 (figure III.28 et annexe III.14), les variations minimales observées durant les marées de mortes-eaux calmes sont de 2 cm durant M24 et M25 (coefficients 38 et 36, respectivement). Ces oscillations rapides et continues du fond sont assez semblables entre la phase de flot et la phase de jusant, excepté pour M20 (morte-eau peu agitée de coefficient 63) où la mobilité du fond est plus importante au flot.

Lors de la **marée semi-diurne moyenne** et peu agitée M19 (coefficient 71), observée en janvier-février 2014 (figure III.28 et annexe III.14), l'altimétrie varie entre 5 et 8 cm au niveau des 4 altimètres Altus. Durant cette marée, les variations altimétriques sont plus fortes durant le flot que durant le jusant.

Lors des **marées semi-diurnes de vives-eaux**, les variations altimétriques sont plus complexes. En période calme, dans le cas de juin 2013 (coefficients 104 et 105, figure III.28 et annexe III.13), les variations sont fortes au flot (environ 37 cm durant M1 et 22 cm en M2)

et plus faibles au jusant (6 cm en M1 et 12 cm en M2), avec des oscillations rapides de 2 à 4 cm durant le jusant. En période peu agitée (M14 et M17 de janvier-février 2014), les variations altimétriques peuvent être équivalentes au flot et au jusant (environ 15 cm durant M14, coefficient 106) ou plus fortes au flot (15 cm au flot contre environ 3 cm au jusant durant M17, coefficient 87). En période d'agitation forte ($1 < H_s$ maximale $< 1,5$ m), les variations altimétriques sont variables et vont jusqu'à 33 cm, mesurés au niveau de l'Altus 1, lors de la marée semi-diurne agitée M15 (coefficient 101, campagne n°4). Durant les marées M13, M15 et M16 (coefficients 110, 101 et 94, campagne n°4), caractérisées par des vents d'est inférieurs à 25 km/h, les variations altimétriques sont fortes au flot comme au jusant, excepté pour l'Altus 4, mesurant des variations plus fortes au flot qu'au jusant. Durant la marée M18 (coefficient 79, campagne n°4), comportant des vents de sud forts (34,3 km/h en moyenne), et la marée tempétueuse du 5 décembre 2013 (coefficient 102, vents moyens de 35,5 km/h), les variations altimétriques mesurées sont toujours plus importantes au flot qu'au jusant, avec des valeurs proches de 30 cm pour décembre 2013 (figure III.28 et annexe III.13). Durant cette marée, la majorité de la migration de la dune s'est effectuée durant la phase de flot, lorsque les courants de marée étaient de même direction que les courants de houle (ouest). Lors de la phase de jusant, les variations altimétriques sont plus faibles. Enfin, en période de très forte agitation (H_s maximale $> 1,5$ m), comme lors de la marée M12 de février 2014 (coefficient 113, figure III.28 et annexe III.14), les variations altimétriques, d'un maximum de 20 cm, sont importantes lors des deux phases de marée.

Finalement, les variations altimétriques diminuent avec le coefficient de marée. Durant les marées de mortes-eaux, qui sont toujours calmes sur les périodes étudiées, le fond va très peu évoluer, comme en marée moyenne de faible agitation. En marées de vives-eaux, les variations altimétriques vont jusqu'à près de 40 cm soit, la hauteur d'une dune, et peuvent être fortes durant les 2 phases de marée ou uniquement durant le flot. Ces deux comportements s'expliquent difficilement par les conditions météo-hydrologiques. Des variations plus fortes durant le flot que durant le jusant peuvent survenir en période calme (juin 2013), lors de périodes peu agitées avec de forts vents de terre (M17, janvier-février 2013, vents moyens de 35,1 km/h) ou encore, lors d'une tempête de forte houle avec de forts vents marins (décembre 2013, vents moyens de 35,5 km/h). Des variations équivalentes au flot et au jusant sont rencontrées en périodes de faible (M14, janvier-février 2014), forte (M13, M15 et M16, janvier-février 2014) et très forte agitation (M12, janvier-février 2014), pour des vents inférieurs à 25 km/h provenant des secteurs est (M13, M14, M15, M16) et ouest (M12). Ces différences peuvent peut-être s'expliquer par un manque de points de mesure durant les campagnes de juin et décembre 2013, ne permettant pas de distinguer les éventuelles variations altimétriques fortes durant le jusant de ces marées de vives-eaux. Mais, elles sont plus probablement dues à des effets locaux entre les sites est et ouest ou aux différences de courantologie, montrant une prédominance des courants de jusant dans certains cas où les variations altimétriques sont fortes au jusant (M14 et M15 de janvier-février 2014).

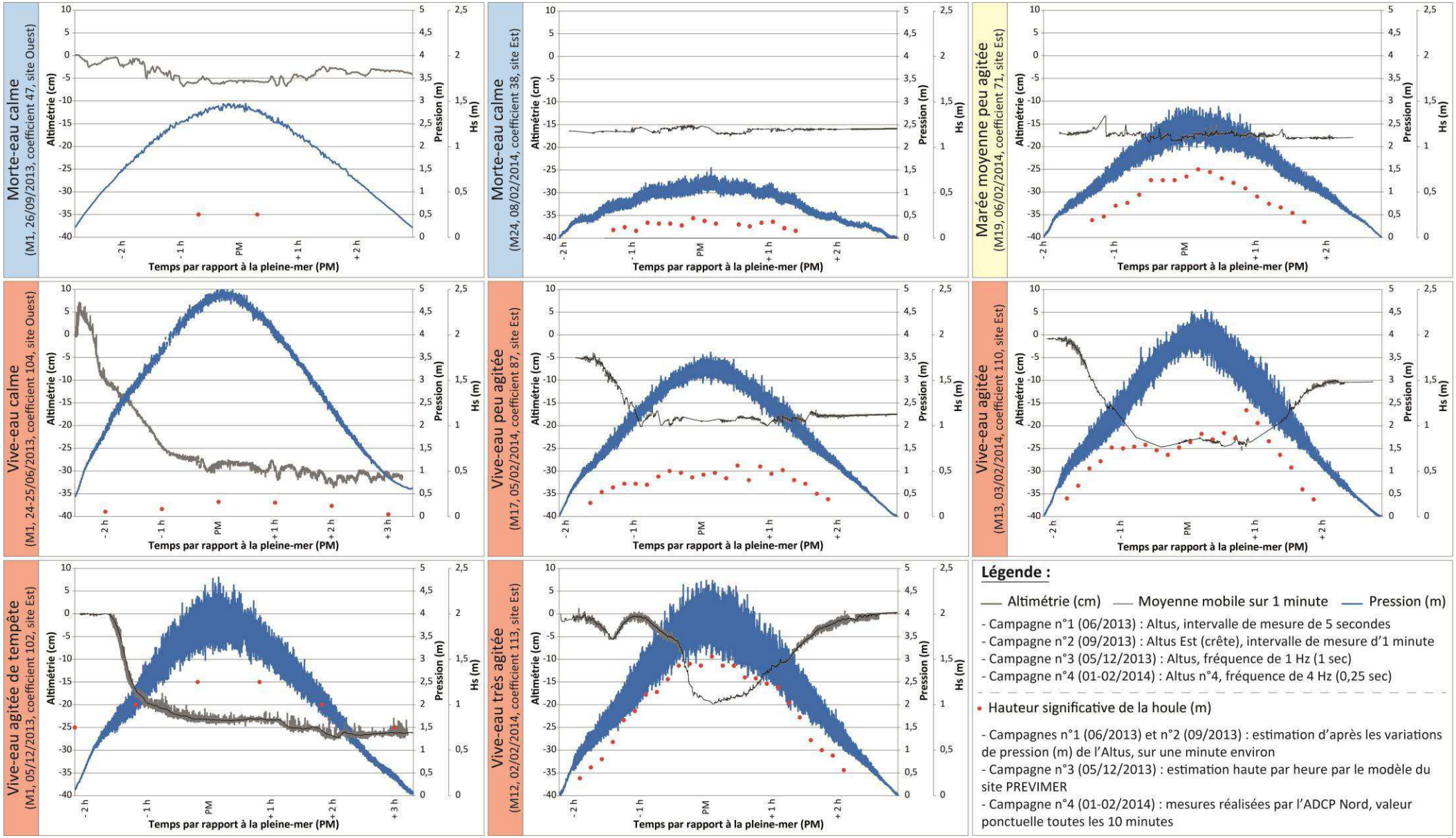


Figure III. 28 : Variations altimétriques mesurées sur les dunes du Hourdel (sites Ouest et Est) pour différentes conditions météo-hydrologiques durant les 4 campagnes de terrain : marées de mortes-eaux calmes ; marée moyenne peu agitée ; marées de vives-eaux calme, peu agitée, agitée, agitée et tempétueuse, très agitée.

L'ensemble des variations altimétriques mesurées est interprété de la manière suivante : **(i)** les faibles oscillations rapides, de l'ordre de 3 cm, sont associées à la mobilité des rides surimposées aux dunes, qui migrent durant les mortes-eaux ou, durant certaines vives-eaux, lorsque les dunes n'évoluent pas ou peu, et **(ii)** les fluctuations moyennes et fortes du fond (supérieures aux hauteurs de rides de 2 à 4 cm) sont associées à la migration plus ou moins importante des dunes, vers l'est ou vers l'ouest, ainsi qu'à leurs modifications morphologiques (rupture/accolement de crêtes, changement de hauteur, de symétrie…), entraînées par le transport sableux.

Au niveau du site d'étude de Li & Amos (1999) (côte est canadienne), aucun mouvement sédimentaire n'est observé durant les périodes calmes de courants et H_s faibles et les rides ne bougent pas. Lorsque la H_s augmente (en période de tempête), en même temps que les vitesses de courants, une séquence de transport charrié puis en suspension et enfin, en écoulement plan, est observée. Au cours de cette séquence, les rides commencent par migrer avec le charriage (rides de courants et houle, irrégulières, sinueuses et asymétriques) et la suspension (rides dominées par la houle, régulières, presque linéaire ou sinueuses, légèrement asymétriques à asymétriques), avant de disparaître lorsqu'un lit plan se forme. Il est donc possible que les rides des champs de dunes du Hourdel disparaissent lors de certaines vives-eaux, sous l'effet de courants et houle forts, lorsqu'aucune variation altimétrique faible (< 3 cm) n'est observée (e.g. phase de flot de la marée M1 de juin 2013, entre -2h et -1 h avant la pleine-mer ; cf. figure III.28).

- A partir des observations de morphologie et mesures topographiques effectuées à basse-mer, il est possible de reconstituer **l'évolution du profil transversal de dune** durant la marée semi-diurne, en y intégrant les données altimétriques acquises en 4 points de ce profil. Ce traitement a été réalisé pour un cycle de marée semi-diurne de vive-eau (M12, janvier-février 2014) de forte agitation (H_s max = 1,83 m) et pour une dune de forme symétrique (figure III.29).

Ce profil de dune, fortement évolutif, montre différentes phases d'érosion/accrétion, avec une dynamique forte au flot comme au jusant. Malgré une migration résiduelle faible favorisée vers l'est entre les 2 basses-mers, les deux phases de marée (flot et jusant) présentent de fortes variations du profil de dune, relatives au transport sédimentaire qui s'effectue dans les 2 sens (flot et jusant), consécutivement. Accrétion et érosion successives ont permis la formation d'une nouvelle dune sur le flanc de celle présente au départ.

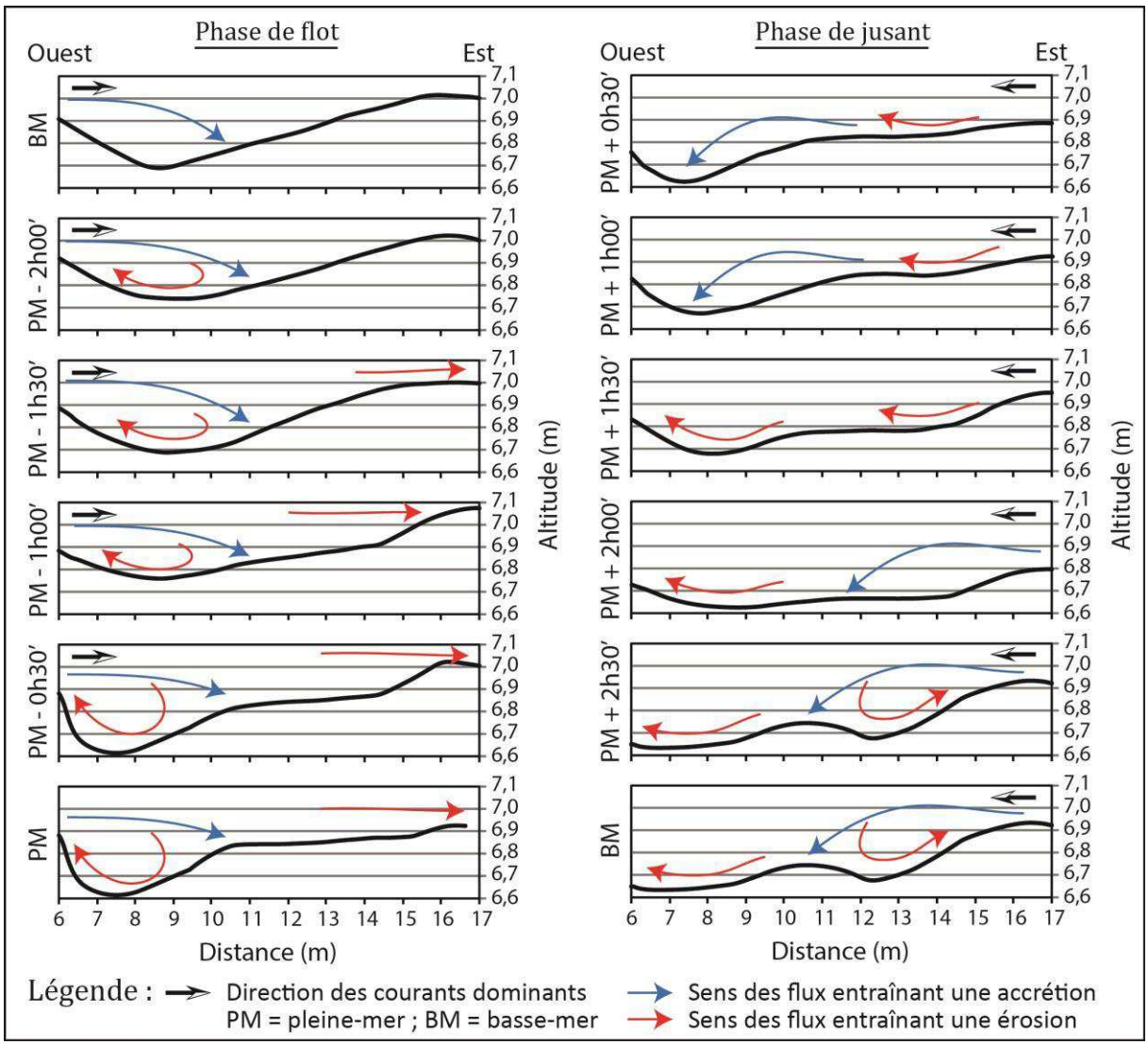


Figure III. 29 : Evolution morphologique des dunes durant un cycle semi-diurne de vive-eau (M12 ; coefficient 113), au pas de temps de 30 minutes environ. Coupes schématiques ouest-est, transversales aux dunes, réalisées grâce aux mesures altimétriques en 4 points, au niveau du profil AB localisé sur la figure III.30, du mètre 6 au mètre 17.

III.1.2. Evolution de la morphologie des dunes à basse-mer

III.1.2.1. A l'échelle de la dune

Les modifications morphologiques des dunes, plus visibles à l'échelle fine qu'à l'échelle du champ de dunes, ont été observées dans les secteurs proches des dunes instrumentées, situées généralement au centre des champs de dunes étudiés sur les sites Est et Ouest.

- Le **site Est**, qui a été suivi lors des campagnes de décembre 2013 et de janvier-février 2014, a montré de fortes variations de morphologie des dunes à basse-mer, lors de cycles de

marée semi-diurnes à semi-lunaire (figures III.30 et III.31). La figure III.30 met en évidence les coupes de dune effectuées sur un profil ouest-est (AB), situé au niveau des 4 altimètres de la campagne n°4 (janvier-février 2014), pour chaque date d'acquisition de la topographie à basse-mer. En lien avec cette figure, l'annexe III.15 constitue une représentation schématique 3D de l'évolution morphologique des dunes (lors des basses-mers de plein jour où le personnel était présent sur le terrain) situées sur ce profil, recomposée à partir des 5 coupes topographiques, des mesures altimétriques en 4 points fixes ainsi que des observations in situ. Enfin, la figure III.31 représente la morphologie de la dune instrumentée le 5 décembre 2013, avant et après un cycle de marée semi-diurne de vive-eau de tempête.

Les dunes 2D changent souvent de symétrie au cours du cycle semi-lunaire (campagne n°4). Celles-ci pouvaient être asymétriques à fortement asymétriques et comporter un front d'avalanche au niveau de leur flanc raide ou, être sub-symétriques à symétriques. Elles ont également démontré des inversions de polarité, pouvant être est, ouest ou indéterminée (cas de dunes sub-symétriques), ainsi que des ruptures de certaines crêtes de dunes suite à la formation de chenaux, voire, au contraire, des accolements de crêtes. La rupture de certaines crêtes de dunes, durant le cycle semi-lunaire, se révèle parfois être de nature anthropique (affouillement), suite à la présence, durant 15 jours consécutifs, de certains instruments de mesure implantés sur le fond, comme les altimètres. C'est le cas après la marée M12, le 02/02/2014, où l'on observe la formation d'un chenal au niveau de l'Altus 3 qui finit par couper la dune entre le 03/02/2014 et le 05/02/2014 (annexe III.15). Le 5 décembre 2013, les dunes sont asymétriques avant et après la marée semi-diurne de vive-eau suivie.

Après les **marées semi-diurnes de mortes-eaux** de la campagne n°4 (et avant M1, de coefficient 36), d'agitation faible (M22 à M25 ; coefficient de 36 à 48 ; H_s maximale < 0,5 m) à moyenne (M1, M2, M20 et M21 ; coefficient de 55 à 64 ; 0,5 < H_s maximale < 1 m), les dunes sont asymétriques avec une polarité est (sens du flot) à basse-mer. Elles présentent le plus souvent un front d'avalanche (cf. figure I.3, cas F et G). Ces pentes fortes, révélatrices de la polarité, ne sont pas observées à la date du 07/02/2014, après la marée semi-diurne M21. Lors de la basse-mer du 28/01/2014, des petites dunes se surimposent aux dunes plus grandes (cf. figure I.3, cas H), suite à une marée semi-diurne de morte-eau (M2) où la H_s maximale s'est révélée plus forte que durant les autres marées de mortes-eaux (0,88 m) et où les vents de sud soufflaient à 25,5 km/h en moyenne.

Après les **marées semi-diurnes moyennes** de la campagne n°4 (M3 et M19, de coefficients 72 et 71, respectivement), d'agitation moyenne, ayant lieu durant le revif (M3) puis durant le déchet (M19), les dunes semblent avoir changé de morphologie. Comme la basse-mer suivant la marée M3 a eu lieu de nuit (04h51 le 29/01/2014), la morphologie des dunes n'a pu être observée directement après cette marée. Mais, les observations réalisées lors de la basse-mer suivante (après M4, coefficient 80) montrent que les dunes ont adopté une polarité ouest, traduisant un changement de polarité entre marées de mortes-eaux et de vives-eaux du revif, amorcé au cours de la marée moyenne M3 ou de la marée de vive-eau M4.

Après la marée M19, durant le déchet, les dunes montrent clairement une asymétrie est avec des fronts d'avalanche, qui est conservée durant les marées suivantes de mortes-eaux. Encore une fois, la basse-mer précédente, faisant suite à la marée de vive-eau M18, a eu lieu de nuit (2h47 le 05/02/2014), ne permettant pas l'observation morphologique des dunes. La renverse de polarité s'est donc produite durant la vive-eau M18 ou durant la marée moyenne M19.

Après les **marées semi-diurnes de vives-eaux**, la morphologie des dunes à basse-mer varie selon les conditions d'agitation et le calage temporel (marée de vive-eau du revif ou du déchet, de coefficient faible ou fort). En période d'agitation moyenne ($0,5 < H_s$ maximale < 1 m) à forte ($1 < H_s$ maximale $< 1,5$ m), hors tempête, les dunes présentent soit une asymétrie bien marquée vers l'ouest (sens du jusant) avec un flanc raide situé à l'ouest et un flanc doux à l'est (après M8, M9, M13 et M17 de janvier-février 2013 et avant la marée semi-diurne du 5 décembre 2013), soit, une polarité ouest caractérisée par une renverse de la morphologie dans la partie sommitale de la dune (après M4 et M6 de janvier-février 2013). Ce second cas présente alors un flanc raide à l'est (et non à l'ouest), dans la partie basale de la dune, et un front d'avalanche à l'ouest, dans la partie sommitale de la dune. Ces morphologies semblent attester du principe de renverse de la polarité des dunes entre les 2 phases de marée (flot et jusant) discuté par différents auteurs (e.g. Dalrymple, 1984 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Masselink *et al.*, 2009). Toutefois, leur moment d'observation (après les premières vives-eaux du revif, M4 et M6, de la campagne n°4) laisse à penser que ce type de morphologie de dunes, montrant un recouvrement des anciennes dunes de polarité est par le sédiment transporté vers l'ouest (morphologie composite), apparaît lors d'un changement de polarité entre mortes-eaux et vives-eaux et dépend du temps de renverse totale de la morphologie (passage d'une symétrie parfaite vers l'est à une symétrie parfaite vers l'ouest, i.e. une forme de dune non composite), qui semble nécessiter plus de 3 marées. En période d'agitation forte de tempête (5 décembre 2013, vents marins moyens de 35,5 km/h), les dunes s'aplatissent et adoptent une asymétrie bien marquée par un faible front d'avalanche vers l'est (sens du flot) après la marée semi-diurne de coefficient 102, avec un renversement total de leur morphologie durant la marée (passage d'une polarité ouest à une polarité est). Enfin, après les grandes marées semi-diurnes de vives-eaux d'agitation très forte (M10 à M12 de janvier-février 2014 ; H_s maximale $> 1,5$ m), les morphologies sont aplaties. Elles peuvent être sub-symétriques, avec une légère polarité ouest après les marées caractérisées par des vents moyens de secteur ouest supérieurs à 20 km/h (M10 et M12, de coefficient 113) et symétriques après une marée comportant des vents plus faibles (13,6 km/h en moyenne) en provenance du sud (M11, de coefficient 114).

Par conséquent, lors des marées de vives-eaux, sur le site Est, seules des conditions de tempête en faveur du flot (houle et vents d'ouest) semblent pouvoir permettre la conservation durant le jusant de la polarité est de la dune, adoptée durant le flot. Ce constat est en accord avec les résultats des mesures altimétriques détaillées précédemment.

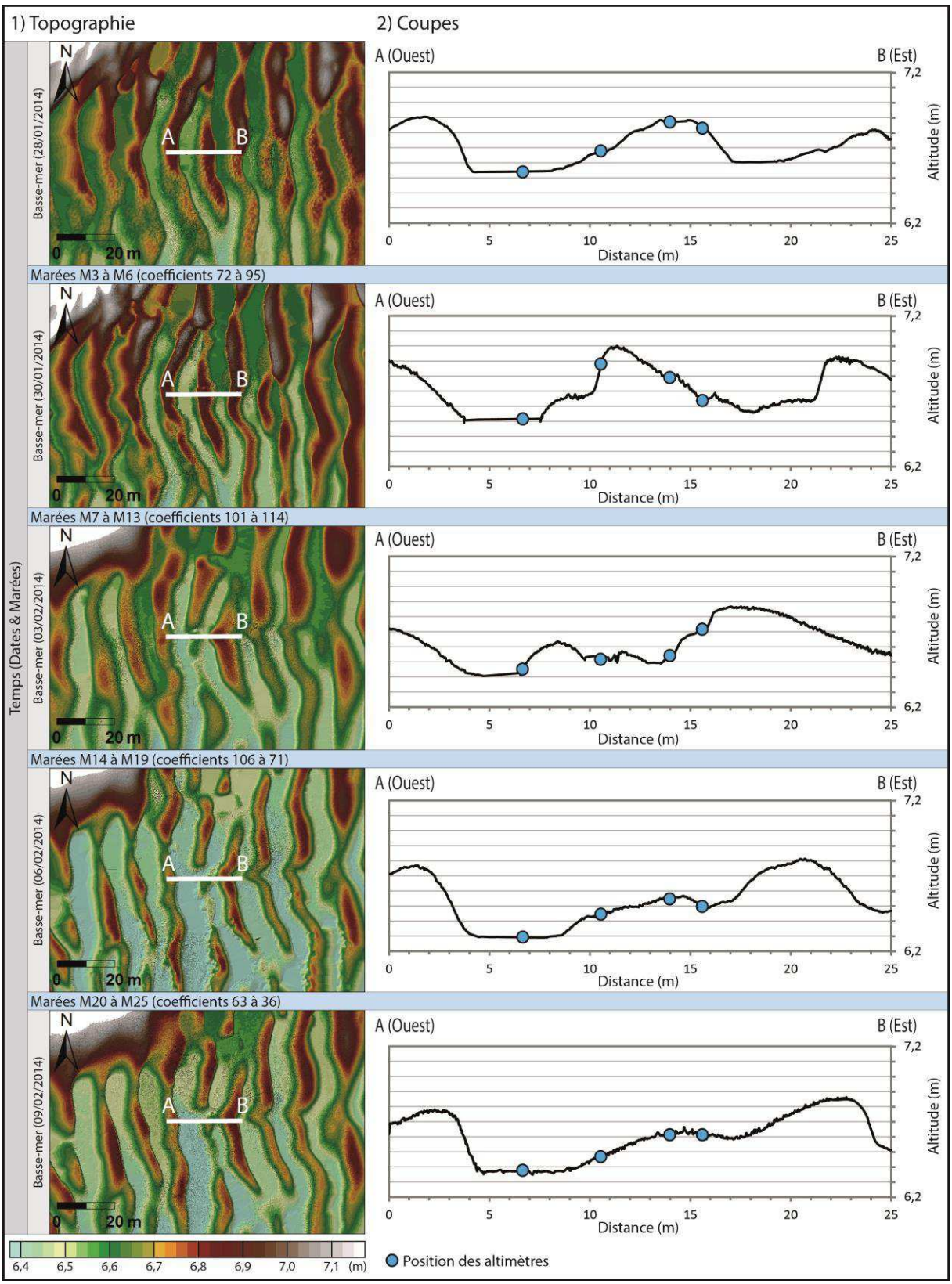


Figure III. 30 : Evolution morphologique des dunes observées à basse-mer sur le site Est, entre 5 dates de la campagne de janvier-février 2014. 1) Topographie du champ de dunes aux 5 dates (acquisition par scanner laser 3D). 2) Coupes d'ouest (A) en est (B) issues des mesures topographiques du scanner laser 3D. Les altimètres permettent la localisation des coupes par rapport aux autres mesures effectuées.

Figure III. 31 : Illustrations photographiques de la morphologie et de l'évolution morphologique de la dune instrumentée lors de la campagne du 5 décembre 2013, réalisée sur le site Est lors d'une marée semi-diurne tempétueuse de vive-eau (coefficient 102).

- Le **site Ouest**, suivi lors des campagnes de juin et septembre 2013, est caractérisé par de plus faibles évolutions morphologiques à basse-mer (figure III.32).

Lors des basses-mers de **mortes-eaux calmes** (coefficients 31 à 47 ; septembre 2013 ; H_s maximale < 0,5 m), les dunes présentent en général une polarité ouest, définie uniquement par le renversement morphologique dans leur partie sommitale (figure III.32, cas A). Comme pour les premières marées de vives-eaux de janvier-février 2014 (M4 et M6), elles se caractérisent par un flanc raide à l'est et un flanc doux à l'ouest dans leur partie basale, et par un renversement de morphologie dans leur partie sommitale, comportant une pente plus forte vers l'ouest. Dans le cas des dunes du site Ouest, en septembre 2013, il ne s'agit pas d'un front d'avalanche, mais d'une pente d'environ 13 à 14°, de faible hauteur (une dizaine de centimètres au maximum), qui n'est pas retrouvée partout sur la dune (figure III.32, coupes des dunes 2 et 3 du cas A). Ces morphologies particulières semblent dues au phénomène de renverse de la polarité entre les 2 phases de marée, avec une phase de flot plus prononcée, conférant sa morphologie basale à la dune et une phase de jusant moins prononcée, permettant la renverse de la partie sommitale de la dune uniquement. Ces dunes varient très peu morphologiquement durant les 4 marées semi-diurnes étudiées entre le 26/09/2013 et le 28/09/2013.

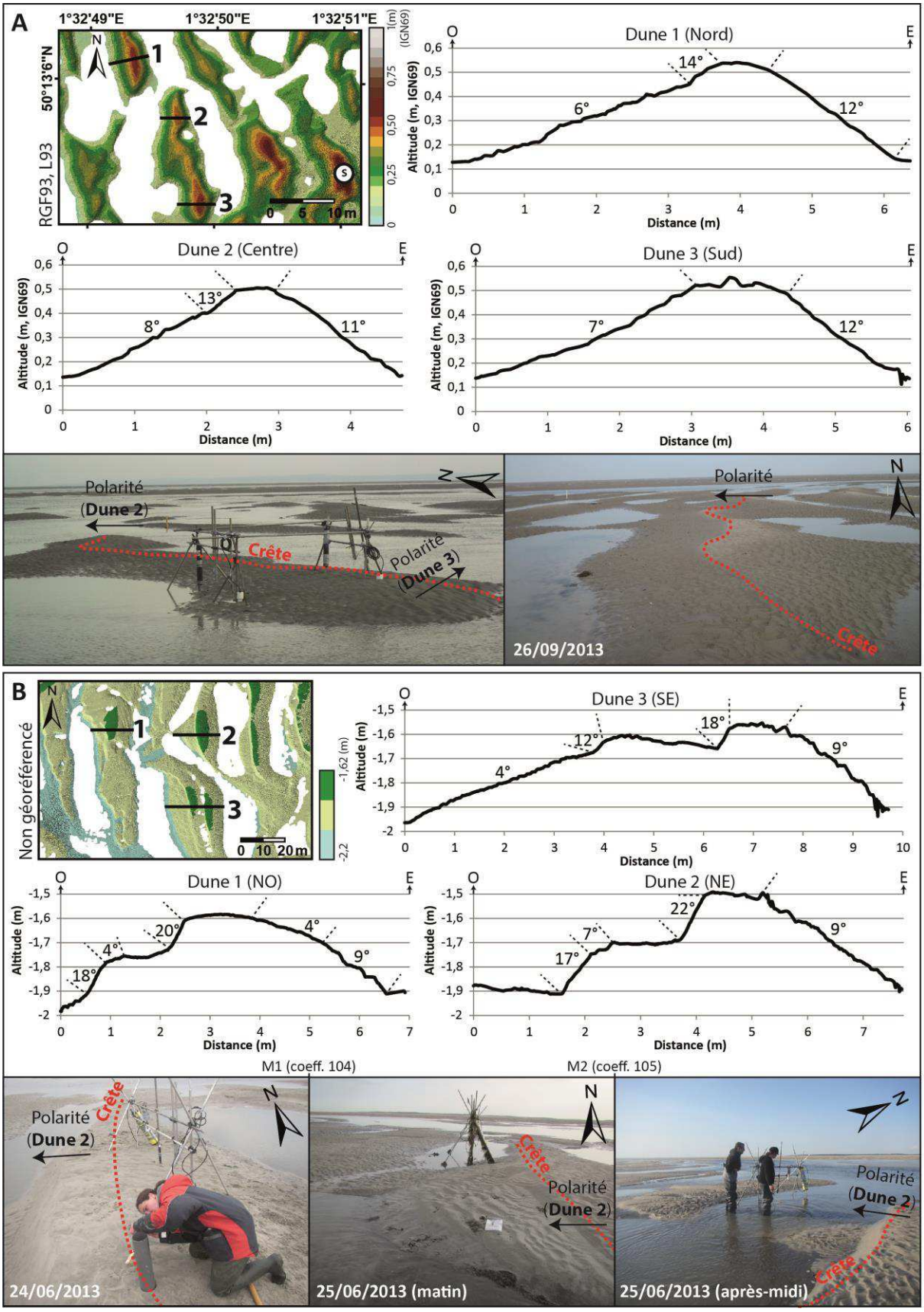


Figure III. 32 : Morphologie des dunes à basse-mer sur le site Ouest, lors des marées de mortes-eaux de septembre 2013 (A) et des marées de vives-eaux de juin 2013 (B). Topographie et coupes (acquisition par scanner laser 3D) aux dates du 28/09/2013 et du 24/06/2013 et illustrations photographiques.

Lors des basses-mers de **vives-eaux calmes** (coefficients 104 et 105 ; juin 2013 ; H_s maximale < 0,5 m), les dunes sont de morphologie plus complexe que celles de septembre 2013, avec une polarité ouest marquée par une pente forte (18 à 22°) dans cette direction sur la partie sommitale des dunes (figure III.32, cas B), atteignant jusqu'à 20 cm en hauteur. La partie basale des dunes centrales du champ est également caractérisée par une seconde rupture de pente forte à l'ouest, de 12 à 18°, et pouvant également atteindre 20 cm de hauteur. Cette morphologie particulière donne l'impression d'une superposition de 2 dunes l'une sur l'autre (e.g. coupe de la « Dune 2 (NE) », cas B, figure III.32) et a également été observée sur quelques dunes de janvier-février 2014, en période de vives-eaux (e.g. figure III.30, basse-mer du 30/01/2014). Sur certaines dunes, comme les dunes 1 et 2 (cas B, figure III.32), les flancs raides semblent être à l'ouest et les flancs doux, à l'est. Mais, dans le cas de la « Dune 3 (SE) » (cas B, figure III.32), le flanc doux basal est à l'ouest et le flanc raide, à l'est, malgré la polarité ouest marquée par les ruptures de pente de la partie sommitale. Certaines dunes de juin 2013 présentent également des creux d'affouillement (cf. figure I.3, cas B et C) faisant penser au passage de morphologies 2D à 3D illustré par Dalrymple & Rhodes (1995) dans le cas de l'estuaire de la Gironde (France).

- **Sur les 2 sites de dunes du Hourdel**, observés chacun durant 2 campagnes différentes (juin et septembre 2013 puis décembre 2013 et janvier-février 2014), on distingue donc 5 types de dunes 2D, de morphologies et polarités différentes à basse-mer (figure III.33) : **(i)** morphologie simple de dunes asymétriques avec polarité est (sens du flot ; type 1) ; **(ii)** morphologie simple de dunes asymétriques avec polarité ouest (sens du jusant ; type 2) ; **(iii)** morphologie complexe de dunes asymétriques avec une rupture de pente forte vers l'ouest, dans la partie sommitale des dunes, leur conférant une polarité ouest, et parfois une rupture de pente à l'ouest dans la partie basale des dunes (type 3) ; **(iv)** dunes sub-symétriques aplaties avec une légère polarité ouest (type 4) ; **(v)** dunes symétriques aplaties (type 5).

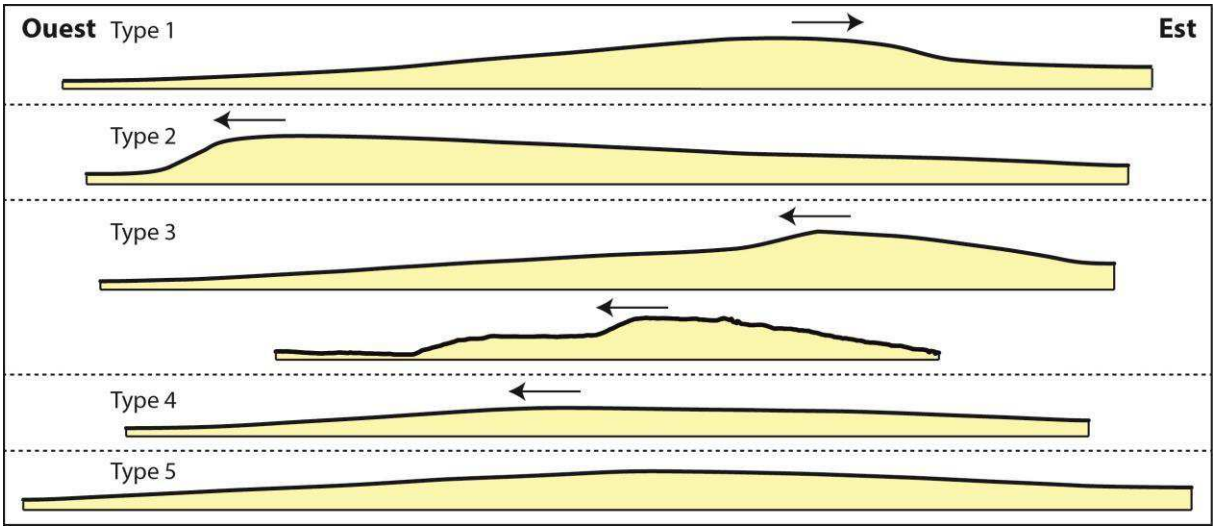


Figure III. 33 : Types de morphologies en coupe observées sur les dunes du Hourdel (sites Ouest et Est) à basse-mer, durant les 4 campagnes de terrain, présentées à la même échelle et sans exagération verticale.

Si l'on effectue une synthèse de ces résultats, on remarque que l'évolution morphologique des dunes est étroitement liée aux conditions de marée et d'agitation, et met en évidence les points suivants : **(i)** les marées semi-diurnes de mortes-eaux permettent la formation de dunes de type 1 sur le site Est, pour des vents de secteur ouest et de sud (vents moyens > 20,7 km/h en moyenne), et de type 3, sur le site Ouest, avec toutefois une rupture de pente peu prononcée, pour des vents de secteur est (vents moyens < 17 km/h) ; **(ii)** les marées semi-diurnes moyennes ou de faibles vives-eaux (coefficient proche de 70 et agitation moyenne), observées durant le revif de marée, entraînent la formation de dunes de type 3, caractérisant l'inversion de polarité dans la chronique d'observation ; **(iii)** les marées semi-diurnes de vives-eaux de coefficient inférieur à 113 et d'agitation moyenne à forte, sont associées aux types de dunes 3, lors du début de l'inversion de polarité (passage d'une polarité est à ouest), et 2, lorsque l'inversion de polarité est complète ; **(iv)** les marées semi-diurnes de vives-eaux d'agitation forte, ayant lieu lors d'une tempête (vents moyens de secteur ouest de 35,5 km/h), permettent la formation de dunes de type 1 ; **(v)** les marées semi-diurnes de vives-eaux, ayant un coefficient de marée de 113 et 114, et comportant une houle forte (H_s maximale > 1,8 m), permettent l'aplatissement des dunes qui deviennent alors de type 4 et 5.

Dans l'estuaire de Mawddach (Pays de Galles), Larcombe & Jago (1996) ont observé 3 phases morphologiques sur les dunes intertidales d'un cycle de marée lunaire, selon le coefficient de marée : **(i)** les marées semi-diurnes de mortes-eaux sont caractérisées par des dunes 2D avec une polarité de flot ; **(ii)** les marées de marnage plus important (> 3,4 m) induisent la formation et le développement de creux d'affouillement dans des dunes 3D presque symétriques ; **(iii)** les marées semi-diurnes de vives-eaux (marnage > 4,1 m) présentent des dunes 3D subissant une renverse partielle ou complète de polarité entre les phases de flot et de jusant et s'orientant donc dans le sens du jusant à basse-mer. Quelques dunes démontrent toutefois une légère polarité de flot.

Hormis le passage de morphologies 2D à 3D, ces observations sont comparables à celles réalisées sur les dunes du site Est du Hourdel, pour une agitation faible à forte (H_s maximale < 1,5 m) durant le cycle semi-lunaire de janvier-février 2014, où des polarités de flot étaient visibles lors des marées de mortes-eaux et où la renverse de polarité se produisait lors des marées moyennes et marées de vives-eaux (polarité de jusant). La formation de creux d'affouillement, faisant penser à une transition de morphologies 2D à 3D, n'a été observée qu'en juin 2013, sur le site Ouest du Hourdel, lors de marées de vives-eaux de coefficients 104 et 105 (profondeur d'eau maximale d'environ 5,5 m).

En établissant un diagramme de stabilité des formes de fond de Vanoni (1974), Terwindt & Brouwer (1986) ont estimé que la frontière entre ces 2 morphologies (2D et 3D) correspond à un ratio profondeur/granulométrie (h_{max}/D_{50}) de 8000, lorsqu'on le relie au nombre de Froude, ce qui a été confirmé par les données de Larcombe & Jago (1996). Dans le cas des dunes du Hourdel, cette relation ne semble pas fonctionner, les dunes ayant plutôt un caractère 2D malgré un ratio supérieur à 8000.

Un autre facteur déclenchant la transformation des dunes 2D en dunes 3D est la vitesse des courants, avec une limite estimée à 0,75-0,8 m/s (vitesse maximale atteinte lors d'une

marée) dans la littérature (Boersma & Terwindt, 1981 ; Costello & Southard, 1981 ; Terwindt & Brouwer, 1986 ; Larcombe & Jago, 1996). Une fois encore, les dunes du Hourdel ne semblent pas subir de modifications morphologiques liées à ces changements de vitesses de courants. Elles ont conservé une morphologie 2D malgré la présence de courants forts, bien supérieurs à 0,75-0,8 m/s. Enfin, la variabilité de direction des courants peut être une propriété additionnelle déterminant le caractère 2D ou 3D des dunes (Terwindt & Brouwer, 1986).

III.1.2.2. A l'échelle du champ de dunes

Au niveau du **site Est**, lors d'un cycle de marée semi-lunaire (campagne n°4, janvier-février 2014), la morphologie du champ de dunes a peu varié à l'échelle globale, avec une sinuosité qui est restée stable visuellement (figure III.34). On remarque toutefois de fortes variations topographiques (figure III.34) avec une grande variabilité des crêtes qui sont susceptibles de s'accoler ou de se séparer selon les périodes d'observation. Les longueurs d'onde sont semblables sur l'ensemble du cycle semi-lunaire (12,3 à 13 m en moyenne sur les 5 dates de levés de scanner laser 3D ; cf. tableau III.1). Seules les hauteurs semblent être légèrement plus importantes en marée semi-diurne de vive-eau (39,7 cm en moyenne, le 30/01/2014, entre les marées M6 et M7) et marée moyenne (43 cm en moyenne le 06/02/2014, entre les marées M19 et M20) qu'en marée semi-diurne de morte-eau (moyenne de 36,8 cm le 09/02/2014, après M25), excepté lors des fortes marées de vives-eaux où la houle est importante (M9 à M13), entraînant un aplatissement des dunes dont les hauteurs sont en moyenne de 28,6 cm le 03/02/2014, entre les marées M13 et M14 (cf. tableau III.1).

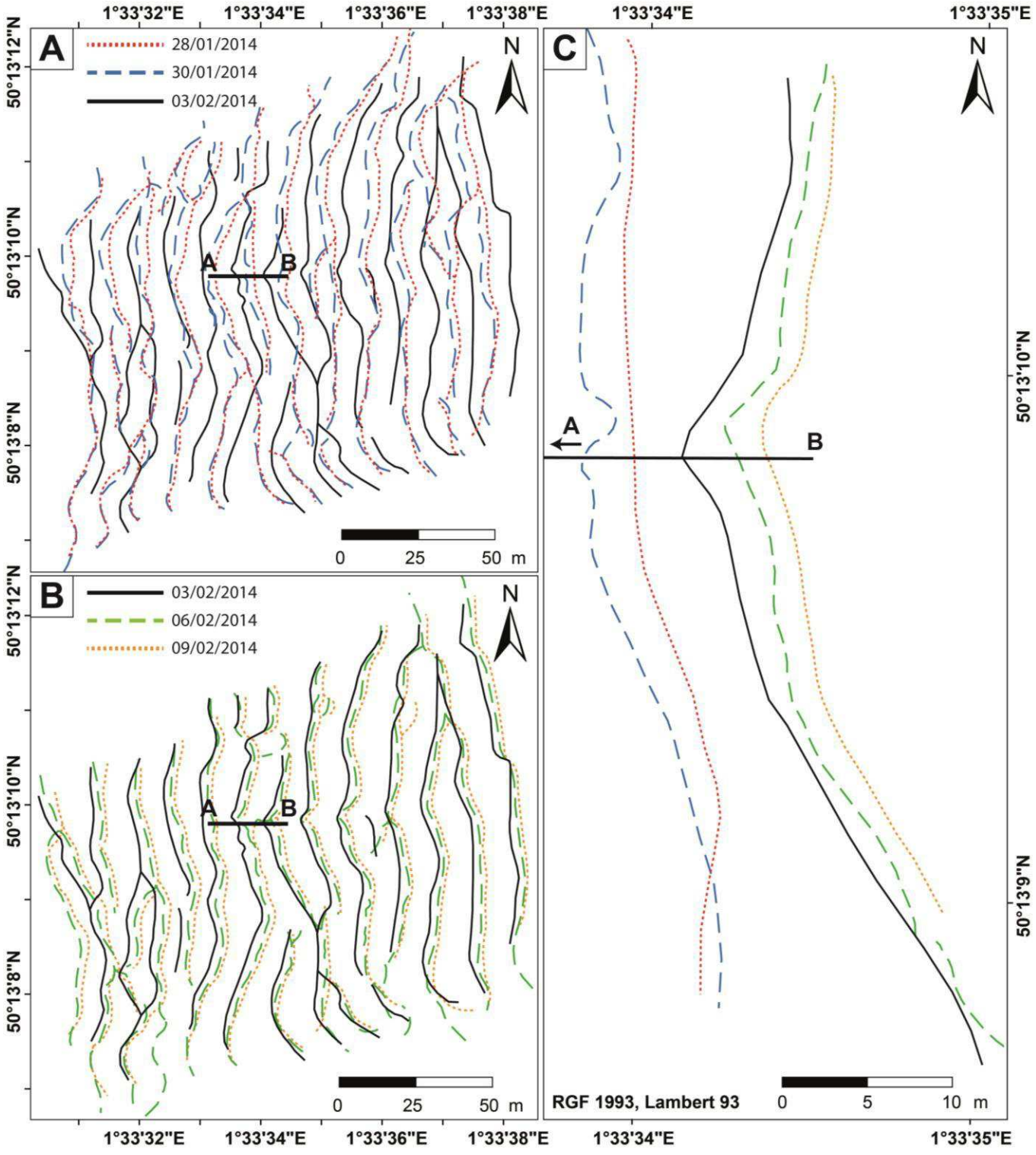


Figure III. 34 : Localisation des crêtes des dunes à basse-mer lors des 5 dates de levés topographiques par scanner laser 3D lors du cycle semi-lunaire de janvier-février 2014 : 28/01/2014 (entre M2 et M3), 30/01/2014 (entre M6 et M7), 03/02/2014 (entre M13 et M14), 06/02/2014 (entre M19 et M20) et 09/02/2014 (après M25). A) Carte représentant le revif (marées semi-diurnes M3 à M13). B) Carte représentant le déchet (marées semi-diurnes M14 à M25). C) Zoom sur la dune centrale du champ de dunes, recoupée par le profil ouest-est (AB) sur lequel sont disposés les altimètres.

Au niveau du **site Ouest**, la morphologie du champ de dunes observé en juin et septembre 2013 est restée globalement la même durant les marées suivies, que ce soit en période de mortes-eaux ou en période de vives-eaux (figure III.35). Les dunes 2D sont restées fixes durant les marées de mortes-eaux de septembre 2013, sans variation de longueur d'onde ni de hauteur, et ont migré en conservant leur morphologie lors des 2 marées de vives-eaux de juin 2013.

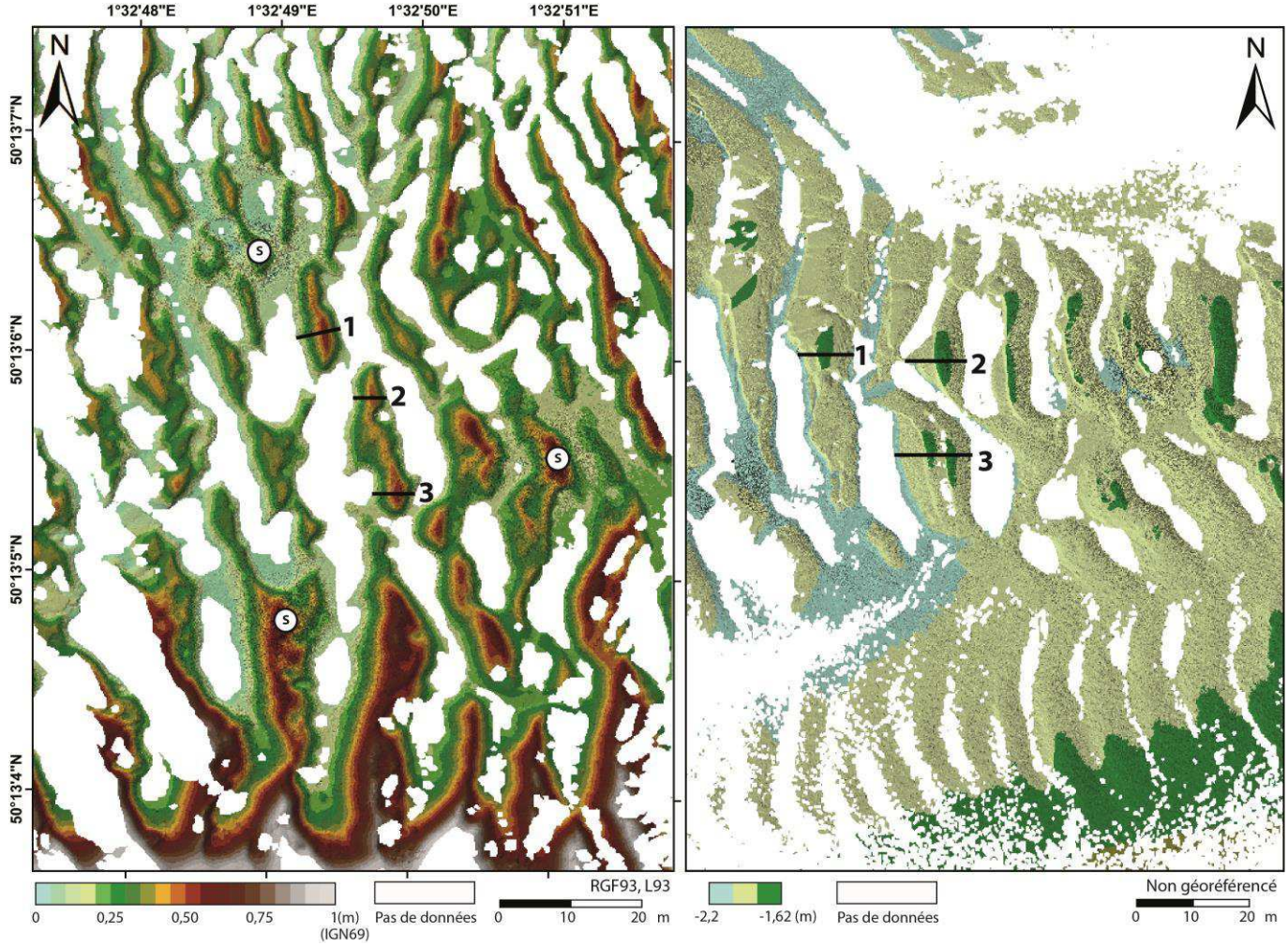


Figure III. 35 : Topographie du champ de dunes du site Ouest (acquisition par scanner laser 3D) aux dates du 28/09/2013 (carte de gauche) et du 24/06/2013 (carte de droite), lors de périodes de mortes-eaux et vives-eaux, respectivement. Localisation des coupes topographiques (1 à 3) détaillées précédemment (figure III.32).

Dans leur étude des dunes intertidales de l'estuaire de Mawddach (Pays de Galles), Larcombe & Jago (1996) ont observé une baisse de l'aplatissement moyen des dunes entre les marées de mortes-eaux et les marées de vives-eaux, associée à une diminution de la longueur d'onde et une hausse de la hauteur lors du passage de morphologies 2D à 3D. Des variations similaires de l'aplatissement ont été observées sur les dunes du site Est, en janvier et février 2014, où la hauteur des dunes augmentait avec le coefficient de marée alors que la longueur d'onde restait stable. Seules les marées de grandes vives-eaux et de très forte agitation (H_s maximale > 1,5 m) ou les marées de vives-eaux tempétueuses (décembre 2013 ; agitation

forte) entraînaient l'aplatissement des dunes. Selon Terwindt & Brouwer (1986), de nombreux auteurs ont quantifié une hausse de la hauteur de dune avec le coefficient de marée qu'ils associent à une érosion du creux de dune plutôt qu'à une accrétion de la crête de dune (e.g. Allen & Friend, 1976 ; Boersma & Terwindt, 1981 ; Dalrymple, 1984).

III.2. Migration des dunes

Les taux et directions de migration ont été mesurés ou estimés au centre des champs de dunes est et ouest, au niveau des crêtes de dunes instrumentées lors des 4 campagnes de terrain. Pour les campagnes de juin, septembre et décembre 2013, des mesures et estimations ont été réalisées à partir des données topographiques de scanner laser 3D (juin et septembre 2013 ; site Ouest ; figure III.36) et des photographies (décembre 2013 ; site Est ; cf. figure III.31), en analysant le déplacement de la crête de dune instrumentée par rapport à la structure métallique implantée. A l'échelle du cycle semi-lunaire de janvier-février 2014 (site Est), ces mesures ont été réalisées à partir des coupes topographiques et schématiques (cf. figure III.30 et annexe III.15), en suivant la crête de la « Dune 2 (centre) » utilisée dans la technique du « Dune Tracking » (cf. figure III.16) et située au niveau du profil AB (localisé sur les figures III.30 et III.34). Les résultats de ces mesures sont indiqués dans le tableau III.5.

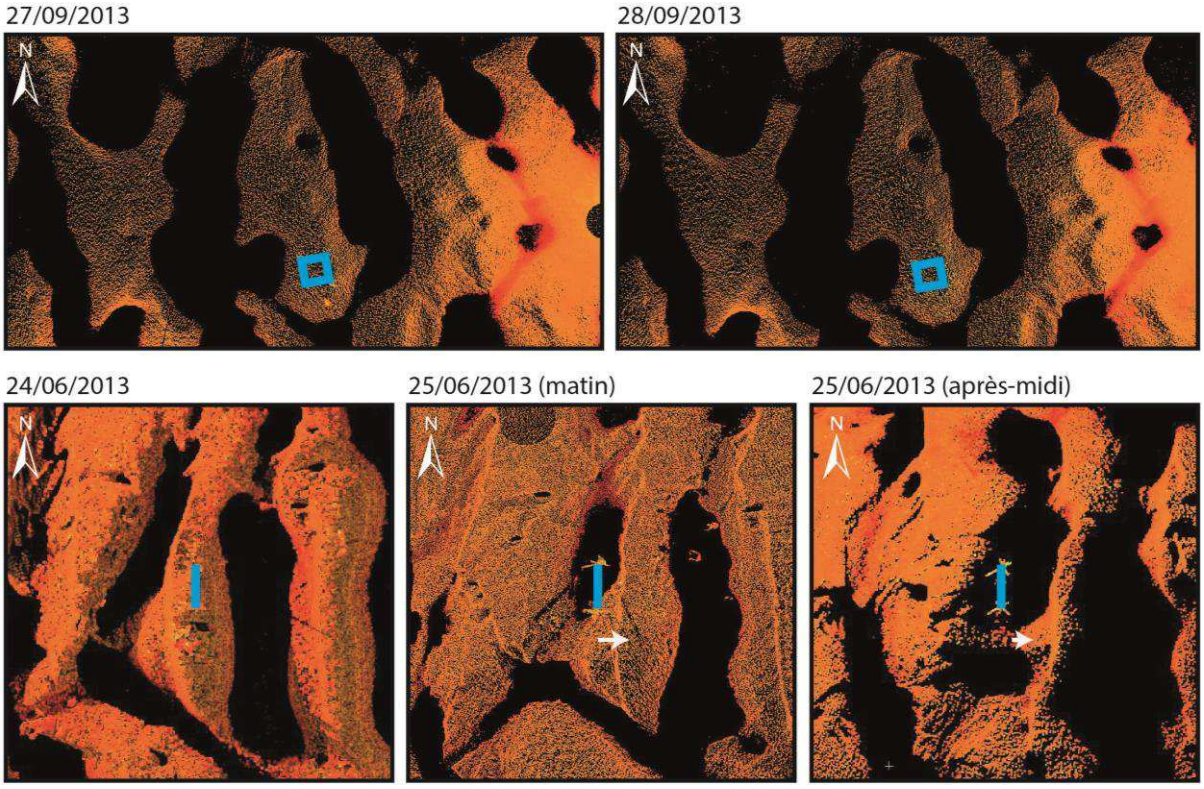


Figure III. 36 : Migration des dunes (flèche blanche) lors des marées semi-diurnes de mortes-eaux de septembre 2013 et des marées semi-diurnes de vives-eaux de juin 2013, estimée via l'observation (vues du dessus) de la position des dunes du site Ouest, à basse-mer, par rapport aux structures instrumentées fixes (formes bleues). Représentation sous forme de nuages de points topographiques issus du scanner laser 3D et projetés dans le logiciel Cyclone REGISTER.

Tableau III. 5 : Distances, vitesses et sens de migration, mesurés durant un cycle semi-lunaire (janvier-février 2014) au centre du champ de dunes est, sur la « Dune 2 (centre) » utilisée dans la technique du « Dune Tracking ». Mesures précises (± 0,05 m au maximum) réalisées sur les 4 périodes encadrées d'un levé topographique de scanner laser 3D et mesures peu précises (± 1 m environ) réalisées sur les profils schématiques effectués au niveau des 4 Altus.

DATE	MAREE	COEFF.		MIGRATION					
				TOPOGRAPHIE (scanner laser 3D)			COUPES SCHEMATIQUES (Altus)		
				Totale (m)	Vitesse (m/h)	Direction	Totale (m)	Vitesse (m/h)	Direction
27/01	M1	ME	57				0,82	0,1	est
28/01	M2		64						
28/01	M3		72	2,93	0,16	ouest	0,84	0,1	ouest
29/01	M4	VE	80						
29/01	M5		88				2,93	0,32	ouest
30/01	M6		95						
30/01	M7		101	9,67	0,27	est	3,47	0,35	ouest
31/01	M8		107						
01/02	M9		111				0,40	0,08	est
01/02	M10		113				4,00	0,73	est
02/02	M11		114				4,71	0,88	est
02/02	M12		113				0,38	0,07	est
03/02	M13		110				0,23	0,05	est
03/02	M14		106	2,26	0,07	est	0,58	0,03	ouest
04/02	M15		101						
04/02	M16		94						
05/02	M17		87						
05/02	M18		79				3,75	0,37	est
06/02	M19		71						
06/02	M20	ME	63	0,92	0,03	est	1,15	0,12	est
07/02	M21		55						
07/02	M22		48				0,80	0,09	est
08/02	M23		42						
08/02	M24		38				0	0	nulle
09/02	M25		36						
MIGRATION NETTE				**9,92**		**est**	**8,42**		**est**

En **marées semi-diurnes de mortes-eaux** calmes (H_s maximale < 0,5 m) à peu agitées (0,5 m < H_s maximale < 1 m), les dunes ne migrent pas lors des plus faibles coefficients et conditions d'agitation (septembre 2013 ; M24 et M25 de janvier-février 2014) ou, très peu lorsque les vitesses de courants et l'agitation augmentent légèrement (M1, M2 et M20 à M23 de janvier-février 2014), avec une migration maximale de 0,12 m/h (M20 et M21). Cette migration faible, mesurée en janvier et février 2014, s'effectue vers l'est, dans le sens de polarité des dunes observées à basse-mer lors des mortes-eaux.

En **marées semi-diurnes moyennes** peu agitées (M3 et M19 de janvier-février 2014), les taux de migration moyens sont faibles (0,1 m/h durant M3), quand les courants maximums à 1 m du fond n'excèdent pas 0,83 m/s, à moyens (0,37 m/h durant M19), lorsque les courants

maximums rencontrés à 1 m du fond, plus forts, atteignent 1,01 m/s. Les directions de migration sont difficiles à déterminer pour ces 2 marées, les taux et directions de migration étant moyennés avec la marée de vive-eau adjacente. Pour M3 (associée à la marée de vive-eau M4, d'agitation moyenne), cette direction semble être ouest et pour M19 (associée à la marée de vive-eau M18, d'agitation forte), la direction de migration semble être est. Il est probable que ces directions de migration soient directement corrélées au phénomène de renverse de la polarité ayant lieu durant ces marées moyennes (M3 et M19) ou de faibles vives-eaux (M4 et M18).

En **marées semi-diurnes de vives-eaux**, les taux de migration enregistrés varient plus fortement. Lors de la période calme de juin 2013 (site Ouest ; coefficients 104 et 105), la migration rapide de la dune instrumentée a été estimée à 0,39-0,42 m/h, en direction de l'est (sens du flot) soit, dans la direction opposée à la polarité des dunes à basse-mer, subissant une renverse de morphologie entre les 2 phases de marée. Les variations altimétriques observées précédemment (cf. figure III.28), beaucoup plus fortes au flot qu'au jusant durant cette campagne, indiquent que la majorité de la migration s'effectue vers l'est durant le flot tandis qu'une migration faible vers l'ouest est réalisée durant le jusant, permettant l'obtention des dunes de type 3 (polarité ouest marquée par 1 ou 2 rupture(s) de pente) et la migration des rides surimposées. En périodes peu agitées à agitées (campagne n°4), la migration mesurée peut être faible (M4, M9, M13 et M14 à M17) à forte (M5 à M8 et M18) et s'effectuer aussi bien vers l'est (M9, M13 et M18) que vers l'ouest (M4 à M8 et M14 à M17). Les valeurs minimales de déplacement de la crête de dune sont alors de 0,1 m/h durant M4 contre un déplacement maximal de 0,37 m/h durant M18. En période agitée de tempête (décembre 2013, coefficient 102), la migration forte de la dune instrumentée (site Est) a été estimée à environ 3 m/marée, soit 0,55 m/h vers l'est (sens du flot), en accord avec les forts courants, houle et vents d'ouest. Enfin, en période très agitée (site Est ; janvier-février 2014), les dunes ont migré exclusivement vers l'est, selon des taux faibles (0,07 m/h durant M12) à forts (0,73 et 0,88 m/h durant M10 et M11, respectivement).

De manière générale, la vitesse de migration des dunes semble augmenter avec le coefficient de marée, à quelques exceptions près, pouvant parfois être corrélées à la méthode de mesure qui réalise des moyennes intégrant jusqu'à 4 marées, pour lesquelles les taux et directions de migration peuvent être très différents. Les variations importantes des taux de migration sont certainement dues aux modifications de vitesses et directions des courants dominants, comme aux différences d'agitation mais, également, aux changements de morphologie et de polarité des dunes, entraînant un déplacement de la crête de dune qui est utilisée ici pour déterminer les taux et directions de migration. La baisse des valeurs de migration lors de certaines marées semi-diurnes de vives-eaux peut ainsi s'expliquer par le positionnement de ces marées dans le cycle semi-lunaire de janvier-février 2014 ou par un effet de l'évolution morphologique locale, comme observé pour le « Dune Tracking » (différences entre les 3 dunes étudiées ; cf. figure III.16).

Par exemple, lors de la marée M12 (campagne n°4), une nouvelle dune s'est formée au niveau du flanc ouest de la dune suivie ici, comme observé précédemment sur la figure III.29. Cette évolution particulière de la morphologie locale a pu permettre la formation de cette

nouvelle dune (concentration des dépôts sédimentaires à ce niveau), au détriment de la migration de la dune instrumentée. La nouvelle dune, formée durant M12, continue à se développer durant la marée suivante, M13, prenant encore une fois le pas sur la migration de la dune suivie. Ceci peut donc expliquer les taux de migration faibles durant M12 et M13. Il est probable que les taux de migration lors de ces 2 marées soient plus importants sur d'autres dunes du champ, ne subissant pas d'évolution morphologique particulière.

A l'échelle du cycle semi-lunaire (tableau III.5), la migration nette de la dune est considérée comme étant d'une valeur de 8,42 m selon les coupes schématiques et se fait vers l'est. Selon les mesures topographiques, ne prenant pas en compte les marées de mortes-eaux M1 et M2, elle est de 9,92 m vers l'est. Dans les 2 cas, cette migration est importante, proche d'une longueur d'onde moyenne (12,5 m), et se fait en direction de la zone interne de la baie (est), ce qui est en accord avec le phénomène actuel de comblement de la Baie de Somme.

A l'échelle du cycle de marée semi-lunaire et du champ de dunes est (janvier-février 2014), la tendance globale est à la migration vers l'est, dans le sens du flot, comme le montre la figure III.34 de position des crêtes de dunes lors des 5 basses-mers de relevé topographique (28/01 ; 30/01 ; 03/02 ; 06/02 et 09/02). La migration de ces crêtes de dunes est plus forte dans les zones où les dunes sont bien formées (centre du champ) et moins visible sur les bordures externes du champ de dunes, où ces dernières sont de dimensions moins importantes. Les taux de migration mesurés dans le champ de dunes sur ces 4 périodes sont les suivants :

Du 28 au 30 janvier 2014 (marées M3 à M6, de coefficients 72 à 95), les dunes migrent vers l'ouest d'une distance maximale de 4,4 m (soit, 0,25 m/h en moyenne), minimale de 0 m à l'extrémité sud du champ et moyenne d'environ 1,6 m (soit 0,09 m/h).

Du 30 janvier au 3 février 2014 (marées M7 à M13, coefficients 101 à 110), les dunes migrent vers l'est au maximum de 12,3 m (0,35 m/h) et en moyenne de 7,4 m environ (0,21 m/h).

Du 3 au 6 février 2014 (marées M14 à M19, coefficients 106 à 71), la migration se fait vers l'est. Elle est au maximum de 6 m (0,2 m/h), nulle au minimum (surtout aux extrémités du champ de dunes) et en moyenne de 2,4 m (0,08 m/h).

Du 6 au 9 février 2014 (M20 à M25, coefficients 63 à 36), les taux de migration maximaux sont de 2,9 m (0,1 m/h), contre 0 m au minimum à l'extrémité sud du champ de dunes et 1,3 m (0,05 m/h) environ, en moyenne.

Dans la bibliographie, de nombreuses études ont été menées sur les formes de fond, et notamment sur leur taux de migration. Beaucoup d'entre elles ont été effectuées en zone subtidale, comme celle d'Idier *et al.* (2002) qui présente des migrations de 1,2 et 0,4 m/h, en marée semi-diurne de vive-eau, pour 2 mégarides (H : 20 cm à 2 m ; λ : 2 -20 m) surimposées à des dunes plus grandes. Ces valeurs sont proches de celles déterminées lors de marées de vives-eaux en Baie de Somme.

D'autres études ont été réalisées sur des zones intertidales, comme celle d'Hoekstra *et al.* (2004) qui mesurent des taux de migration de rides intertidales estuariennes de l'ordre de 1,8-2,4 m/h maximum, coïncidant avec des vitesses maximales de courants de 0,35-0,5 m/s.

Ces rides migrent donc plus rapidement que les dunes observées en Baie de Somme. Selon ces auteurs, les conditions de morte-eau ne permettent pas la migration des formes de fond, en accord avec les courants trop faibles. Ce dernier constat se vérifie en Baie de Somme sur les dunes.

Dans sa publication, Dalrymple (1984) a déterminé la migration à court terme des « sandwaves » intertidales à 0,90 m/marée en moyenne, avec des variations entre -0,65 et +1,5 m/marée, se rapprochant des valeurs trouvées en mortes-eaux lors de notre étude (M1 à M4 et M22 à M23). Il ne trouve cependant pas de corrélation des vitesses de migration avec les hauteurs d'eau (amplitude de marée), à cause des mégarides surimposées aux « sandwaves » et de l'érosion par la houle durant l'émersion.

Terwindt & Brouwer (1986), étudiant des « sandwaves » intertidales durant un cycle lunaire, observent une hausse des taux de migration relative à l'augmentation du coefficient de marée. Les migrations ainsi mesurées par ces auteurs vont d'environ 0,1 à 0,8 m/marée, ce qui est faible, comparé à nos résultats.

Larcombe & Jago (1996), qui ont suivi des dunes intertidales estuariennes, trouvent des résultats allant de 0,04 m/marée lors de faibles courants maximums (0,033 m/s) à 0,6 m/marée lors de courants maximums de 0,3 m/s. Dans le cas des dunes du Hourdel, de plus forts courants ont, semble t-il, permis de plus fortes migrations.

Enfin, dans l'article de Masselink *et al.* (2009), dont l'environnement et les dunes étudiées sont les plus semblables aux nôtres, avec toutefois un site d'étude situé plus en amont de l'estuaire (zone intertidale d'un chenal estuarien comportant des dunes de hauteurs entre 0,05 et 0,2 m et des longueurs d'onde entre 5 et 10 m), les taux de migration mesurés sur 3 mois sont de 0,08 à 0,002 m/marée. Ces valeurs sont largement inférieures aux nôtres, excepté dans le cas des mortes-eaux M24 et M25.

III.3. Structure interne

Afin d'analyser la structure interne des dunes, des carottes sédimentaires courtes ont été réalisées lors des campagnes de juin, septembre 2013 et janvier-février 2014.

En juin et septembre 2013, les carottes échantillonnées sur le site Ouest (non orientées) mettent surtout en évidence la présence de débris coquilliers, de silex et de quelques litages. Les photos et schémas de ces carottes sont présentés en annexe III.16.

En janvier-février 2014, l'observation à l'œil nu des carottes effectuées à basse-mer sur une crête de dune proche de l'Altus n°1 (site Est) ne permet pas l'indentification de structure interne particulière, les carottes sableuses paraissant assez homogènes (figure III.37 et annexe III.17). Seule la carotte échantillonnée le 05/02/2014, (avant M18, de coefficient 79), jour où les dunes sont fortement asymétriques et présentent un front d'avalanche bien marqué, montre des litages obliques avec un pendage ouest, dans la direction de polarité des dunes. Cependant, les images obtenues par radioscopie RX (système SCOPIX, UMR EPOC de l'Université de Bordeaux) permettent de discerner une structuration intéressante des carottes (figure III.37).

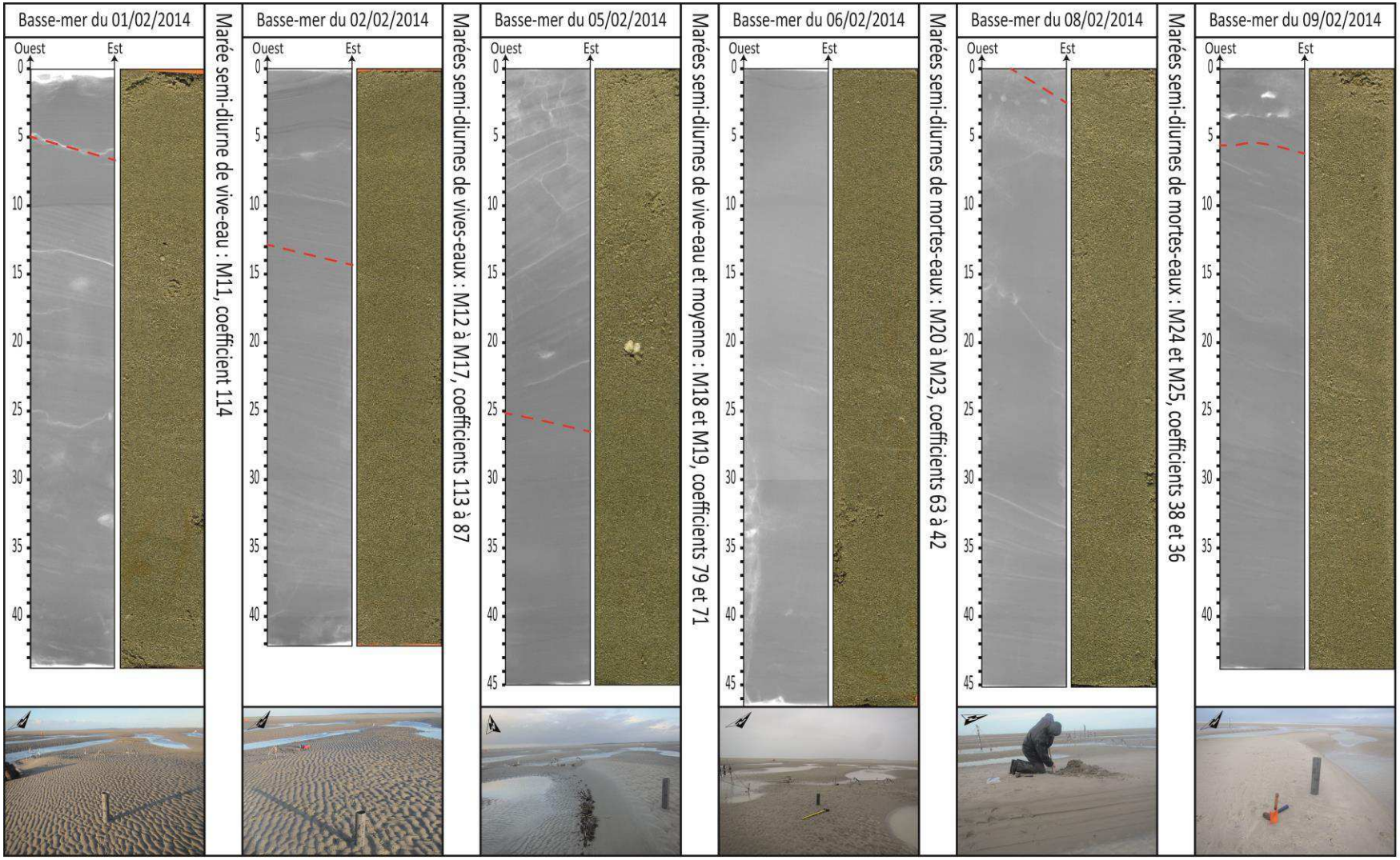


Figure III. 37 : Visualisation de la structure interne des 6 carottes de janvier-février 2014, encadrant des marées de vives-eaux, marée moyenne et mortes-eaux, par radioscopie RX (image de gauche) et illustration photographique (image de droite). L'estimation de la limite basse du dépôt de marée précédant l'échantillonnage est représentée par une ligne pointillée rouge (topographie de la dune avant la marée, selon les coupes schématiques présentées précédemment) et les photographies de terrain, réalisées à basse-mer (en bas), permettent de localiser les carottes en fonction de la morphologie des dunes (dunes sub-symétriques à symétriques les 1er et 2 février 2014 ; dunes fortement asymétriques vers l'ouest le 5 février 2014 ; dunes faiblement asymétriques vers l'est le 6 février 2014 ; dunes fortement asymétriques vers l'est les 8 et 9 février 2014).

Ainsi, les échantillons réalisés sur une dune symétrique à sub-symétrique, avant et après la marée de vive-eau M11 (01/02 et 02/02/2014), présentent des litages horizontaux à courbes en surface, jusqu'à 10 cm avant M11 et 6 cm de profondeur après M11. Sous ce niveau, des litages obliques avec un pendage est (dans le sens du flot) apparaissent. Cette structure interne met en avant la conservation de litages de flot dans la partie inférieure de la dune, lors du changement de polarité de l'est vers l'ouest (sens du jusant) durant les marées précédentes (M4 à M10), puis, le passage d'une dune de polarité ouest à une dune symétrique avant M11, par érosion des dépôts obliques et dépôt de sédiments sub-horizontaux. La carotte du 05/02/2014, échantillonnée sur une dune de polarité ouest avant M18, montre les mêmes pendages ouest (dans le sens du jusant) par radioscopie RX que ceux visibles à l'œil nu. Le pendage est plus important au-dessus de la limite basse de dépôt de la marée M17, démontrant que 25 cm de sédiments se sont déposés durant cette marée M17, avec un transport dominant vers l'ouest. Après M19 (06/02/2014), les dunes ont adopté une faible polarité est et la carotte effectuée montre des litages courbes en surface, sur environ 1,5 cm de profondeur puis, des litages obliques avec un pendage léger vers l'est. Les pendages ont donc changé de direction durant les marées M18 et/ou M19. Avant M24 (08/02/2014), où la polarité des dunes est est, les 25 premiers centimètres du fond semblent homogènes et non lités. Ensuite, vers le bas de la carotte, des litages marqués avec un pendage vers l'est apparaissent. Enfin, après M25 (09/02/2014), où la polarité des dunes est également est, les litages montrent un pendage vers l'est. Les carottes montrent donc une structure interne fortement liée à la polarité des dunes en surface et les structures internes des dunes semblent cohérentes avec les directions et les intensités des flux sédimentaires calculés.

IV. Influence des forçages sur le transport sédimentaire et l'évolution morphodynamique des dunes

L'évolution morphodynamique des dunes est contrôlée par les flux sédimentaires à l'aplomb de ces dunes, eux-mêmes directement influencés par les forçages environnementaux, notamment, les forçages hydrodynamiques et météorologiques. La figure III.38 et l'annexe III.18 illustrent les relations existantes entre ces forçages (vents, marée, houle et courants), le transport sédimentaire total net dans le champ de dune et la morphodynamique résultante des dunes du Hourdel, pour les 4 campagnes réalisées. Sur ce gaphique, les vents sont indiqués en fonction de leur provenance moyenne par marée : secteur est (N45° à N167°), secteur ouest (N188° à N298°) et provenance sud (N180°). L'annexe III.18 permet de visualiser les évolutions de ces paramètres en fonction de la chronologie, importante dans le cadre de la campagne n°4, effectuée sur un cycle semi-lunaire.

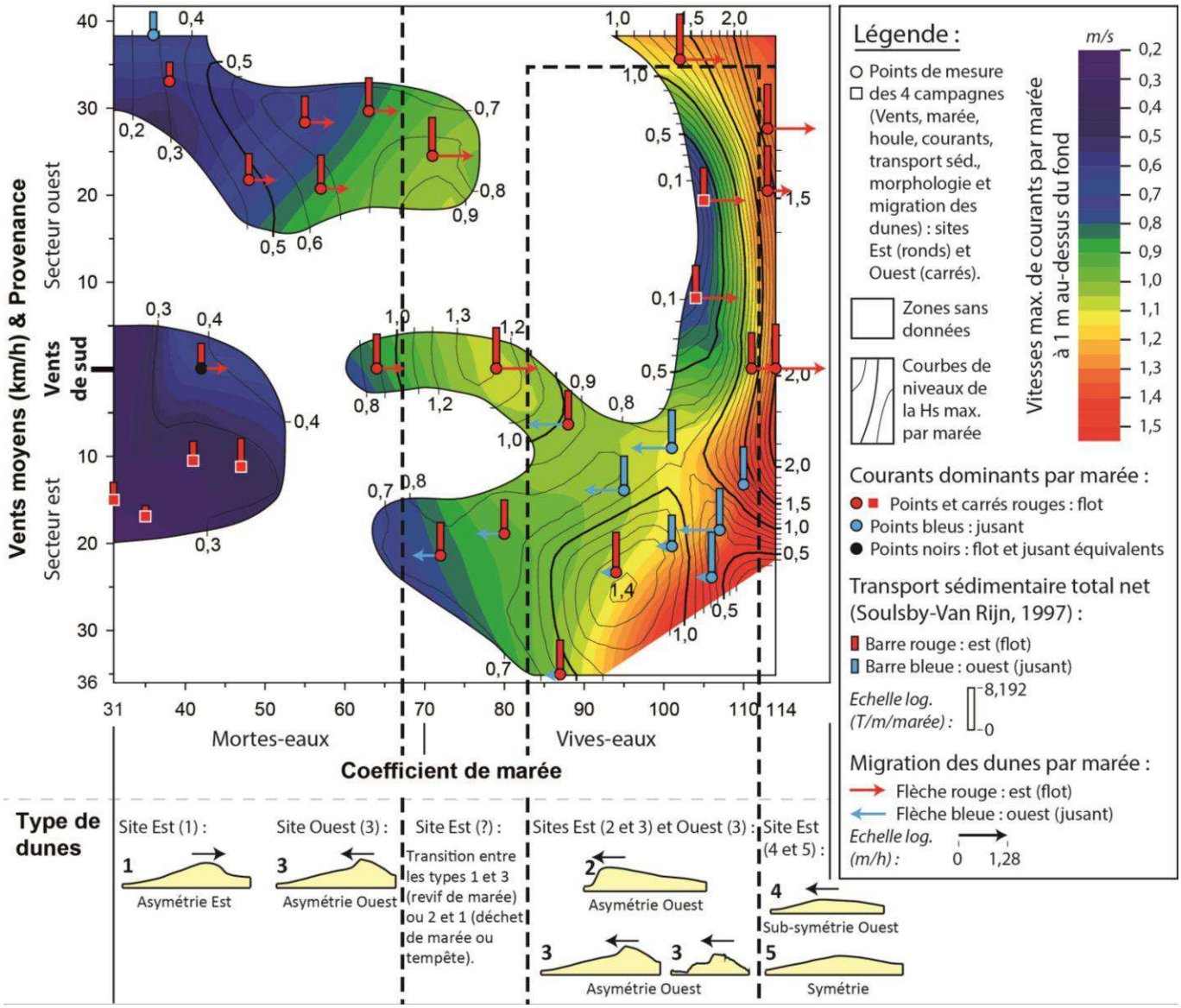


Figure III. 38 : Influence des forçages météorologiques (vents) et hydrodynamiques marins (marée, houle et courants) sur le transport sédimentaire total net et la morphodynamique des dunes (taux de migration et morphologie à basse-mer). Les vitesses des vents de sud (N180°), indiqués de gauche à droite sur cette figure (de la morte-eau à la vive-eau), sont de : 37,1 ; 25,5 ; 34,3 ; 33 et 13,6 km/h.

- Comme présenté dans le paragraphe I.1, l'amplitude de marée et le vent conditionnent la H_s de la houle, qui influence elle-même les courants et notamment, leur force et la prédominance d'une phase de courant tidal par rapport à l'autre (flot/jusant) (figure III.38 et annexe III.18). Sur le site Est (étudié lors des campagnes n°3 et 4), lorsque la H_s (provenance ouest à sud-ouest) est assez forte et que l'amplitude de marée (sans oublier l'effet de la surcote) et donc, la profondeur d'eau sur les dunes, est suffisante, les courants de flot sont plus forts que ceux de jusant. C'est également le cas lors des marées calmes à peu agitées de mortes-eaux. En revanche, lors des marées de vives-eaux, quand les vents proviennent du secteur est (vents de terre) et qu'une baisse (relativement importante) des vitesses de vents et de la H_s (< 1 m) est enregistrée, ce sont les courants de jusant qui prédominent. Sur le site

Ouest (suivi lors des campagnes n°1 et 2), les courants de flot prédominent lors des marées de vives-eaux comme de mortes-eaux pour des périodes hydrodynamiques calmes.

- L'intensité du **transport sédimentaire** total net par marée semi-diurne, ainsi que sa direction, sont contraintes par les caractéristiques des courants (prédominance et force), induites à la fois par le coefficient de marée (déterminant la profondeur d'eau selon l'altitude du site), par la houle et par le vent. Ainsi, le volume de sédiments transportés par charriage et suspension, durant les 2 phases de marée (dans 2 directions opposées), va augmenter de concert avec les vitesses de courants. Ce transport s'effectuera en majorité vers l'est (vers la zone interne de la baie) lors d'une prédominance des courants de flot et vers l'ouest (vers le large) lors d'une prédominance des courants de jusant. Une prédominance peu marquée ou inexistante des courants de flot/jusant entraînera un déplacement sédimentaire faible, voire nul (figure III.38 et annexe III.18).

Au final, le transport sédimentaire à l'aplomb des dunes du Hourdel semble s'effectuer le plus souvent vers l'intérieur de la baie, en direction de l'est, quels que soient le coefficient de marée et les conditions d'agitation, bien qu'il puisse s'effectuer vers le large, en direction de l'ouest, lors de conditions hydrodynamiques particulières (vents de terre assez faibles et H_s inférieure à 1 m). Il permet le déplacement d'une majorité de vases en morte-eau, de sables très fins en marée moyenne et de sables fins en vive-eau, ainsi que la remise en suspension de sables plus grossiers en vive-eau (autour de 700 µm). Ce transport, qui augmente avec la vitesse des courants, est maximal lorsqu'un écart important de vitesses de courant se créé entre les 2 phases de marée (flot et jusant), comme lors des tempêtes renforçant les courants en provenance du large (fort transport résiduel vers l'est) ou d'une baisse forte des vents et de la H_s (fort transport résiduel vers l'ouest ; e.g. marée M14 de janvier-février 2014). A l'échelle d'un cycle semi-lunaire hivernal d'agitation plutôt forte, les volumes de sédiments transportés vers l'est (vers la zone interne de la baie) sont estimés à 10,8 T/m et 0,2 T/m selon les formules de Soulsby-van Rijn (1997) et de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), respectivement, et contribuent à l'ensablement de la baie.

- L'**évolution morphodynamique des dunes** du Hourdel est induite par le transport sédimentaire à leur aplomb, toujours sous l'influence des forçages météorologiques et hydrodynamiques marins (figure III.38 et annexe III.18).

Lorsqu'on analyse la **morphologie transversale des dunes à basse-mer**, à l'échelle d'une dune, on remarque que la symétrie et la polarité ne sont pas toujours en harmonie avec les directions de transport sédimentaire net estimées par les formules empiriques. Ce résultat tient au fait que le transport sédimentaire s'effectue aussi bien durant la phase de flot que durant la phase de jusant et que l'intensité des flux rencontrés durant ces 2 phases de marée (associée aux forçages hydrodynamiques) va déterminer l'évolution morphologique des dunes et leur polarité à basse-mer. Cette polarité sera donc généralement est lors des cas de très faible transport durant le jusant face à un transport plus important durant le flot (cas des mortes-eaux), et elle sera généralement ouest lorsque les transports sédimentaires de la phase de jusant sont assez importants pour renverser la polarité des dunes acquise durant le flot (cas des vives-eaux lors des conditions d'agitation assez faible).

Cette morphologie à basse-mer semble surtout contrainte par la profondeur d'eau (liée au coefficient de marée, à la surcote/décote et à l'altitude du site d'étude) dans un premier temps, par la houle dans un second temps puis, par les vents, qui déterminent ensemble les caractéristiques des flux sédimentaires.

Lorsque la profondeur d'eau augmente, des marées de mortes-eaux jusqu'à celles de vives-eaux, on passe ainsi de dunes de type 1 (formes asymétriques simples de polarité est) à des dunes de type 3 (formes asymétriques complexes de polarité ouest, marquée uniquement dans la partie sommitale des dunes) puis de type 2 (formes asymétriques simples de polarité ouest), quand les courants de jusant sont prédominants depuis plusieurs marées. Durant les marées de mortes-eaux suivies, les dunes sont de type 1 sur le site Est, d'altitude plus élevée et donc, de profondeur d'eau réduite (entre 1,72 et 2,73 m atteints à l'étale de pleine-mer, pour des coefficients 38 et 63, respectivement) par rapport au site Ouest (profondeur d'eau d'au moins 2,64 m à l'étale de pleine-mer d'une marée de coefficient 31), d'altitude plus faible, où les dunes sont de type 3, avec un renversement sommital peu marqué. Au niveau du site Est, la transition entre les morphologies de polarité est et ouest (type 1 à type 3 lors du revif de marée ou type 2 à type 1 lors du déchet de marée) se fait lors des marées moyennes et/ou de plus faibles vives-eaux.

Lors des épisodes de très forte houle (associée à des vents moyens par marée entre 13,6 et 27, 6 km/h), hors tempête, ayant lieu en grandes marées semi-diurnes de vives-eaux (coefficients 113 et 114), les dunes adoptent des morphologies de types 4 (formes sub-symétriques et aplaties de polarité faible vers l'ouest) et 5 (formes symétriques et aplaties). Selon la chronologie (annexe III.18), les dunes deviennent d'abord de type 4 quand la houle augmente fortement (H_s jusqu'à 2,15 m), avant de passer au type 5 lors de la marée suivante (coefficient maximal, toujours avec une forte H_s max de 1,98 m) et d'adopter à nouveau une typologie 4 quand la H_s maximale diminue à 1,83 m.

Enfin, lors des épisodes tempétueux de forte houle, rencontrés lors de marées semi-diurnes de vives-eaux (e.g. 5 décembre 2013 ; coefficient 102 ; vents moyens de 35,5 km/h ; H_s maximale 1,25 m ; site Est), les dunes, généralement de type 2 ou 3, changent de forme durant la marée pour adopter une typologie 1 (asymétrie est) sous l'influence de la houle et des forts vents de provenance ouest.

Les formes de polarité ouest (sens du jusant) traduisent parfois de la renverse des morphologies entre les 2 phases de marée (flot et jusant), observée par plusieurs auteurs (e.g. Dalrymple, 1984 ; Dyer, 1986 ; Dalrymple & Rhodes, 1995 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Masselink *et al.*, 2009) et confirmée par les variations altimétriques parfois fortes au flot comme au jusant sur les dunes du Hourdel. Cette renverse désigne un transport sédimentaire plus ou moins fort vers l'est durant le flot, modifiant la dune pour lui conférer une polarité plutôt est, suivi d'un transport sédimentaire contraire vers l'ouest durant le jusant, permettant à la partie sommitale de la dune d'être déformée et d'adopter une polarité ouest.

A l'échelle des champs de dunes (sites Est et Ouest), la **morphologie longitudinale** varie peu malgré l'éventuel déplacement est ou ouest des formes de fond et leurs modifications morphologiques transversales à l'échelle fine, que l'on soit en période de vives-eaux ou de mortes-eaux, dans des conditions calmes ou agitées.

Les **taux de migration des dunes**, mesurés au niveau des crêtes de dunes, vont généralement augmenter avec le transport sédimentaire mais, vont également dépendre de l'évolution morphologique des dunes. Ainsi, lors des marées transitoires, les changements de symétrie et/ou de polarité des dunes peuvent entraîner un faible déplacement de la crête de dune comparé au transport sédimentaire net réalisé, comme lors d'une modification morphologique locale particulière (e.g. formation d'une nouvelle dune, accolement ou séparation de crêtes). Les vitesses de migration sont maximales lors des marées de vives-eaux où aucun changement de polarité des dunes ne se produit et où le transport sédimentaire est important. Du fait du phénomène de renverse de la morphologie entre les phases tidales de flot et de jusant, la polarité des dunes à basse-mer n'est pas toujours représentative du sens de migration des dunes. C'est le cas pour le site d'étude Ouest. Au niveau du site d'étude Est, les dunes de type 1 (polarité est) sont en général rencontrées après les marées enregistrant une migration vers l'est et les dunes de types 2 et 3 sont plutôt observées après des marées enregistrant une migration vers l'ouest.

Les **structures internes** des dunes, analysées par l'intermédiaire de carottes courtes, enregistrent les changements morphologiques de ces dunes sous l'apparence de limites d'érosion et de dépôts sédimentaires, associés aux phases de flot et de jusant. Ces dépôts se composent de litages sub-horizontaux en surface, dans le cas de dunes sub-symétriques, ou obliques, dans le cas de dunes asymétriques. Les litages obliques adoptent généralement un pendage en accord avec la polarité des dunes à basse-mer. Et, dans certains cas, des litages obliques, sur lesquels se superposent des litages sub-horizontaux, indiquent le passage d'une morphologie de dune asymétrique à une morphologie sub-symétrique, sous l'influence des fortes houles. Ces structures internes semblent donc en adéquation avec les valeurs d'intensité et de directions de flux sédimentaires estimés.

Enfin, il ne faut pas perdre de vue que ces résultats (figure III.38 et annexe III.18) sont spécifiques à la zone étudiée et peuvent comporter des effets morphologiques locaux non représentatifs de la dynamique globale à l'échelle du champ de dunes et à l'échelle de la Baie de Somme.

Dans le cadre de cette étude, la stratégie d'étude adoptée a permis que les conditions de marée investiguées soient représentatives des conditions classiquement rencontrées dans la baie, allant des petites mortes-eaux (coefficient 31) jusqu'aux grandes vives-eaux (coefficient 114). Les caractéristiques de la houle (intensité et direction) rencontrées durant les 4 campagnes de mesure semblent également représentatives de la houle moyenne, enregistrée au large de Dieppe sur une période de 23 ans (1979-2002 ; données de l'atlas ANEMOC, *in* Ferret, 2011 ; cf. figure I.14). En revanche, les caractéristiques des vents moyens, mesurées à Abbeville (à 30 km dans les terres) durant la campagne n°4 de janvier-février 2014, ne sont pas représentatives des données moyennes de vents mesurés à Cayeux-sur-Mer (sur le littoral) sur une période de 20 mois (du 28/09/2011 au 01/06/2013, données de Météo France ; cf. figure I.14). Habituellement, les vents inférieurs à 16 km/h sont des vents de terre (secteur est) et les vents supérieurs à 16 km/h sont des vents marins (secteur ouest). Dans le cas de la campagne de janvier-février 2014, la majorité des vents inférieurs à 16 km/h provenait d'un

secteur sud-est, tandis que les vents supérieurs à 16 km/h provenaient en majorité du secteur sud. Ce sont ces vents forts qui ont dominé ce cycle de marée semi-lunaire, avec 45 % de vents entre 16 et 30 km/h et 33 % de vents d'une vitesse supérieure à 30 km/h. Comparativement, les vents mesurés à Cayeux-sur-Mer, sur une période longue, montrent des proportions de 36 % de vents entre 16 et 30 km/h, avec seulement 12 % de vents supérieurs à 30 km/h et une majorité de vents faibles (52 % de vents inférieurs à 16 km/h). Cependant, les différences de conditions présentées par les vents peuvent être dues à l'éloignement entre le site d'étude (proche de Cayeux-sur-Mer) et la station météorologique utilisée dans cette étude (Abbeville).

Lorsqu'on confronte ces résultats à ceux obtenus dans la littérature par d'autres auteurs, on remarque des similarités ou, au contraire, des divergences dans le comportement morphodynamique des dunes et le transport sédimentaire associé.

Le diagramme de Southard & Boguchwal (1973, 1990a, 1990b), repris par Chamley (1987), détermine le type de formes de fond présentes sur un site en fonction de la taille du grain et de la vitesse des courants. L'intégration dans ce diagramme des conditions hydro-sédimentaires mesurées sur les champs de dunes du Hourdel (figure III.39), indique que seules des rides de courant pouvaient se former lors des marées semi-diurnes de mortes-eaux calmes suivies en septembre 2013 (campagne n°2). Lors des marées semi-diurnes de mortes-eaux de janvier-février 2014 (campagne n°4), les conditions hydro-sédimentaires devaient permettre la formation de dunes mais, également, la formation de lits plans supérieurs. Lors des marées semi-diurnes de vives-eaux calmes suivies en juin 2013 (campagne n°1), on se situe dans la limite de formation des dunes. Enfin, lors des marées de vives-eaux peu agitées à très agitées de décembre 2013 et janvier-février 2014 (campagnes n°1, 3 et 4), le diagramme de Chamley (1987) situe les dunes du Hourdel dans un contexte double de lits supérieurs plans et d'antidunes, avec une majorité de marées entrant dans le cadre de lits plans supérieurs, où les dunes disparaissent sous l'effet d'un transport de masse.

Par conséquent, les champs de dunes du Hourdel ne semblent pas toujours bien s'intégrer dans le diagramme établi par Southard & Boguchwal (1973, 1990a, 1990b). Un aplatissement des dunes est bien observé dans le cas de grandes marées de vives-eaux très agitées (M10 à M12 de la campagne n°4), pouvant correspondre à l'amorce du passage à un lit plan, bien que ces morphologies soient toujours conservées sur les sites d'étude. Les autres marées de vives-eaux se situant dans ce contexte de lit plan ou d'antidunes se caractérisent par des dunes asymétriques. Il se peut donc que le diagramme n'intègre pas le temps nécessaire à l'adaptation des formes de fond face aux changements hydrodynamiques. De même, lorsque les conditions hydro-sédimentaires sont propices à la formation de rides seules, bien que les dunes, précédemment formées, restent en place en conservant leur morphologie générale, celles-ci restent immobiles. Seules les rides qui s'y superposent doivent se former et migrer durant ces marées de ME calmes, conformément à ce que propose le diagramme.

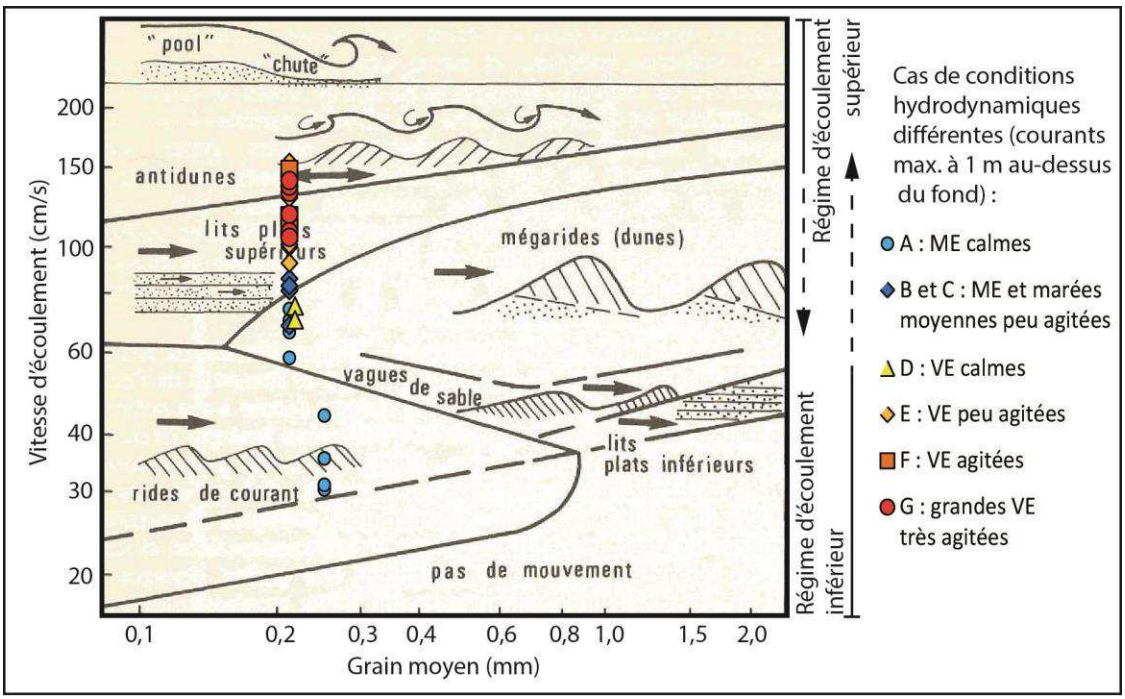


Figure III. 39 : Intégration des caractéristiques hydro-sédimentaires des champs de dunes du Hourdel (Baie de Somme) dans le diagramme de Chamley (1987), représentant les principales formes sédimentaires en fonction des vitesses d'écoulement et de la taille des grains. Mesures correspondant aux différents cas de conditions hydrodynamiques (marée et houle) observées.

D'après plusieurs auteurs, la polarité des dunes indique le sens du transport charrié (e.g. Shepherd & Hails, 1984 ; Barnard *et al.,* 2013 et Schmitt & Mitchell, 2014). Or, cette étude, comme d'autres, prouve que cette relation n'est pas toujours évidente. Dans le cas des dunes intertidales étudiées ici, un transport net et une migration des formes de fond dans le sens du flot (est) peut s'effectuer alors que la polarité des dunes enregistrée à basse-mer est relative à la dernière phase de marée, c'est-à-dire, le jusant (ouest). Comme l'ont observé d'autres auteurs (e.g. Dalrymple, 1984 ; Hoekstra *et al.,* 2004 ; Masselink *et al.,* 2009), la polarité des dunes est susceptible, comme dans notre cas, de s'inverser durant la période tidale semi-diurne. Selon Dalrymple (1984), dans les zones dominées par le flot, il est courant que les dunes se renversent partiellement ou complètement et conservent un noyau de strates croisées de flot. Il a toutefois constaté que les dunes pouvaient conserver une polarité de flot lors des marées de mortes-eaux, dans de rares circonstances. C'est le cas pour les dunes intertidales de l'estuaire de Mawddach (Larcombe & Jago, 1996) comme pour les dunes du site Est du Hourdel (Baie de Somme), qui n'ont pas enregistré d'inversion de polarité entre les deux phases des marées semi-diurnes de mortes-eaux, contrairement aux dunes du site Ouest. Comme précisé précédemment, cette particularité semble être due à la profondeur d'eau sur les dunes du Hourdel, qui permettrait un renversement des polarités lorsqu'elle atteint environ 2,64-2,73 m.

D'après Larcombe & Jago (1996), la transition entre les dunes conservant une polarité de flot et celles subissant une renverse au jusant se fait à un marnage supérieur à 4,1 m. Dans le cas de la Baie de Somme, sur le site Est, cette transition se réalisait lors de marées moyennes ou de faibles vives-eaux caractérisées par une profondeur d'eau maximale entre 2,42 et 3,38 m.

Terwindt & Brouwer (1986) estiment que la migration des dunes intertidales s'effectue à partir de vitesses de courants maximales de 0,5-0,6 m/s. Larcombe & Jago (1996), eux, placent le seuil de migration des dunes intertidales à 0,53-0,57 m/s et Allen *et al.* (1994) ont observé un seuil de 0,65 m/s pour un sédiment de 0,2-0,25 mm (Masselink *et al.*, 2009). Dans le cas des dunes du Hourdel, la migration semble avoir débuté pour une vitesse maximale légèrement plus élevée, de l'ordre de 0,8 m/s.

Dans le cas de l'estuaire de Mawddach, les dunes migrent dans le sens du flot lors des marées de vives-eaux permettant la renverse des morphologies entre les 2 phases de marée (Larcombe & Jago, 1996). En Baie de Somme, les dunes du Hourdel peuvent migrer dans le sens du jusant lors d'une transition morphologique ou suite à une baisse de la vitesse des vents, qui se réorientent pour provenir des terres, et sont associés à un affaiblissement des conditions d'agitation (passage de $H_s > 1$ m à $H_s < 1$ m).

Lors de cette thèse, il a été démontré que la distance de migration des dunes 2D du Hourdel n'est pas toujours en accord avec les valeurs de transport sédimentaire net estimé par marée. Cette constatation avait déjà été établie par Terwindt & Brouwer (1986) qui n'ont trouvé aucune corrélation entre la distance de migration des « sandwaves » 2D et le transport total de flot qu'ils ont mesuré.

V. Conclusion

La compréhension de l'évolution morphodynamique globale et long terme de la Baie de Somme et du phénomène de comblement qui s'y produit passe par l'analyse et la quantification des flux sédimentaires et de l'évolution morphodynamique des dunes qui tapissent ses fonds intertidaux, à l'échelle des processus de transport. Pour ce faire, des mesures continues à l'échelle fine et à haute résolution (temporelle et spatiale) ont été réalisées sur les champs de dunes situés au nord de la pointe du Hourdel, pour des pas de temps courts allant du cycle de marée semi-diurne (mortes-eaux et vives-eaux) au cycle semi-lunaire et, dans le cas de conditions météorologiques et hydrodynamiques contrastées.

Les 2 champs de dunes étudiés (sites Ouest et Est) se composent de sables fins à moyens ($D_{50} \approx 230$ µm), unimodaux à bimodaux et mal classés, au niveau de dunes moyennes à grandes selon la classification d'Ashley (1990). Ces dunes ont une longueur d'onde moyenne comprise entre 5 et 23 m et une hauteur comprise entre 20 et 60 cm.

Ces champs de dunes ont une dynamique forte, et subissent une évolution morphologique rapide, dépendante des forçages météorologiques (vents) et hydrodynamiques marins (marée, surcote/décote, houle, courants). Un schéma comportemental du transport sédimentaire, ainsi que de l'évolution morphodynamique des dunes, en fonction de ces agents forçants, a été établi sur la base des résultats de 4 campagnes de terrain réalisées sur les sites Ouest (juin et septembre 2013) et Est (décembre 2013, janvier-février 2014) du Hourdel :

- En **marées semi-diurnes de mortes-eaux**, la H_s de la houle est limitée par les faibles profondeurs d'eau et les conditions sont **calmes** (H_s maximale < 0,5 m) à **peu agitées** (0,5 < H_s maximale < 1 m). Ces conditions engendrent des courants assez faibles (courants

maximums à 1 m au-dessus du fond entre 0,31 et 0,70 m/s en période calme et entre 0,68 et 0,86 m/s en période peu agitée), prédominants généralement durant la phase de flot, entraînant un faible (voire nul) transport sédimentaire net par marée vers l'est (maximum de 0,47 T/m/marée de coefficient 64, selon la formule de Soulsby-van Rijn, 1997) et la remise en suspension de quelques vases et sables fins (2 g/l au maximum durant une marée peu agitée de coefficient 57). Ce transport de sédiments permet une évolution morphodynamique peu importante (voire nulle) des dunes, qui vont parfois migrer vers l'est, à une vitesse maximale de 0,12 m/h. Des dunes de type 1 (formes simples de polarité est) se rencontrent sur le site Est de plus haute altitude et de plus faible profondeur d'eau (1,72 à 2,73 m atteints à l'étale de pleine-mer) que le site Ouest (profondeur d'eau minimum de 2,64 m à l'étale de pleine-mer), présentant des dunes de type 3 (forme complexe de polarité ouest marquée par une faible rupture de pente en partie sommitale). La hausse de la profondeur d'eau permet ici la renverse des morphologies entre les 2 phases tidales, sous l'effet d'un transport sédimentaire s'effectuant globalement vers l'est durant le flot puis vers l'ouest durant le jusant.

- En **marées semi-diurnes moyennes et de plus faibles vives-eaux** (coefficients 63 à 72), la profondeur d'eau (entre 2,42 et 3,38 m à l'étale de pleine-mer) permet d'avoir des conditions **peu agitées** ($0,5 < H_s$ maximale < 1 m) à **agitées** ($1 < H_s$ maximale $< 1,5$ m) qui engendrent des courants maximums compris entre 0,81 et 1,06 m/s (à 1 m au-dessus du fond) lors du flot, entraînant un transport sédimentaire net assez faible vers l'est (1,9 T/m/marée au maximum selon la formule de Soulsby-van Rijn, 1997) et la remise en suspension d'une majorité de sables fins (5,67 g/l de sédiments au maximum). La transition morphologique (avec changement de polarité des dunes) qui se produit durant ces marées, sous l'influence de la profondeur d'eau, entraîne une migration de la crête de dune qui peut être inversée par rapport au transport (direction ouest) durant le revif, lors du passage du type 1 au type 3, ou en accord avec ce transport durant le déchet, lors du passage du type 2 (formes simples de polarité ouest) au type 1.
- En **marées semi-diurnes de vives-eaux calmes**, où la profondeur d'eau atteint 5,5 m, les courants de flot prédominent et permettent un transport sédimentaire net et la migration rapide des dunes vers l'est (jusqu'à 0,42 m/h) sur le site Ouest. Le transport de jusant permet toutefois la renverse des morphologies de fond, adoptant une forme de type 3 à basse-mer.
- En **marées semi-diurnes de vives-eaux peu agitées à agitées**, lorsque la profondeur d'eau maximale par marée se situe entre 3,28 et 4,58 m, les courants forts (entre 1,02 et 1,54 m/s atteint à 1 m au-dessus du fond) vont prédominer dans le sens du flot lors des pics de vents (de provenance sud et ouest) et de houle, et dans le sens du jusant lors des diminutions fortes de la vitesse des vents (adoptant une provenance est) et de la H_s de la houle, qui devient inférieure à 1 m. Le fort transport sédimentaire net (jusqu'à 4,9 T/m/marée selon la formule de Soulsby-van Rijn, 1997) s'effectue alors vers l'est lors d'une prédominance du flot, vers l'ouest lors d'une prédominance du jusant et, est assez faible lorsque les vitesses de courants sont quasi-similaires durant les 2 phases tidales (0,95 T/m/marée selon la formule de Soulsby-van Rijn, 1997). Le transport sédimentaire ayant lieu durant les 2 phases de marée va permettre aux dunes de migrer dans les mêmes directions et d'adopter une morphologie de type 3 en début de revif avant de se renverser totalement et d'adopter une morphologie de type 2 sous l'influence des plus forts courants de jusant.

- En **marées semi-diurnes de vives-eaux tempétueuses agitées** (vents moyens de 35,5 km/h), avec une profondeur d'eau de 5,5 m à l'étale de pleine-mer et des courants atteignant 1,18 m/s au flot (à 1 m au-dessus du fond), le transport sédimentaire est maximal vers l'est (4,9 T/m/marée selon la formule de Soulsby-van Rijn, 1997) et entraîne une forte migration des dunes vers l'est (0,55 m/h), ainsi qu'une évolution morphologique rapide de ces dernières, qui se renversent totalement et passent du type 2 au type 1.
- En **marées semi-diurnes de vives-eaux très agitées** (H_s maximale > 1,5 m et profondeur maximale de 4,49 à 4,56 m), les courants, maximums lors du flot (jusqu'à 1,41 m/s), induisent un transport sédimentaire net important vers l'est (4,4 T/m/marée au maximum selon la formule de Soulsby-van Rijn, 1997) et un aplatissement des dunes qui deviennent alors sub-symétriques vers l'ouest et symétriques (types 4 et 5). Elles migrent rapidement vers l'est lors de la transition du type 4 au type 5 (0,88 m/h) et lentement vers l'est lors de la transition du type 5 au type 4 (0,07 m/h).

Finalement, sur les 2 sites étudiés, le transport sédimentaire se fait majoritairement vers l'est soit, vers la zone interne de la baie, durant les mortes-eaux comme durant les vives-eaux et en périodes calmes comme en périodes agitées. Seules des conditions particulières, liées à l'occurrence de vents de terre, ainsi qu'à une diminution de la vitesse de ces derniers et de la H_s de la houle (devenue inférieure à 1m), induisent une prédominance des courants de jusant qui entraînent un transport inverse, vers l'ouest soit, vers le large. A l'échelle d'un cycle semi-lunaire hivernal d'agitation souvent forte, ce transport est estimé à 10,8 T/m et 0,2 T/m selon les formules de Soulsby-van Rijn (1997) et de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), respectivement, et contribue à l'ensablement de la Baie de Somme en permettant également la migration des dunes vers la zone interne. La morphodynamique complexe des dunes intertidales de la baie confirme donc la tendance à l'ensablement du site et a permis une première quantification de ce phénomène, à l'échelle de cycles de marée semi-diurnes et d'un cycle semi-lunaire, dans une zone spécifique de la baie.

Ces résultats semblent être assez représentatifs des conditions hydrodynamiques de marée et de houle rencontrées dans la baie. Seules les conditions météorologiques (vents à Abbeville, à 30 km dans les terres) de la campagne de janvier-février 2014, réalisée sur un cycle semi-lunaire hivernal comprenant de forts vents (78 % de vents > 16 km/h) provenant en majorité du secteur sud, ne semblent pas correspondre aux moyennes de vents (à Cayeux-sur-Mer, sur le littoral) généralement rencontrés dans cet environnement (vents marins ; 45 % < 16 km/h). Toutefois, ce problème de représentativité des conditions météorologiques réside peut-être dans la comparaison de données issues de stations éloignées et mériterait d'être vérifié.

En Baie de Somme, les dunes recouvrent plus de 30 % de la slikke sableuse et se répartissent dans de nombreux secteurs, avec des morphologies souvent semblables. On peut donc supposer qu'une majorité, voire l'ensemble, des dunes intertidales de la baie a le même comportement morphodynamique et est influencée par les mêmes caractéristiques de flux sédimentaires que les dunes du Hourdel, qui constituent un site d'étude représentatif de la dynamique rencontrée dans les autres champs de dunes de la baie.

Chapitre IV : Etude de l'évolution morpho-sédimentaire de la baie sur des pas de temps saisonniers à pluriannuels.

Crédits image : CNES 2013, distribution Astrium Services, Spot Image

Le chapitre III a constitué une étude ponctuelle, non exhaustive, qui s'est faite à l'échelle d'un site atelier de la baie de Somme et a démontré la dynamique de comblement existant au niveau des dunes hydrauliques intertidales. Le site d'étude sélectionné, ainsi que les périodes de mesures effectuées, semblent représentatifs des dunes présentes dans le domaine intertidal de la Baie de Somme et des conditions hydrodynamiques (marée et houle) généralement rencontrées dans la baie sur des pas de temps plus longs. Les résultats de cette étude devront par la suite être intégrés dans un contexte beaucoup plus large.

Dans le chapitre IV, nous allons nous intéresser à l'évolution morphodynamique et sédimentaire de la Baie de Somme, aux pas de temps saisonniers à pluriannuels. L'analyse sera menée à l'échelle de différentes zones et entités sédimentaires de la baie, présentant chacune des caractéristiques morpho-sédimentaires distinctes.

Dans un premier temps, la distribution et les caractéristiques des sédiments superficiels et des dunes hydrauliques intertidales seront présentées sur la base des données acquises en 2013 (campagne de prélèvements sédimentaires, campagne en mer et campagne de LiDAR topographique). Ce second sujet se caractérise par des analyses statistiques réalisées sur un grand nombre de dunes, avec pour but de déterminer l'existence (ou non) d'une discrimination spatiale de familles de dunes, présentant des paramètres morphométriques différents.

Dans un second temps, l'évolution morpho-sédimentaire de la baie sera présentée pour des pas de temps saisonniers à pluriannuels. Les variations sédimentaires de la couche superficielle de la baie, entre 1980 et 2013, seront détaillées à l'échelle globale et pour chaque paramètres sédimentologique mesuré. Les évolutions globales des traits de côte (cordon dunaire, cordon de galets et limite schorre/slikke) et de l'estran sableux (chenaux tidaux, barres/bâches et dunes), entre 1947 et 2013, seront observées et quantifiées à partir d'orthophotographies IGN (1947 à 2011) et de données de LiDAR topographique acquises entre 2011 et 2013 par l'UMR 6143 M2C. Les bilans sédimentaires saisonniers, annuels et pluriannuels du domaine intertidal seront déterminés et interprétés avant d'exposer les premiers éléments acquis sur la connaissance des fonds subtidaux.

Enfin, une synthèse des résultats permettra d'établir des relations entre les différents objets sédimentaires analysés et leur évolution, et avec les agents forçants de la dynamique sédimentaire dans la baie.

I. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la Baie de Somme

I.1. Distribution des sédiments superficiels

Les 266 prélèvements sédimentaires superficiels effectués en Baie de Somme en 2013 (campagne avec un pas d'échantillonnage de 500 m et campagne en mer « ESTUSOM13-Leg1 ») ont été analysés par granulomètre laser puis, par tamisage pour 59 d'entre eux,

présentant des fractions grossières. Les paramètres sédimentologiques de chaque échantillon, ont été déterminés grâce au logiciel Granush (© SHOM), selon la méthode de Folk et Ward (1957) (Brunaud ; Druine, 2013).

3 classifications ont ainsi pu être utilisées afin d'obtenir des cartographies des faciès sédimentaires de la baie : SHOM (2013), Folk (1954 et 1965) et Larsonneur (1971). Celles-ci intègrent les classes de sédiments définies par Wentworth (1922) et par Cailleux & Tricart (1959) (*in* Cojan & Renard, 1999), telles que présentées dans le tableau IV.1.

Tableau IV. 1 : Classes granulométrique utilisées (Wentworth, 1922 ; Cailleux & Tricart, 1959) en millimètres.

Galets	Graviers	Sables (arénites)					Vases (lutites)
		Très grossiers	Grossiers	Moyens	Fins	Très fins	
> 20	20 - 2	2 - 1	1 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,125	0,125 - 0,0625	< 0,0625

Les classifications du SHOM (2013) (Garlan, 2004) et de Folk (1954, 1965) montrent une codification des faciès sédimentaires basée sur les taux de graviers, de sables et de vases dans les sédiments. Dans le cas du SHOM (2013), les sables sont séparés en 2 catégories : les sables (grossiers à très grossiers, 0,5 à 2 mm) et les sables fins (très fins à moyens, 0,0625 à 0,5 mm) ; tandis que dans le cas de Folk (1954 et 1965), les sables sont regroupés en une seule fraction (0,0625 à 2 mm). Le tableau IV.2 représente les codes de classification (SHOM, 2013 ; Folk, 1954 et 1965) des faciès rencontrés en Baie de Somme, en 2013. La totalité des codes représentant les faciès de ces 2 classifications est présentée en annexe IV.1.

Tableau IV. 2 : Codes des classifications du SHOM (2013) et de Folk (1954, 1965), utilisés en cartographie sédimentologique. Seuls les faciès observés en Baie de Somme, en 2013, sont décrits dans ce tableau.

Classif.	Code	Type de sédiment	Composition
SHOM	SG	Sables et graviers	Sables et 15 à 50% de graviers
	S	Sables	50 à 100% de sédiments entre 2 et 0,5 mm
	SF	Sables fins	50 à 100% de sédiments entre 0,5 et 0,05 mm
	SFV	Sables fins vaseux	Sables fins avec 5 à 20% de sédiments inférieurs à 0,05 mm
	V	Vases	50 à 100% de sédiments inférieurs à 0,05 mm
Folk (1965)	gS	Sable graveleux	0 à 10 % de vases, 90 à 100 % de sables et 5 à 30 % de graviers
	(g)S	Sable légèrement graveleux	0 à 10 % de vases, 90 à 100 % de sables et 1 à 5 % de graviers
	S	Sable	0 à 10 % de vases, 90 à 100 % de sables et 0 à 1 % de graviers
	mS	Sable vaseux	10 à 50 % de vases, 50 à 90 % de sables et 0 à 1 % de graviers
	sM	Vase sableuse	50 à 90 % de vases, 10 à 50 % de sables et 0 à 1 % de graviers

La classification de Larsonneur (1971) a été établie pour la description des sédiments de la Manche Centrale et de la Baie de Seine (Larsonneur & Hommeril, 1967 ; Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1982) et est fortement usitée dans cet environnement (e.g. Dupont, 1981). Elle utilise le pourcentage de carbonates, de coquilles, de galets, de graviers, de sables et de lutites (vases), pour établir des faciès sédimentaires (tableau IV.3).

Tableau IV. 3 : Grille de classification des sédiments meubles de la Manche (Larsonneur, 1971, *in* Dupont, 1981).

SUBDIVISIONS PRINCIPALES	CAILLOUTIS OU COQUINITES L < 5 % - GAL + COQ ≥ 50 %		GRAVIERS L < 5 % - GAL + COQ < 50 % - Md ≥ 2 mm		SABLES L < 5 % - S+L > 50 % - Md < 2 mm					SEDIMENTS VASEUX L ≥ 5 %		
	CAILLOUTIS LITHOCLASTIQUES		GRAVIERS LITHOCLASTIQUES		SABLES LITHOCLASTIQUES					SEDIMENTS VASEUX		
					15 % ≤ Sup. à 2 mm < 50 %		Sup. à 2 mm < 15 % FRACTION DOMINANTE					
SEDIMENTS LITHOCLASTIQUES	GAL + COQ ≥ 70 %	GAL + COQ < 70 %	GAL + COQ ≥ 15 %	GAL + COQ < 15 %	GAL + COQ ≥ GR	GR > GAL + COQ	Sup. à 0,5 mm	de 0,2 à 0,5 mm	de 0,05 à 0,2 mm	L < 25 %	25 % ≤ L < 75 %	L ≥ 75 %
	CL1 a	CL1 b	GL1 a	GL1 b	SL1 a	SL1 b *	SL1 c *	SL1 d	SL1 e	VL1 a	VL1 b	VL1 c
calcaire < 30 %	C. litho	C. litho-graveleux (sablo-graveleux)	Gr. litho-caillouteux (coquillier)	Gr. litho	S. litho. cail. (coquillier)	S. litho. graveleux	S. litho. grossier	S. litho. fin	Sablon litho.	Séd. (sable) litho-vaseux (silto-argileux) Ø	Vase (silto. arg.) sableuse (grav. ou cail.) Ø	Vase (silto-argileuse)
	CAILLOUTIS LITHO-BIOCLASTIQUES		GRAVIERS LITHO-BIOCLASTIQUES		SABLES LITHO-BIOCLASTIQUES					SEDIMENTS VASEUX CALCAREUX		
					15 % ≤ Sup. à 2 mm < 50 %		Sup. à 2 mm < 15 % FRACTION DOMINANTE					
SEDIMENTS LITHO-BIOCLASTIQUES	GAL + COQ ≥ 70 %	GAL + COQ < 70 %	GAL + COQ ≥ 15 %	GAL + COQ < 15 %	GAL + COQ ≥ GR	GR > GAL + COQ	Sup. à 0,5 mm	de 0,2 à 0,5 mm	de 0,05 à 0,2 mm	L < 25 %	25 % ≤ L < 75 %	L ≥ 75 %
	CL2 a	CL2 b	GL2 a	GL2 b*	SL2 a	SL2 b*	SL2 c*	SL2 d	SL2 e	VL2 a	VL2 b	VL2 c
30 % ≤ calcaire < 50 %	C. litho-bio. coquillier	C. litho-bio. graveleux (sab. grav.)	Gr. litho-bio. coquillier ou caillouteux	Gr. litho-bio.	S. litho-bio. caillouteux ou coquillier	S. litho-bio. graveleux	S. litho-bio. grossier	S. litho-bio. fin	Sablon litho-bio.	Séd. (sable) litho-bio. vaseux (silto-argileux) Ø	Marne sableuse Ø (grav. ou cail.) ou coq.	Marne Ø
	COQUINITES LITHOCLASTIQUES		GRAVIERS BIO-LITHOCLASTIQUES		SABLES BIO-LITHOCLASTIQUES					SEDIMENTS CARBONATES VASEUX		
					15 % ≤ Sup. à 2 mm < 50 %		Sup. à 2 mm < 15 % FRACTION DOMINANTE					
SEDIMENTS BIO-LITHOCLASTIQUES	COQ + GAL ≥ 70 %	COQ + GAL < 70 %	COQ + GAL ≥ 15 %	COQ + GAL < 15 %	COQ + GAL ≥ GR	GR > COQ + GAL	Sup. à 0,5 mm	de 0,2 à 0,5 mm	de 0,05 à 0,2 mm	L < 25 %	25 % ≤ L < 75 %	L ≥ 75 %
	CB1 a	CB1 b	GB1 a	GB1 b*	SB1 a*	SB1 b *	SB1 c *	SB1 d	SB1 e	VB1 a *	VB1 b *	VB1 c *
50 % ≤ calcaire < 70 %	Coq. litho.	Coq. litho. grav. (sab. grav.)	Gr. bio-litho. coquillier (caillouteux)	Gr. bio-litho.	S. bio-litho. coq. (caillouteux)	S. bio-litho. graveleux	S. bio-litho. grossier	S. bio-litho. fin	Sablon bio-litho.	Séd. (sable) bio-litho. vaseux (silto. Ø argileux)	Marne calcaire sableuse (gra. ou cail. ou coq.)	Marne calcaire
	COQUINITES		GRAVIERS BIOCLASTIQUES		SABLES BIOCLASTIQUES					SEDIMENTS CALCAIRES VASEUX		
					15 % ≤ Sup. à 2 mm < 50 %		Sup. à 2 mm < 15 % FRACTION DOMINANTE					
SEDIMENTS BIOCLASTIQUES	COQ + GAL ≥ 70 %	COQ + GAL < 70 %	COQ + GAL ≥ 15 %	COQ + GAL < 15 %	COQ ≥ GR	GR > COQ	Sup. à 0,5 mm	de 0,2 à 0,5 mm	de 0,05 à 0,2 mm	L < 25 %	25 % ≤ L < 75 %	L ≥ 75 %
	CB2 a	CB2 b	GB2 a	GB2 b *	SB2 a *	SB2 b *	SB2 c *	SB2 d	SB2 e	VB2 a *	VB2 b *	VB2 c
calcaire ≥ 70 %	Coquinite	Coq. gravel. (sablo. grav.)	Gr. bio. coquillier	Gr. bio.	S. bioclastique coquillier	S. bio. graveleux	S. bio. grossier	S. bio. fin	Sablon bio.	Séd. (sable) bio-vaseux (silto-argileux) Ø	Boue calcaire sableuse (grav. ou coq.)	Boue calcaire

Md = médiane, GAL = Galets, COQ ≥ 20 mm = Coquilles, GR = Graviers, S = Sables, L = Lutites, Ø = Sédiments silto-argileux, argilo-silteux ou argileux

* Sédiments pouvant en outre être qualifiés de zoogènes (z) ou de phycogènes (p)

La figure IV.1 montre la répartition spatiale des faciès sédimentaires issus de ces 3 classifications, ainsi que la granulométrie et des photographies in situ de quelques échantillons représentatifs des différents faciès observés.

En 2013, la Baie de Somme est dominée par des sédiments fins de type « sables ». Les cartographies du SHOM et de Folk indiquent une limite nord-sud des faciès fins (zone interne de la baie) et des faciès plus grossiers (zone externe de la baie), correspondant à la ligne du zéro hydrographique (ligne pointillée noire ; figure IV.1), près de laquelle les sédiments sont envasés (vases selon le SHOM, 2013 ; vases sableuses selon Folk (1954 et 1965) ; sédiments litho-vaseux et vases sableuses selon Larsonneur, 1971) et peuvent présenter une proportion importante de graviers (sable graveleux selon Folk, 1954 et 1965) correspondant généralement à des coquilles ou des tubes arénacés formés par les vers tubicoles Owenia fusiformis (e.g. échantillon P-Estusom13-19), qui occupent largement les fonds comme cela a été observé à l'aide des vidéos réalisées grâce à un ROV (ESTUSOM13 et ESTUSOM14).

Selon la classification du SHOM (2013) (carte A, figure IV.1), les sables caractérisent la zone subtidale tandis que les sables fins, associés à quelques faciès sableux (majoritairement au Sud de la baie, de Cayeux-sur-Mer au Hourdel), caractérisent la zone intertidale. Des dépôts vaseux sont visibles sous la marge du zéro hydrographique, au nord, ainsi qu'en fond de baie, où les sables fins vaseux dominent (zone de La Maye, du Crotoy et du Hourdel). Les sédiments les plus grossiers bordent la ville du Crotoy.

Dans le cas de la classification de Folk (1954 et 1965) (carte B, figure IV.1), la partie subtidale se caractérise par la présence de sables légèrement graveleux à graveleux sous la ligne du zéro hydrographique, sur une distance de quelques kilomètres vers le large, ainsi que par un faible dépôt vaseux autour du zéro hydrographique, dans la partie nord de la baie. Plus au large, le sédiment s'affine et est essentiellement représenté par des sables. En domaine intertidal, comme pour la carte du SHOM, les sables sont dominants, avec quelques faciès plus grossiers (sables légèrement graveleux) dans la partie la plus externe (en avant du Hourdel et de La Maye). Des vases sableuses sont présentes dans le schorre du Hourdel et les sables vaseux sont majoritaires en fond de baie et dans le schorre (entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme et au niveau de La Maye). La plage du Crotoy présente un faciès de sédiment grossier.

La cartographie de Larsonneur (1971) (carte C, figure IV.1) met également en évidence un granoclassement global des sédiments, des plus grossiers, au large (SL1d), aux sédiments les plus fins, dans les zones de schorre et de fond de baie, sans distinction forte de faciès entre les domaines intertidaux et subtidaux, de part et d'autre du zéro hydrographique. Elle montre toutefois un gradient des carbonates, qui sont peu présents au large (sédiments lithoclastiques), plus concentrés en fond de baie (sédiments litho-bioclastiques) et abondants sur les côtes du Crotoy (sédiments bio-lithoclastiques), présentant de nombreuses coquilles (SB1b). Ce dernier faciès est représenté par la courbe granulométrique de l'échantillon XVII-1 (figure IV.1). Cette carte montre également 2 zones de dépôts vaseux (VL1a, VL1b) et une zone de sédiment grossier (SL1c) sous la ligne du zéro hydrographique.

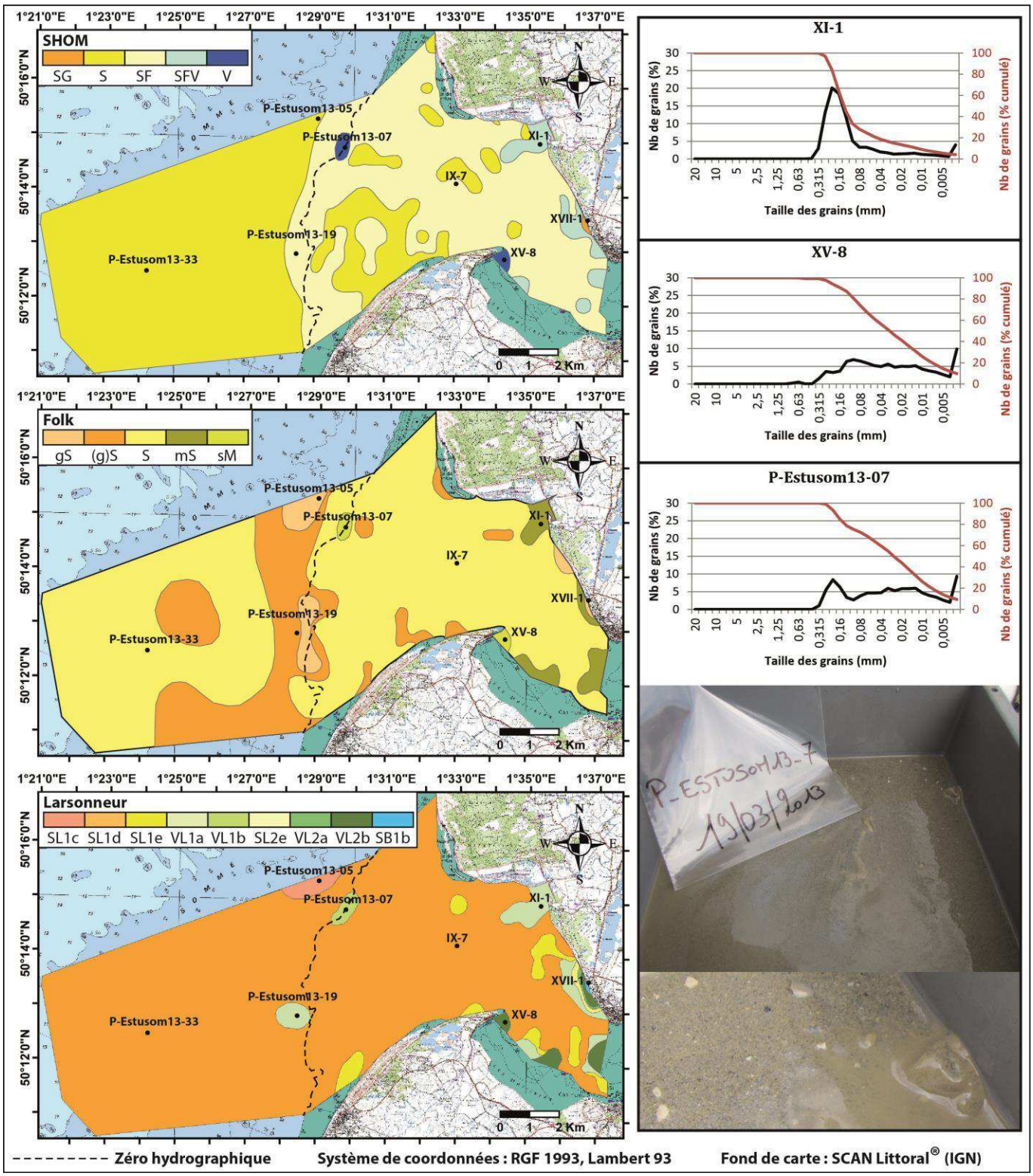


Figure IV. 1 . A : Cartographies de la répartition des faciès sédimentaires en Baie de Somme, en 2013, selon les classifications du SHOM (2013), de Folk (1954 et 1965) et de Larsonneur (1971) ; courbes granulométriques (% en noir et % cumulés en rouge du nombre de grains par fraction, aux normes AFNOR) de 3 des 8 échantillons sédimentaires représentés par un point noir sur les cartes ; photographies sur le terrain d'un de ces échantillons.

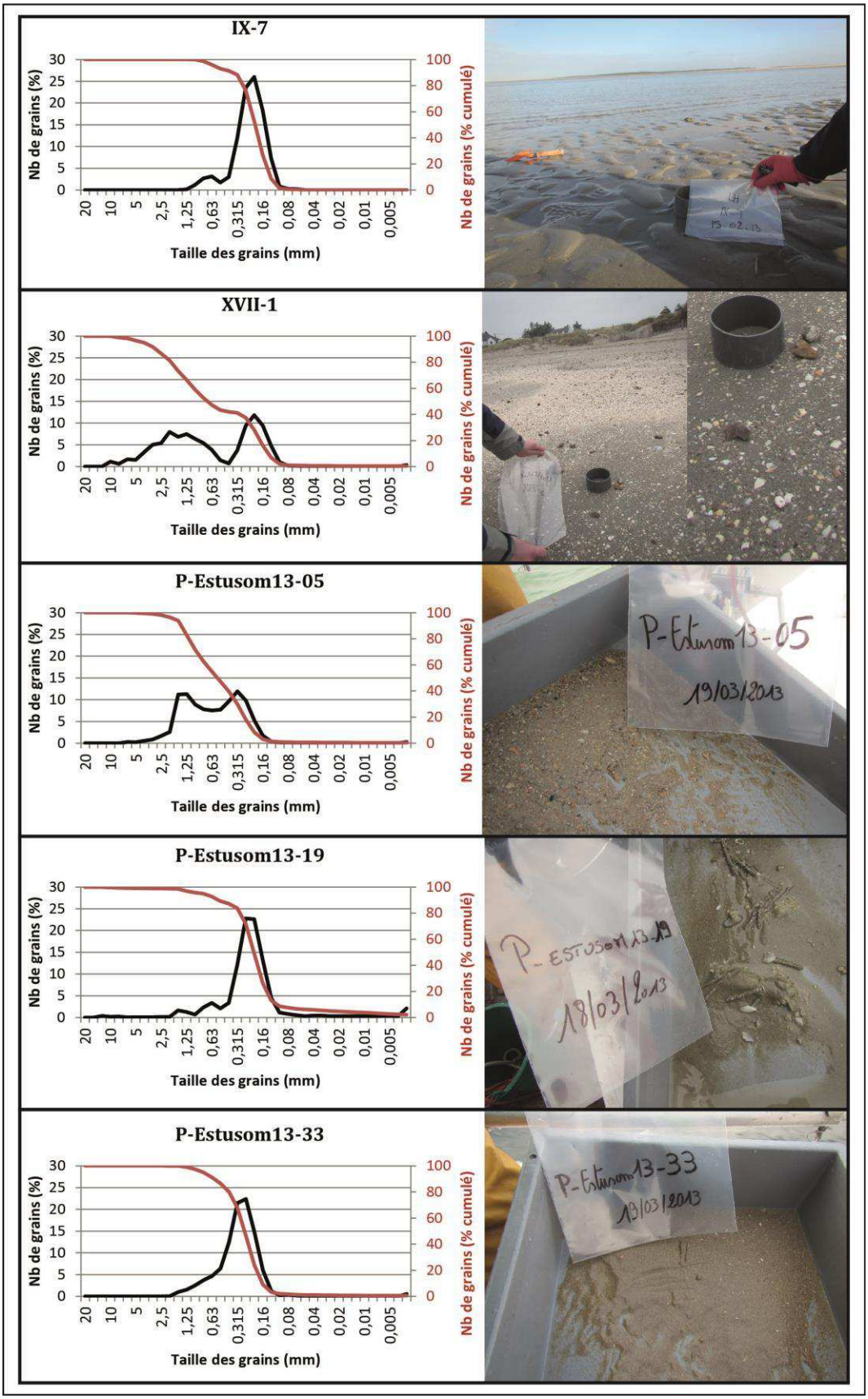


Figure IV. 1 . B : Courbes granulométriques (% en noir et % cumulés en rouge du nombre de grains par fraction, aux normes AFNOR) et photographies sur le terrain de 5 des 8 échantillons sédimentaires représentés par un point noir sur les cartes de la répartition des faciès sédimentaires en Baie de Somme, en 2013 (figure IV.1.A).

En domaine intertidal, le sédiment principalement observé est dominé par la fraction des sables fins (26 % de 0,2 mm) et contient une faible fraction grossière, jusqu'à 1,25 mm (e.g. échantillon IX-7). Les sédiments vaseux de l'estuaire de La Maye (e.g. échantillon XI-1) sont constitués en majorité de sables fins (50,7 % dont 20 % de 0,2 mm) associés à un important taux de vases (21,5 % d'inférieur à 63 µm). Dans les zones de schorre (e.g. échantillon XV-8), ce sont les vases qui sont le plus représentées (61,5 %), mélangées à des fractions sableuses, jusqu'à 0,8 mm. Enfin, sur les plages bordant Le Crotoy (e.g. échantillon XVII-1), les sédiments sont constitués en grande partie de sables fins (11,8 % de 0,2 mm) auxquels s'ajoutent des fractions grossières de graviers, galets et dépôts coquilliers (jusqu'à 10 mm).

En domaine subtidal (e.g. P-Estusom13-33), les sables moyens dominent (22,4 % de 0,25 mm) avec des fractions plus grossières de sables et de graviers, jusqu'à 3,15 mm. Au niveau des zones de dépôts vaseux, situées sous la limite du zéro hydrographique, les courbes granulométriques des 2 échantillons choisis varient fortement. Au nord (e.g. P-Estusom13-07), les vases représentent la fraction dominante (64,3 % dont 9,4 % de 1 µm), mélangées à des sables très fins à moyens (jusqu'à 0,4 mm), présents à hauteur de 35,7 %. Au sud (e.g. P-Estusom13-19), ce sont les sables qui dominent (22,8 % de 0,25 mm), avec seulement 6,2 % de vases et des fractions coquillières grossières jusqu'à 12,5 mm. Puis, le faciès sédimentaire présenté par les classifications de Folk (1954 et 1965) et Larsonneur (1971) comme étant le plus grossier du secteur subtidal (e.g. échantillon P-Estusom13-05), situé au nord, sous la ligne du zéro hydrographique, contient 6 % de débris coquilliers grossiers (> 2 mm), 54,3 % de sables très grossiers à grossiers (dont 11,3 % de 1,25 mm) et 39 % de sables moyens à très fins (dont 11,9 % de 0,315 mm), avec juste 0,6 % de vases.

Les 3 classifications utilisées dans la création de cartes de faciès sédimentaires en Baie de Somme montrent quelquefois des différences d'interprétation de la granulométrie des sédiments superficiels. Celle qui qui donne les résultats les plus cohérents, lorsqu'on compare les faciès sédimentaires aux courbes granulométriques et aux photographies d'échantillons, est la classification de Folk (1954 et 1965). Sous le zéro hydrographique en particulier, le faciès indiqué par la classification de Folk (1954 et 1965) est relativement grossier (sable légèrement graveleux), conformément à la distribution granulométrique des échantillons et aux photographies des prélèvements (e.g. P-Estusom13-19), tandis que les classifications du SHOM (2013) et de Larsonneur (1971) y trouvent des sédiments plus fins et des dépôts de sédiments vaseux.

La figure IV.2 représente la répartition spatiale de la moyenne et des taux de carbonates, de vases, de sables fins, de sables et de graviers dans la baie. Les cartes du mode dominant (mode sableux) et du tri sont consultables en annexe IV.2.

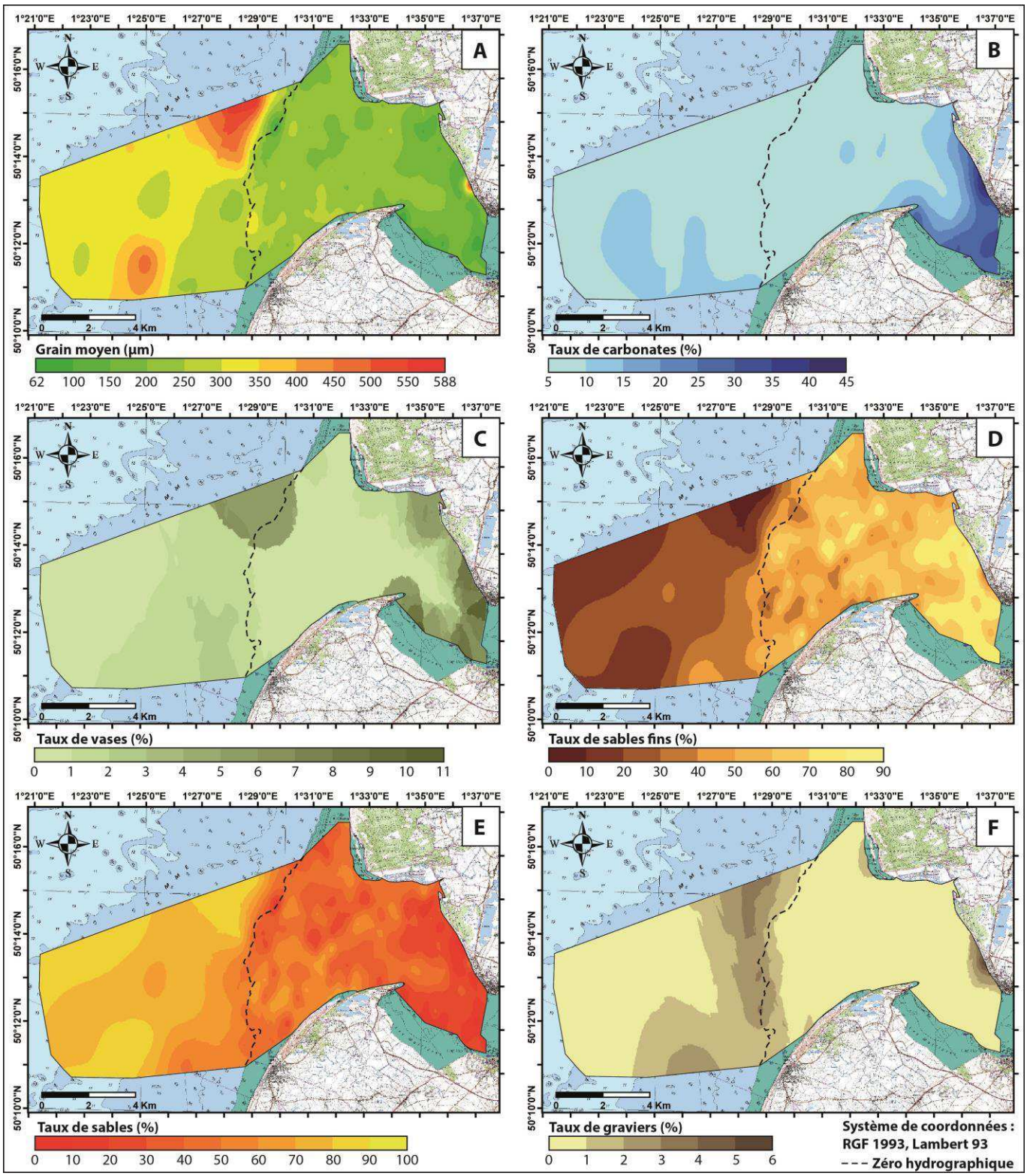


Figure IV. 2 : Cartographies des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 2013 : grain moyen (A), taux de carbonates (B), taux de vases (C), taux de sables fins (D), taux de sables (E) et taux de graviers (F).

La répartition de la moyenne des sédiments (carte A, figure IV.2) met en évidence la présence d'un granoclassement avec un gradient d'affinement du large vers la zone interne de la baie. Comme observé précédemment, la ligne du zéro hydrographique constitue une limite entre les sédiments fins du domaine intertidal et les sédiments plus grossiers du domaine subtidal. Dans la partie externe de la zone intertidale (en avant de la pointe du Hourdel et de

l'estuaire de La Maye), la partie sud comporte des sédiments plus grossiers que la partie nord. Les sédiments les plus fins (vases) se concentrent dans le schorre (Hourdel, estuaire de La Maye, Crotoy et fond de baie), hors des zones de divagation des chenaux, composées en majorité de sables fins. En domaine subtidal, les dépôts vaseux observés sur les cartes précédentes (figure IV.1) se retrouvent ici, ainsi que la zone de sédiments mixtes au nord, incluant des sables grossiers, 3 à 4% de graviers et 5 à 6 % de vases.

Quand on observe la répartition des carbonates (carte B, figure IV.2), on remarque la même organisation, des sédiments peu carbonatés au large (5 à 10 %) vers des sédiments plus riches en carbonates en bordure du schorre du Hourdel, en fond de baie et sur les plages du Crotoy (> 25 %). Les sédiments les plus fins (vases et sables vaseux) sont donc ceux qui comportent le plus fort taux de $CaCO_3$, à l'exception des plages en bordure du Crotoy, constituées de sables plus grossiers et de graviers incluant de nombreux débris coquilliers.

Comme remarqué antérieurement, les taux de vases (carte C, figure IV.2) sont les plus forts dans la zone interne et en bordure de baie. Ils sont également assez importants dans la zone nord de la partie subtidale présentant les sables les plus grossiers, associés à des graviers. Lorsqu'on observe la distribution des sables fins (carte D, figure IV.2), on remarque qu'ils sont peu présents au large (< 50 %) et fortement concentrés à l'intérieur de la baie (entre 80 et 90 % en fond de baie). La zone subtidale, elle, est constituée essentiellement de sables (carte E, figure IV.2), dont les taux diminuent fortement vers l'intérieur de la baie et lorsqu'on approche du schorre. Elle est couverte de graviers (jusqu'à 4 %) depuis la ligne du zéro hydrographique jusqu'à quelques kilomètres au large. Ces derniers (carte F, figure IV.2) se concentrent sous la ligne du zéro hydrographique et sur les plages du Crotoy, mais toujours en proportion assez faible (< 6%).

Le sédiment superficiel de la Baie de Somme est unimodal à bimodal. Le mode principal en est toujours le mode sableux, présenté en annexe IV.2. Ce dernier présente le même gradient d'affinement que celui observé pour les différents paramètres, avec des sédiments grossiers au large et de plus en plus fins vers le fond de baie. Le tri (annexe IV.2) est variable dans la baie, avec la présence de sédiments mal triés dans le schorre, en fond de baie et sous la ligne du zéro hydrographique ; modérément triés au large, en haute slikke ou en limite du zéro hydrographique ; et modérément bien triés à bien triés dans la zone centrale du domaine intertidal de la baie.

Comme cité précédemment, la classification de Folk (1954 et 1965) utilisée dans la figure IV.1 semble la meilleure des 3 classifications sélectionnées (SHOM, 2013, et Larsonneur, 1971, étant les 2 autres). Ce constat ressort d'autant plus lorsqu'on établit une comparaison avec les cartes de répartition des paramètres sédimentologiques (figure IV.2). En effet, seule la carte de classification Folk (1954 et 1965) met en évidence les taux de graviers plus importants qui ressortent sous la limite du zéro hydrographique et l'a exprimé comme un faciès différent du reste de la baie.

Le gradient granulométrique large-littoral observé en Baie de Somme est également visible dans des systèmes similaires de baies estuariennes telles que la Baie de Jade (Allemagne), la Baie de Saint-Malo (France), la Baie du Mont-Saint-Michel (France) ou la Baie de Fundy (Canada), qui sont caractérisées par un granoclassement des sédiments qui sont

de plus en plus fins vers l'intérieur de la baie, allant des sables jusqu'aux vases en bordures de baie, sur lesquelles se développent les schorres (Davis J. R. & Fitzgerald, 2004).

Afin de comparer la granulométrie de la Baie de Somme avec d'autres sites littoraux, au niveau mondial, les échantillons de la Baie de Somme ont été replacés dans un diagramme ternaire de Flemming (2000) et Pantet *et al.* (2010) modifié par Lafite *et al.* (soumis à ECSS) (figure IV.3). Dans les estuaires, la proportion silts/argiles issus du bassin versant est généralement constante (Lafite *et al.*, soumis à ECSS). C'est le cas pour la Baie de Somme. Avec près de 17 % d'argiles pour 83 % de silts, elle se caractérise par une association entre la fraction sableuse et un mélange silts/argiles quasi-constant. Ses caractéristiques sédimentaires se situent entre celles de l'estuaire de Seine (8 % d'argiles), proche géographiquement, et celles de l'estuaire de l'Escaut (20 %), desquelles elles s'approchent le plus.

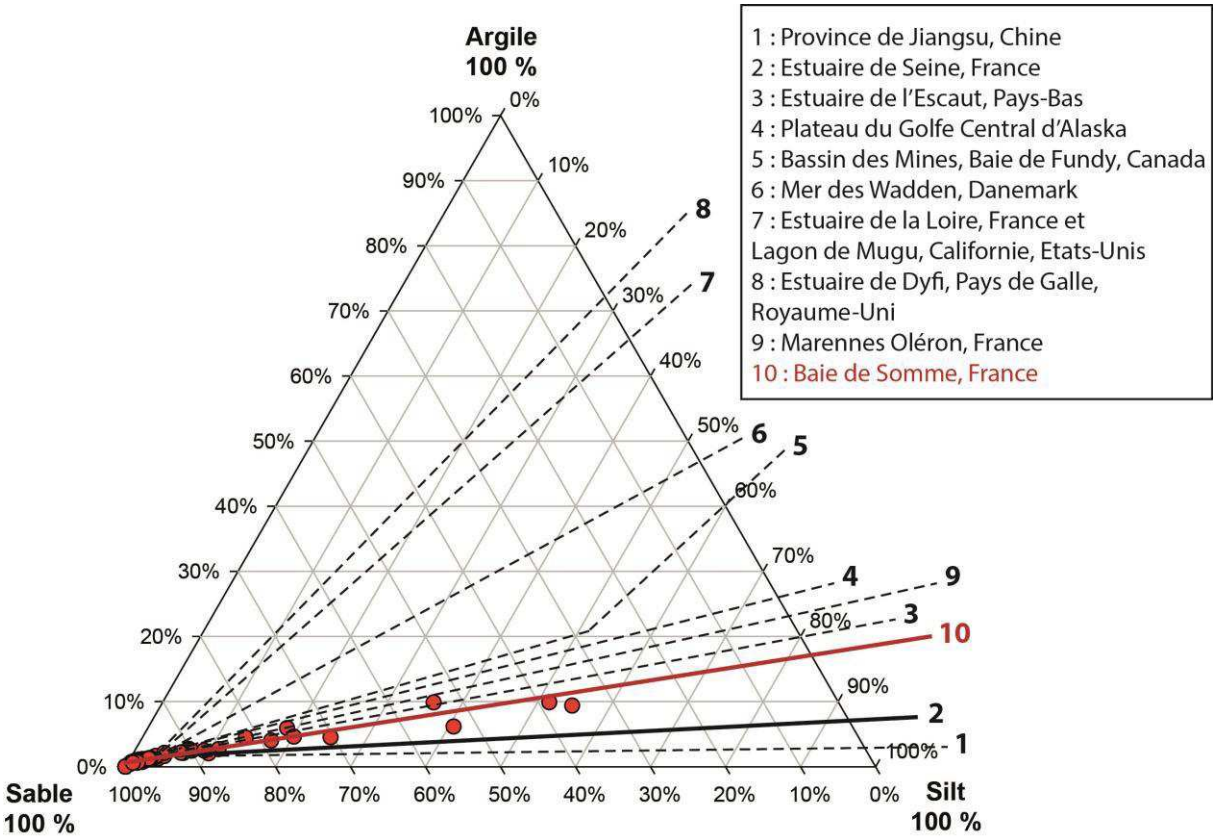


Figure IV. 3 : Diagramme ternaire de Flemming (2000) et Pantet *et al.* (2010), représentant les pourcentages de sables, silts et argiles de plusieurs sites d'études côtiers, modifié d'après Lafite *et al.* (soumis à ECSS).

I.2. Répartition et caractérisation des dunes hydrauliques du domaine intertidal

De nombreuses dunes hydrauliques recouvrent la zone intertidale de la Baie de Somme. Afin de connaître leur nombre, leur répartition, de caractériser leurs paramètres morphométriques et d'analyser leur typologie, une étude a été menée à partir du levé de LiDAR topographique du 1er avril 2013 (Druine, 2014 ; cf. Chapitre II). La particularité de cette étude est l'utilisation d'un outil (logiciel « ParamDunes » du SHOM ; Hoche *et al.*,

2006) permettant la détection des dunes à partir d'un MNT et le calcul à grande échelle des paramètres morphométriques des dunes. Des analyses statistiques réalisées sur l'ensemble de ces données morphométriques permettent de déterminer si une typologie morphologique des dunes et une organisation spatiale des champs de dunes existent.

I.2.1. Distribution spatiale des dunes

Pour le jour du 1er avril 2013, 4189 dunes ont été dénombrées sur le domaine intertidal de la Baie de Somme. La figure IV.4 représente la répartition des sommets de ces dunes détectées par le logiciel ParamDunes, figurés chacun par un point noir. Dans la réalité, un nombre plus important de dunes existe pour cette date mais toutes n'ont pas été détectées par le logiciel ParamDunes.

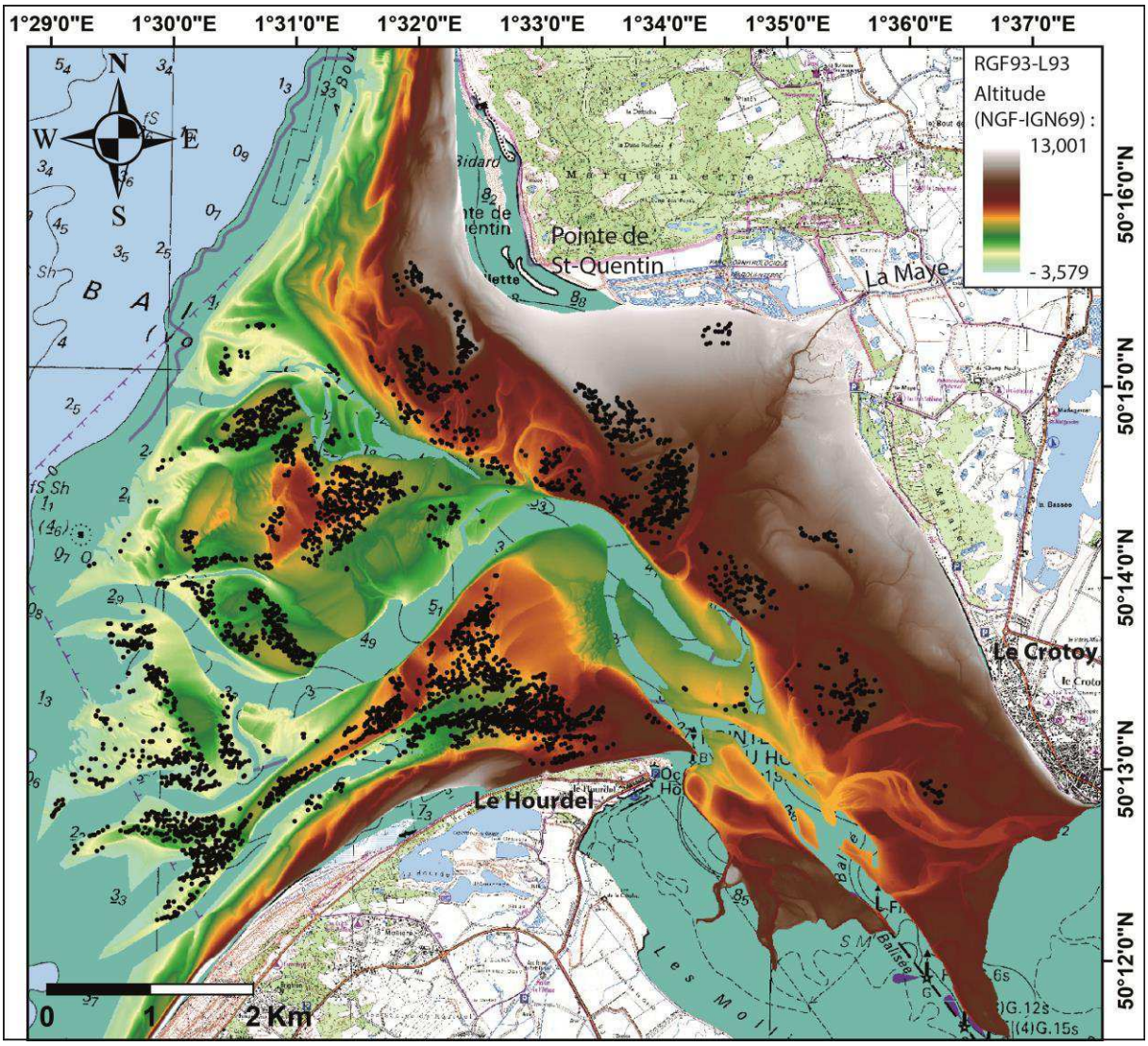


Figure IV. 4 : Distribution spatiale des sommets de dunes intertidales, le 01/04/2013. Les sommets de dunes sont représentés par des points noirs et ont été détectés par le logiciel ParamDunes (Hoche *et al.*, 2006).

Ces résultats mettent en évidence la forte densité de dunes sur le domaine intertidal de la baie. Ces dernières, présentes sur la quasi-totalité de l'estran de la baie, se concentrent majoritairement dans les zones externes, notamment sur le delta de marée et contre le cordon de galets du Hourdel, ainsi qu'en bordure nord du chenal de navigation. Elles sont au contraire absentes dans les zones végétalisées de schorre et quasiment absentes au niveau des zones hautes (> 4 m, NGF IGN69) allant du Crotoy au Banc de l'Illette (pointe de Saint-Quentin).

I.2.2. Caractéristiques morphologiques des dunes

Une fois les dunes détectées, le logiciel ParamDunes mesure les paramètres morphométriques suivants pour chacune des dunes (figure IV.5) : hauteur (H), longueur d'onde (λ = distance crête-crête), largeur (L = distance creux-creux), extension longitudinale (Ext_long), sinuosité (S = Ext_long/Lc, avec Lc étant la longueur de la crête [1]), angles moyens des flancs raide (α) et doux (β), longueur projetée des flancs raide (L1) et doux (L2), indice de symétrie (SymIndex = L2/L1 [2]).

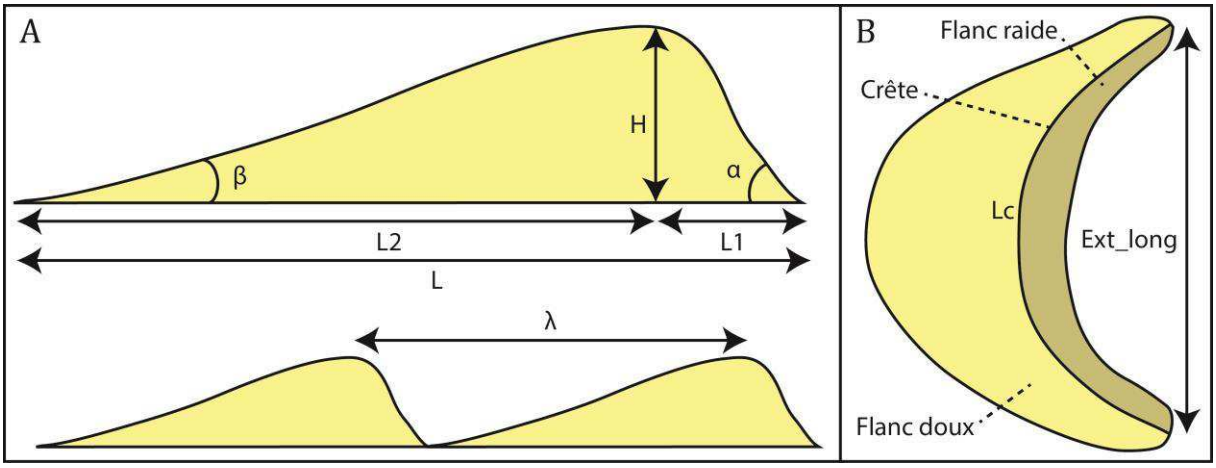


Figure IV. 5 : Paramètres morphométriques des dunes. A) Paramètres transversaux (vue en coupe). B) Paramètres longitudinaux (vue de dessus). Figure modifiée d'après Ferret (2011).

Lorsqu'on observe la morphologie des dunes en différents points de la baie (figure IV.6), on remarque que celle-ci est variable selon la localisation des dunes observées. Tout d'abord, l'orientation des dunes (illustrée par l'axe des profils AB, CD et EF sur la figure IV.6), influencée par les courants de marée et de houle, est changeante. Cette variabilité est liée aux modifications des caractéristiques des courants sous l'effet de la topographie du domaine intertidal et du trait de côte. Dans le domaine externe, les courants sont peu modifiés alors qu'ils s'orientent plutôt vers le nord-ouest ou le sud-est dans le domaine interne, du fait

[1] La sinuosité est comprise entre 0 et 1. Elle est prononcée lorsqu'elle est proche de zéro et faible lorsqu'elle est proche de 1.
[2] L'indice de symétrie est supérieur ou égal à 1. Les dunes sont symétriques lorsqu'il est égal à 1.

de la chenalisation importante et de la constriction du bassin. La symétrie des dunes est également variable, avec des dunes symétriques à asymétriques et de polarité différente selon les zones. Par exemple, lors de la basse-mer du 1er avril 2013 (figure IV.6), les dunes du delta de marée (profil AB) et de la zone interne (profil CD) semblent plutôt adopter une polarité ouest, de même direction que le jusant, vers l'extérieur de la baie, tandis que les dunes du Hourdel (profil EF) semblent adopter une polarité est, de même direction que le flot, vers l'intérieur de la baie.

Les autres paramètres morphométriques des dunes, observées le 1er avril 2013, montrent également des disparités selon la localisation dans la baie (figure IV.6). Ainsi, les dunes de la zone interne (profil CD) ont une hauteur faible pouvant être d'une dizaine de centimètres avec des longueurs d'onde d'environ 5 m alors que celle du Hourdel (profil EF) ont des hauteurs fortes allant jusqu'à 60 cm et des longueurs d'onde d'environ 12 m. Au niveau des dunes du delta de marée (profil AB), les dunes ont des hauteurs d'environ 30-40 cm mais des longueurs d'onde plus importantes, pouvant atteindre 26 m sur le profil AB.

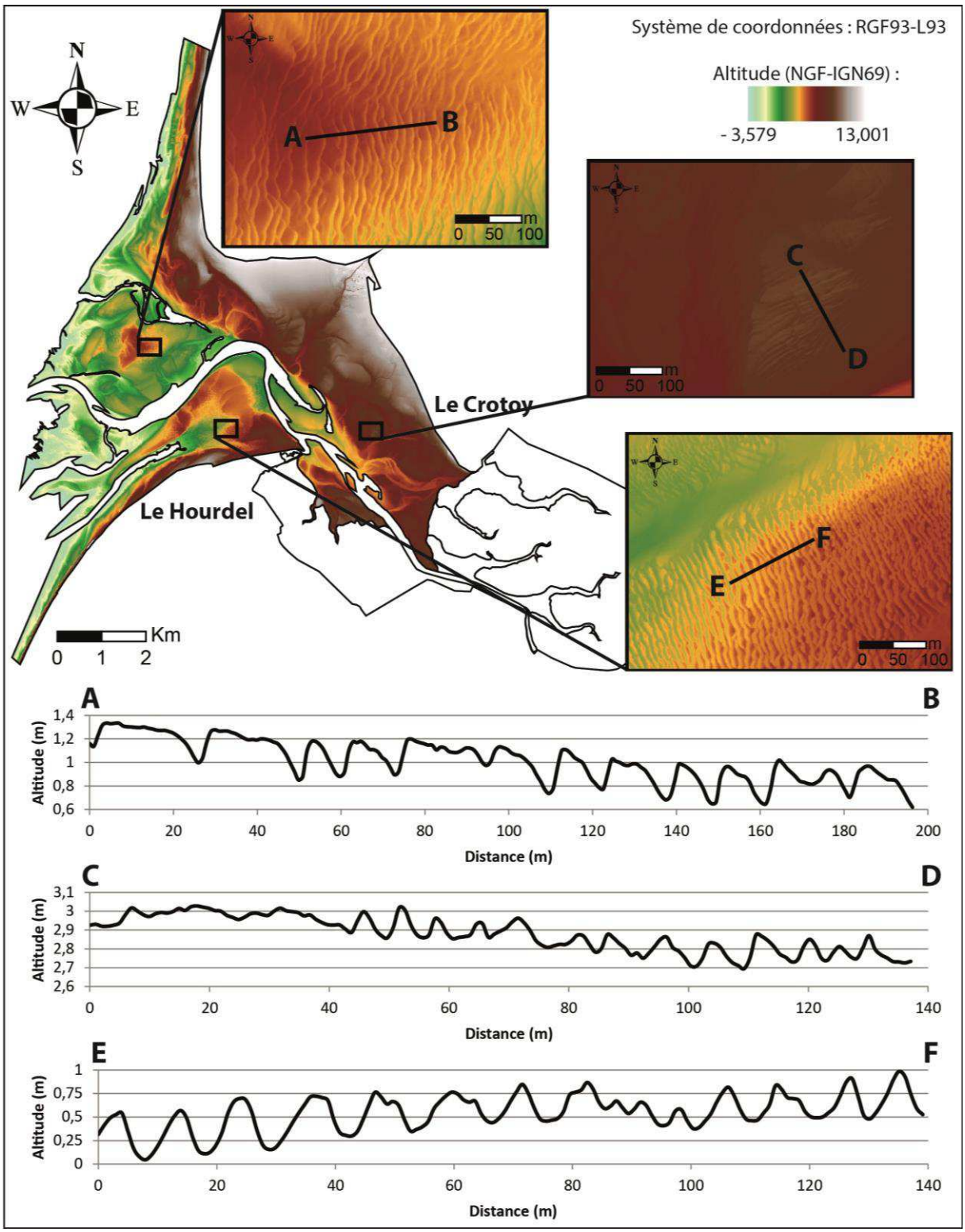


Figure IV. 6 : Illustration de la diversité morphologique des dunes présentes en Baie de Somme le 1er avril 2013. Zooms et coupes transversales réalisés sur le MNT LiDAR, au niveau de 3 champs de dunes situés sur le delta de marée (AB), en bordure de chenal, sur la zone centrale de la baie (CD), et en face du cordon de galets du Hourdel (EF).

Selon les calculs du logiciel ParamDunes (SHOM ; Hoche *et al.*, 2006), les dunes de la Baie de Somme, étudiées pour la date du 1er avril 2013, ont une hauteur comprise entre 0,05 et 2,67 m et une longueur d'onde allant de 0,34 à 50 m (tableau IV.4). Il s'agit donc de rides (H < 0,06 m et λ < 0,6 m) ou de dunes, petites à grandes selon la classification de Berné *et al.* (1989) et d'Ashley (1990). Ces morphologies de fond sont symétriques à asymétriques, fortement sinueuses à peu sinueuses, avec des flancs peu inclinés à très inclinés. Elles peuvent s'étendre longitudinalement sur 13 à 336 m environ.

Tableau IV. 4 : Valeurs minimums, maximums, moyennes et écart-types des paramètres morphométriques des dunes de la Baie de Somme, le 1er avril 2013, mesurés par le logiciel ParamDunes (modifié d'après Druine, 2014). Les valeurs grisées représentent des données erronées dues à la méthode de calcul du logiciel (cf. chapitre II), enregistrant 961 valeurs fausses de sinuosité (23 %) et 513 valeurs fausses de symétrie (12 %) sur 4189 dunes analysées.

	H (m)	λ (m)	L (m)	Ext_long (m)	S	α (°)	β (°)	L1 (m)	L2 (m)	SymIndex
Min.	0,052	0,335	0,625	13,140	0,284	0,176	0,000	0,341	0,535	0,100
Max.	2,669	50,000	110,879	336,085	1,852	21,127	10,495	14,382	23,270	47,413
Ecart-type	0,246	9,942	5,187	36,755	0,079	2,713	1,625	1,710	2,372	2,589
Moy.	0,375	17,690	7,009	54,462	0,958	4,170	2,238	2,906	3,721	2,469

Les résultats des calculs du logiciel ParamDunes (SHOM ; Hoche *et al.*, 2006) offrent 2 valeurs erronées : la sinuosité maximale et l'indice de symétrie minimal. Sur 4189 détectées, 961 intègrent une valeur fausse de sinuosité et 513 intègrent une valeur fausse de symétrie. Lorsqu'on exclut ces valeurs du calcul, en ne considérant que 2858 dunes sur 4189, on obtient une sinuosité maximale de 1, une sinuosité moyenne de 0,932 et un écart-type de 0,065 pour ce paramètre. Dans le cas de l'indice de symétrie, on obtient un minimum de 1, une moyenne de 2,829 et un écart-type de 2,742.

Ces résultats sont compatibles avec ceux mentionnés dans la littérature, pour des environnements similaires de domaine intertidal estuarien. Ainsi, Dalrymple (1984) mesure des dunes de 0,81 m de hauteur et 37,9 m de longueur d'onde en moyenne, dans la Baie de Fundy (Canada), et Masselink *et al.* (2009) étudient des dunes de 0,05 à 0,25 m de hauteur pour 5 à 15 m de longueur d'onde dans l'estuaire de l'Avon (Royaume-Uni). Dans ces 2 publications, le sédiment est sableux et les dunes ont des morphologies 2D et 3D. Dans un environnement légèrement différent de graviers fins, tout de même en domaine intertidal estuarien, Carling *et al.* (2006) ont mesuré des dunes 2D d'une hauteur moyenne de 0,7 m et de longueur d'onde moyenne de 7 m.

En revanche, les dunes intertidales de la baie de Somme sont nettement moins grandes que les dunes subtidales de Manche Orientale, mesurant de 6 à 9,4 m de hauteur et de 425 à 900 m de longueur d'onde dans la zone étudiée par Ferret (2011) et de 4 à 12,5 m de hauteur et 200 à 1100 m de longueur d'onde dans le Détroit du Pas-de-Calais (Le Bot, 2001).

I.2.3. Typologie morphologique des dunes

A partir des calculs des paramètres morphologiques des dunes, des analyses statistiques ont été réalisées afin de tenter de définir une typologie morphologique des dunes intertidales de la Baie de Somme et d'analyser leur répartition spatiale (Druine, 2014).

Une matrice de corrélation, comparant les paramètres morphométriques deux à deux, a permis de mettre en évidence les liens positifs, négatifs ou nuls, existants entre les différents paramètres morphologiques des dunes (figure IV.7). Des corrélations positives fortes sont ainsi observées : 0,69 entre α et β (angles des flancs raide et doux) ; 0,57 entre L2 (longueur moyenne du flanc doux) et L (largeur totale de la dune) ; 0,53 entre SymIndex (indice de symétrie) et L ; et 0,42 entre H (hauteur de dune) et Ext_long (extension longitudinale). Les coefficients de corrélation négatifs, quant à eux, sont en général assez faibles (-0,4 au maximum entre L2 et S et -0,39 entre L1 et S). L'angle α va donc augmenter en même temps que l'angle β, alors que L2 va augmenter en même temps que L et que les largeurs des dunes (L, L1 et L2) vont augmenter avec leur sinuosité.

	Profondeur	H	L	Ext_long	S	λ	α	β	SymIndex	L1	L2
Profondeur	1										
H	0,13	1									
L	-0,06	0,07	1								
Ext_long	0,01	0,42	0,21	1							
S	0,08	-0,12	-0,32	-0,23	1						
λ	-0,04	0,01	0,2	0,03	-0,1	1					
α	0,11	0,16	-0,18	-0,05	0,08	-0,11	1				
β	0,15	0,17	-0,33	-0,13	0,16	-0,12	0,69	1			
SymIndex	-0,04	0,04	0,53	0,11	-0,14	0,06	0,1	-0,26	1		
L1	-0,06	0,08	0,39	0,19	-0,39	0,17	-0,29	-0,31	0,05	1	
L2	-0,05	0,1	0,57	0,3	-0,4	0,18	-0,15	-0,34	0,35	0,37	1

Figure IV. 7 : Matrice des corrélations positives (en rouge) et négatives (en bleu) entre chaque variable morphologique des dunes de la Baie de Somme, le 1er avril 2013 (modifiée d'après Druine, 2014).

Des analyses statistiques de type ACP (Analyse en Composantes Principales) et CAH (Classification Ascendante Hiérarchique) ont été réalisées sur les paramètres morphométriques des dunes (Druine, 2014 ; figure IV.8). Elles mettent en avant 6 familles de dunes de morphologie différente, classées dans la CAH selon une troncature à une hauteur de 500 (graphique A, figure IV.8), qui montre des liens plus étroits entre les familles 2 et 6, 3 et 5 puis 1 et 4. Dans l'ACP, ces familles sont visualisées dans l'espace F1-F2 des individus (graphique B, figure IV.8), correspondant aux dunes, et dans celui des variables (graphique C,

figure IV.8), correspondant aux 11 paramètres morphométriques sélectionnés : α (Ang.Fr), β (Ang.Fd), λ (Dist.C.C.), H, profondeur (Prof), SymIndex, Ext_long, L1 (Lmoy.Fr), L2 (Lmoy.Fd), L, et S.

Pour cette étude, seuls les axes factoriels F1 et F2, exprimant respectivement 27,75 % et 15,47 % de la variance totale, ont été conservés. L'axe F1 caractérise des dunes bidimensionnelles (sinuosité faible), peu larges, aux flancs inclinés (types 2 et 6) et des dunes tridimensionnelles, larges, aux flancs doux (type 1). L'axe F2, quant à lui, montre que la hauteur des dunes, leur extension longitudinale ainsi que l'angle de leurs flancs, vont augmenter ou diminuer de concert. Il permet de distinguer les dunes aplaties des types 2 et 3 (faibles hauteurs, extension longitudinale et angles de flancs) des dunes des types 4 et 6, présentant des hauteurs plus grandes et des flancs plus raides. Les types 4 et 5 sont toutefois assez proches du centre des axes.

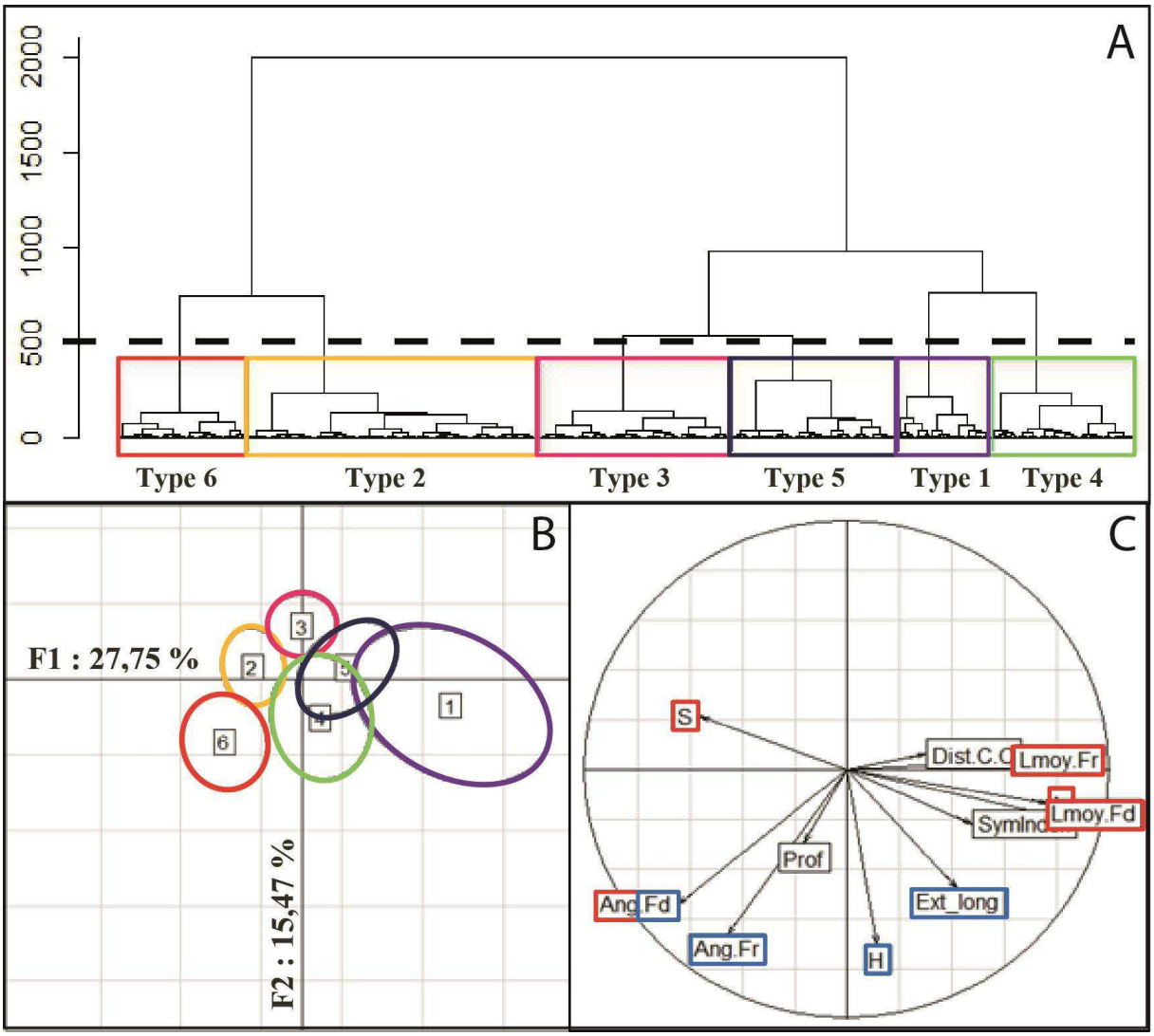


Figure IV. 8 : Analyses statistiques réalisées sur les dunes intertidales étudiées le 1er avril 2013 en Baie de Somme (Druine, 2014). A) CAH basée sur les résultats de l'ACP. B) Espace des individus de l'ACP comprenant les familles de dunes 1 à 6. C) Espace des variables de l'ACP, significatives sur l'axe F1 (rouge) et sur l'axe F2 (bleu).

En général, dans les nombreuses études effectuées sur les dunes (e.g. Allen, 1978 ; Dalrymple *et al.,* 1978 ; Dalrymple, 1984 ; Dyer, 1986 ; Flemming, 1988 ; Hay & Wilson, 1994 ; Ikehara & Kinoshita, 1994 ; Dalrymple & Rhodes, 1995 ; Hoekstra *et al.,* 2004 ; Masselink *et al.,* 2009 ; Gómez *et al.,* 2010 ; Barnard *et al.,* 2013), la hauteur et la longueur d'onde constituent les paramètres les plus couramment utilisés dans la mesure d'évolution morphologique de ces formes de fond. Des relations sont d'ailleurs souvent établies entre ces 2 paramètres (e.g. Flemming, 2000), comme dans l'article de Barnard *et al.* (2013), dénombrant environ 45 000 formes de fond en Baie de San Francisco, avec une répartition hétérogène de leurs paramètres morphométriques (H, λ, aplatissement et asymétrie), intégrant toutefois une relation quasi-constante entre H et λ. Certains auteurs combinent ces 2 paramètres à la profondeur d'eau qui, selon eux, les influence (Yalin, 1964 ; Rubin & McCulloch, 1980 ; Shepherd & Hails, 1984 ; Dyer, 1986 ; Dalrymple & Rhodes, 1995).

Dans le cas de la Baie de Somme, la longueur d'onde ne constitue pas une variable significative permettant de discriminer les familles de dunes, alors que la hauteur est significative sur l'axe secondaire F2 (représentant environ 16 % de la dispersion). Les paramètres les plus discriminants sont ceux de l'axe F1 (représentant presque 28 % de la dispersion), à savoir : les largeurs (L, L1 et L2), la sinuosité et l'angle du flanc doux. Les relations linéaires des paramètres H et λ, établies précédemment (cf. figure III.13 du chapitre III) pour les dunes de la Baie de Somme (1er avril 2013) et du site Est du Hourdel (campagne de janvier-février 2014), ont par ailleurs démontré que ces 2 paramètres ne semblent pas liés et évoluent peu l'un avec l'autre, contrairement à ce que montrent les relations établies dans la littérature pour les dunes intertidales (e.g. Dalrymple, 1984 ; Flemming, 1988 ; Ashley, 1990).

L'étude de Gellatly (1970) (estuaire de la Fitzroy et Golfe King Sound, Australie) est l'une des rares à discuter les paramètres morphométriques d'angles, de largeur totale, de largeur des flancs raide et doux et d'extension longitudinale, sans toutefois argumenter sur les paramètres discriminants qui restent inconnus. Certains auteurs utilisent aussi l'indice de symétrie (β/α ou L2/L1) ou d'aplatissement (λ/H) (e.g. Dalrymple *et al.,* 1978 ; Allen, 1980b ; Shepherd & Hails, 1984 ; Larcombe & Jago, 1996 ; Buijsman & Ridderinkhof, 2008a ; Barnard *et al.,* 2013). Enfin, beaucoup d'auteurs utilisent d'autres paramètres discriminants des variations morphologiques des dunes qui sont plutôt environnementaux, comme la vitesse des courants et la granulométrie (e.g. Dalrymple *et al.,* 1978 ; Rubin & McCulloch, 1980 ; Flemming, 1988 ; Bartholdy *et al.,* 2002 ; Flemming, 2000 ; Passchier & Kleinhans, 2005 ; Buijsman & Ridderinkhof, 2008b).

En conclusion, les paramètres morphométriques qui semblent discriminer les types de dunes en Baie de Somme n'ont pas vraiment été mis en avant dans les études réalisées sur les dunes intertidales.

I.2.4. Répartition spatiale des typologies de dunes

En Baie de Somme, les familles de dunes définies (types 1 à 6) ne présentent pas d'organisation spatiale nette et se répartissent de façon hétérogène sur une grande partie de la baie, sans localisation propre (figure IV.9).

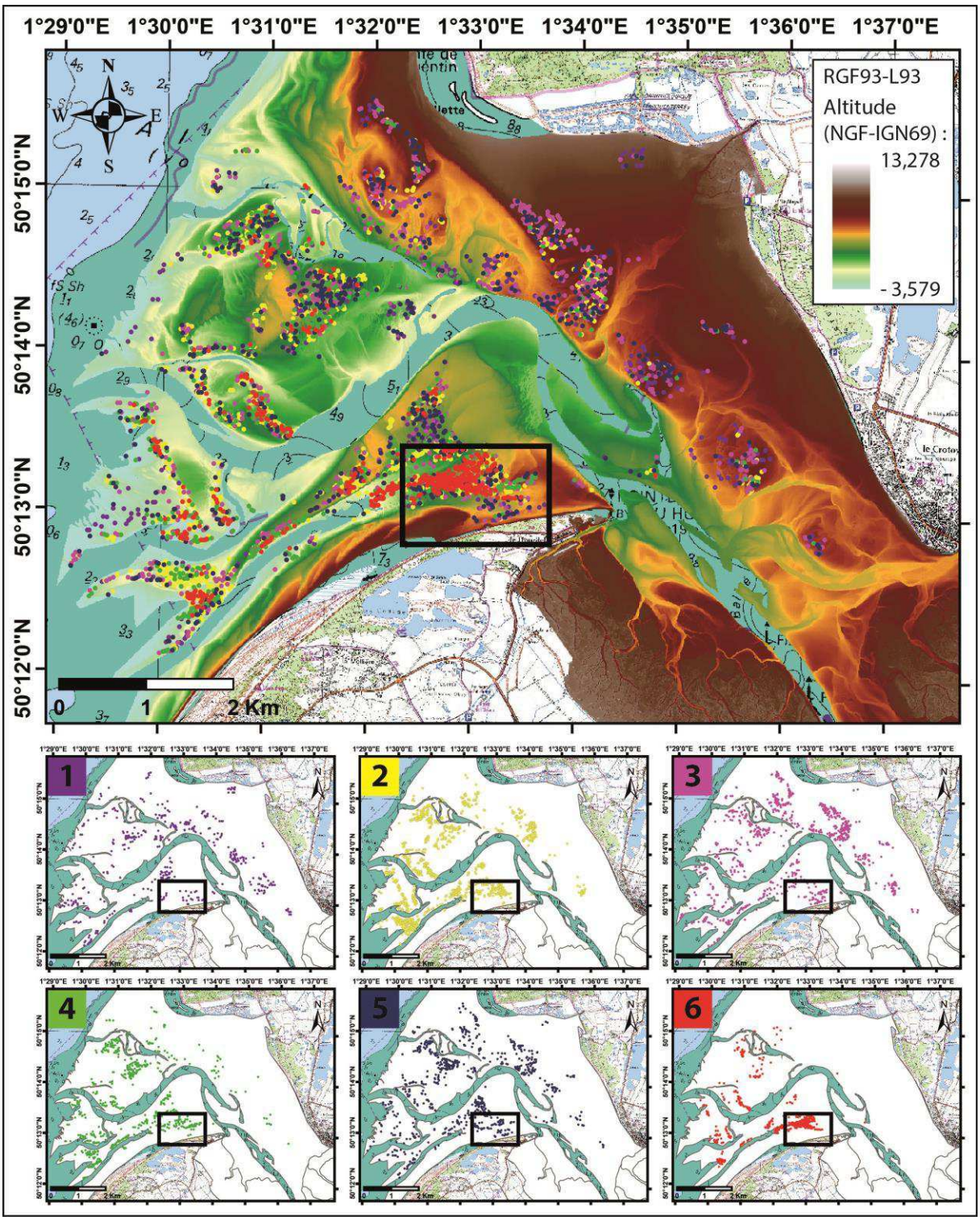


Figure IV. 9 : Répartition spatiale des 6 types de dunes extraites des analyses statistiques ACP et CAH, représentées par différentes couleurs. Le rectangle noir représente le secteur d'étude des dunes intertidales présentée dans le Chapitre III de ce mémoire de thèse.

La morphologie des dunes semble varier très rapidement, sur des distances courtes, sous l'influence des forçages hydrodynamiques, eux-mêmes contraints par la topographie variable du site (présence de chenaux, de bancs sableux, etc.). Il n'existe donc pas de gradient morphologique large-côte, la morphologie des dunes intertidales semblant plutôt contrainte

par des effets locaux de variation de la topographie et des forçages et donc, de la profondeur d'eau.

Toutefois, lorsqu'on observe la figure IV.9, on remarque que le type de dunes 6 n'est pas représenté dans la partie nord de la baie, incluant les zones hautes allant de la pointe de St-Quentin au Crotoy. Ce type de dunes, caractérisé par de fortes valeurs de hauteur et d'angle des flancs, se concentre particulièrement dans le secteur du Hourdel ayant fait l'objet d'une étude de l'évolution morphodynamique des dunes, présentée dans le chapitre III de ce mémoire de thèse. Les dunes du Hourdel sont donc représentatives de l'ensemble des familles morphologiques de dunes observées dans la baie mais, plus particulièrement, du type 6, présent en majorité dans ce secteur. Environ 4,2 % des dunes du type 1 sont représentées au niveau des sites d'étude du chapitre III, 17,1 % du type 2, 10,2 % du type 3, 14,3 % du type 4, 11,8 % du type 5 et enfin, 42,5 % du type 6. La zone d'étude du chapitre III est donc représentative des morphologies de dunes rencontrées sur l'ensemble du domaine intertidal de la baie, à l'exception des dunes de type 1, peu représentées sur ce site comme sur l'ensemble de la baie (9,2 % des dunes intertidales analysées). Parmi les 6 familles de dunes, c'est le type 2 qui comprend le plus de dunes (28,6 % des dunes analysées), réparties sur l'ensemble de la baie. Les autres familles montrent des proportions de dunes de 19,1 % (type 3), 14,1 % (type 4), 16,3 % (type 5) et 12,6 % (type 6).

I.3. Synthèse des caractéristiques morpho-sédimentaires de la Baie de Somme en 2013

Les dunes de la Baie de Somme comportent 6 familles de dunes de caractéristiques morphologiques différentes et ne montrent pas une bonne relation linéaire entre les paramètres de hauteur et de longueur d'onde des dunes (R^2 = 7E-05), qui semblent évoluer l'un sans l'autre. Les paramètres morphologiques des dunes les plus discriminants sont les largeurs (L, L1 et L2), la sinuosité et l'angle du flanc doux.

Les dunes se répartissent sur l'ensemble du domaine intertidal de la baie, à l'exception des secteurs de haute altitude et des zones végétalisées de schorre. L'absence de dunes dans ces secteurs hauts, du Crotoy au Banc de l'Illette (pointe de Saint-Quentin), peut être ramenée à la nature du sédiment, plus fin le long des côtes de La Maye et du Crotoy et en fond de baie (figure IV.10).

Sur la figure IV.10, les dunes (représentées par des points noirs) sont localisées dans les secteurs pauvres en vases (< 1 % en général) et en graviers (< 1 %), relativement pauvres en sables (< 50 % en général) et riches en sables fins (> 40 % la plupart du temps). De plus, aucune dune n'apparait dans les secteurs comportant plus de 10 % de silts (points blancs sur la figure IV.10). Les 6 types de dunes se situent en général sur les mêmes secteurs, ne démontrant pas de lien particulier entre les caractéristiques morphologiques de chaque type de dunes et les caractéristiques granulométriques des sédiments.

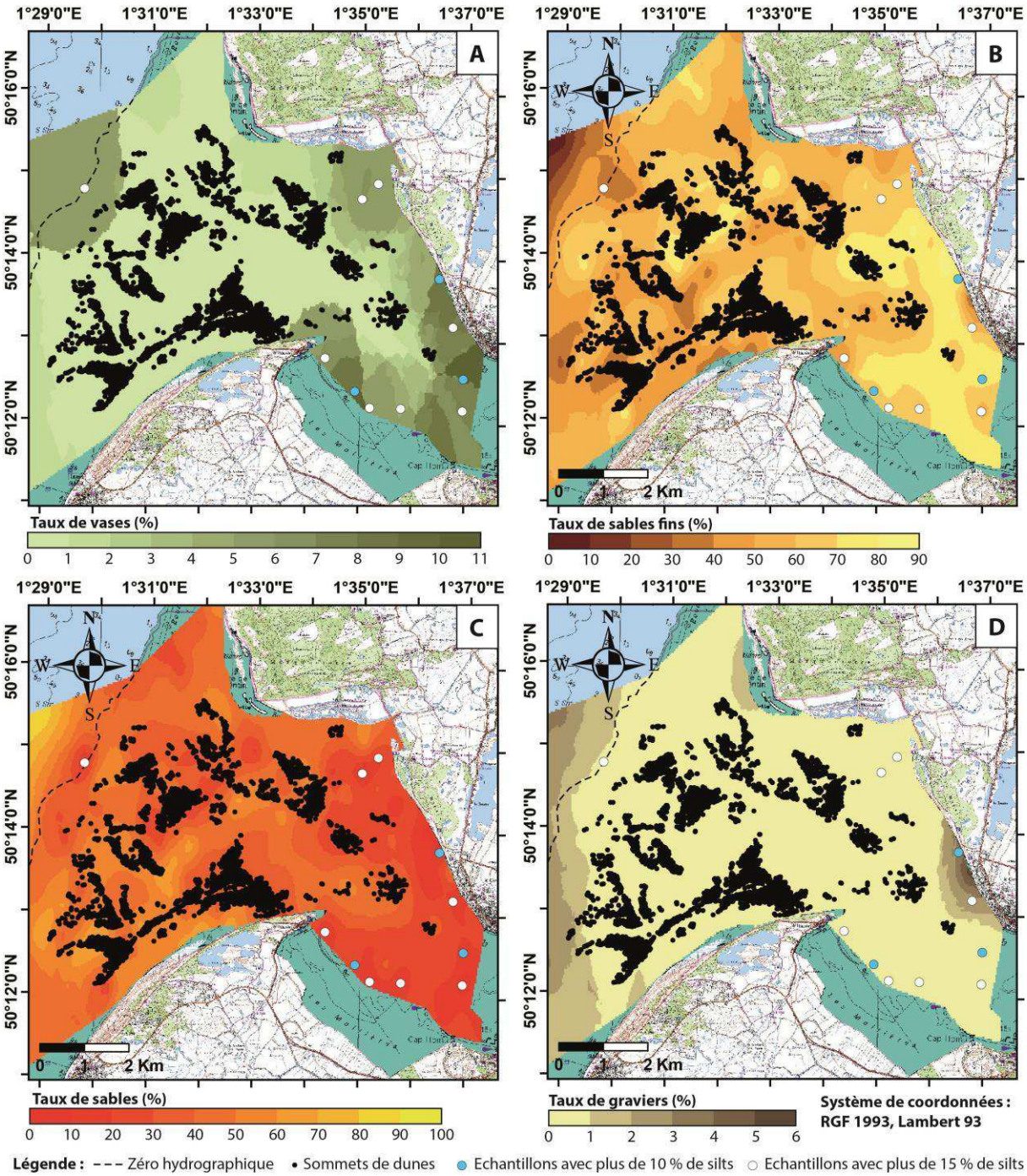


Figure IV. 10 : Répartition des sommets de dunes hydrauliques intertidales en fonction des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 2013 : taux de vases (A), taux de sables fins (B), taux de sables (C) et taux de graviers (D) et pourcentage de silts (> 10 % et 15 %).

Dans l'estuaire de la Severn (Royaume-Uni), une même répartition hétérogène des mégarides a été observée (Warwick & Davies, 1977 ; Ferentinos, 1978 ; Britton & Britton, 1980 ; Murray *et al.*, 1980 et Evans, 1982, *in* Harris & Collins, 1985). Ces dernières sont présentes partout dans l'estuaire, au niveau des secteurs de sédiments sableux et graveleux mais sont absentes dans les zones de sédiments vaseux et les zones rocheuses.

Le même constat est fait dans la Baie de Fundy (Canada), où les champs de dunes se concentrent dans les zones présentant presque 100 % de sables tandis que d'autres

morphologies de fond se forment dans les secteurs plus graveleux et/ou vaseux (Todd *et al.*, 2014). Aucune dune n'est observée dans les sédiments vaseux de la Mer du Nord (Terwindt, 1971) ou de l'estuaire de la Tamise (Langhorne, 1973), ni non plus dans des sédiments présentant plus de 10 % de silts dans l'estuaire de Long Island (Bokuniewicz *et al.*, 1977) ou 15 % de silts en Mer du Nord (Terwindt, 1971). Les sables grossiers de la Mer du Nord ne comportent pas non plus de dunes (Terwindt, 1971), tout comme les sables de l'estuaire de Long Island qui présentent une fraction grossière (> 1 mm) supérieure à 12 % (Bokuniewicz *et al.*, 1977).

II. Evolution morpho-sédimentaire de la Baie de Somme

Afin de comprendre la dynamique sédimentaire qui anime la Baie de Somme, l'évolution sédimentaire des fonds a été analysée à l'échelle pluridécennale, sur la période 1980-2013. L'évolution morphologique des différentes entités sédimentaires qui composent la baie (trait de côte, chenaux et morphologies de fond) a également été analysée aux échelles pluriannuelles et décennales, sur la période 1947-2013.

II.1. Evolution sédimentaire récente de la baie (depuis 1980)

II.1.1. Evolution des faciès sédimentaire entre 1980 et 2013

Afin d'observer l'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la Baie de Somme, une comparaison des faciès observés en 1980 (Dupont, 1981) et en 2013 (présentés précédemment en figure IV.1), établis selon la classification de Larsonneur (1971), a été effectuée (figure IV.11).

En 1980 (carte A, figure IV.11), les prélèvements sédimentaires réalisés sur le secteur intertidal de la baie permettent à Dupont (1981) de mettre en évidence l'importance des sédiments fins (faciès SL1d), présents majoritairement en Baie de Somme, associés à des cordons coquilliers (faciès SL2d) longeant les côtes au nord de la baie, du Marquenterre jusqu'au front de schorre situé en fond de baie. Les sédiments recouvrant la baie sont très homogènes et très bien classés (Dupont, 1981). Les taux de carbonates mesurés sont faibles au centre de la baie (faciès SL1d) mais tendent à s'accroître vers la zone interne (faciès VL2c). Dans les zones côtières de l'estuaire de La Maye au Crotoy et dans les zones de schorre du Hourdel et du fond de baie, les sédiments sont plus fins (faciès VL2b en majorité), montrant l'existence d'un gradient d'affinement large-littoral. Dupont (1981) explique cette variation de granulométrie comme étant due au phénomène de décantation des suspensions issues des marées dans les zones abritées de la baie. L'hypothèse d'une activité biologique intense, favorisant la floculation des suspensions, est également posée.

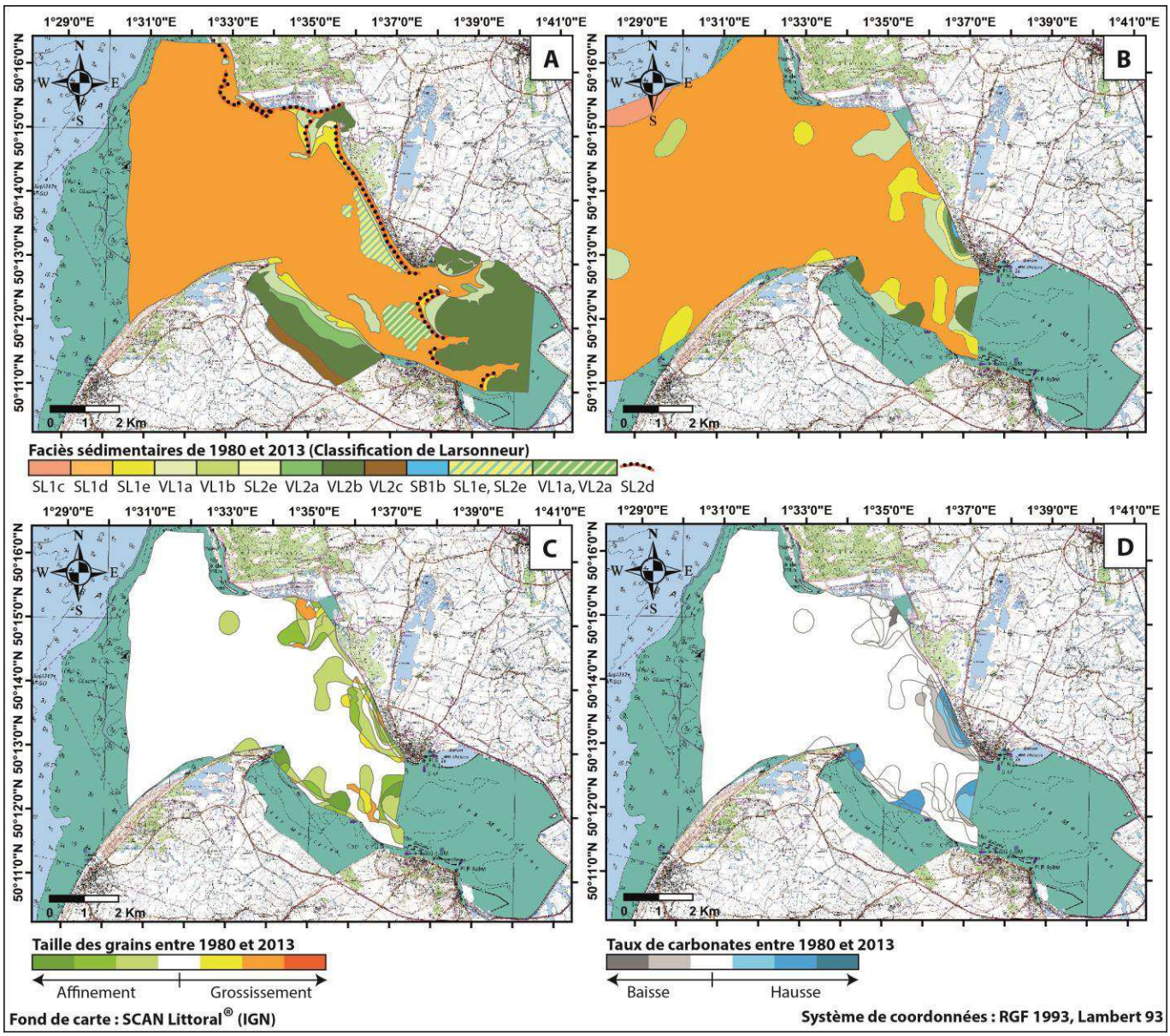


Figure IV. 11 : Faciès sédimentaires de la Baie de Somme en 1980 (A, carte modifiée d'après Dupont, 1981) et en 2013 (B), selon la classification de Larsonneur (1971), et cartes différentielles représentant le changement de classe dans la classification de Larsonneur (1971) et démontrant l'évolution de la taille des grains (C) et des taux de carbonates (D) entre 1980 et 2013.

Lorsqu'on compare ces résultats avec ceux de 2013 (carte B, figure IV.11), on observe le même gradient d'affinement du large vers la zone interne et côtière. Toutefois, les sédiments constituant le faciès principal sont plutôt hétérogènes et modérément bien classés (figure IV.2 et annexe IV.2). Seule l'évolution spatiale des carbonates reste similaire, avec des sédiments peu carbonatés au large et plus carbonatés dans la frange littorale et le schorre de la zone interne. Comme en 1980, les faciès fins (vaseux) de 2013 se rencontrent en fond de baie et dans les zones abritées.

Les cartes C et D (figure IV.11) constituent des cartes différentielles des faciès sédimentaires de 1980 et 2013. Elles permettent une représentation visuelle des secteurs ayant subi un affinement/grossissement de la taille des grains (carte C) ou une baisse/hausse du taux

de carbonates dans les sédiments (carte D), entre 1980 et 2013. Ces variations de taille de grains ou de taux de carbonates constituent un changement de classe (± 1 à 3 classes entre 1980 et 2013) dans la classification de Larsonneur (1971) (cf. tableau IV.3).

Ces résultats démontrent la tendance globale des sédiments à l'affinement dans la partie interne de la baie, dans la bande littorale et en fond de baie. Quelques secteurs, à l'inverse, montrent une augmentation de la taille des grains. Ceux-ci se situent dans la partie centrale de la baie, marquée par la dynamique de divagation des chenaux, ou sur les berges du Crotoy, où les sédiments sont plus grossiers et présentent de nombreuses coquilles, ou encore, au niveau de l'estuaire de La Maye, influencé par l'arrivée de sédiments plus grossiers depuis le large. Sur la plus vaste partie de la baie (externe et centrale), le faciès sédimentaires et donc, la taille des grains, n'ont pas varié.

De même que les sédiments fins s'accumulent en bordures de la baie, dans les zones de décantation, les carbonates augmentent dans ces zones. A contrario, ils semblent diminuer dans l'estuaire de La Maye et en bordure du chenal de navigation. Mais, pour une grande partie de la baie, le taux de calcaire évolue peu. Par conséquent, en 1980 comme en 2013, et comme l'a déjà remarqué Dupont (1981), la granulométrie des sédiments évolue avec leur teneur en carbonates, les sédiments fins étant forts en calcaire et les sédiments grossiers contenant peu de calcaire.

II.1.2. Evolution des paramètres sédimentologiques entre 1985, 1990 et 2013

L'évolution sédimentaire de la baie a également été analysée via la comparaison des paramètres sédimentologiques d'échantillons sédimentaires superficiels prélevés en 1985 et 1990 par le GEMEL et le laboratoire M2C, avec ceux de 2013, acquis dans le cadre de cette étude (Brunaud ; Druine, 2013). Les surfaces de prélèvements de 1985 et 1990 étant plus restreintes que celles de 2013, cette comparaison n'est possible que pour un petit secteur, situé dans la partie nord de la baie et s'étendant de l'estuaire de La Maye au Crotoy.

La figure IV.12 présente les cartographies des paramètres sédimentologiques mesurés pour 1985 et 1990 : grain moyen, taux de vases, de sables fins, de sables et tri. Les taux de graviers et de carbonates n'étaient disponibles que pour l'année 1985. Les mêmes paramètres, mesurés pour l'année 2013, ont été présentés antérieurement sur la figure IV.2.

La répartition du grain moyen en 1985, 1990 et 2013, montre une variation de la taille des grains dans la zone étudiée, qui est liée à 2 gradients d'affinement large-fond de baie (NW-SE) et centre de la baie-bordures (SW-NE), qui sont toujours visibles et de plus en plus marqués pour les 3 dates. Entre 1985 et 2013, le grain moyen diminue ainsi dans les parties proches du trait de côte de la baie et augmente dans les parties proches du chenal central et de la zone externe de la baie. Cette évolution semble traduire une migration des sédiments marins vers la zone interne de la baie, ainsi qu'une dynamique sédimentaire forte au niveau du chenal principal central.

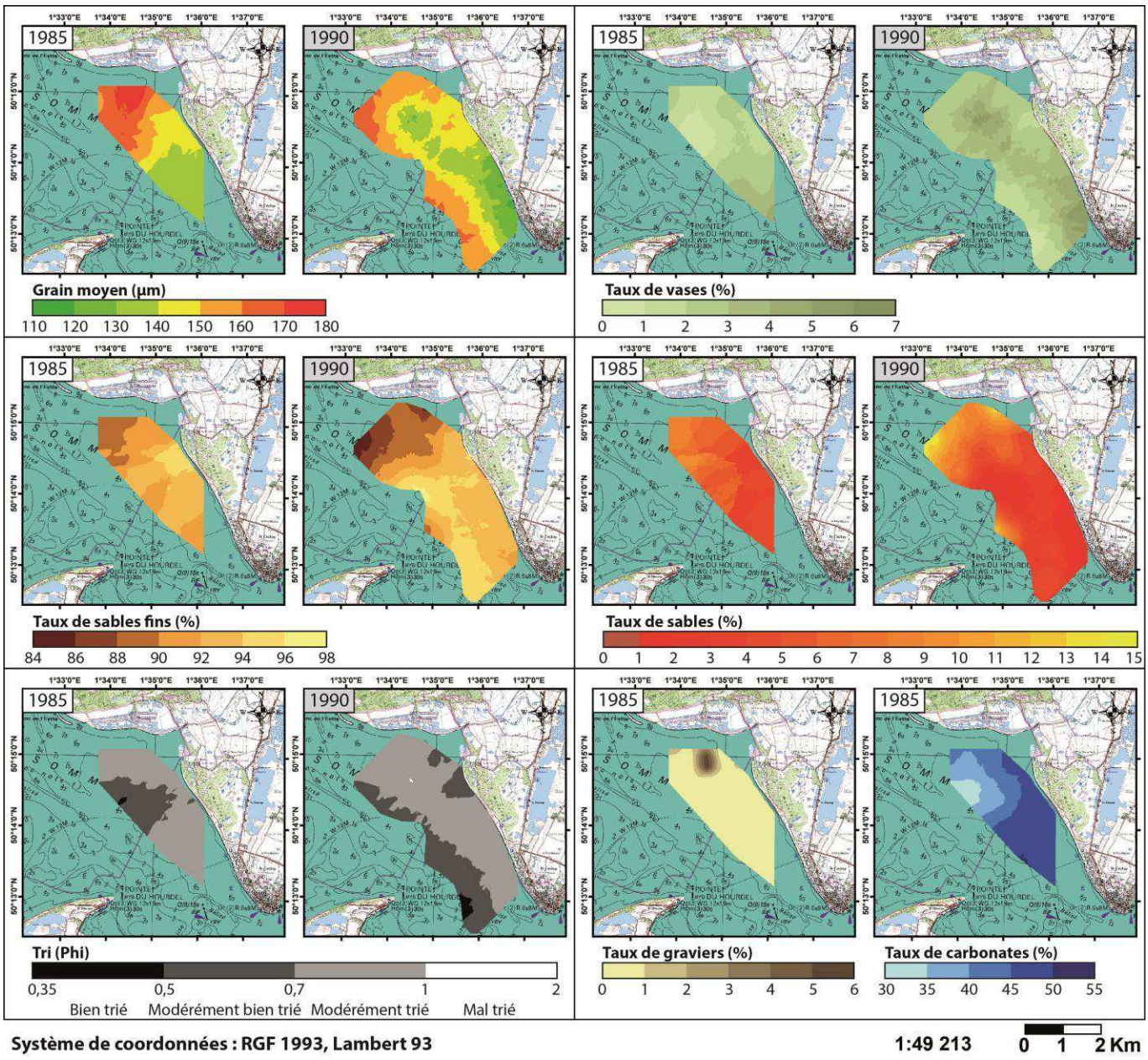


Figure IV. 12 : Cartographies des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 1985 et 1990.

Les taux de vases ont augmenté sur l'ensemble de la période selon les mêmes gradients d'affinement, induisant une augmentation des vases près des côtes et en fond de baie et une diminution dans la zone centrale du chenal principal et dans la partie la plus au large (estuaire de La Maye). La zone étudiée se caractérise également par une diminution du taux de sables fins présents entre 1985 et 2013 (jusqu'à 95 % en 1985 contre 88 % en 2013), tandis que le taux de sables montre une forte augmentation avec des maximums de : 10 % en 1985, 15 % en 1990 et 65 % en 2013. En 1985, une zone de graviers (certainement composée de coquilles) existait au niveau de l'estuaire de La Maye puis, a disparue en 2013.

Le tri, observé pour les 3 années (1985, 1990 et 2013), montre également une évolution selon un gradient sédimentaire SW-NE, entraînant un retrait des sédiments bien triés vers le centre de la baie, dans le chenal principal, et le regroupement des sédiments mal triés dans la zone côtière, au niveau des vases.

Lorsqu'on compare les taux de carbonates de 1985 et 2013, on remarque une forte diminution de ces taux, de plus de 50 % en 1985 à 25 % au maximum en 2013, dans la même zone. Les fractions coquillières ont eu une tendance à suivre l'évolution des vases et à migrer vers le trait de côte et le fond de baie, comme observé précédemment (cf. figure IV.11), mettant en avant l'importance de la chenalisation de ce système estuarien.

II.2. Evolution récente de la morphologie des entités sédimentaires de la Baie de Somme (depuis 1947)

La Baie de Somme se caractérise par la diversité de ses paysages, composés aussi bien de cordons littoraux dunaires (au nord) ou de galets (au sud) dans sa partie terrestre, que de schorres et d'un estran sableux dans sa partie intertidale (figure IV.13).

Parmi ces entités, les cordons littoraux peuvent être utilisés comme marqueurs de la position du trait de côte, constituant la limite entre milieux terrestre et marin. Le cordon dunaire s'étend depuis Le Crotoy jusqu'à l'extrême nord de la baie et au-delà, le long du Marquenterre, tandis que le cordon de galets va d'Ault, où l'érosion des falaises est à l'origine de ce cordon, jusqu'à la pointe du Hourdel. Le schorre, quant à lui, est un marqueur de comblement de la baie qui peut également être utilisé comme indicateur de la position du trait de côte, bien que cette zone soit couramment inondée lors des marées de vives-eaux. En Baie de Somme, on le retrouve au sud, entre le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme, à l'est, dans le fond de baie, et au nord, au niveau de l'estuaire de La Maye et entre celui-ci et Le Crotoy.

L'estran sableux intertidal se compose : **(i)** de chenaux tidaux formant un réseau complexe présent jusque dans le schorre et **(ii)** de morphologies de fonds comme les systèmes de barres/bâches, situées contre les rivages nord et sud de la baie, et les dunes hydrauliques qui se retrouvent en quantité partout sur l'estran, à l'exception de la zone haute reliant la pointe de St-Quentin au Crotoy, où elles sont peu présentes (cf. partie I.2. Répartition et caractérisation des dunes hydrauliques du domaine intertidal).

Au sein de ce système littoral complexe, l'ensemble des entités sédimentaires subit une évolution au cours du temps (pas de temps pluriannuel sur presque 7 décennies) qui va être naturelle, anthropique ou mixte.

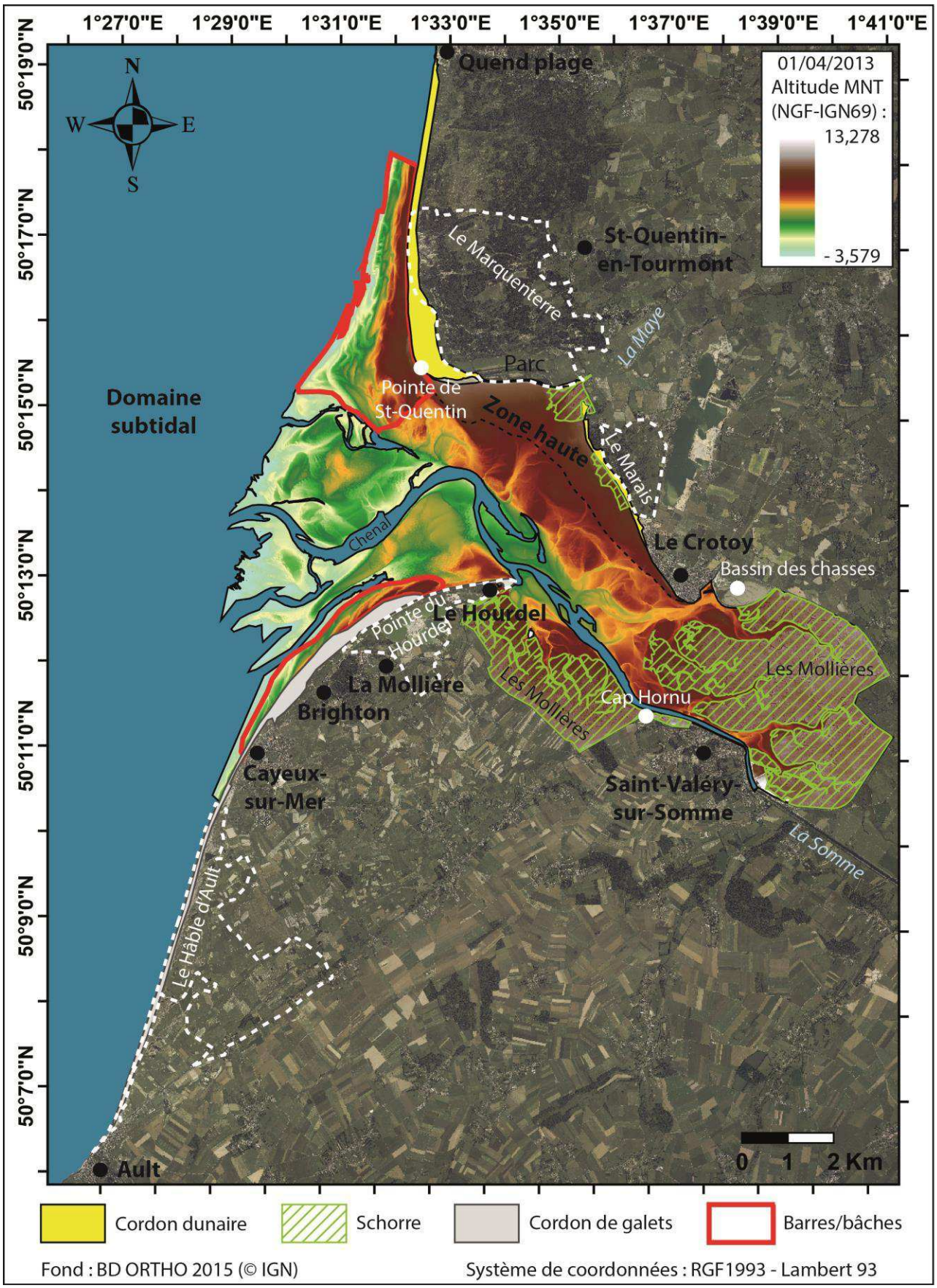


Figure IV. 13 : Carte des entités géologiques et géographiques récentes de la Baie de Somme.

II.2.1. Dynamique du trait de côte

Dans le contexte actuel d'augmentation du niveau marin, le trait de côte, objet de nombreux enjeux, est sujet à quantité d'études scientifiques, et le littoral de la Baie de Somme ne déroge pas à la règle (e.g. Briquet, 1930 ; Dallery, 1955 ; Bellessort & Migniot, 1986 ; Dolique, 1991 et 1998 ; de Santis *et al.*, 2014).

Dans les milieux côtiers macrotidaux, nombreux sont les marqueurs du trait de côte qui peuvent être utilisés pour définir l'évolution des rivages : niveau des plus hautes mers, lignes de végétation (pionnière, arbustive, limite schorre/slikke), dune (pied, haut, crête), limite terre/eau, etc. (Faye, 2010 ; Touré, 2012). En Baie de Somme, ces indicateurs sont d'autant plus nombreux que les paysages côtiers sont diversifiés de par leur sédimentologie (sable au niveau des cordons dunaires, vases dans les schorres et galets pour le cordon littoral sud), leur morphologie (zones planes comme les schorres ou pentues comme les cordons littoraux) et leur végétalisation.

Dans le cadre de cette étude (Leu, 2014), basée sur l'interprétation d'orthophotographies (cf. chapitre II, partie II.4.3), les marqueurs suivants ont été retenus : limite sable/cordon de galets au sud ; limite schorre/slikke dans la baie ; pied de dune au nord (cf. chapitre II, partie II.3.4).

Les incertitudes minimales de ces mesures, calculées selon la méthode de Durand (1999) (cf. chapitre II), sont de ± 5 m lors de la comparaison de la position du trait de côte sur 2 orthophotographies de date différente (annexe IV.3). Ces incertitudes peuvent toutefois se révéler plus grandes à cause d'une interprétation difficile due au moment de la prise de vue (pleine-mer), à la qualité et au contraste des photographies aériennes, comme dans le cas du cordon de galets où la limite avec les sables est parfois difficile à repérer en raison de couleurs trop proches ou du recouvrement partiel des galets par les sables.

II.2.1.1. Le cordon littoral dunaire du Marquenterre et du Marais

Afin de déterminer la tendance (érosive ou accumulative) de l'évolution du massif dunaire en Baie de Somme, celle-ci a été quantifiée lors d'une étude diachronique pluriannuelle, entre 1947 et 2011 (Leu, 2014). Au niveau du Marquenterre (nord de la baie) et du Marais (entre La Maye et Le Crotoy), le pied de dune a alors été sélectionné comme indicateur de la position du trait de côte. L'annexe IV.4 permet de visualiser ses variations sur les orthophotographies, tandis que les résultats quantifiés (distances et vitesses de migration) sont présentés dans la figure IV.14.

Les résultats de cette étude montrent que, bien que l'évolution naturelle du musoir d'une baie (zone de rivage située en aval-dérive) soit à l'érosion, à l'inverse du poulier (pointe de la flèche littorale formée sur le rivage situé en amont-dérive) (De Martonne, 1931), dans le cas de la Baie de Somme, entre 1947 et 2011, le musoir (pointe de St-Quentin) montre une accrétion continue.

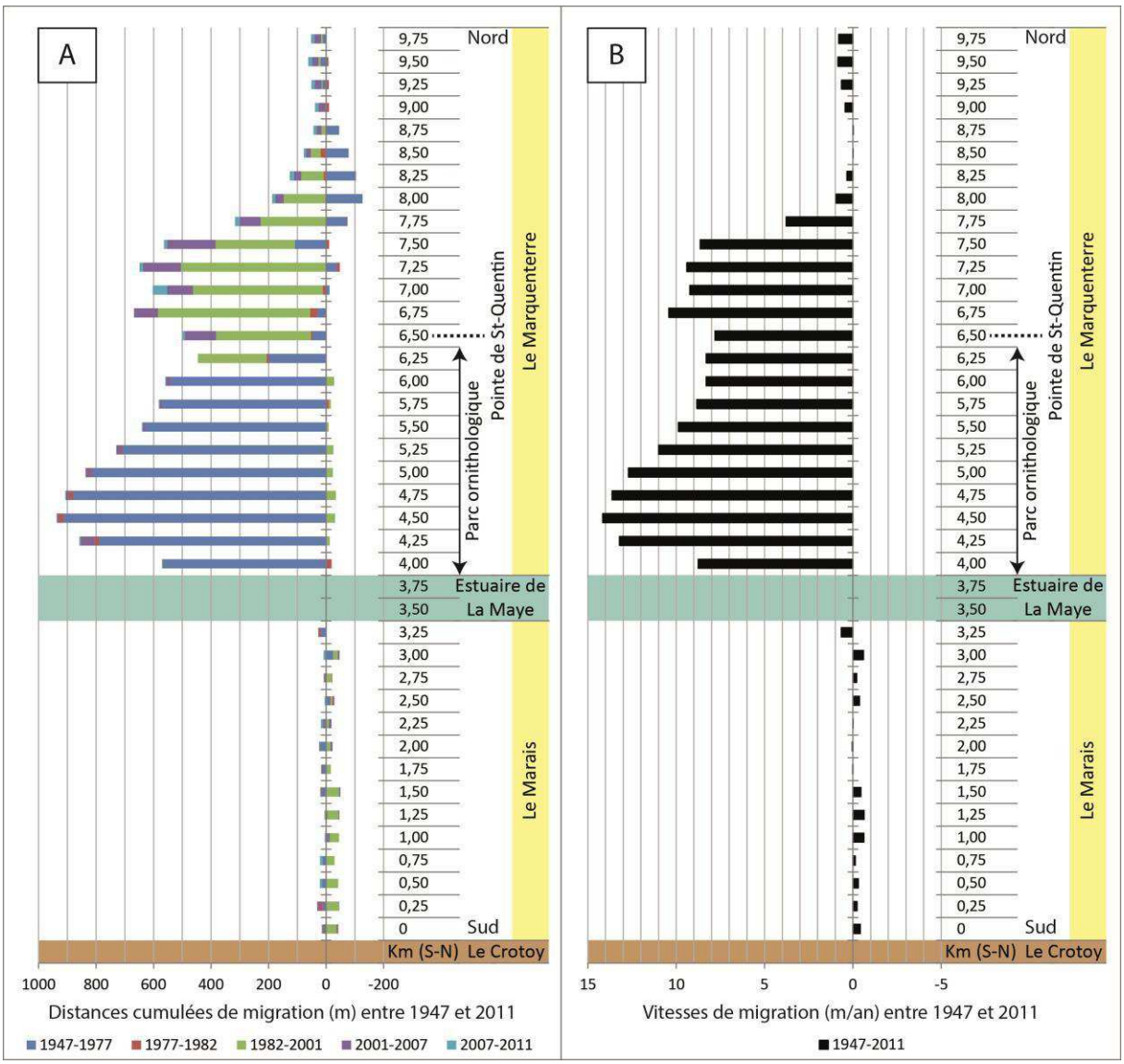


Figure IV. 14 : Evolution du marqueur de trait de côte « pied du cordon dunaire » de la Baie de Somme sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011.

Entre 1947 et 1977, une portion du trait de côte (1,5 km environ) est en érosion, à 1,5 km au nord du Banc de l'Ilette, avec un recul maximal de 127 m. Au niveau du Banc de l'Ilette, le cordon dunaire avance. Puis, entre le Banc de l'Ilette et l'estuaire de La Maye, l'avancée du trait de côte est remarquable, avec 913 m au maximum, et marque l'implantation de digues entre 1960 et 1965, clôturant le Parc du Marquenterre. Entre 1977 et 1982, le trait de côte varie peu, tandis qu'entre 1982 et 2000, la pointe de St-Quentin subit une forte accrétion jusqu'à 530 m et continue d'avancer jusqu'à 167 m entre 2001 et 2007. Puis, entre 2007 et 2011, le rivage évolue peu. En définitive, entre 1947 et 2011, les vitesses moyennes d'avancée du pied de dune vont jusqu'à 10,4 m/an dans le secteur du Marquenterre non impacté par les aménagements (pointe de St-Quentin). Dans la zone sud des bouchots, le pied de dune avance à une vitesse maximale de 0,9 m/an.

A l'inverse de la pointe de St-Quentin, le massif dunaire a tendance à reculer au niveau du Marais. Mais les variations sont beaucoup plus faibles qu'à la pointe de St-Quentin, de l'ordre de 42 m au maximum entre 1947 et 2011, soit 3,25 m/an.

Sur la portion du littoral reliant le nord de la Baie de somme à la Baie d'Authie, Costa *et al.* (2000) ont réalisé les premières analyses de ce site par approche photogrammétrique. Ils ont ainsi démontré, qu'entre 1961-65 et 1999, le secteur compris entre l'estuaire de la Maye et la pointe de St-Quentin (correspondant aux limites sud et nord du parc du Marquenterre) a reculé selon une vitesse maximale de 5 m/an, après la construction des digues. Sur cette même période, Costa *et al.* (2000) ont estimé une avancée maximale du trait de côte d'environ 30 m/an au niveau de la pointe de St-Quentin et un recul faible (environ 2 m/an au maximum) entre la pointe de St-Quentin et le secteur sud de la Baie d'Authie (poulier), qui lui, montre une accrétion entre 1961-65 et 1999 (8 m/an au maximum). Comparativement aux résultats de cette étude, l'analyse des orthophotographies nous a permis de quantifier une avancée du trait de côte 3 fois plus faible au niveau de la pointe de St-Quentin (10,4 m/an entre 1947 et 2011). Ce constat démontre donc une diminution forte de la vitesse d'accrétion de cette zone du littoral, dont l'avancée la plus importante observée s'est faite entre 1982 et 2001.

Touré (2012) a également étudié l'évolution de cette ligne de rivage du Marquenterre entre 1947 et 2008. Il a établi que le littoral allant de la pointe de St-Quentin à Quend-plage était plutôt en érosion entre 1977 et 1982, probablement à cause du piégeage des sédiments par la Baie de Somme. En revanche, entre 1977 et 2008, il mesure une accrétion d'une vitesse moyenne de 2,67 m/an. Selon lui, l'évolution récente du massif du Marquenterre (entre 2000 et 2008), montre une phase d'accrétion de 0,73 m/an de la Baie de Somme à Quend-plage tandis qu'au nord de Quend-plage, le littoral est en recul de 2,94 m/an. C'est ce que démontre également de Santis *et al.* (2014), pour qui les plages du Banc de l'Ilette jusqu'au sud de Quend-plage et, en avant de l'estuaire de La Maye jusqu'au Crotoy, sont en accrétion. Antérieurement, en revanche, des études ont montré que le musoir était plutôt en érosion, entre 1776 et 1950 (Dallery, 1955 ; Dobroniak, 2000, *in* Bastide, 2011).

Ainsi, le massif dunaire du Marquenterre montre clairement une dynamique cross-shore (perpendiculaire à la ligne de rivage), certainement associée en grande partie à des courants entrants et sortants dans la baie (est-ouest), engendrés par la marée et la houle, et permettant l'engraissement de la pointe de St-Quentin ainsi qu'une avancée du trait de côte vers le large dans cette zone.

II.2.1.2. Le cordon littoral de galets

Le cordon de galets longeant les rivages sud de la Baie de Somme, entre Ault et Le Hourdel, a déjà fait l'objet de plusieurs études s'intéressant à son évolution depuis bon nombre d'années (e.g. Briquet, 1930 ; Dallery, 1955 ; Dolique, 1991 et 1998) et continue à susciter cet intérêt de nos jours (e.g. Bastide, 2011 ; Livet & Roue, 2012 ; Dejeans, 2013).

Celui-ci se développe comme une flèche littorale qui s'étend longitudinalement, en progressant vers le nord sous l'action des courants de dérive littorale. Il avance également vers la mer et/ou recule vers les terres (latéralement) sous l'action conjointe de la marée, de la houle et des courants de dérive littorale, et ce, en fonction des secteurs et des périodes de suivi.

Le trait de côte est considéré ici comme étant le pied du cordon de galet faisant face à la mer, représenté par la limite sable/galets, souvent facilement repérable sur les photographies aériennes. Les variations de cette ligne de rivage sont à la fois naturelles et anthropiques. Elles sont influencées par l'évolution du stock de galets, provenant de l'érosion des falaises de craie et du cordon lui-même, et transportés par les courants (en particulier ceux de la dérive littorale) jusqu'en Baie de Somme. Mais, ces variations sont également contrôlées par l'aménagement d'épis depuis 1965 jusqu'à nos jours, par l'extraction et par le rechargement de galets, qui perturbent l'évolution naturelle. Par exemple, à son extrémité nord, au niveau du Hourdel, le cordon de galets est souvent tronqué par l'action humaine qui vise à préserver l'accès au port, comme en décembre 2013 (figure IV.15). Ces galets extraits servent parfois à l'approvisionnement des zones d'érosion situées au sud (amont-dérive), au droit de Cayeux-sur-Mer.

Figure IV. 15 : Photographie des extractions de galets réalisées sur le poulier de la pointe du Hourdel à la date du 5 décembre 2013.

L'évolution du cordon de galet a été quantifiée sur sa longueur totale, soit, 16 km entre Ault et la pointe du Hourdel, entre 1947 et 2011 (Leu, 2014). Cette étude a mis en évidence une diversité d'évolution (accrétion/érosion) selon les secteurs et les périodes. Toutefois, une tendance globale peut être définie pour 5 secteurs (figure IV.16) :

- Une faible accrétion sur 3,75 km depuis Ault (1ère moitié du secteur des épis), avec une vitesse maximale d'avancée de 0,3 m/an.
- Une zone d'érosion depuis 4 km au nord d'Ault jusqu'à Cayeux-sur-Mer (2ème moitié du secteur des épis), avec une vitesse maximale de recul de 0,8 m/an.
- Une zone de forte accumulation depuis Cayeux-sur-Mer jusqu'à 1 km au nord de La Mollière (jusqu'à 5,4 m/an).
- Un secteur érosif de 1 km au niveau de la pointe du Hourdel (-0,9 m/an au maximum).
- Une zone de progradation du cordon vers l'est de 3,18 m/an, à l'extrémité de la pointe du Hourdel (poulier).

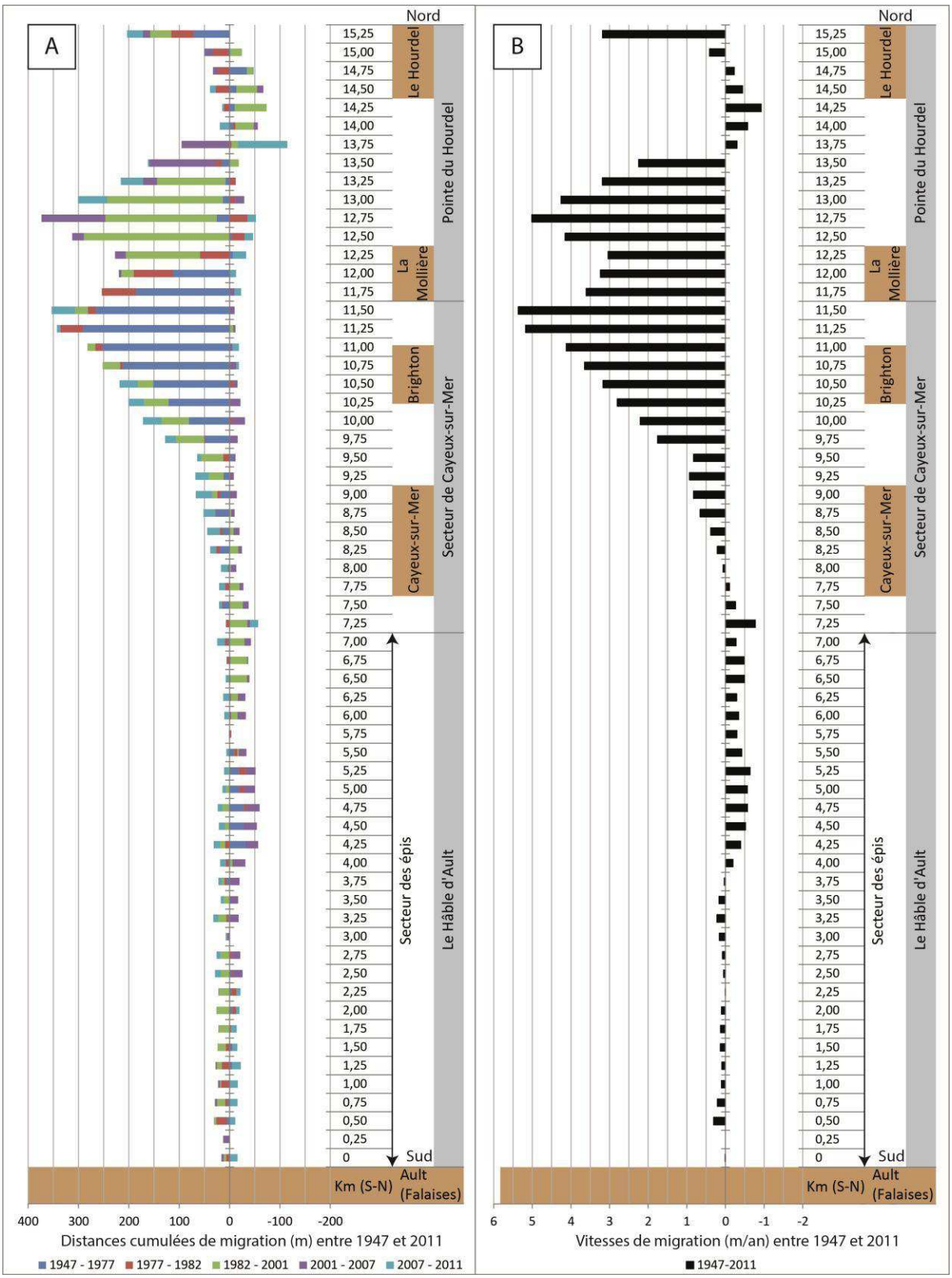


Figure IV. 16 : Evolution du marqueur de trait de côte « pied du cordon de galets » de la Baie de Somme, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011.

Dolique et Anthony (1999), qui effectuent une synthèse de l'évolution du trait de côte à partir d'anciennes études et de photographies aériennes de 1991, 1995 et 1997, montrent plutôt une érosion globale de la ligne de rivage du sud de Cayeux jusqu'à Ault et ne met pas

en évidence d'accrétion dans la partie sud de ce secteur. De même, Costa (1997) démontre une érosion de ce secteur de l'odre de 0,5 à 1,5 m/an, entre 1939 et 1991. A l'inverse, il a quantifié une accrétion du nord de Cayeux-sur-Mer jusqu'à l'extrémité de la pointe du Hourdel, atteignant 5,4 m/an durant cette période.

Les premières analyses photogrammétriques réalisées sur le cordon de galets, entre 1961-65 et 1999, ont été effectuées par Costa *et al.* (2000), qui ont quantifié une érosion de 1 m/an au maximum dans les abords sud de Cayeux-sur-Mer. Ces mêmes auteurs ont quantifié une forte accrétion au niveau de La Mollière et de l'extrémité nord de la pointe du Hourdel, allant jusqu'à environ 8 et 5 m/an, respectivement. En revanche, la zone située entre ces 2 secteurs (La Mollière et Le Hourdel) démontre une forte érosion, pouvant atteindre 6 m/an entre 1961-65 et 1999 (Costa *et al.*, 2000).

Touré (2012) estime que l'érosion récente (entre 2000 et 2008) entre Ault et Cayeux-sur-Mer est de 0,63 m/an pour la première moitié du secteur des épis (sud) et de 1,07 m/an pour la seconde moitié du secteur des épis jusqu'à Cayeux-sur-Mer (nord). Selon lui, l'accrétion au nord de Cayeux-sur-Mer, jusqu'à La Mollière, sur la même période, est de 0,24 m/an. Sur une période presque équivalente (2001-2007), nous avons estimé que ces 3 secteurs ont reculé de 0,69 m/an, 2,40 m/an et 1,35 m/an en moyenne, du sud au nord, respectivement. Nous obtenons donc un bilan équivalent pour le secteur le plus au sud (première partie des épis), une valeur d'érosion plus prononcée dans la seconde partie des épis (environ 2 fois plus) et un constat d'évolution inverse dans la partie nord, entre Cayeux-sur-Mer et La Mollière.

Dans les secteurs sud, l'érosion est induite par la dérive littorale sud-nord qui entraîne le matériel sédimentaire en aval-dérive, jusqu'à la Baie de Somme. L'accrétion observée sur certaines périodes (1977-1982, 1982-2001, 2007-2011) peut être une conséquence du rechargement en galets, effectué régulièrement pour lutter contre l'érosion depuis 1984 (Bastide *et al.*, 2005), puis réalisé massivement de 1990 à 1994 et de 1997 à 2001 (490 000 m3 et 1 million de galets rechargés sur ces 2 périodes, respectivement selon Bastide *et al.*, 2005), ainsi qu'une conséquence de l'action des épis, construits entre 1965 et 1969, puis entre 1997 et 2001, et piégeant le sédiment (Bastide *et al.*, 2005).

Dans les secteurs nord, l'avancée importante du cordon entre 1947 et 2011 au niveau de Brighton et La Mollière (jusqu'à 287 m entre 1982 et 2000 et 5 m/an en moyenne à La Mollière selon Leu, 2014) témoigne d'une portion active du poulier, au sein de laquelle de nouveaux cordons se mettent en place successivement, par accolement aux précédents (cordons fossiles), permettant ainsi la progradation du trait de côte vers la mer. Le cordon est également très dynamique au niveau du poulier du Hourdel (extrémité nord du cordon), où il a globalement avancé vers l'est entre 1947 et 2011, excepté entre 2000 et 2001 où la pointe du Hourdel a reculé, possiblement sous l'effet de l'extraction de galets. Les orthophotographies utilisées et les traits de côte digitalisés par Leu (2014) pour ces secteurs nord sont visibles en annexe IV.5.

Antérieurement, Briquet (1930) avait démontré le développement du cordon entre 1780 et 1800, permettant au poulier d'atteindre son emplacement actuel, au niveau du Hourdel, avec un accroissement du cordon de galets de 150 m entre 1780 et 1930 (*in* Bastide, 2011). Le développement des crochons successifs entre 1780 et 1950, a également été cartographié par Dallery (1955) (*in* Livet & Roue, 2012 ; Dejeans, 2013) (figure IV.17).

Selon Bellessort & Migniot (1986), la pointe du Hourdel évolue grâce à la formation de nouveaux crochons selon des pas de temps de 2 à 11 ans, se mettant en place lors d'évènements tempétueux extrêmes, influençant fortement les flux sédimentaires littoraux (*in* Ferret, 2011 et Dejeans, 2013).

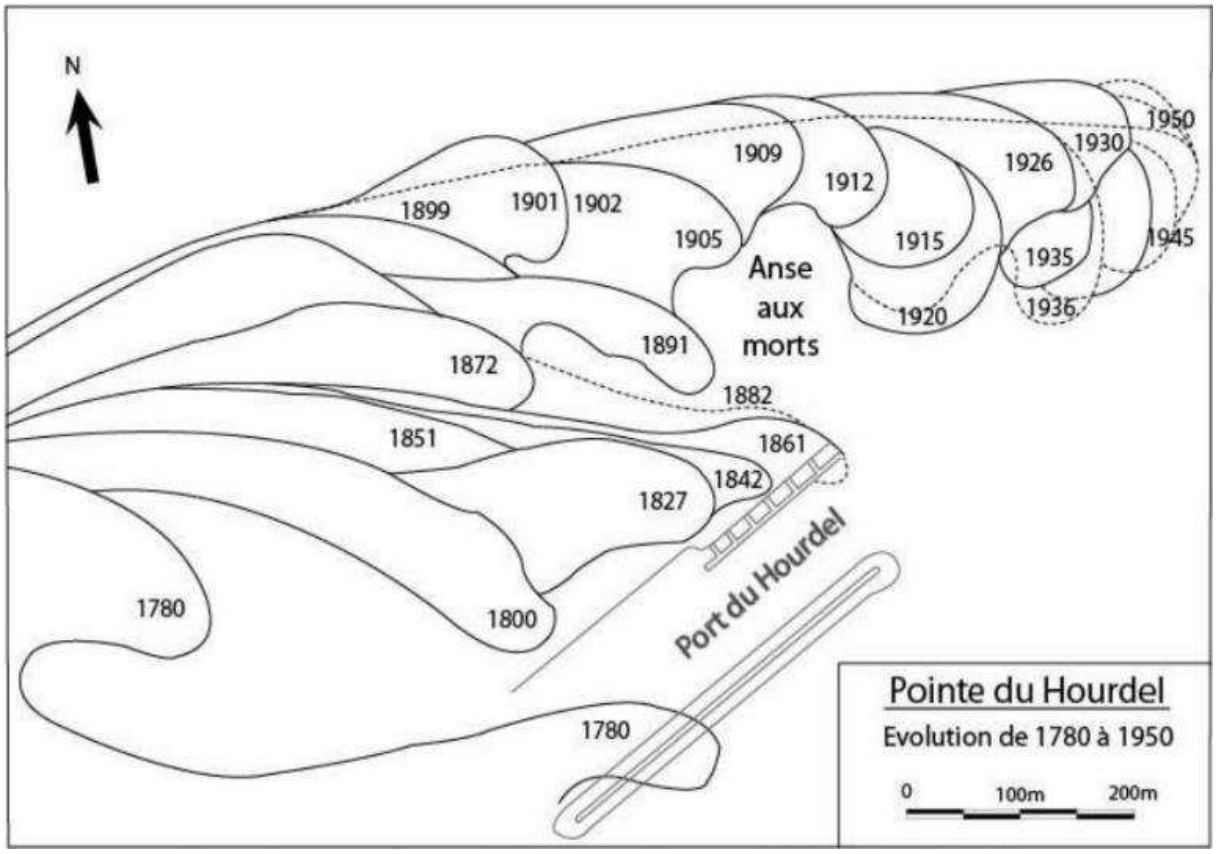


Figure IV. 17 : Evolution de la pointe du Hourdel de 1780 à 1950 (Dallery, 1955).

Cette particularité d'évolution du cordon de galets témoigne de l'existence d'une forte composante de transport long-shore (parallèle à la ligne de rivage), associée à une composante de dynamique cross-shore. La dynamique long-shore est bien visible sur la figure IV.16 lorsqu'on observe les variations de distances d'évolution sud et nord selon les périodes. Ainsi, entre 1947 et 1977 (bleu foncé) les plus forts taux d'avancée du trait de côte se font de Brighton à La Mollière tandis qu'entre 1982 et 2001 (vert) ils se situent à La Mollière. Puis, entre 2001 et 2007 (violet), c'est à 1 km au nord de La Mollière que le trait de côte avance le plus. Ces variations dans l'espace montrent bien une tendance à l'avancée du cordon vers le nord, en plus de son engraissement vers le large au nord de Cayeux-sur-Mer, par la création de nouveaux crochons.

II.2.1.3. Le schorre ou « mollières »

Certains schorres (façonnés par les nombreux chenaux qui le recoupent) reculent (sous l'effet de l'érosion), d'autres s'étendent, et dans une même région, leur progression et leur recul peuvent être simultanés, voire associés (Verger, 2005).

Dans le cas de la Baie de Somme, une étude de l'évolution du schorre entre 1947 et 2007 a été réalisée dans le cadre de cette thèse (Leu, 2014), postérieurement à d'autres études portant sur ce même sujet (Dallery, 1955 ; Ducrotoy, 2010 ; Leroux, 2013 ; Verger, 2005). 3 zones de schorre sont distinguées : les mollières sud, entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme ; les mollières est de fond de baie, entre Saint-Valéry-sur-Somme et Le Crotoy ; et le schorre nord du Marais et de l'estuaire de La Maye. L'évolution du schorre est analysée sur la base du suivi de la position de la limite schorre-slikke, qui est facilement détectable sur les photographies aériennes puisqu'elle correspond à une limite nette de végétation (limite entre la slikke sableuse nue avec quelques touffes éparses de spartine et le schorre couvert d'obione).

Cette étude a démontré que le schorre tend à s'étendre entre 1947 et 2007. Toutefois, entre les différentes dates étudiées, le schorre de la Baie de Somme a connu des phases d'avancée comme de recul.

- Tout d'abord, si l'on s'intéresse à la partie sud et est de la Baie de Somme, composée des schorres situés entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme ainsi qu'en fond de baie, entre Saint-Valéry-sur-Somme et Le Crotoy, on observe l'évolution d'un schorre implanté sur une grande surface de la baie dès 1947 (près de 15 km² à cette date). Les orthophotographies utilisées pour cette zone d'étude et les limites schorre-slikke de chaque date sont visibles en annexe IV.6.

Au niveau des mollières sud (entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme ; figure IV.18), la tendance globale est à l'avancée vers le nord de la limite schorre/slikke entre 1947 et 2011, avec des taux allant jusqu'à 11,9 m/an.

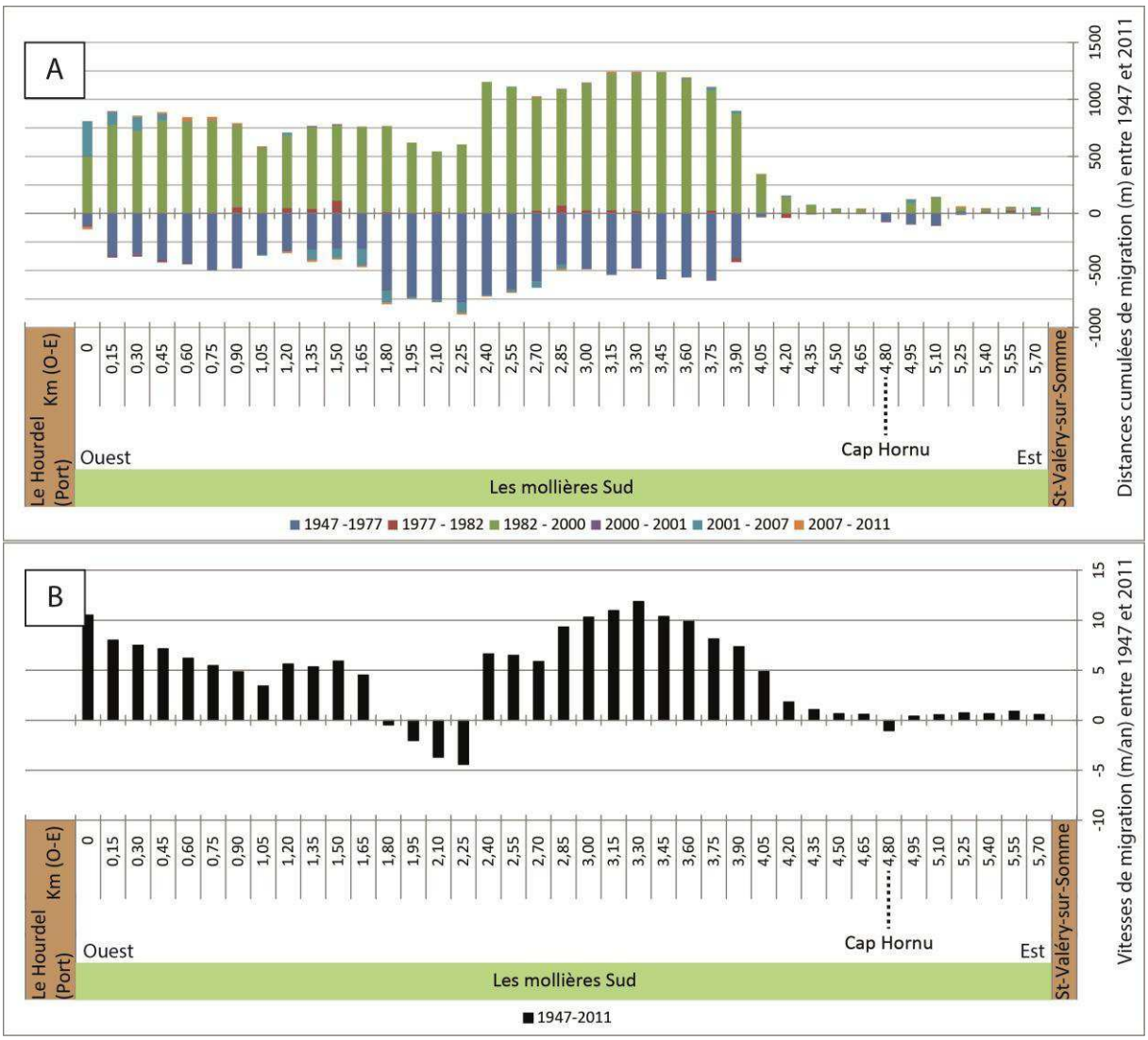


Figure IV. 18 : Evolution du marqueur de trait de côte « limite schorre-slikke » de la Baie de Somme, au niveau des mollières sud, du Hourdel à Saint-Valéry-sur-Somme, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011.

Pour ce secteur, de 1947 à 1952 (date observée sur les orthophotographies visibles en annexe IV.6 mais n'ayant pas servi à la quantification de l'évolution de la limite schorre-slikke), les variations de la limite schorre-slikke sont faibles mais montre tout de même une prédominance de l'avancée sur le recul. Entre 1952 et 1977, à contrario, un fort recul est à constater. Ce recul est dû à l'importante divagation d'un chenal entre 1952 et 1961 (dates les plus proches ayant fait l'objet de photographies aériennes sur cette zone par l'IGN), perceptible sur les photographies aériennes de 1961 (Carpentier, 2008 ; figure IV.19). Finalement, la quantification des variations de la limite schorre-slikke entre 1947 et 1977 montre un retrait important de la limite schorre-slikke, jusqu'à 780 m au maximum, dû à cet évènement de divagation du chenal. Entre 1977 et 1982, le schorre évolue peu malgré la construction de la digue submersible du Cap Hornu en 1965. Puis, entre 1982 et 2000, il avance d'un maximum de 1234 m, jusqu'à s'accoler à la digue submersible du Cap Hornu. Enfin, en une année (de 2000 à 2001), il y a peu d'évolution alors qu'entre 2001 et 2007, il

existe une alternance des avancées et reculs du schorre selon les secteurs, en accord avec les mouvements des chenaux tidaux, comme entre 2007 et 2011.

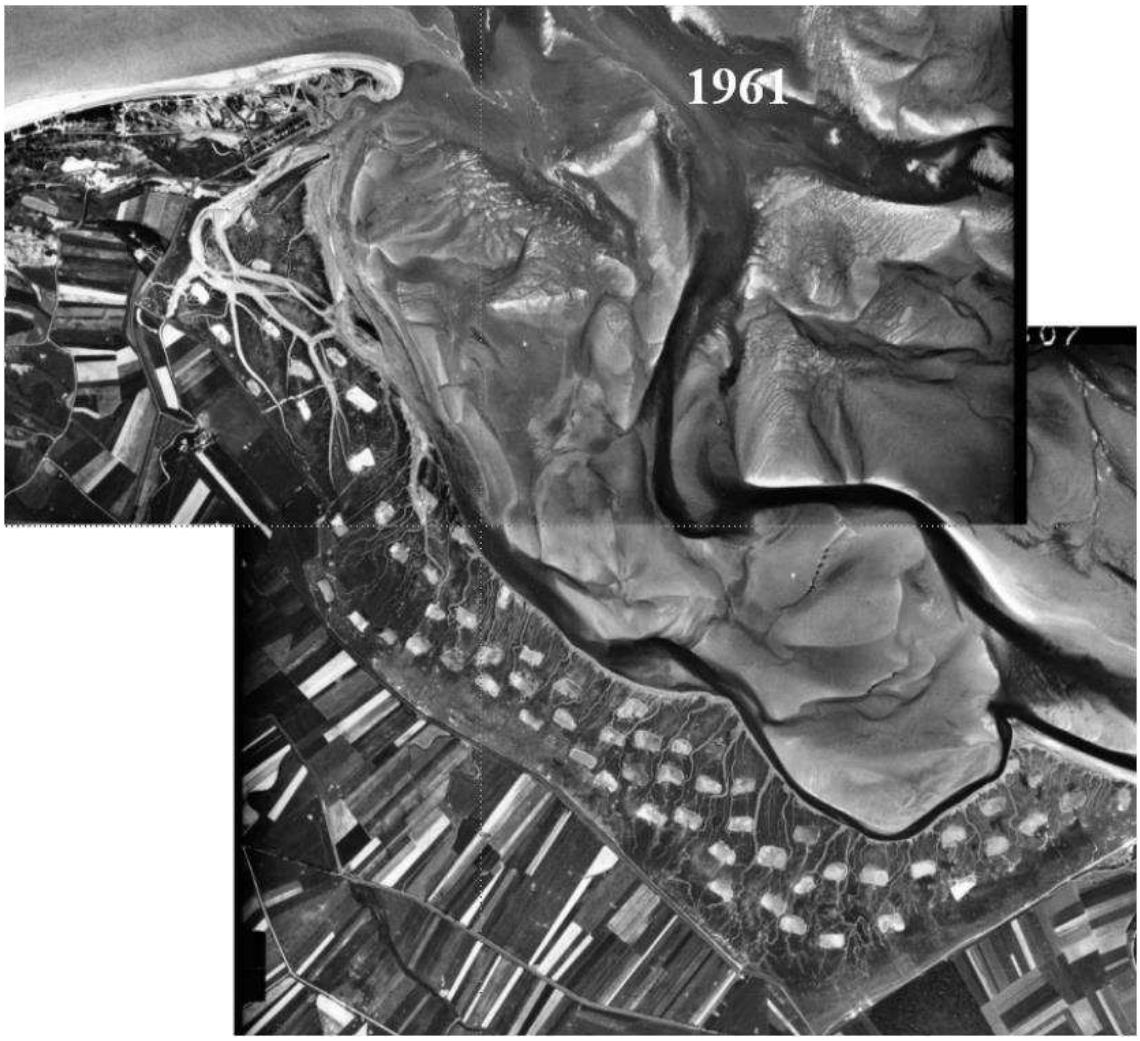


Figure IV. 19 : Photographies aériennes du schorre de la Baie de Somme en 1961 (© IGN) (Carpentier, 2008) démontrant la présence d'un chenal ayant divagué dans le sud des terres, érodant ainsi le schorre entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme.

Au niveau des mollières est de fond de baie (figure IV.20 ; annexe IV.6), la tendance est également à l'avancée vers l'Ouest de la limite schorre/slikke, avec une vitesse maximale de 23,7 m/an entre 1947 et 2011.

Dans cette zone, entre 1947 et 1952, l'extension du schorre prédomine sur le recul, surtout marquée vers Le Crotoy. De 1952 à 1977, les mollières continuent de prograder (avancée quantifiée de 379 m au maximum entre 1947 à 1977), comme de 1977 à 1982, où elles progressent d'environ 500 m vers le sud dans la zone proche du Cap Hornu. Puis, entre 1982 et 2000, cette même zone est légèrement érodée (environ une centaine de mètres vers le nord) alors que le reste du schorre avance jusqu'à s'accoler au Bassin des Chasses du Crotoy, au nord. Le schorre du fond de baie s'accroît alors d'une distance allant jusqu'à 1008 m. Entre 2001 et 2007 puis 2007 et 2011, comme pour la mollière sud, le comportement du front de schorre est variable avec des zones d'avancée comme de recul.

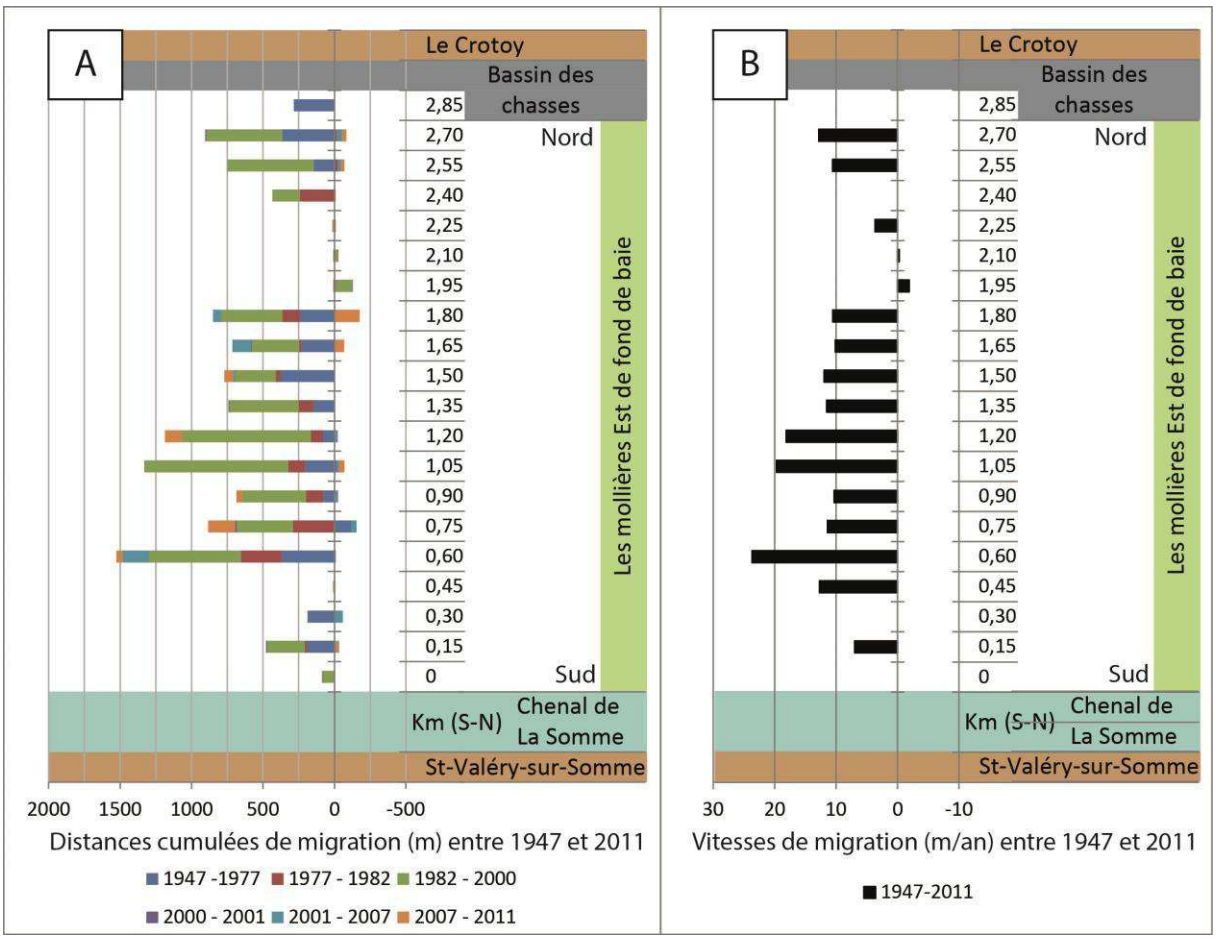


Figure IV. 20 : Evolution du marqueur de trait de côte « limite schorre-slikke » de la Baie de Somme, au niveau des mollières est de fond de baie, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011.

- Dans un second temps, concernant la partie nord de la Baie de Somme, nous nous sommes intéressés au schorre se développant à l'embouchure de La Maye et le long des côtes entre cet estuaire et Le Crotoy (Le Marais), qui a également pris de l'ampleur entre 1947 et 2011. La figure IV.21 met en avant ces résultats. Toutefois, la configuration de l'estuaire de La Maye étant particulière, les graphiques d'évolution établis ne suffisent pas à comprendre cette évolution dans l'espace. Les orthophotographies utilisées et les limites schorre-slikke de chaque date sont donc exposées en annexe IV.7, pour plus de compréhension.

Entre 1947 et 1977, la disparition de la zone de schorre la plus au nord est consécutive à la création du Parc du Marquenterre, moyennant l'implantation de digues protectrices entre 1960 et 1965, en avant de l'ancien rivage de 1947. Sous cette action qui ramène le trait de côte nord au niveau de l'embouchure de La Maye, le chenal transportant les eaux de La Maye vers la baie adopte une courbure vers le sud et le schorre qui l'encadre de part et d'autre se décale de même. Les mollières sont alors érodées au nord et plus étendues au sud (+706 m vers le sud). Entre La Maye et le Crotoy, la fine bande de végétation qui longeait le cordon dunaire en 1947 est remplacée par de la végétation pionnière parsemée en 1977.

Entre 1977 et 1982, le schorre autour de l'embouchure de La Maye s'est accru vers les côtes nord et sud jusqu'à un maximum d'une centaine de mètres. La végétation pionnière du Marais a colonisé un secteur côtier plus au nord de celui de 1977. En revanche, entre 1982 et 2000, le schorre de La Maye a vu sa surface réduite avec un retrait de ce dernier dans la partie

nord (-619 m). La végétation pionnière précédemment développée au sud du trait de côte La Maye-Le Crotoy, à près de 300 m du rivage, a disparu au profit de végétaux formant un système plus dense mais plus proche du cordon dunaire.

Entre 2000 et 2001, les mollières de La Maye parviennent à regagner un peu de terrain vers le nord et le sud tandis que le schorre longeant la côte est stable. Puis, entre 2001 et 2007, le schorre de La Maye progresse vers le sud et le nord jusqu'à rejoindre le cordon dunaire et avance vers le centre de la baie (+469 m). La végétation clairsemée entre La Maye et le Crotoy a tendance à disparaître tandis que celle bien en place se densifie. Enfin, entre 2007 et 2011, le schorre progresse légèrement vers l'ouest au nord et subit une légère érosion entre La Maye et Le Crotoy.

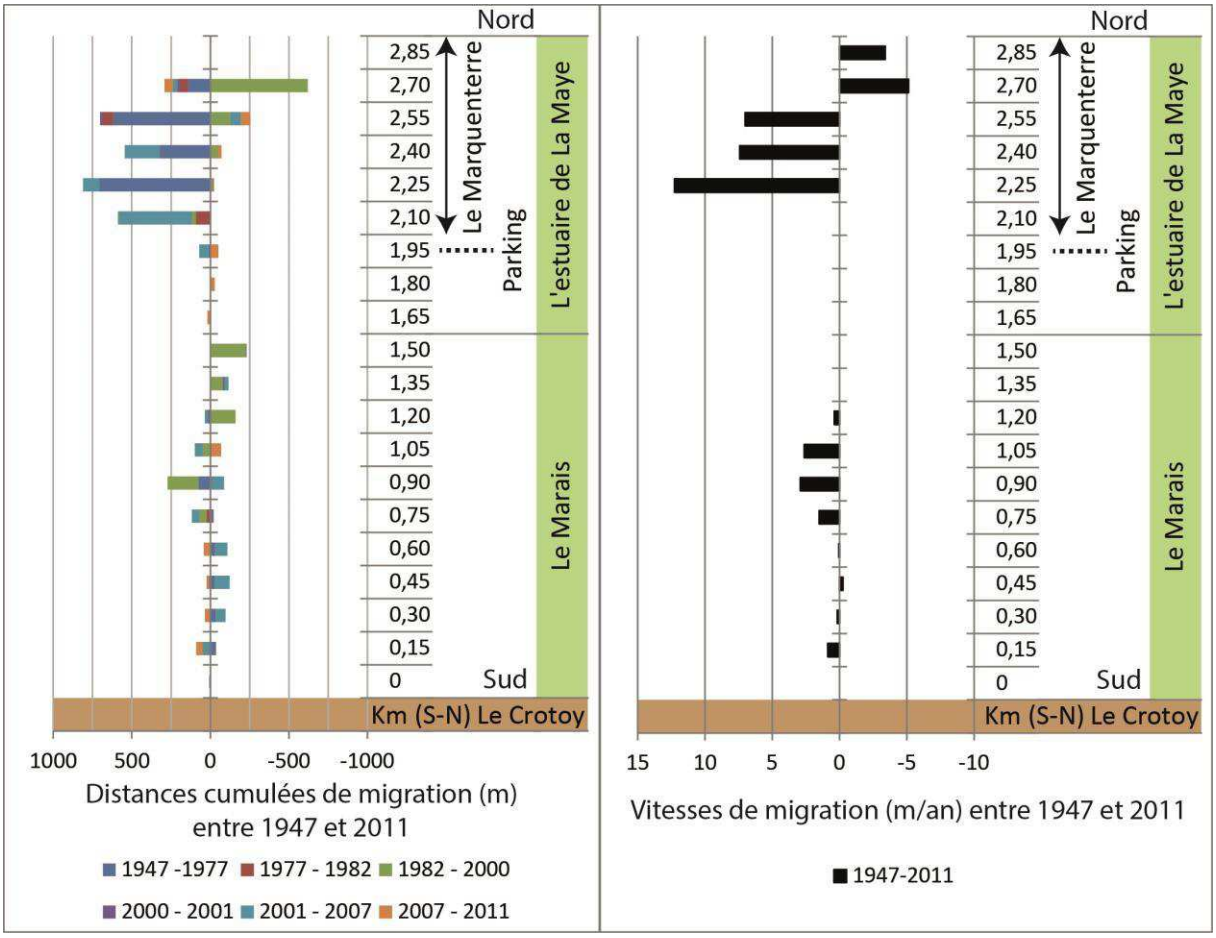


Figure IV. 21 : Evolution du marqueur de trait de côte « limite schorre-slikke » de la Baie de Somme, dans la partie nord de la Baie de Somme, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011.

Ces résultats démontrent que le schorre n'évolue pas de la même manière selon sa localisation dans la baie car ces différents secteurs ne sont pas exposés aux forçages de façon similaire. Le schorre du fond de baie est celui qui avance le plus rapidement car : (i) la zone est plus abritée du fait de sa position en fond de baie et est moins soumise à l'action forte des forçages hydrodynamiques marins, contrairement à l'estuaire de La Maye et au rivage reliant La Maye au Crotoy, et (ii) son extension n'est pas limitée par le chenal de navigation, divaguant continuellement, comme pour le schorre situé entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme. Le schorre du Hourdel à Saint-Valéry-sur-Somme, lui aussi dans un secteur abrité,

doit s'adapter aux variations du cours des chenaux qui l'érodent par épisodes successifs. Enfin, le schorre de la côte nord de la baie est disposé en haut d'une plage qui semble avoir un caractère plutôt dissipatif (faible pente). Mais malgré cela, il se situe dans la zone externe et non abritée de la baie, où les forçages hydrodynamiques marins ont le plus d'énergie et où la bonne combinaison de ces forçages (vive-eau tempétueuse et houleuse par exemple) est susceptible de causer une forte érosion, même en haut de plage.

En ce qui concerne les chenaux tidaux tapissant le schorre, aucune évolution particulière n'a été observée entre 1947 et 2011, si ce n'est un amincissement au cours du temps de ces chenaux dans leurs parties les plus internes du schorre, tandis que celui-ci avance. Selon Allen (2000), une fois le réseau de chenaux du schorre développé, ils tendent à rester stables dans le temps (*in* Leroux, 2013).

Pour Verger (1995 et 2005), l'extension latérale des schorres s'effectue suite au colmatage progressif et continu d'une partie abritée du littoral, aux dépens de la slikke et sur les sites argileux. Concernant la Baie de Somme et selon ce même auteur, l'extension des schorres observée entre 1878 et 1965 est due à un amaigrissement du delta sous-marin durant les 150 dernières années, entrainant ainsi le colmatage progressif de l'intérieur de la baie. L'avancée globale du schorre observée en Baie de Somme entre 1947 et 2013 atteste donc d'un exhaussement général des fonds, ainsi que d'un affinement du sédiment dans ces zones (observé dans la partie II.1 de ce chapitre), faisant suite au comblement continu de la baie par les sables marins et permettant l'implantation d'espèces pionnières puis, le développement d'autres espèces et enfin, l'extension du schorre.

Desguée (2008) a étudié l'évolution des schorres de la Baie du Mont-Saint-Michel et a déterminé qu'entre 1978 et 2006, leur tendance globale est à l'extension, comme dans le cas de la Baie de Somme. Il a également constaté des épisodes d'érosion du schorre par le phénomène de divagation des chenaux tidaux sur l'estran et une progression non linéaire des schorres dans le temps. Cuvilliez (2008) a réalisé les mêmes observations de progression non linéaire du schorre au niveau de l'estuaire de Seine. Les variations subies par la limite schorre-slikke semblent alors être un comportement naturel des milieux estuariens.

Selon plusieurs auteurs, l'exhaussement des fonds au niveau des schorres serait entrainé par la végétation elle-même, constituant une barrière physique qui entraîne la chute des vitesses de courants (Leroux, 2013) et limite l'érosion (König, 1948, Thompson, 1990, Gray *et al.*, 1991, Guénégou *et al.*, 1991 et Dijkema, 1998, *in* Cuvilliez, 2008), tout en augmentant les taux de sédimentation. Ces taux sont contraints par les forçages hydrauliques liés à la marée, la disponibilité en sédiments et la présence de végétation (Leroux, 2013). Toutefois, Langlois (2000) a démontré que, dans le cas de la Baie du Mont Saint Michel, des apports trop importants (supérieurs à 12 mm par mois) pouvaient induire un « retrait » du schorre suite à une forte mortalité des végétaux, pouvant atteindre 70 % (*in* Cuvilliez, 2008). De plus, la sédimentation n'est pas équivalente partout dans le schorre. Les taux de sédimentation sont réduits dans les parties hautes où la période d'ennoiement plus courte ne permet pas beaucoup de décantation, ainsi que dans les secteurs éloignés du front de schorre ou des chenaux drainants transportant les sédiments (French & Spencer, 1993, Leonard & Luther, 1995, Leonard, 1997, Reed *et al.*, 1999, Christiansen *et al.*, 2000 et Temmerman *et al.*, 2003, *in* Leroux, 2013).

Bertel (2012) et Le Bot *et al.* (2012 et 2015) estiment les taux de sédimentation actuels comme étant de 0,7 à 5,8 cm/an sur le front de schorre, au sein des communautés à obiones de la Baie de Somme et de 0,75 à 11,4 cm/an dans les patches de spartines de cette même baie. Au niveau de la Baie d'Authie, première baie au nord de la Baie de Somme, les taux de sédimentation mesurés sont de 0,66 à 13 cm/an (Marion *et al.*, 2009). Enfin, dans les schorres européens, ces taux sont compris entre 4,7 cm/an dans les obiones et 15 cm/an dans les spartines (Ranwell, 1964, Brown, *et al.* 1998 et Langlois *et al.*, 2001, *in* Le Bot *et al.*, 2012).

Hormis les forçages dits naturels (hydrodynamique, fluviatile, météorologique et morphologique), un autre facteur limitant de l'avancée du schorre est le facteur anthropique. En effet, l'extension et/ou l'érosion des schorres semble être un phénomène naturel qui est toutefois largement contraint par les constructions humaines telles que les digues.

Par exemple, dans sa thèse, Cuvilliez (2008) remarque que l'extension du schorre amont de l'estuaire de Seine est bornée par une digue qui limite son extension. L'évolution naturelle de ce schorre avait d'abord été perturbée par les travaux de construction du pont de Normandie. En Baie de Somme, la construction de la digue submersible du Cap Hornu, en 1965, a permis au schorre d'avancer jusqu'à s'accoler à cette dernière, qui lui offre une protection supplémentaire contre les forçages hydrodynamiques marins et fluviatiles.

A l'Anse de l'Aiguillon (France), Godet *et al.* (2015) ont mis en évidence l'extension des schorres vers la partie interne de la baie, resserrant ainsi l'Anse de l'Aiguillon tandis que la surface des schorres se réduit considérablement entre 1705 et 1972. Cette diminution des surfaces de schorres malgré leur progression est due à la poldérisation des zones les plus internes (7323 ha dans ce cas) qui deviennent alors terrestres. La construction de polders, par l'aménagement de digues, influence l'évolution des mollières en empêchant leur recul par érosion, en les fixant sur un site précis ou, en leur offrant une protection physique qui leur permet de croître davantage.

Ducrotoy (2010) montre une évolution assez similaire en Baie de Somme entre 1671 et 1969. La Baie de Somme, qui formait un estuaire très allongé, s'est peu à peu resserrée, avec une avancée importante des schorres du fond de baie et la construction de digues et de polders, lui permettant d'acquérir sa morphologie actuelle. De même, Leroux (2013) montre qu'entre 1878 et 2007, le schorre du fond de baie a subi une avancée naturelle considérable associée à la construction de digues empêchant leur recul, en 1860 et 1912, et du canal de la Somme, constructions engendrées par le besoin humain de conquête terrestre.

Outre les aménagements, des activités telles que le contrôle mécanique et chimiques de la végétation peuvent être réalisées sur les schorres, en utilisant des tracteurs et de la chaux vive. Cette technique a déjà été utilisée en Baie de Somme, le long de la côte allant de l'estuaire de La Maye au Crotoy, notamment en 1999 et 2002 (Sournia *et al.*, 2000 ; Bastide, 2011).

II.2.2. Dynamique de l'estran sableux intertidal

L'estran sableux de la Baie de Somme est sujet à des variations morphologiques rapides, qui se fond au rythme des différents objets sédimentaires qui l'animent, comme les chenaux tidaux et les morphologies de fond de type barres-bâches ou dunes hydrauliques.

L'observation de la dynamique complexe et rapide de ces derniers objets (barres sédimentaires et dunes), et plus particulièrement, sa quantification, peut s'avérer difficile à l'échelle pluriannuelle, ne permettant pas de distinguer chaque forme individuellement. Toutefois, une analyse des variations de leur répartition sur l'estran à cette échelle de temps reste possible.

II.2.2.1. Les chenaux tidaux

Contrairement aux chenaux parcourant le schorre, les chenaux tidaux de l'estran, exposés aux forçages marins et fluviatiles, subissent des divagations importantes dans la zone intertidale de la baie, en fonction des érosions et accumulations sableuses répétitives.

Cette divagation a été observée et quantifiée en Baie de Somme entre 1952 et 2013 (Brigaud, 2014), période durant laquelle les chenaux évoluent sur une grande partie de l'estran, à l'exception de la zone haute relativement plane reliant la pointe de St-Quentin au Crotoy et sur laquelle se trouve l'estuaire de La Maye, où les chenaux sont peu présents (figure IV.22).

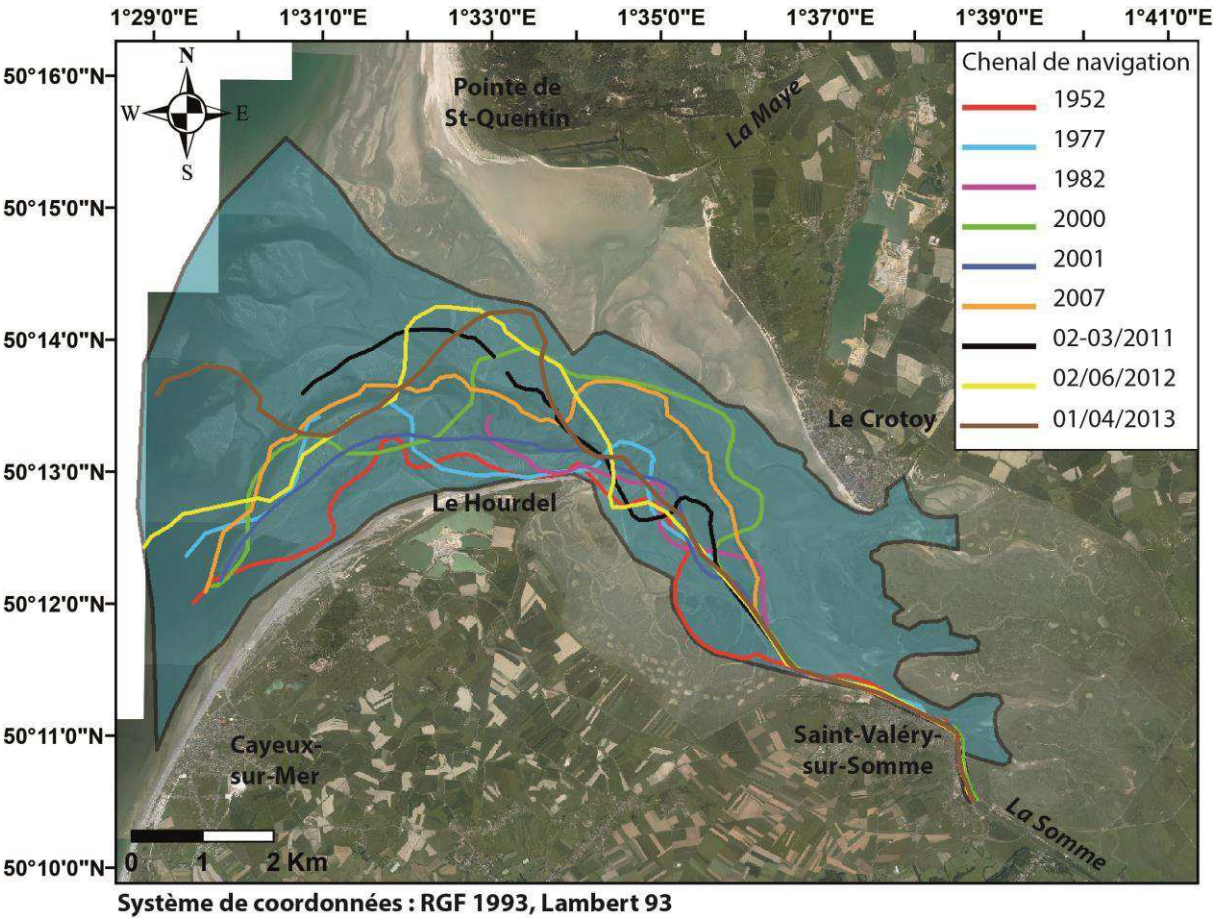


Figure IV. 22 : Localisation de la zone de divagation des chenaux tidaux principaux (polygone bleu) et du chenal de navigation (interprétation en traits pleins selon Brigaud, 2014) de la Baie de Somme, entre 1952 et 2013, sur fond d'orthophotographies de la BD-ORTHO 2007 (© IGN).

Les incertitudes minimales de ces mesures, calculées selon la méthode de Durand (1999) (cf. chapitre II), sont de ± 5 m lors de la comparaison de la position de l'axe central du chenal sur 2 orthophotographies de date différente, mais peuvent être plus grandes à cause d'une interprétation difficile due au moment de la prise de vue (pleine-mer), à la qualité et au contraste des photographies aériennes. Cette interprétation, réalisée par Brigaud (2014), est d'autant plus délicate qu'elle est basée sur la digitalisation des 2 bordures du chenal, dont l'axe central est ensuite distingué grâce aux applications du logiciel ArcGis.

Durant cette période, on observe une tendance du chenal de navigation à migrer vers le nord de la baie, surtout dans les parties externes de celle-ci (figure IV.23).

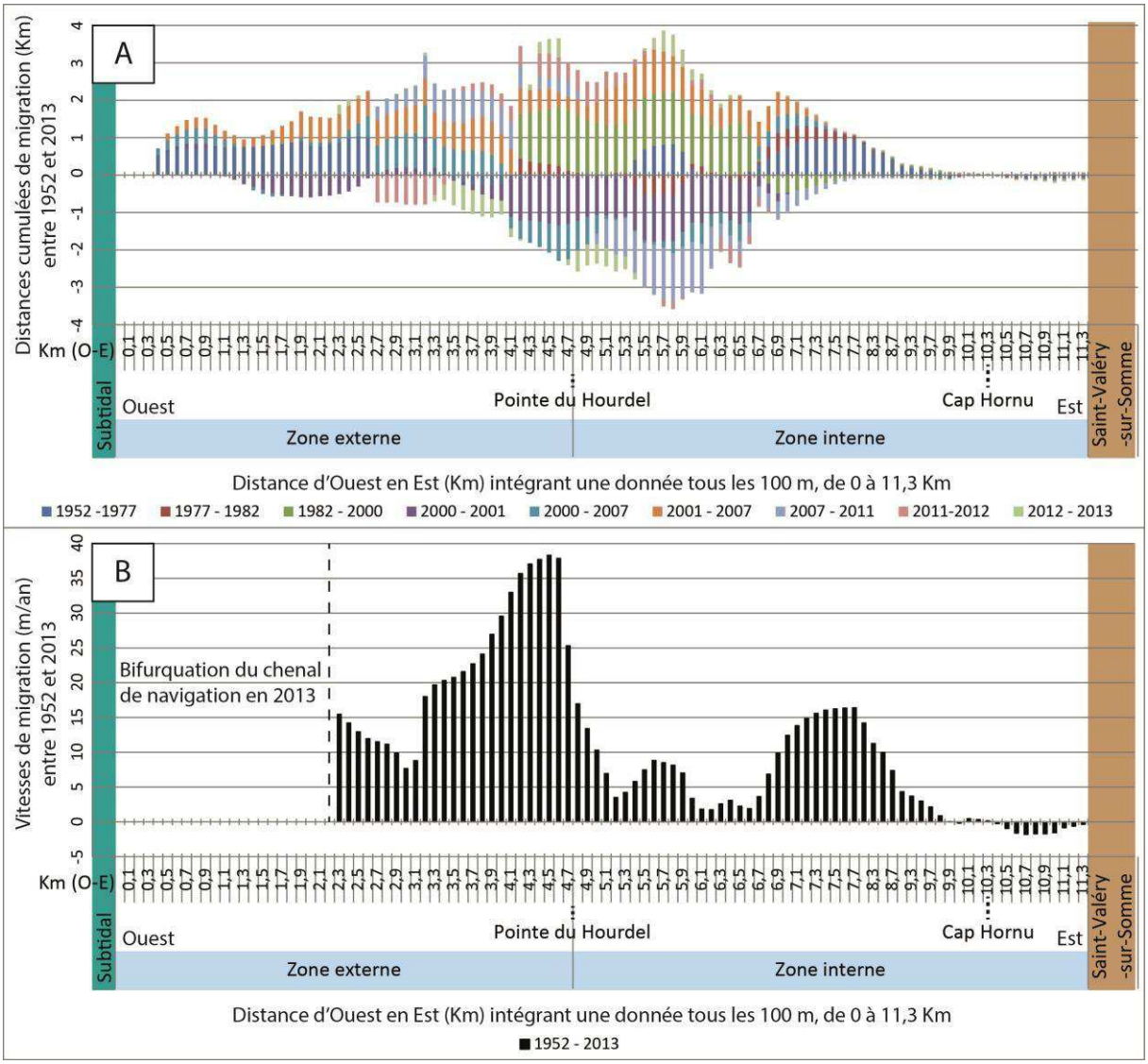


Figure IV. 23 : Divagation (nord-sud) du chenal de navigation de la Baie de Somme entre 1952 et 2013 (modifiée d'après Brigaud, 2014). A) Distances de migration par sous-période (Km). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1952 et 2013. Les valeurs positives représentent une divagation vers le nord et les valeurs négatives représentent une divagation vers le sud.

Entre 1952 et 1977, l'embouchure du chenal s'est déplacée vers le nord de près de 781 m, pour revenir à la même position en 2000, 2001 et 2007. Entre 2007 et 2012, elle monte de 1,2 km vers le nord. Entre 2012 et 2013, le chenal principal bifurque, abandonnant

l'embouchure au sud pour ressortir au niveau d'une autre passe qui s'est développée 2 km plus au nord. Cette évolution n'est pas représentée sur la figure IV.23 car elle constitue un changement d'exutoire au profit d'un autre et non une migration du chenal observé jusque-là.

Dans la partie située juste en avant de la pointe du Hourdel (vers la mer) et au sud de l'extrémité de la pointe de St-Quentin, les chenaux divaguent énormément au cours de ces années, tantôt vers le nord (entre 1977 et 2000, puis entre 2001 et 2013) et tantôt vers le sud (entre 1952 et 1977 et entre 2000 et 2001), pour une distance totale parcourue de 2,4 km au maximum entre 1952 et 2013. La vitesse maximale mesurée est de 38,3 m/an au maximum entre 1952 et 2013, en avant de la pointe du Hourdel.

Dans la zone interne, à l'est de la pointe du Hourdel, la partie ne disposant pas d'endiguement montre une divagation maximale d'environ 1,6 km vers le NE, entre 1982 et 2000. Sur ce secteur, le chenal de navigation varie beaucoup dans les 2 directions au cours du temps mais se trouve le plus souvent cantonné à une zone plus réduite que dans la partie externe de la baie. La vitesse maximale de migration est de 8,8 m/an pour ce secteur.

Dans la zone encore plus interne, où des digues ont été érigées, la variation la plus forte est enregistrée entre 1952 et 1977, avec une avancée maximale d'environ 941 m vers le NE (kilomètre 7,3 sur la figure IV.23), contrainte par la construction de la digue submersible du Cap Hornu en 1965. Celle-ci, créée pour limiter la divagation du chenal d'accès au port de Saint-Valéry-sur-Somme, a très bien fonctionné en ne permettant au chenal de divaguer que vers le nord, uniquement pour les années 1982 et 2007 (près de 600 m sur un axe SW-NE). La vitesse de migration maximale mesurée dans ce secteur aménagé est de 16,4 m/an entre 1952 et 2013.

Au-delà du Cap Hornu, dans la zone canalisée de Saint-Valéry-sur-Somme, aucune divagation du chenal de navigation supérieure à 2 m/an n'est observée et le chenal évolue peu.

Les relevés de balisage du chenal de navigation, cartographiés par la SOGREAH (2007), montrent l'évolution rapide de sa position à une échelle de temps plus courte, plurimensuelle, entre le 01/01/2000 et le 31/12/2007 (figure IV.24). Ils permettent de constater que les vitesses de migration du chenal de navigation sont plus importantes dans la zone externe de la baie que dans la zone interne à l'échelle annuelle. Par exemple, l'année 2004, marquée de traits oranges, montre une divagation jusqu'à 1,4 km vers le nord à l'embouchure tandis qu'elle ne doit pas excéder 200 m dans la zone interne.

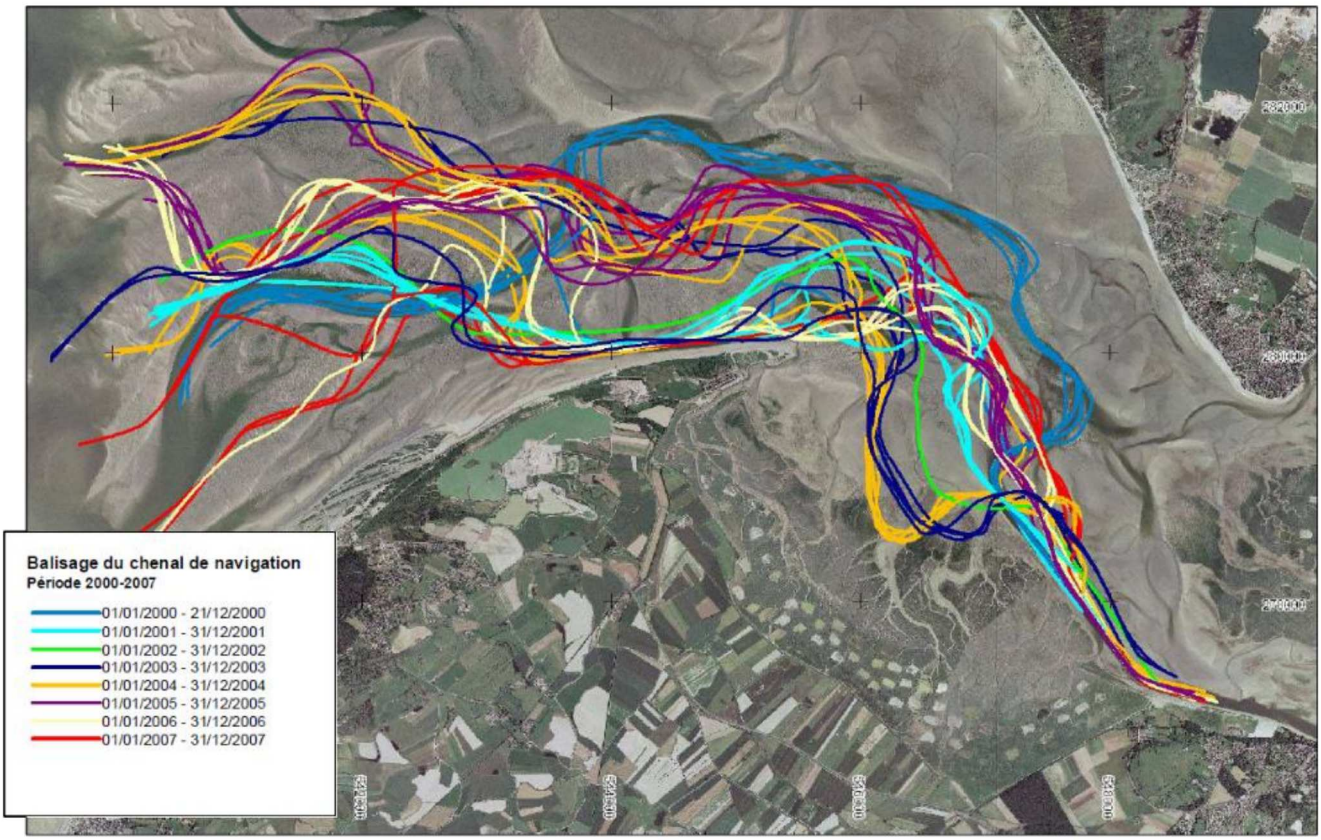


Figure IV. 24 : Balisage du chenal de navigation entre le 01/01/2000 et 31/12/2007 (Source : SOGREAH, 2007).

Gluard (2012) a étudié les divagations du Couesnon dans la Petite Baie du Mont-St-Michel. Son étude a démontré que, comme pour la Baie de Somme, le chenal tidal divague peu dans les parties les plus internes de la baie, protégées par des infrastructures comme le pont reliant la côte au mont. A l'inverse, les parties les plus externes, à proximité du mont jusqu'au large, permettent une divagation forte du Couesnon.

A travers cette étude et par le biais de données courantologiques et météorologiques, Gluard (2012) conclut que la marée semble constituer le forçage dominant dirigeant la divagation des chenaux, selon un cycle d'une période de 18,6 ans (cycle nodal lunaire ou Saros). Le débit fluvial et les vents constituent également des processus influant sur la mobilité des chenaux tidaux, le premier agissant sur la linéarité des chenaux (rectilignes si débit fort ou sinueux si débit faible) et le second pouvant induire une agitation conséquente permettant une remise en suspension des sédiments, érodant ainsi les levées des chenaux et/ou redéposant le sédiment dans leur lit (comblement).

Dans le cas de la Baie de Somme, aucun suivi courantologique ou météorologique à long terme n'a été réalisé sur la période d'étude de 1952 à 2013. Ainsi, aucun lien direct entre les forçages et la divagation des chenaux ne peut être effectué. De plus, l'évolution du chenal de navigation semble plus complexe que celle observée en Baie du Mont-Saint-Michel, sans doute due à la morphologie de la baie qui engendre une division de cette dernière en plusieurs zones qui évoluent différemment. Même au sein du secteur externe, des divagations contraires se distinguent au sein d'une même période de suivi, les chenaux pouvant être quasi-linéaires comme en 2001 ou adopter une sinuosité à la fois nord et sud comme en 2013 (cf. figure

IV.22). Aucune cyclicité particulière de divagation nord-sud ne ressort des observations effectuées sur les orthophotographies étudiées aux pas de temps pluriannuels. Toutefois, une telle cyclicité existe peut-être à des pas de temps plus courts (plurimensuels ou annuels) ou, au contraire, plus longs (cycle nodal lunaire), et nécessiterait une étude avec plus de données (pas de temps mensuel) sur une période longue (> 20 ans) pour être analysée.

Au-delà de l'importance de la dynamique de divagation des chenaux tidaux de la Baie de Somme, la dynamique du lit sédimentaire de ces derniers reste indéfinie. Toutefois, les données obtenues lors des campagnes en mer réalisées durant cette thèse (ESTUSOM13 et ESTUSOM14) ont permis une première observation des fonds du chenal de navigation et devraient permettre, à terme, d'analyser l'évolution morphodynamique de ces fonds entre les périodes de levés bathymétriques et d'enregistrement de l'imagerie réalisés via le sonar interférométrique de la V/O Haliotis.

Un premier traitement de ces données nous a par exemple permis de définir la morphologie du chenal de navigation depuis la ligne du zéro hydrographique jusqu'à la pointe du Hourdel (figure IV.25). Le fond du chenal est ainsi couvert de morphologies de fonds telles que des mégarides notamment, mais également de formes particulières peu rencontrées dans le domaine intertidal émergé. Des formes de type « dépressions » sont ainsi visibles mais restent pour l'instant indéfinies en termes de formation et de dynamique pour ce secteur. Il s'agit probablement de creux d'affouillement tels que ceux observés sur les dunes intertidales du Hourdel (cf. cas B et C, figure I.3), qui sont liés à des régimes de courants particuliers. D'autres chenaux recoupent également le chenal principal, créant ainsi des dépressions.

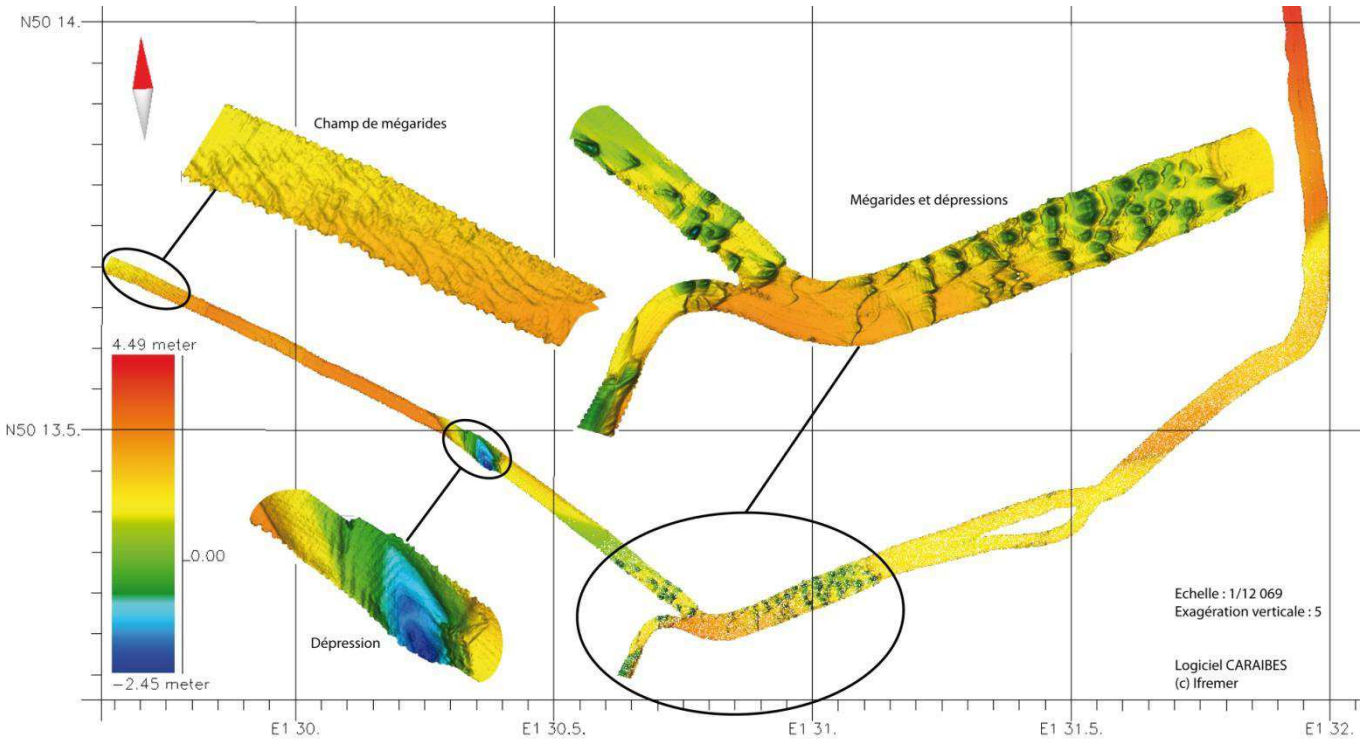


Figure IV. 25 : Bathymétrie d'une partie du chenal de navigation de la Baie de Somme en mars 2013, située entre le zéro hydrographique à l'ouest et la pointe du Hourdel à l'est. Système de coordonnées : WGS84.

II.2.2.2. Les systèmes de barres/bâches

Les systèmes de barres/bâches présents en Baie de Somme sont situés au droit du Marquenterre et en avant du cordon de galets, entre Cayeux-sur-Mer et Le Hourdel, et sont plus développés au nord de la baie qu'au sud de la baie. Une observation de leur évolution diachronique à l'échelle pluriannuelle, entre 1947 et 2013, a été effectuée via les orthophotographies et les données de LiDAR disponibles (annexes IV.4 et IV.5).

Dans le secteur nord (annexe IV.4), la majorité des barres sédimentaires, qui peuvent dépasser 1 km de long (longueur de crête), 3 m de haut et sont espacées d'environ 200 m, ont une orientation nord-sud et sont parallèles à la côte. Elles s'étendent de la pointe de St-Quentin jusqu'à la Baie d'Authie et subissent des modifications d'emplacement et de morphologie. Toutefois, un suivi à cette échelle temporelle longue ne permet pas de déterminer une évolution individuelle de ces barres (sens et vitesse de migration, création ou disparition, accolement entre barres ou à la côte…) mais permet de voir qu'il s'agit d'un système dynamique et complexe de barres mobiles où des chenaux drainants peuvent se créer (comme en 2000 où ils sont bien visibles) et disparaître.

Au sud de la Baie de Somme (annexe IV.5), le système de barres/bâches (de mêmes dimensions que les barres sédimentaires du nord) diffère de celui du nord et une évolution de sa répartition spatiale ressort entre 1947 et 2013 avec des barres plus ou moins marquées selon les années. En 1947, les orthophotographies prises durant la marée haute ne permettent pas de voir le système dans son ensemble. Toutefois, une grande barre sédimentaire s'accole au cordon de galets au niveau de La Mollière et s'étend en mer, vers le nord, sur près de 1300 m. En 1952, les barres/bâches sont bien visibles. Celles-ci longent la pointe du Hourdel, parallèlement à la côte et viennent s'accoler à cette dernière à leur extrémité sud, au niveau de La Mollière. En 1977, ces morphologies sableuses ne sont plus présentes au nord de la zone, sur 3,5 km depuis le poulier du Hourdel, où un fin chenal s'est formé le long de la côte et où les champs de dunes se sont développés. Les barres sableuses sont alors moins marquées et semblent être de hauteur plus réduite, tandis qu'en 1982, elles reprennent de l'ampleur et réapparaissent plus au nord à la place des dunes, en avant des crochons de galets sur lesquels elles se fixent. En 2000, les barres sableuses progressent encore vers le nord en même temps que les crochons de galets, deviennent parallèles au rivage et s'amenuisent en taille (longueur de crête < 1 km ; espacement entre 2 crêtes < 100 m). En 2007, le système a considérablement reculé vers le sud avant d'avancer à nouveau vers le nord entre 2011 et 2013, conjointement à l'avancée du trait de côte correspondant à la limite des galets.

Les barres sableuses intertidales ont une dynamique cross-shore et peuvent migrer tantôt vers le large, tantôt vers la côte. L'étude de Stépanian (2002), prenant exemple des barres/bâches d'Omaha beach (Normandie), démontre une tendance globale à l'avancée des barres vers la côte avec le temps, avec des vitesses de migration allant de -0,5 à 1,2 m/jour. Wright (1976) évoque des vitesses de migration inférieures à 0,25 m/jour à Ainsdale (Royaume-Uni), alors que Hardisty & Laver (1989) estiment ces migrations à 0,17 m/jour à Skegness (Royaume-Uni) et que Voulgaris *et al.* (1998) calculent une migration de 1 à 2 m/jour à Niewpoort (Belgique) (*in* Stépanian, 2002). On peut donc supposer que les barres sédimentaires de la Baie de Somme, globalement parallèles au rivage, puissent alimenter ce dernier en sédiments grâce à leur dynamique cross-shore et permettre ainsi l'avancée du trait de côte.

II.2.2.3. Les champs de dunes hydrauliques

Comme présenté dans le chapitre III, l'évolution des dunes hydrauliques peut être extrêmement rapide et se fait au rythme des marées, parfois influencées par d'autres forçages comme les vents ou la houle. L'évolution individuelle des dunes est donc difficile à observer sur une échelle temporelle longue.

En observant des photographies aériennes ou des données de LiDAR à l'échelle annuelle ou pluriannuelle, on ne peut raisonner que sur la répartition spatiale des champs de dunes. A l'échelle de la baie, les champs de dunes sont limités spatialement par l'altitude des fonds (absents généralement au-dessus de 4 m NGF IGN69), déterminant leur temps d'immersion et l'influence des forçages hydrodynamiques. Ce facteur d'altitude est lui-même extrêmement variable en fonction des transports sédimentaires qui régissent la dynamique générale de l'estran, comme la création ou l'érosion de bancs sableux et la divagation constante des chenaux tidaux qui modifient la répartition des champs de dunes.

Entre 1952 et 2013, les dunes hydrauliques intertidales sont présentes sur la quasi-totalité de l'estran de la Baie de Somme, à l'exception des zones hautes telles que la plage sableuse encadrant l'estuaire de La Maye (> 4 m NGF IGN69), qui comporte très peu de dunes, et les bancs sableux disséminés sur l'estran. On les retrouve même dans les chenaux du schorre de fond de baie. Leurs secteurs de présence varient au cours du temps en fonction, semble t-il, de la granulométrie, de la profondeur, de la présence de chenaux à proximité, etc. La morphodynamique de l'ensemble de l'estran sableux s'avérant extrêmement importante aux échelles annuelles et pluriannuelles étudiées ici, la répartition spatiale des champs de dunes change constamment entre les dates étudiées et reste difficile à expliquer (figure IV.26).

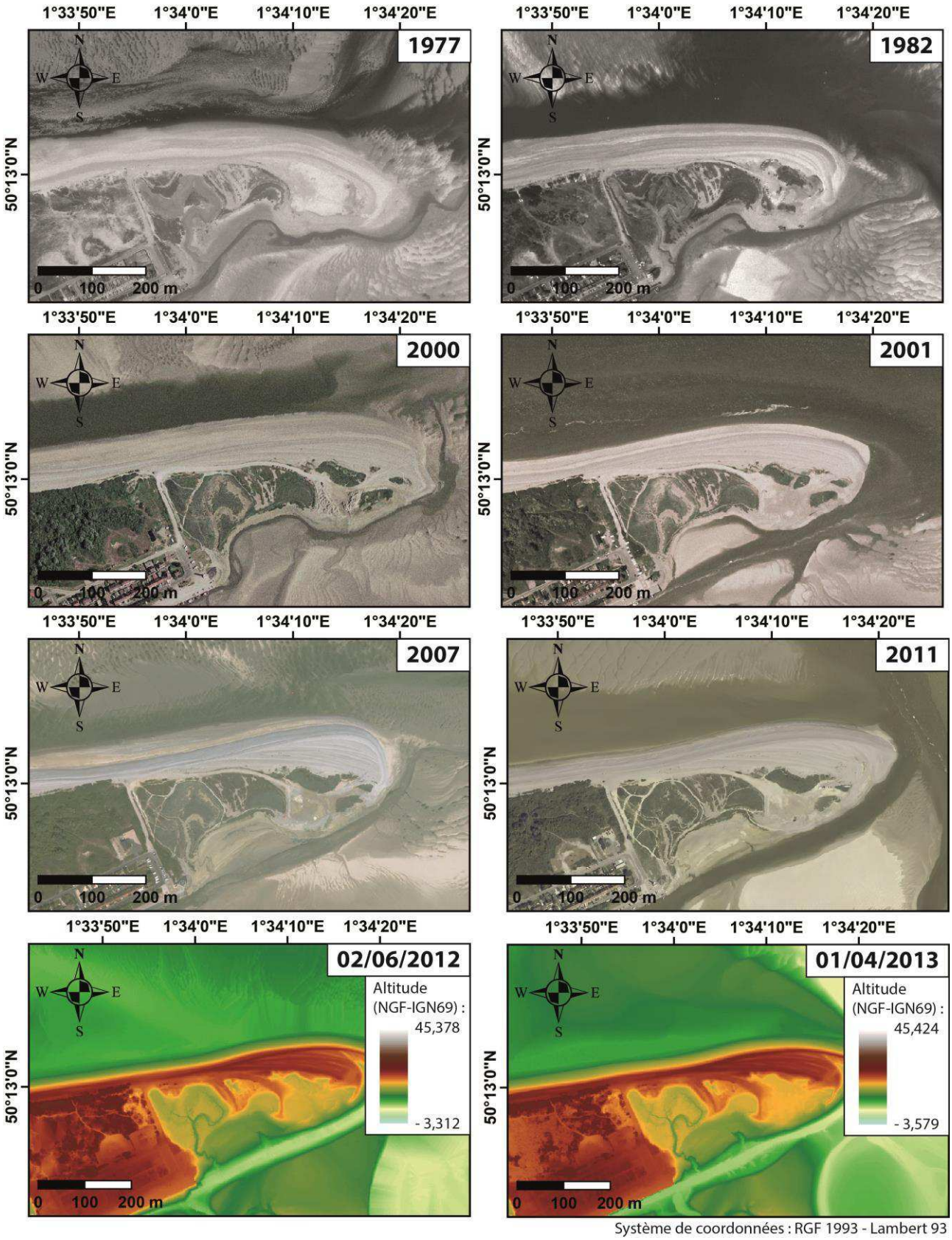


Figure IV. 26 : Exemple de l'évolution de la répartition des dunes aux abords de la pointe du Hourdel entre 1977 et 2013, observée sur les orthophotographies et les MNTs issus des données de LiDAR.

II.2.3. Synthèse d'évolution de la Baie de Somme entre 1947 et 2013

L'évolution morphologique globale des domaines côtier et intertidal de la Baie de Somme entre 1947 et 2013 montre clairement une tendance à l'accrétion et au comblement (figure IV.27).

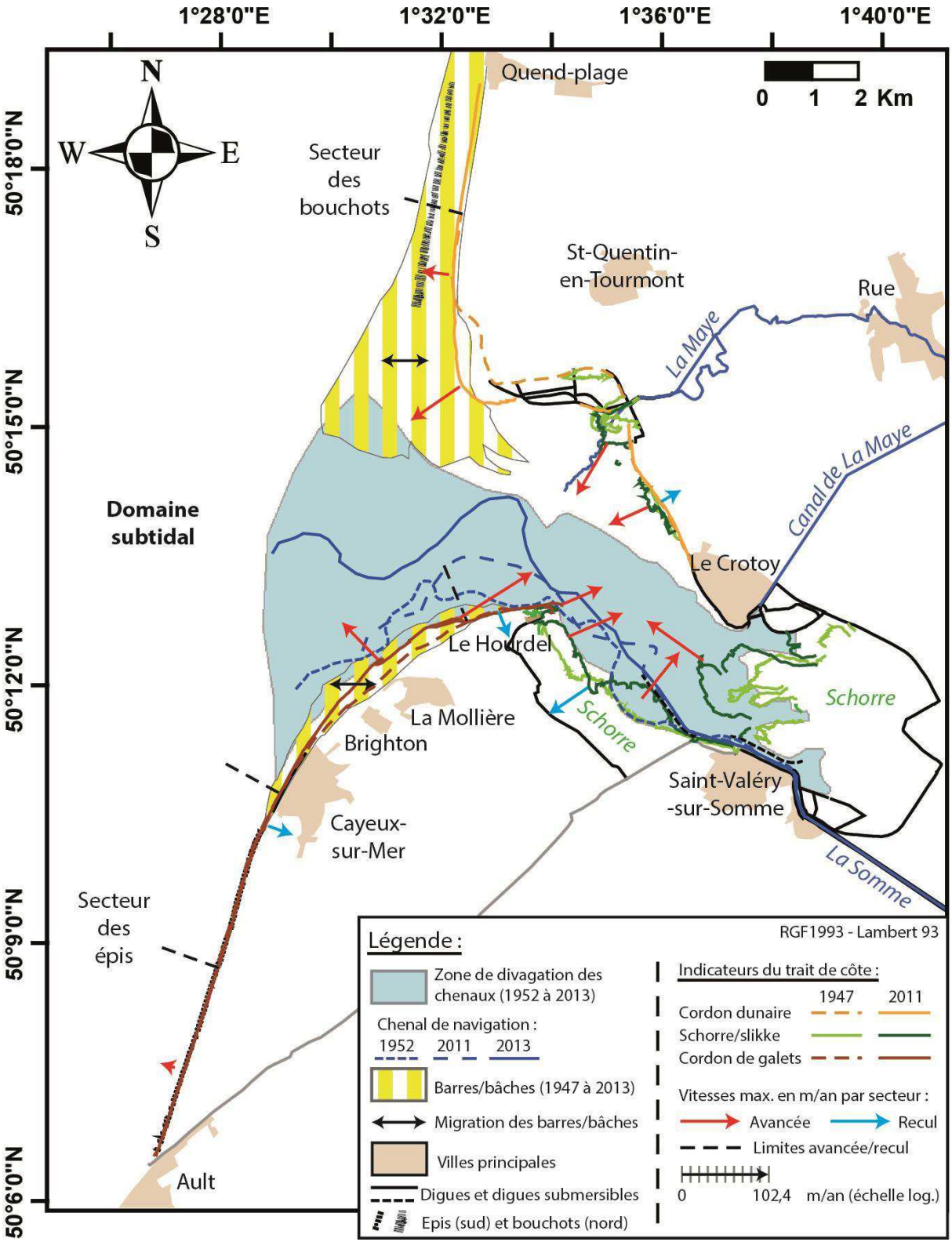


Figure IV. 27 : Synthèse d'évolution de la Baie de Somme entre 1947 et 2013.

L'ensemble des indicateurs du trait de côte étudiés entre 1947 et 2011 s'accorde sur cette tendance avec toutefois quelques secteurs en faible érosion : le cordon de galets au sud de Cayeux-sur-Mer qui affiche un recul maximal de 0,8 m/an ; un secteur court au nord des flèches actives de La Mollière qui montre un recul maximal de 0,9 m/an ; la limite schorre/slikke de la mollière sud qui a reculé de 4,4 m/an sur une zone limitée (essentiellement sur la période 1947-1977), sous l'action de divagation des chenaux ; et le cordon dunaire du Marais (nord du Crotoy) qui enregistre un recul de 0,6 m/an entre 1947 et 2013. Ces vitesses d'érosion du trait de côte sont toutefois faibles comparées aux vitesses d'accrétion, croissantes lorsqu'on s'approche des parties centrales de la baie.

Le cordon de galets, en tant que flèche littorale, affiche la plus forte dynamique long-shore tandis que le front de schorre est celui qui montre la plus grande extension cross-shore, qui est maximale au niveau du fond de baie.

Au sud de la Baie de Somme, l'interaction entre l'estran sableux et le cordon littoral a déjà été étudiée. Ce cordon est en partie constitué de galets (40 à 60 % selon Leconte et Viguier, 1996) et de sables permettant sa fixation, dont la proportion est plus importante vers le bas du cordon et diminue vers le haut (Migniot & Bellessort, 1974, Augris *et al.*, 2004, Livet & Roue, 2012, *in* Dejeans, 2013). Dolique (1999a et 1999b) et Dolique & Anthony (1999) mettent en avant l'existence d'un gradient d'élévation net du plancher sableux et de son contact avec le cordon de galets, depuis Ault jusqu'à la pointe du Hourdel, attestant de l'accumulation sableuse croissante vers la baie (*in* Bastide, 2011). Selon Carter (1988), ce plancher sableux modifie la dynamique du cordon de galets en accélérant la dérive littorale et en dissipant la houle (*in* Bastide, 2011).

Les systèmes de barres/bâches constituent un important stock sableux disponible pour l'engraissement de la ligne de rivage. D'orientation globalement nord-sud, ces barres ont une dynamique cross-shore (ouest-est) et sont présentes dans les secteurs des cordons littoraux montrant le plus d'accrétion, au niveau de la pointe de St-Quentin et entre Cayeux-sur-Mer et la pointe du Hourdel. Il est donc probable que des transferts sédimentaires aient lieu entre ces 2 systèmes (barres/bâches et trait de côte), alimentant ainsi le linéaire côtier en sables, la littérature évoquant plutôt une migration onshore des barres lors des conditions de faible agitation (e.g. King & Williams, 1949 ; King, 1972 ; Stépanian, 2002). De plus, les barres sédimentaires protègent les côtes contre la houle, en dissipant l'énergie de cette dernière et favorisent ainsi l'accrétion du linéaire côtier.

Au sud, le système de barres/bâches semble avoir considérablement réduit son emprise entre 1947 et 2013. Sa limite côté large reste sensiblement la même alors que le trait de côte a fortement avancé dans ce secteur. Cette avancée ne semble donc pas permettre au système de barres/bâches de reculer également vers le large en conservant une emprise forte. Il est possible que cette évolution traduise un transfert sédimentaire sableux depuis les barres jusqu'à la côte en progradation.

Au nord de la baie, l'emprise des photographies aériennes (non étendue au large) ainsi que le moment des prises de vue (parfois à pleine-mer) ne permettent pas d'effectuer de constatation de ce genre. Il semble tout de même que l'emprise des barres/bâches du Marquenterre ait peu changée entre 2000 et 2013, hormis un décalage vers le nord dû à la

création d'un chenal tidal. L'alimentation en sédiment du trait de côte progradant grâce à la dynamique des barres/bâches reste une hypothèse.

L'analyse spatio-temporelle de ces chenaux tidaux entre 1952 et 2013 a démontré leur influence sur les systèmes de barres/bâches, les champs de dunes et l'extension du schorre. La divagation des chenaux les plus importants est forte au court du temps, rythmée par les forçages hydrodynamiques et météorologiques en présence dont découlent les transferts sédimentaires importants dans la baie. La variation spatiale de ces divagations (fortes en zone externe et faibles en zone interne) permet d'affirmer que l'énergie des forçages hydrodynamiques et donc, la dynamique sédimentaire, suit un gradient large-littoral d'affaiblissement, en partie contraint par les aménagements anthropiques de fond de baie et la constriction du bassin.

II.3. Bilans sédimentaires saisonniers, annuels et à l'échelle de 2-3 ans (entre 2011 et 2013)

L'évolution des fonds sédimentaires intertidaux de la Baie de Somme a été analysée à l'échelle saisonnière à annuelle et aux pas de temps de 2-3 ans, sur la période 2011-2013, sur la base de bilans sédimentaires. Ces bilans ont été établis via des MNTs différentiels, réalisés à partir des données des 6 levés de LiDAR topographique acquises sur le site d'étude, entre 2011 et 2013, en hiver (levé du RGE® ALTI, réalisé par l'IGN et le SHOM), en automne (levés réalisés dans le cadre du SNO-DYNALIT) et au printemps (levés réalisés dans le cadre d'une convention avec la région Picardie et le FEDER par le plateau scientifique et technique CIRCLE) (cf. chapitre II).

Les bilans sédimentaires ont été établis à l'échelle de la Baie de Somme, et pour 10 grandes zones définies sur la base de caractéristiques morphologiques, sédimentaires et dynamiques propres.

II.3.1. Dynamique sédimentaire : modalités et zonation

Outre la quantification des bilans sédimentaires, les différentiels topographiques offrent une information spatialisée (purement visuelle) de la dynamique sédimentaire du domaine intertidal de la baie, par l'observation de la répartition des zones en accrétion, en érosion et des zones stables.

Quelle que soit la période étudiée, on distingue plusieurs grandes zones au sein desquelles la structure d'évolution (géométrie des motifs d'accrétion/érosion/stabilité) reste semblable dans le temps. Certains secteurs sont très dynamiques et d'autres sont relativement stables (figure IV.28). Les secteurs dynamiques se situent dans toute la partie externe de la baie et autour du chenal de navigation dans la zone interne, où l'influence des forçages hydrodynamiques marins et fluviatiles est importante. Ils se caractérisent par des alternances de bandes sédimentaires d'accumulation et d'érosion successives, traduisant une dynamique

forte liée à la migration des formes de fond et autres objets sédimentaires tels que les dunes, les systèmes de barres/bâches et les grands bancs sableux. Les secteurs plus stables se situent en fond de baie et dans les zones internes éloignées du chenal et proches du trait de côte, où l'impact des forçages marins et fluviatiles est plus faible. Ils correspondent aux zones de schorre (mollière sud, fond de baie et estuaire de La Maye) et à la plage d'altitude supérieure à 3,5 m (NGF, IGN69), reliant la pointe de St-Quentin au Crotoy. Ces zones montrent des variations altimétriques (entre 2 dates) homogènes et faibles (comprise entre + 0,6 m et - 0,7 m environ), hormis au niveau des chenaux qui les recoupent, et aucune structure témoignant de la dynamique de formes de fond (bandes d'accrétion-érosion successives) n'y est observée.

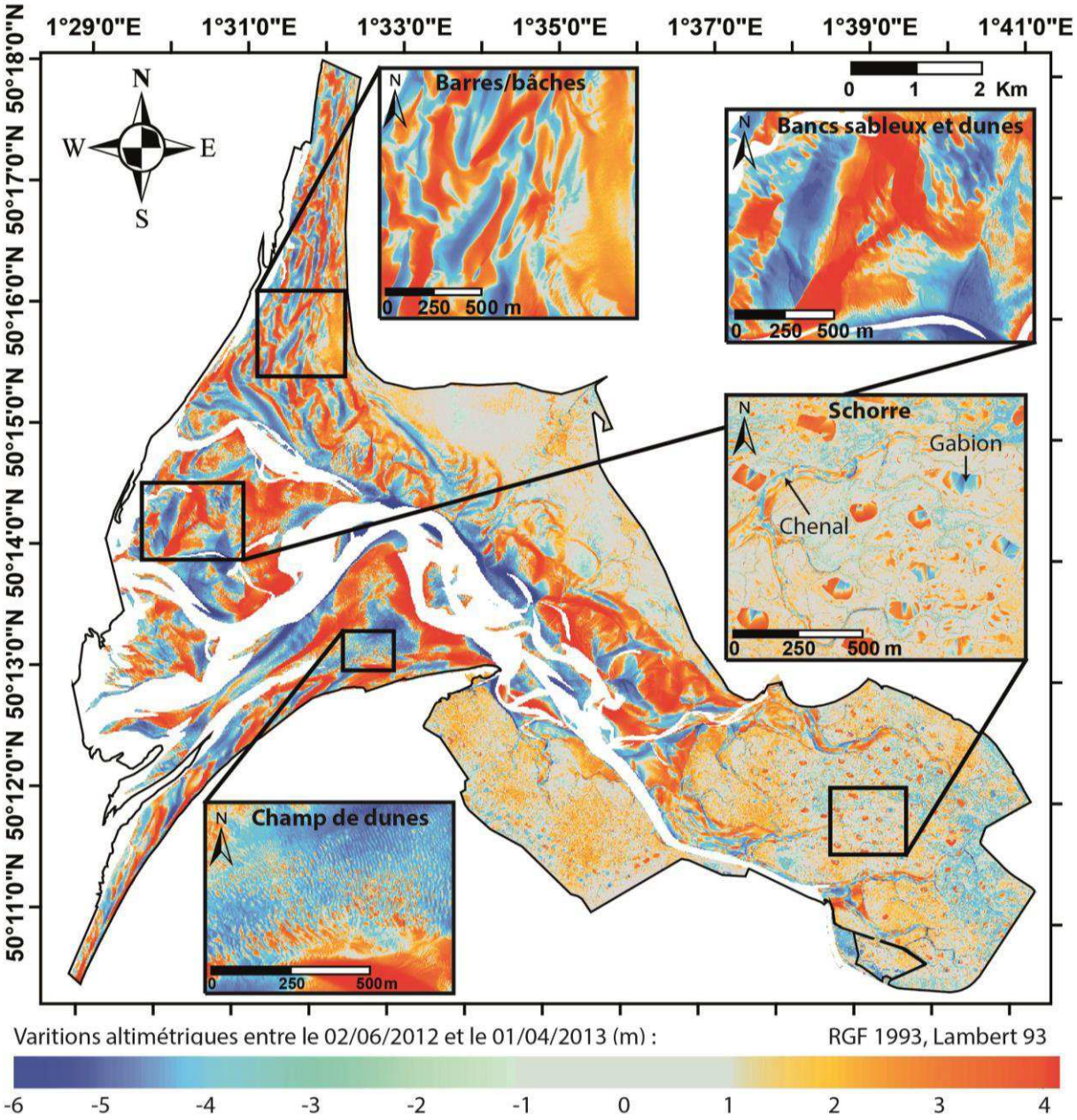


Figure IV. 28 : Observation de la dynamique sédimentaire de la Baie de Somme entre juin 2012 et avril 2013 via un MNT différentiel des données de LiDAR.

Concernant les zones de schorre, situées en fond de baie et entre le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme (zone 1 sur la figure IV.28), de nombreuses parcelles rectangulaires (en accrétion ou érosion selon le MNT différentiel observé) apparaissent. Celles-ci correspondent aux gabions, des mares de chasse parsemant le schorre, dans lesquelles le LiDAR topographique ne peut détecter le fond. Leur présence sur les différentiels topographiques génère donc une erreur liée au niveau du plan d'eau dans ces gabions (cf. zoom sur le schorre de la figure IV.28) et leur évolution topographique n'est pas mesurable, comme dans le cas des chenaux en eau, constituant des zones sans données.

Cette représentation de la dynamique sédimentaire indique donc clairement qu'une sectorisation naturelle s'effectue en Baie de Somme et que les bilans sédimentaires seront vraisemblablement variables selon ces secteurs. Dans le cadre de la réalisation de ces bilans, il semble donc intéressant d'adopter une approche sectorielle de manière à mettre en évidence la variabilité spatiale de l'évolution des fonds intertidaux.

Différents auteurs, mesurant des bilans sédimentaires en domaine littoral, ont réalisé une zonation destinée à mettre en avant l'information souhaitée. Par exemple, Brunel (2010 et 2012) a calculé les budgets sédimentaires par zones érosives, stables ou de dépôts sur les plages de poche de Provence (Méditerranée), afin d'en déduire des directions de transport sédimentaire. Dans la mesure des bilans sédimentaires du Golfe du Lion (Méditerrannée), un découpage a également été défini en fonction des cellules hydrosédimentaires et des zones portuaires, pour lesquelles l'amont et l'aval-dérive ont été séparés, afin de distinguer l'impact des ports sur l'évolution sédimentaire (Brunel, 2010 et 2012 ; Brunel *et al.*, 2012, 2013 et 2014 ; Michel, 2012 ; Aleman, 2013). De même, Montreuil *et al.* (2014), travaillant en Manche avec des données issues du même LiDAR que celui utilisé dans le cadre de cette thèse, réalisent une délimitation objective des zones de mesures de bilans sédimentaires, basée sur les différences morphologiques visibles sur leur site d'étude (zones de barres sableuses, plage sans barres…).

Dans notre cas, une zonation du domaine intertidal de la baie a été établie en tenant compte de la sédimentologie, de la morphologie et de la dynamique sédimentaire observées en Baie de Somme (figure IV.29).

L'analyse des paramètres sédimentologiques en 2013 (cf. partie I.1 de ce chapitre) a permis de délimiter le domaine intertidal en 3 zones distinctes (carte A, figure IV.29) : **(i)** la zone interne, contenant les plus forts taux de vases et de carbonates (zone a) ; **(ii)** la zone externe nord, caractérisée par des sables fins (zone b) et **(iii)** la zone externe sud, comprenant des taux équivalents de sables fins et grossiers (zone c). 2 zones subtidales peuvent être distinguées : une zone sud, ou zone d, caractérisée par une majorité de sables grossiers et une proportion importante de sables fins ; une zone nord, ou zone e, composée de sables grossiers.

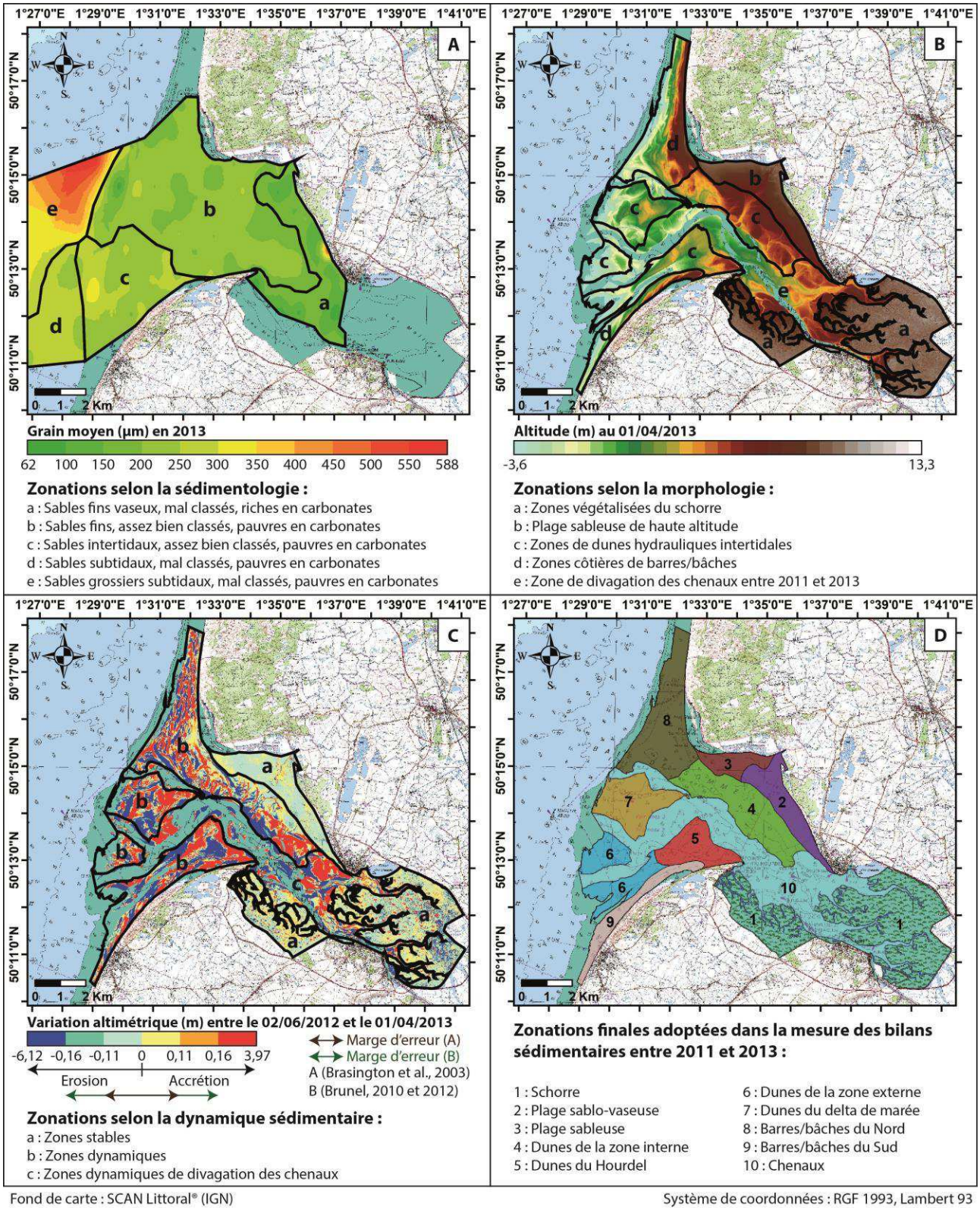


Figure IV. 29 : Zonations réalisées suivant la sédimentologie de 2013 (A : exemple du grain moyen), la morphologie de la Baie de Somme selon les données LiDAR de 2011 à 2013 (B : exemple du 01/04/2013) et la dynamique sédimentaire observée sur les différentiels LiDAR (C : exemple du 02/06/2012 - 01/04/2013), permettant d'aboutir à des zonations finales, utilisées dans les mesures des bilans sédimentaires de 2011 à 2013 (D).

Cinq secteurs ont été distingués sur la base des caractéristiques morphologiques du domaine intertidal de la baie au cours de la période 2011-2013 (cf. partie II.2 de ce chapitre) (carte B, figure IV.29) : **(i)** le schorre (zone a) ; **(ii)** la plage reliant la pointe de St Quentin au Crotoy, zone plane comprenant l'estuaire de La Maye (zone b) ; **(iii)** les champs de dunes hydrauliques (zone c) ; **(iv)** les systèmes de barres sableuses/bâches situés au nord et sud de la baie (zone d) et **(v)** la zone de divagation des chenaux (zone e).

Les caractéristiques de la dynamique sédimentaire du domaine intertidal permettent de distinguer 3 zones (carte C, figure IV.29) : **(i)** les zones stables (zones a) ; **(ii)** les zones dynamiques qui évoluent en fonction des formes de fond telles que les dunes, les barres ou les bancs sableux (zones b) et **(iii)** les zones dynamiques de divagation des chenaux (zone c).

Le croisement de ces 3 interprétations permet d'obtenir 10 zones (carte D, figure IV.29) qui seront individualisées pour la quantification des bilans sédimentaires en Baie de Somme, entre 2011 et 2013.

Si on compare les limites de ces zones à celles des sous-unités estuariennes définies par Dupont (1981) (cf. figure I.12), on remarque les correspondances suivantes : (i) la zone de schorre 1 se situe au niveau des sous-unités 1 et 2, qui sont le schorre non abrité de fond de baie et un secteur abrité des forçages marins par la pointe du Hourdel ; (ii) la zone 2 comprend le val de Rue (sous-unité 3) et la zone abritée de la Bassée (sous-unité 4), de haute altitude ; (iii) les zones 3 et 8 sont comprises dans le secteur de haute énergie de la pointe de St-Quentin (sous-unité 5) ; (iv) la zone 4 se situe à cheval sur ce secteur de haute énergie, sur la zone abritée de la Bassée et sur le delta de marée (sous-unité 7) ; (v) les zones 5 et 7 se situent sur ce delta de marée, où se trouvent les chenaux tidaux, les bancs sableux et les dunes hydrauliques ; (vi) et les zones 6 et 9 se situent sur le versant externe du poulier du Hourdel (sous-unité 6), qui est affecté par une dérive littorale importante.

La zonation établie pour la mesure des bilans sédimentaires semble donc en adéquation avec les limites des sous-unités estuariennes caractérisées par Dupont (1981), à l'exception de la zone 4, qui se situe à la jonction de 3 sous-unités estuariennes de caractéristiques différentes selon Dupont (1981). D'après cet auteur, cette zone subit une forte influence des forçages marins dans sa partie la plus externe et dans sa partie proche de l'axe central de la baie (sud-ouest), de plus faible altitude, et sera abritée des forçages dans sa partie interne (nord-est), de plus haute altitude.

Parmi les bilans réalisés, les bilans saisonniers regroupent l'ensemble des données de LiDAR acquises et les compare deux à deux, par ordre chronologique, quelle que soit leur emprise spatiale. Comme évoqué dans le chapitre II, les données issues des campagnes LiDAR n°1, 3 et 5 ont une emprise spatiale étendue sur l'ensemble de la baie, tandis que les données des campagnes n°2, 4 et 6 ont une emprise spatiale restreinte à la partie externe de la baie (cf. figure II.8), et ne couvrent que partiellement les zones 1, 2, 3, 4 et 10. Par conséquent, les bilans sédimentaires saisonniers incluent un taux de recouvrement faible pour ces zones, qui sera détaillé ultérieurement.

Des bilans annuels ont ensuite été réalisés en comparant deux à deux les campagnes 1, 3 et 5 de grande emprise spatiale puis, les campagnes 2, 4 et 6, d'emprise spatiale limitée. Les

premiers bilans annuels seront donc fiables sur une grande partie des zones étudiées alors que les seconds seront moins fiables au niveau des zones internes évoquées antérieurement.

Enfin, des bilans sédimentaires ont été réalisés en comparant les premiers et derniers levés de LiDAR utilisés pour l'échelle saisonnière, pour l'échelle annuelle de grande emprise et pour l'échelle annuelle d'emprise restreinte. Le but est de quantifier les bilans sédimentaires sur les 3 plus longues périodes d'observation (25 et 32 mois), qui ne présentent pas toujours la même fiabilité des mesures selon les zones, et d'obtenir ainsi au moins un bilan sédimentaire fiable par zone sur l'une des 3 périodes imbriquées (03/2011-01/04/2013, 28/09/2011-04/11/2013 et 03/2011-04/11/2013). Les variations de fiabilité des bilans sédimentaires selon les zones sont dues aux différences d'incertitude de mesure, dues à la précision verticale des données de LiDAR utilisées (cf. chapitre II), ainsi qu'aux différences de taux de recouvrement des MNTs différentiels, dues à l'emprise de chaque levé de LiDAR.

La part d'incertitude des bilans sédimentaires est définie ici selon 2 techniques distinctes : **(i)** celle de Brasington *et al.* (2003) (nommée A), basée sur un calcul de probabilité, qui estime les valeurs de marge d'erreur à ± 0,11 m ou m^3/m^2 lorsque le MNT différentiel n'intègre pas les données LiDAR de Février-Mars 2011 (campagne n°1), et à ± 0,17 m ou m^3/m^2 lorsque le MNT différentiel intègre ces données de la campagne n°1 ; **(ii)** celle de Brunel (2010 et 2012) (nommée B) qui considère la plus grande marge d'erreur possible, correspondant ici à ± 0,16 m ou m^3/m^2 lorsque le MNT différentiel n'inclue pas la campagne n°1 et à ± 0,23 m ou m^3/m^2 lorsqu'il l'inclue (cf. chapitre II).

Les figures suivantes de représentation des bilans sédimentaires (figures IV.30, IV.32 et IV.33) et les annexes correspondantes (annexes IV.8, IV.10 et IV.11) sont basées sur une échelle de couleurs comportant des zones considérées comme « stables » car inclues dans la marge d'erreur A, des zones considérées comme « stables » ou en faible accrétion/érosion, selon que l'on considère l'incertitude B ou A, respectivement (inclues dans la marge d'erreur B), des zones de bilans sédimentaires moyens et des zones de bilans sédimentaires forts (bilan supérieur aux marges d'erreur A et B). La distinction entre bilan sédimentaire moyen et fort correspond à la valeur de 2 écart-types, choisie selon la méthode de Duclos (2012). Cette valeur seuil a été calculée sur l'ensemble des mesures de bilans, pour toutes les zones 2 à 9 et toutes les périodes, et est égale à ± 0,24 m^3/m^2. L'échelle de couleur variera donc au niveau des valeurs d'incertitude (ME (A) et ME (B)), en fonction des données de LiDAR utilisées (campagne n°1 du 03/2011 ou non).

De plus, en fonction de l'emprise spatiale des différents jeux de données de LiDAR comparés dans les différentiels (cf. chapitre II), certaines des zones définies ne seront pas représentatives des bilans sédimentaires réels car elles seront peu couvertes spatialement. En effet, comme on peut l'observer sur la carte C de la figure IV.29, pour la période de juin 2012 à avril 2013, certains des secteurs comportent peu de données. C'est surtout le cas de la zone 10, correspondant au secteur de divagation des chenaux, pour laquelle les zones en eau sont exclues du calcul de variation altimétrique et de budget sédimentaire.

Afin de déterminer la fiabilité des bilans sédimentaires mesurés, les taux de recouvrement des 10 zones par les différentiels LiDAR (surface couverte par le MNT différentiel en %, par rapport à la surface totale de la zone) ont été quantifiés (tableau IV.5).

Tableau IV. 5 : Taux de recouvrement, par les différentiels LiDAR, des 10 zones définies pour la mesure des bilans sédimentaires et de l'ensemble de ces zones (Total), pour chaque période étudiée. Les valeurs apparaissant en noir correspondent à des bilans sédimentaires représentatifs de la zone étudiée (recouvrement > 45 %). Les valeurs apparaissant en rouge correspondent à des bilans sédimentaires non représentatifs de la zone étudiée (recouvrement < 45 %). Les valeurs apparaissant en vert correspondent à des bilans jugés comme représentatifs de la zone étudiée, malgré un recouvrement inférieur à 45 %, car cette zone présente une évolution homogène spatialement.

Bilans sédimentaires		Recouvrement par zone (%)										
Echelle temporelle	Période	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Total
Saisonnière (campagnes LiDAR 1 à 6)	03/2011 - 09/2011	9,3	20,7	60,6	46,0	87,2	12,1	30,3	53,6	54,0	22,3	44,1
	09/2011 - 06/2012	9,3	20,7	60,7	45,6	90,0	57,6	87,9	79,4	78,5	20,6	64,9
	06/2012 - 11/2012	9,1	20,8	60,7	45,3	86,2	51,9	85,0	78,5	79,0	19,9	63,2
	11/2012 - 04/2013	9,1	20,8	60,6	45,8	85,9	55,2	87,6	79,9	80,8	23,7	64,5
	04/2013 - 11/2013	9,0	20,9	60,7	46,4	91,0	57,4	85,8	82,1	81,6	23,7	65,7
32 mois	03/2011 - 11/2013	9,0	20,9	60,8	46,4	88,5	10,6	29,6	53,6	54,8	13,4	44,1
Annuelle (campagnes LiDAR 1, 3 et 5)	03/2011 - 06/2012	100	100	100	99,2	96,3	11,4	29,1	59,6	57,9	50,8	67,4
	06/2012 - 04/2013	100	99,9	99,8	98,6	98,2	56,2	86,7	90,0	88,8	55,1	89,4
25 mois	03/2011 - 04/2013	100	99,8	99,8	99,4	95,0	11,4	30,2	59,5	57,8	55,5	67,4
Annuelle (campagnes LiDAR 2, 4 et 6)	09/2011 - 11/2012	9,1	20,7	60,7	45,5	84,1	55,0	88,1	79,5	80,1	18,6	64,2
	11/2012 - 11/2013	8,8	20,8	60,7	45,7	85,5	52,1	83,6	79,2	80,6	16,8	63,4
25 mois	09/2011 - 11/2013	8,9	20,7	60,7	46,0	87,8	57,2	86,5	81,5	80,6	16,0	65,1

Les bilans sédimentaires sont considérés comme représentatifs des zones étudiées lorsque le taux de recouvrement des données dépasse 45 % (tableau IV.5). Les zones 1, 2, 4 et 10 sont donc considérées comme les moins fiables. La zone 2, malgré un recouvrement d'environ 21 % pour les bilans saisonniers et annuels de faible emprise, semble subir une évolution assez homogène spatialement. Les volumes sédimentaires seront donc mesurés et considérés comme représentatifs pour cette zone-ci, tout comme ceux de la zone 4, pour laquelle le recouvrement reste acceptable (45,3 % au minimum).

En revanche, les zones 1 et 10 posent quelques soucis de représentativité des calculs de volumes sédimentaires accumulés ou érodés. Pour la zone 1, la surface couverte par les données est très faible dans le cas des bilans saisonniers (de l'ordre de 9 %). Pour la zone 10 de divagation des chenaux entre 2011 et 2013, le taux de recouvrement du budget calculé est souvent faible (< 24 % la plupart du temps). Les résultats peuvent donc ne pas être représentatifs de la réalité pour l'ensemble de la zone, d'autant plus que : (i) les variations altimétriques des fonds de chenaux immergés restent inconnues, et que (ii) la zone présente une dynamique forte et hétérogène sur les différentes périodes d'étude.

En outre, pour la zone 1 de schorre, qui correspond à un espace largement végétalisé, aucun ajustement n'a été réalisé lors du traitement et du nettoyage des données de LiDAR. La précision verticale des données de LiDAR y est donc plus faible que pour les espaces nus. La végétation, pouvant atteindre plus de 50 cm de hauteur, est très dense et peut entraîner la réflexion du laser sur la végétation sans que celui-ci n'atteigne le sol. Les gabions (mares de chasse) induisent également une erreur sur les bilans sédimentaires pour ce secteur, du fait d'une différence de niveau d'eau dans ces gabions d'un levé de LiDAR à un autre.

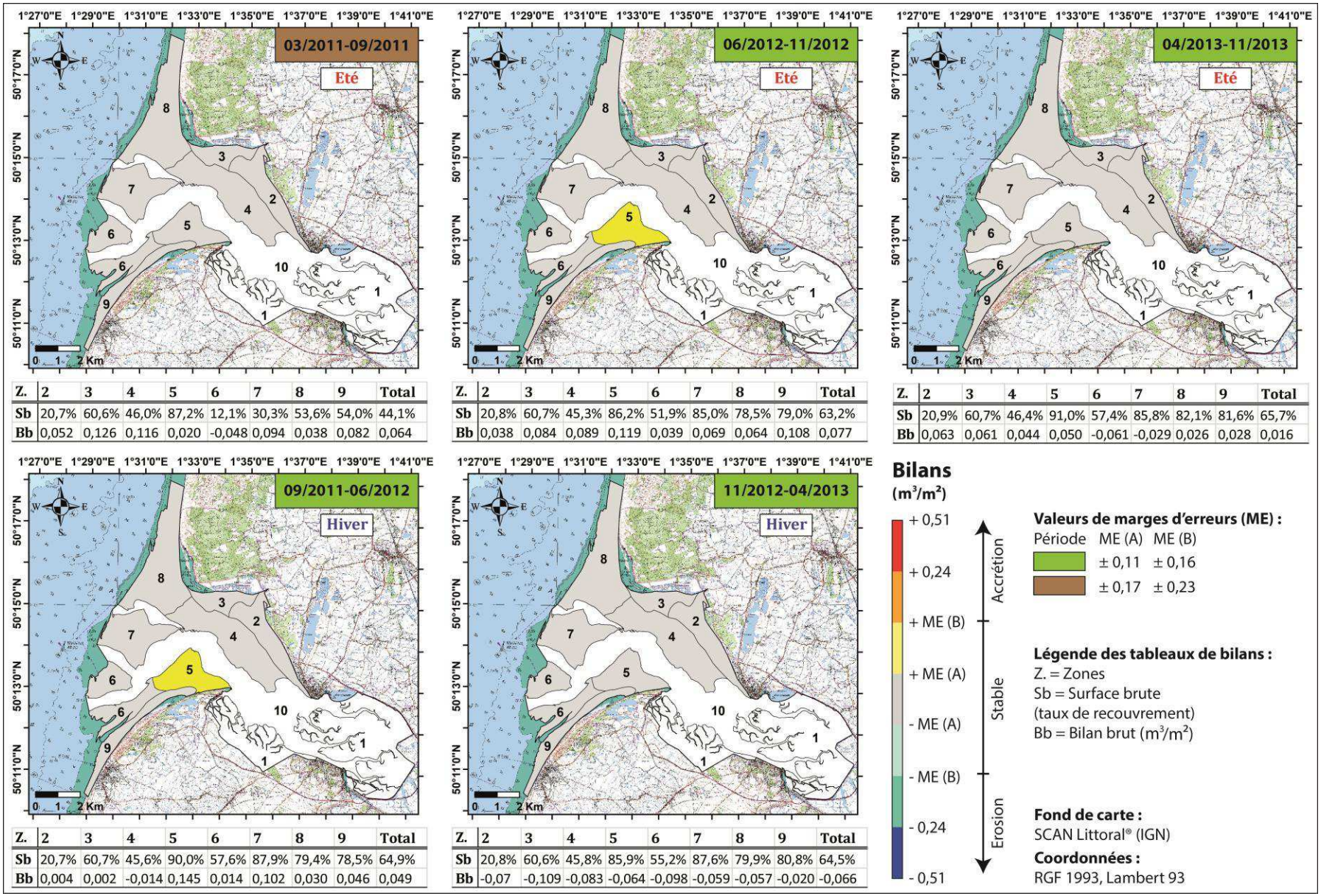
Par conséquent, et étant donné le faible recouvrement des zones 1 et 10 et leur complexité, les bilans sédimentaires n'ont pas été quantifiés pour celles-ci.

II.3.2. Bilans sédimentaires à l'échelle saisonnière

Les bilans sédimentaires saisonniers (figure IV.30 et annexe IV.8), réalisés sur les périodes en grande partie estivales et hivernales de 2011 à 2013, attestent d'une apparente stabilité sédimentaire de la Baie de Somme à l'échelle saisonnière. Les volumes sédimentaires mesurés se trouvent systématiquement dans la marge d'erreur (A ou B). On ne peut donc attester avec certitude du caractère érosif ou accumulatif de la baie durant ces périodes.

Pour la plupart des différentiels topographiques saisonniers, les résultats des 8 secteurs de mesure des bilans sédimentaires bruts sont inclus dans la marge d'erreur définie par la technique de Brasington *et al.* (2003) (A). Seule la zone 5 montre des volumes sédimentaires supérieurs à la marge d'erreur définie par la technique de Brasington *et al.* (2003) (A), lors des périodes en majorité hivernale 09/2011-06/2012 et estivale 06/2012-11/2012. Pour ces 2 périodes, cette zone est donc soit en faible accrétion si l'on observe la technique « probabiliste » (A) (0,145 ± 0,110 m^3/m^2 pour la période 09/2011-06/2012 et 0,119 ± 0,110 m^3/m^2 pour la période 06/2012-11/2012), soit stable si l'on se fie à la technique de « l'incertitude maximale » (B).

A l'échelle de l'ensemble des zones 2 à 9, les bilans sédimentaires saisonniers (tous compris dans la marge d'erreur A et inférieurs ou égaux à ± 0,077 m^3/m^2), extrêmement faibles, attestent d'une apparente stabilité du domaine intertidal à ce pas de temps. Le domaine intertidal ne semble donc pas soumis à une tendance évolutive significative à l'échelle saisonnière.



Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,7%	60,6%	46,0%	87,2%	12,1%	30,3%	53,6%	54,0%	44,1%
Bb	0,052	0,126	0,116	0,020	-0,048	0,094	0,038	0,082	0,064

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,8%	60,7%	45,3%	86,2%	51,9%	85,0%	78,5%	79,0%	63,2%
Bb	0,038	0,084	0,089	0,119	0,039	0,069	0,064	0,108	0,077

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,9%	60,7%	46,4%	91,0%	57,4%	85,8%	82,1%	81,6%	65,7%
Bb	0,063	0,061	0,044	0,050	-0,061	-0,029	0,026	0,028	0,016

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,7%	60,7%	45,6%	90,0%	57,6%	87,9%	79,4%	78,5%	64,9%
Bb	0,004	0,002	-0,014	0,145	0,014	0,102	0,030	0,046	0,049

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,8%	60,6%	45,8%	85,9%	55,2%	87,6%	79,9%	80,8%	64,5%
Bb	-0,07	-0,109	-0,083	-0,064	-0,098	-0,059	-0,057	-0,020	-0,066

Figure IV. 30 : Représentation cartographique des bilans sédimentaires saisonniers. Les tableaux situés sous les cartes renseignent sur les taux de recouvrement des données par zone et les bilans bruts par zone. La couleur verte ou marron indique les marges d'erreurs (A et B) des bilans sédimentaires de chaque période analysée.

Toutefois, lorsqu'on observe les résultats des bilans sédimentaires mensuels bruts à l'échelle des périodes plutôt estivale et hivernale (i.e. calculés à partir des bilans saisonniers) (figure IV.31), on remarque que les périodes estivales semblent propices à l'accrétion de la plupart des zones de la baie, tandis que les périodes hivernales semblent marquées par l'érosion (e.g. hiver 2012-2013), par la stabilité ou par une faible accrétion de ces zones (e.g. hiver 2011-2012). Mais ces résultats sont à prendre avec prudence car tous sont inclus dans la marge d'erreur (A ou B), et ne concernent que 3 étés et 2 hivers.

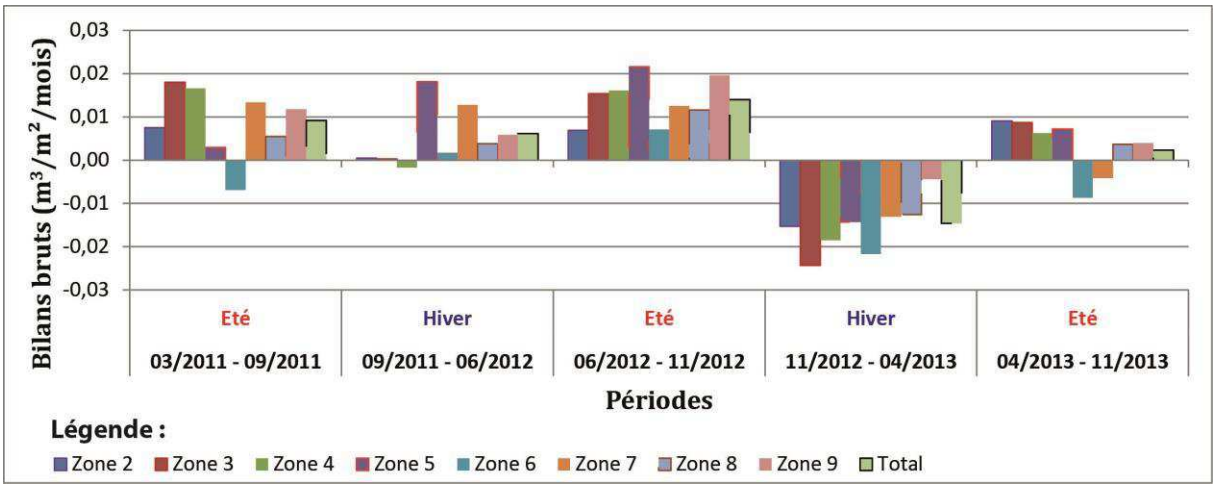


Figure IV. 31 : Graphique d'évolution des bilans sédimentaires saisonniers bruts (m^3/m^2/mois) en Baie de Somme, en fonction de la période d'étude (estivale ou hivernale) et par zone.

Afin d'établir un lien entre les résultats des bilans sédimentaires saisonniers (figure IV.31) et les forçages hydrodynamiques (vagues), des données de vents (vitesse et direction) enregistrées à la station météorologique de Cayeux-sur-Mer (METEO France) ont été exploitées pour certaines des périodes de calcul. Ces données représentent la fréquence de vents de différentes classes de vitesse (inférieure à 1,5 m/s ; entre 1,5 et 4,5 m/s ; entre 4,5 et 8 m/s et supérieure à 8 m/s, correspondant à des seuils de vitesse de 5,4, 16,2 et 28,8 km/h) en fonction de leur provenance (annexe IV.9).

Entre le 28/09/2011 et le 01/06/2012 (période en majorité hivernale), les vents très faibles représentent 8,8 % de la totalité des vents et les vents faibles (entre 1,5 et 4,5 m/s), qui sont les plus fréquents (43,3 %), sont surtout des vents de terre (est). Les vents moyens (entre 4,5 et 8 m/s ; 34 %) et forts (> 8 m/s ; 13,9 %), quant à eux, proviennent en majorité du large, avec des directions NO à SO et plus particulièrement du OSO (240 à 260°N). Les vents très forts sont exclusivement des vents marins ou du sud pour cette période où la plupart des bilans sédimentaires bruts par zone (sans incorporation de marge d'erreur) montrent une accrétion (surtout pour les zones 5 et 7 du secteur externe), à l'exception des bilans de la zone 4 qui montrent une érosion et de ceux des zones 2, 3 et 6 qui semblent plutôt stables.

Entre le 01/06/2012 et le 20/10/2012 (période en majorité estivale), les nombreux vents faibles (46 %) sont encore une fois des vents de terre de provenance principalement est tandis que les vents très faibles sont présents à hauteur de 9,7 %. Les vents moyens (34,9 %) sont surtout des vents marins d'ouest (8,1 % à 260°N). Les vents forts, moins représentés (9,4 %) sont exclusivement des vents marins, provenant essentiellement de l'ouest (4,6 % à 260°N). Les vents de secteur ouest (200 à 280°N) sont plus importants que les vents de

secteur est (40 à 120°N). Durant cette période, l'ensemble de la baie serait plutôt en accrétion, en particulier les zones externes 5 et 9, longeant la côte du Hourdel jusqu'à Cayeux-sur-Mer.

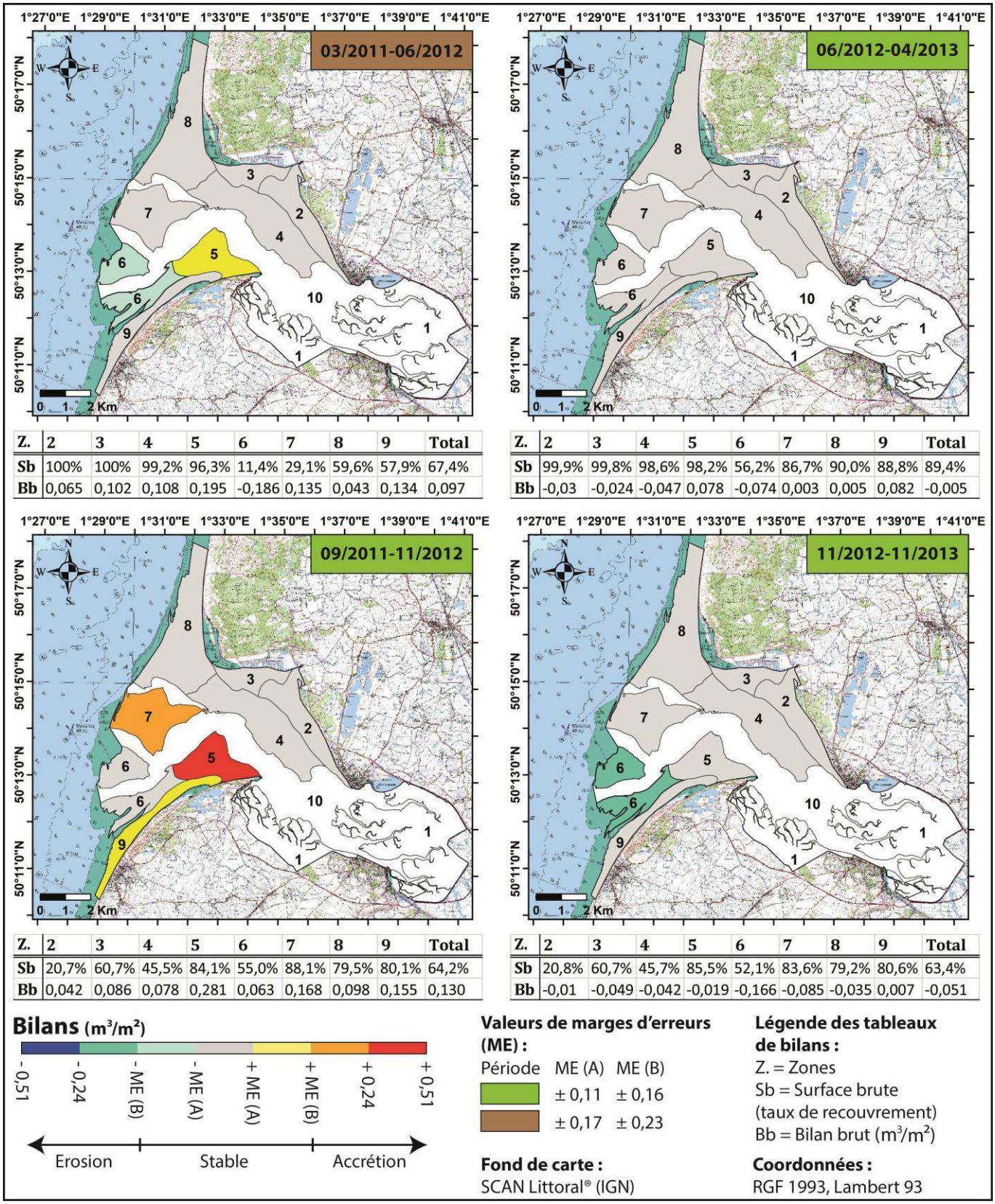
Entre le 20/10/2012 et le 01/04/2013 (période en majorité hivernale), les vents très faibles constituent 7 % de la totalité des vents et les vents faibles, les plus fréquents (41,9 %) sont en majorité des vents de terre (4,9 % de provenance 80°N). Les vents moyens (37,3 %) proviennent aussi bien des terres (maximum de 3,2 % à 60°N) que du large (maximum de 3,8 % à 220°N). Les vents forts (13,8 %), quant à eux, soufflent dans toutes les directions également mais sont majoritairement marins, avec un maximum de 3 % à 240°N (SO). Au final, les vents faibles proviennent surtout du secteur est (40 à 120°N) et les vents moyens et forts sont surtout du secteur ouest (200 à 280°N). Durant ce laps de temps, les bilans bruts marquent un comportement érosif sur toute la baie, surtout pour la zone externe 6, la zone 4, bordant le chenal principal, et la zone 3.

Entre le 01/04/2013 et le 05/06/2013 (période en majorité estivale), les vents très faibles sont présents à hauteur de 8,5 %. Les vents faibles (45,6 %) proviennent majoritairement du NE, dans les terres (3,7 % à 40°N), et les vents moyens sont à la fois terrestres (3 % à 40°N) et marins (4,5 % à 250°N). Les vents forts (10 %) proviennent du large (3,9 % à 250°N). Les vents faibles sont majoritairement de secteur est (40 à 120°N) tandis que les vents moyens et forts sont majoritairement du secteur ouest (200 à 280°N). Sur une période plus longue, allant jusqu'au 04/11/2013, les bilans bruts sont partagés entre faible accrétion pour les zones 2, 3, 4, 5, 8 et 9 et faible érosion pour les zones externes 6 et 7.

En définitive, les bilans sédimentaires saisonniers bruts montrent des phases d'accrétion de la plupart des zones de la baie lorsque la majorité des vents moyens et forts proviennent du large (moitié ouest) et une accrétion globale de la baie lorsque la quasi-totalité des vents moyens et forts sont marins. En revanche, lorsque les vents moyens de terre et de mer sont présents en des proportions équivalentes, les bilans bruts sont érosifs en hiver, malgré que les vents forts d'ouest soient plus fréquents que les vents forts d'est. Pour une répartition semblable des vents, en été, les bilans attestent d'une érosion dans les zones les plus externes (6 et 7) et d'une faible accrétion sur le reste de la baie.

II.3.3. Bilans sédimentaires à l'échelle annuelle

Les bilans sédimentaires annuels (figure IV.32 et annexe IV.10) de 2011 à 2013 laissent apparaître des tendances d'évolution distinctes entre chaque zone (accrétion/érosion), qui sont plus significatives que pour les bilans saisonniers (hors des marges d'erreur pour certaines zones).



Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	100%	100%	99,2%	96,3%	11,4%	29,1%	59,6%	57,9%	67,4%
Bb	0,065	0,102	0,108	0,195	-0,186	0,135	0,043	0,134	0,097

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	99,9%	99,8%	98,6%	98,2%	56,2%	86,7%	90,0%	88,8%	89,4%
Bb	-0,03	-0,024	-0,047	0,078	-0,074	0,003	0,005	0,082	-0,005

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,7%	60,7%	45,5%	84,1%	55,0%	88,1%	79,5%	80,1%	64,2%
Bb	0,042	0,086	0,078	0,281	0,063	0,168	0,098	0,155	0,130

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,8%	60,7%	45,7%	85,5%	52,1%	83,6%	79,2%	80,6%	63,4%
Bb	-0,01	-0,049	-0,042	-0,019	-0,166	-0,085	-0,035	0,007	-0,051

Figure IV. 32 : Représentation cartographique des bilans sédimentaires annuels. Les tableaux situés sous les cartes renseignent sur les taux de recouvrement des données par zone et les bilans bruts par zone. La couleur verte ou marron indique les marges d'erreurs (A et B) des bilans sédimentaires de chaque période analysée.

Sur la période 03/2011-06/2012 (15 mois), seule la zone de dunes du Hourdel (zone 5) et la zone externe sud (zone 6) montrent une accrétion (0,195 ± 0,170 m^3/m^2) et une érosion (-0,186 ± 0,170 m^3/m^2), respectivement, lorsqu'on leur applique l'incertitude A. Les résultats de ces zones restent tout de même compris dans l'incertitude B (± 0,230 m^3/m^2), les définissant comme stables. L'ensemble des 8 zones suivies démontre un bilan sédimentaire de 0,097 m^3/m^2, entrant dans les 2 marges d'erreur (A et B). La période 06/2012-04/2013 (10 mois) est une période stable pour l'ensemble des secteurs de la baie, avec un bilan global de -0,005 m^3/m^2 compris dans les marges d'erreur A et B.

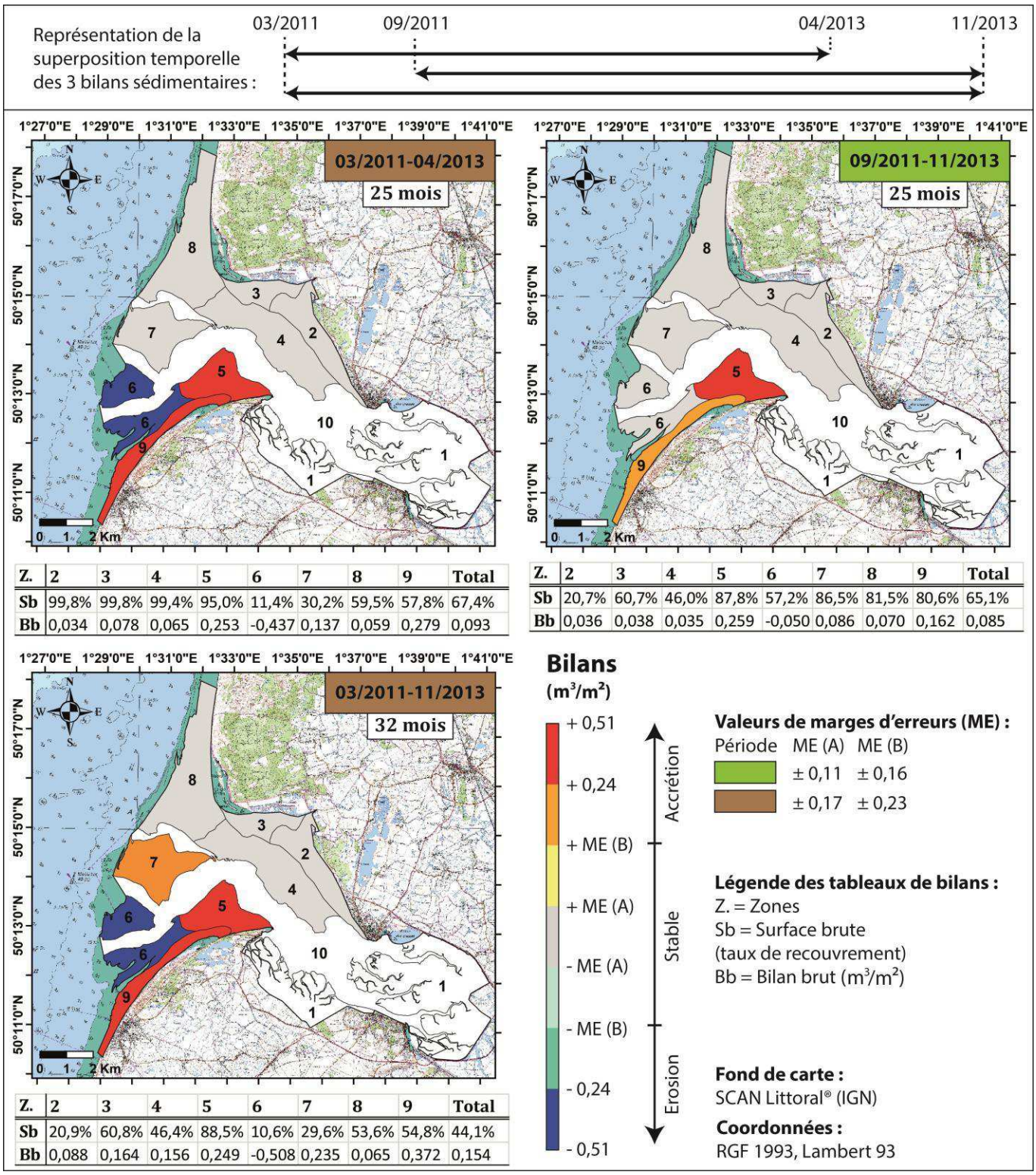
Entre septembre 2011 et novembre 2012 (13,5 mois), les évolutions sont plus significatives avec 3 zones en accrétion si on considère l'incertitude A (zones 5, 7 et 9) et 2 si on considère l'incertitude B (zones 5 et 7). La zone de dunes 5 est en forte accrétion avec 0,281 ± 0,110 (A) ou ± 0,160 (B) m^3/m^2. Le secteur 7 (delta de marée) est en accrétion moyenne avec des valeurs de 0,168 ± 0,110 (A) ou ± 0,160 (B) m^3/m^2. Enfin, le secteur côtier 9 montre une accrétion faible lorsqu'on considère l'incertitude A et est stable lorsqu'on considère l'incertitude B, avec 0,155 ± 0,110 (A) ou ± 0,160 (B) m^3/m^2. Durant cette période, l'ensemble du domaine intertidal de la Baie de Somme (à l'exception des zones 1 et 10 de schorres et de chenaux) enregistre une faible accrétion lorsqu'on applique l'incertitude A (0,130 ± 0,110 m^3/m^2) mais est stable selon l'incertitude B (± 0,160 m^3/m^2).

De novembre 2012 à novembre 2013 (11,5 mois), seule la zone externe 6 montre une érosion moyenne de -0,166 ± 0,110 (A) ou ± 0,160 (B) m^3/m^2. Le bilan sédimentaire global du domaine intertidal (excepté les zones 1 et 10) semble stable, avec -0,051 m^3/m^2 compris dans les marges d'erreur A et B.

A l'échelle des bilans annuels, les évolutions visibles (hors de la marge d'erreur A) se situent systématiquement dans les zones sud de la baie (zones 5, 6, 7 et 9). Les zones 2 et 3, qui semblent peu dynamiques lorsqu'on considère les MNTs différentiels (annexe IV.10), montrent des bilans sédimentaires très faibles, en accord avec leur apparente stabilité. Puis, les zones 4 et 8, qui sont très dynamiques sous l'effet de la migration des formes de fond (dunes hydrauliques et barres sableuses), montrent des bilans sédimentaires également très faibles, traduisant plutôt une stabilité de ces zones soit, une accrétion équivalente ou quasi-équivalente à l'érosion qui s'y produit.

II.3.4. Bilans sédimentaires à l'échelle de 2-3 ans

Les 3 bilans sédimentaires réalisés à une échelle temporelle plus longue, d'environ 2-3 ans (figure IV.33 et annexe IV.11), de 2011 à 2013, montrent des évolutions sédimentaires plus significatives (en dehors des marges d'erreur) que celles des bilans saisonniers ou des bilans annuels. Ces 3 bilans sédimentaires, représentant deux périodes de 25 mois et une de 32 mois, sont très imbriqués temporellement (figure IV.33) mais ne présentent pas la même incertitude des mesures (cf. chapitre II) ni le même taux de recouvrement des données par zone (cf. tableau IV.5).



Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	99,8%	99,8%	99,4%	95,0%	11,4%	30,2%	59,5%	57,8%	67,4%
Bb	0,034	0,078	0,065	0,253	-0,437	0,137	0,059	0,279	0,093

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,7%	60,7%	46,0%	87,8%	57,2%	86,5%	81,5%	80,6%	65,1%
Bb	0,036	0,038	0,035	0,259	-0,050	0,086	0,070	0,162	0,085

Z.	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Sb	20,9%	60,8%	46,4%	88,5%	10,6%	29,6%	53,6%	54,8%	44,1%
Bb	0,088	0,164	0,156	0,249	-0,508	0,235	0,065	0,372	0,154

Figure IV. 33 : Représentation cartographique des bilans sédimentaires à l'échelle de 2-3 ans. Les tableaux situés sous les cartes renseignent sur les taux de recouvrement des données par zone et les bilans bruts par zone. La couleur verte ou marron indique les marges d'erreurs (A et B) des bilans sédimentaires de chaque période analysée.

Le bilan réalisé sur la période 03/2011-04/2013 engendre des valeurs d'incertitude fortes, mais permet un taux de recouvrement significatif pour la plupart des zones étudiées, à l'exception des zones externes 6 et 7, couvertes à des taux de 11,4 % et 30,2 %, respectivement. Celui effectué sur la période 09/2011-11/2013, comprend des valeurs d'incertitude faibles, mais induit des taux de recouvrement plus faibles des zones internes 2, 3 et 4 de la baie (20,7 %, 60,7 % et 46 %, respectivement), qui restent toutefois acceptables pour la représentativité des bilans mesurés dans ces zones. Enfin, le bilan le plus long (32 mois ; période 03/2011-11/2013) permet de quantifier des tendances d'évolution plus franches mais comprend une forte incertitude et des taux de recouvrement assez faible (mais corrects) pour les zones 2, 3 et 4 (20,9 %, 60,8 % et 46,4 %, respectivement) et très faibles pour les zones 6 et 7 (10,6 % et 29,6 %, respectivement). Les bilans mesurés dans ces deux dernières zones (zones 6 et 7) ne seront donc pas représentatifs pour cette période longue.

Sur la période 03/2011-04/2013 (25 mois) 11,4 % de la zone externe 6 sont en forte érosion (-0,437 ± 0,170 (A) ou ± 0,230 (B) m^3/m^2) mais la tendance globale de cette zone reste inconnue étant donné son faible taux de recouvrement par le différentiel topographique. Les deux zones bordières au sud (zones 5 et 9) sont en forte accrétion (0,253 et 0,279 ± 0,170 (A) ou ± 0,230 (B) m^3/m^2, pour les zones 5 et 9, respectivement). L'ensemble du secteur intertidal (à l'exception des zones 1 et 10) affiche un bilan non significatif de 0,093 m^3/m^2.

Entre le 09/2011 et le 11/2013 (25 mois), la plupart des zones sont stables à l'exception des zones 9 et 5 en accrétion moyenne (0,162 ± 0,110 (A) ou ± 0,160 (B) m^3/m^2) et en accrétion forte (0,259 ± 0,110 (A) ou ± 0,160 (B) m^3/m^2), respectivement. La zone 6, couverte à 57,2 %, apparaît comme stable sur cette période qui comprend 19 mois en commun avec le différentiel topographique précédent (03/2011-04/2013), mesurant une érosion sur 11,4 % de cette zone.

Les bilans sédimentaires calculés sur la période la plus longue (03/2011-11/2013), incluant les 2 différentiels précédents et correspondant à 32 mois, font ressortir 4 zones fortement évolutives (5, 6, 7 et 9) contre 4 zones stables (2, 3, 4 et 8). Le secteur 7 est en accrétion moyenne, avec 0,235 ± 0,170 (A) ou ± 0,230 (B) m^3/m^2. Les secteurs 5 et 9 sont en accrétion forte avec 0,249 et 0,372 ± 0,170 (A) ou ± 0,230 (B) m^3/m^2, respectivement. Enfin, la zone 6 semble être en forte érosion (-0,508 ± 0,170 (A) ou ± 0,230 (B) m^3/m^2) mais ces résultats sont peu fiables car basés sur seulement 10,6 % de la zone totale.

Ces 2 types de comportement (actif et stable) sont séparés géographiquement par l'extrémité nord de la zone de divagation des chenaux (zone 10), qui paraît constituer une véritable barrière hydrodynamique entre les zones sud (zones 5, 6, 7 et 9), montrant une évolution moyenne à forte, et les zones nord (zones 2, 3, 4 et 8), en constante stabilité. Les zones 4 et 8, démontrant une morphodynamique forte des formes de fond de type dunes hydrauliques (zone 4) et barres sédimentaires (zone 8) sur les MNTs différentiels (alternance rapide de bandes en accrétion/érosion, annexe IV.11), exposent des bilans sédimentaires stables, inclus dans la marge d'erreur A. Ces zones semblent donc être à l'équilibre dynamique, avec une accrétion équivalente à l'érosion qu'elles subissent. Dans le cas contraire, leur bilan sédimentaire (accrétion/érosion) est très faible (≤ ± 0,17 m^3/m^2) et reste indéterminé.

II.3.5. Synthèse sur la dynamique et les bilans sédimentaires de la Baie de Somme

La quantification de bilans sédimentaires par zones et périodes de temps a permis de mettre en évidence (ou non) les évolutions sédimentaires du domaine intertidal de la Baie de Somme, entre 2011 et 2013. La synthèse de ces résultats permet : **(i)** d'observer les tendances évolutives de chaque zone en croisant leur dynamique sédimentaire pour différents pas de temps (saison, année, 2-3 ans), **(ii)** de définir l'influence de l'altitude et de la profondeur d'eau sur ces bilans et **(iii)** d'estimer les vitesses d'évolution de chaque zone.

II.3.5.1. Tendances évolutives des différentes zones du domaine intertidal

Afin d'établir une comparaison spatiale des tendances évolutives du domaine intertidal de la baie, l'ensemble des résultats des bilans sédimentaires calculés pour chaque zone aux pas de temps saisonniers, annuels, et à l'échelle de 2-3 ans, a été rassemblé dans un même graphique (figure IV.34). Les tendances linéaires exposées sur ce graphique ont des coefficients de corrélation compris entre 0,22 (zone 4) et 0,79 (zone 9). Ces coefficients de corrélation sont inférieurs à 0,5 pour les zones 2, 3, 4, 7 et 8, et supérieurs à 0,5 pour les zones 5, 6 et 9. Pour l'ensemble du domaine intertidal (zones 2 à 9), ce coefficient est de 0,4.

Selon ce graphique, les zones 2 à 9 de la baie ont toutes une tendance (plus ou moins prononcée) à l'accrétion, à l'exception de la zone externe 6 qui démontre une forte tendance à l'érosion. Les zones 2, 3, 4 et 8 sont relativement stables de l'échelle saisonnière à l'échelle de 32 mois. Seules les zones 3 et 4 peuvent être définies comme étant en faible accrétion au-delà de 28 mois, si on considère la marge d'erreur A. La zone 7 a une tendance à l'accrétion moyenne tandis que les zones 5 et 9 montrent une tendance à l'accrétion forte. Au contraire du reste de la baie, la zone 6 se caractérise par une forte tendance à l'érosion. Toutefois, les bilans significatifs calculés sur cette zone 6 correspondent souvent à un taux de recouvrement faible d'environ 11 %, excepté pour la période annuelle 11/2012-11/2013, où une érosion moyenne est quantifiée sur une surface de 52,1 % de la zone totale. Dans les secteurs de schorre (zone 1), les taux de sédimentation estimés par Bertel (2012) et Le Bot *et al.* (2012 et 2015) (0,7 à 5,8 cm/an), atteignent 0,015 et 0,121 m^3/m^2 sur 32 mois. La zone 1 est donc considérée comme stable à faiblement accumulative selon la marge d'erreur A. Elle pourra être considérée comme étant en accrétion moyenne (hors des marges d'erreur) au-delà de 32 mois.

A l'échelle de la baie, la dynamique sédimentaire des zones 2 à 9 s'organise selon un gradient SO/NE, caractérisé par une barrière hydrodynamique que constituent les chenaux principaux de la Baie de Somme, avec : **(i)** une zone externe sud en érosion (zone 6) ; **(ii)** une zone externe, plus au nord, en légère accumulation (zone 7) ; **(iii)** des zones littorales sud en comblement (zones 5 et 9) et ; **(iv)** un secteur nord à l'équilibre dynamique (zones 4 et 8), en fin de comblement (zone 3) ou déjà comblé (zone 2). Un second gradient, O-E, traduit une dynamique sédimentaire généralement plus importante dans les zones externes de la baie que dans les zones internes de schorre (zone 1).

La variabilité des bilans sédimentaires au sein de chaque zone est très différente selon le pas de temps considéré. Ainsi, pour un pas de temps supérieur à l'année, la tendance globale des différentes zones (non significative pour certaines) est à l'accrétion, à l'exception de la zone 6 située dans la partie externe de la baie. Pour un pas de temps inférieur à l'année, la variabilité des bilans sédimentaires est très forte pour toutes les zones et atteste tantôt d'une stabilité, tantôt d'une accrétion (durant les périodes estivales en particulier) et tantôt d'une érosion (plutôt durant les périodes hivernales). Ceci met en évidence l'influence des différents régimes de forçages d'une saison à l'autre.

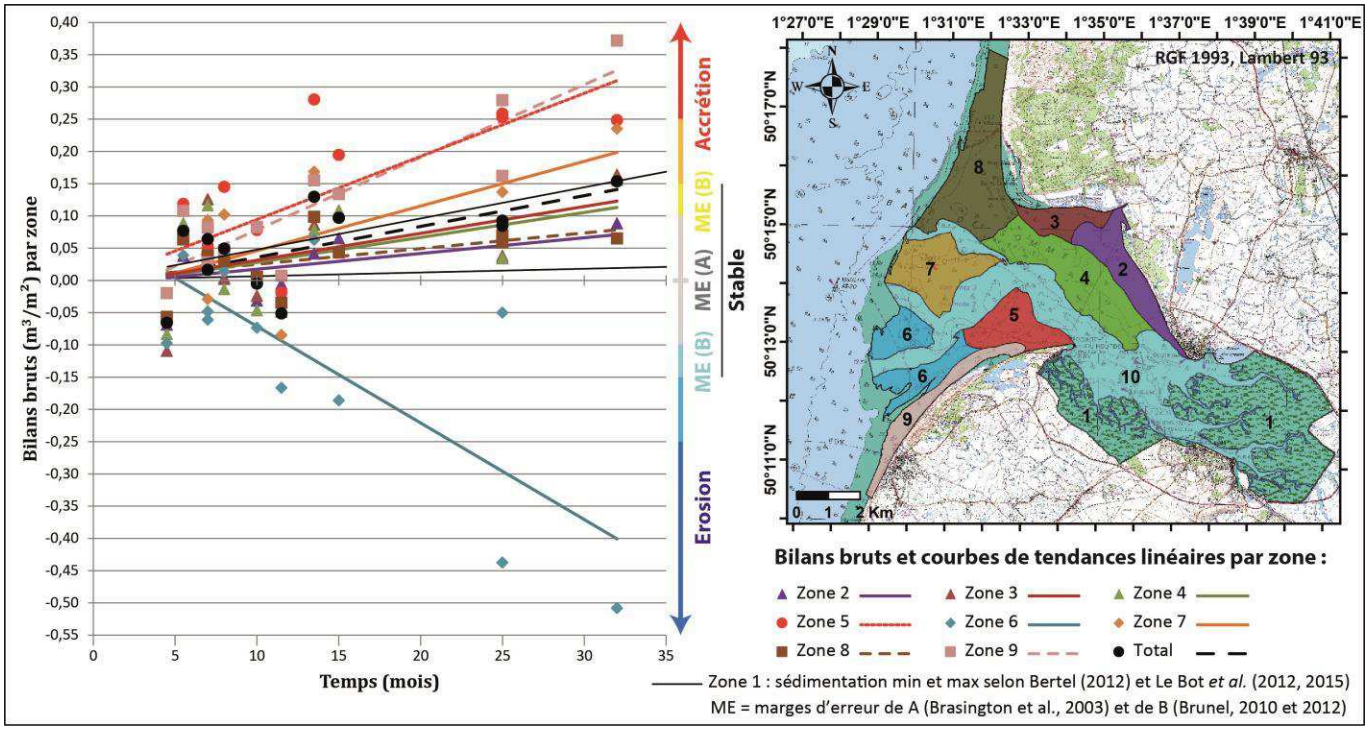


Figure IV. 34 : Graphique d'évolution des bilans sédimentaires bruts (m^3/m^2) en Baie de Somme, en fonction du temps (mois) et par zone.

Ces résultats nous amènent donc à nous interroger sur la périodicité « idéale » pour le suivi des fonds intertidaux de la Baie de Somme via l'outil LiDAR. En particulier, dans l'objectif d'analyse du phénomène de comblement de la baie, il apparaît que la périodicité devra être supérieure à un an et pourra même être largement plus importante, puisque les tendances d'évolution au sein de chaque zone semblent robustes (R^2 élevés ; égal à 0,26 pour la zone 8 et supérieurs à 0,4 pour les autres zones, lorsqu'on exclue les bilans saisonniers).

Etant donné la précision verticale actuelle des données de LiDAR (± 0,08 m en moyenne), les apports et érosions sédimentaires se doivent d'être assez conséquents pour pallier au problème des incertitudes et s'affranchir des erreurs induites. Par exemple, comme le cite Verger (2005), un seul centimètre sur toute l'étendue intertidale de la Baie du Mont-Saint-Michel correspond à un volume sédimentaire d'environ 2,8 millions de m^3, ce qui est considérable. Par conséquent, si la vitesse de comblement de la baie est trop faible, celle-ci ne peut pas être observée et quantifiée à des pas de temps courts.

Afin d'acquérir une quantification fiable et représentative des différentes zones de la Baie de Somme, l'étude des bilans sédimentaires doit au moins être annuelle. De préférence, elle doit être supérieure à 2 ans pour permettre d'observer et quantifier les réelles tendances des zones externes sud (5, 6, 7 et 9) et, supérieure à 5 ans (selon les équations linéaires des bilans établies pour chaque zone) pour espérer distinguer une évolution (hors des marges d'erreur) des zones de la partie nord (2, 3, 4 et 8).

II.3.5.2. Influence de l'altitude et de la profondeur d'eau sur les bilans sédimentaires

Lorsqu'on compare les résultats des bilans sédimentaires à l'altitude de chaque zone (figure IV.35), on remarque que l'érosion s'effectue dans la zone 6 de plus basse altitude, entre - 4 et + 1 m, qui est en majorité inférieure à - 1 m. La zone 7, en accrétion moyenne, est comprise entre des altitudes de - 4 et + 2 m, avec une majorité de sa surface supérieure à -1 m. La zone 9, en forte accrétion, se situe à des altitudes allant de - 4 m à + 5 m, dont la plupart sont supérieures à 0 m. La zone 5, en forte accrétion également, a une altitude comprise entre - 3 et + 3 m et est en général supérieure à 0 m. La zone 8, montrant des bilans « stables » (à très faible tendance accumulative), va de - 4 à + 5 m et est caractérisée par une proportion équivalente de surface inférieure et supérieure à + 1m. La zone 4, « stable » (à faible tendance accumulative) également, se situe entre - 1 et + 4 m d'altitude et dépasse en général les + 1 m. La zone « stable » 3 (à faible tendance accumulative) varie entre + 4 m et + 6 m. La zone 2, montrant les bilans « stables » (à très faible tendance accumulative) les plus faibles, est comprise entre + 2 et + 6 m en majorité, mais peut dépasser + 6 m dans le schorre. Enfin, les zones 10 et 1, non quantifiées, varient entre – 4 et + 4 m pour la première (très dynamique) et entre + 4 et + 13 m pour la seconde (plutôt stable, à faible tendance accumulative selon les travaux de Bertel, 2012 et Le Bot *et al.*, 2012 et 2015), respectivement.

Il semble donc exister un gradient de la dynamique sédimentaire en Baie de Somme, fonction de l'altitude et donc, de la profondeur d'eau. Les secteurs sud les plus profonds, situés en majorité sous -1 m d'altitude soit, 3,97 m en cote marine sont couverts par les eaux plus de 70 % du temps d'une marée moyenne (coefficient 70). Ils vont avoir tendance à être érodés sous l'action des courants de dérive littorale (de direction S-N), des courants de marée et des vagues. Les secteurs adjacents d'altitude plus forte (entre - 1 m et + 2 m environ soit, 3,97 et 6,97 m en cote marine), permettant moins de profondeur d'eau (immersion durant environ 30 à 70 % du temps d'une marée moyenne), vont plutôt subir une accrétion dont les apports sableux peuvent provenir en partie des zones érodées de plus faible altitude qui les jouxtent. Ces secteurs ne vont pas être impactés par le début du flot et la fin du jusant mais vont être affectés par les pointes de courants de flot et de jusant. Enfin, au-delà de + 2 m d'altitude environ (immersion durant moins de 30-40 % du temps d'une marée moyenne), les secteurs semblent être en fin de comblement voire, comblés lorsqu'ils dépassent une altitude d'environ + 4 m, qui correspond à peu près au niveau atteint lors des marées moyennes de coefficient 70 (environ + 9 m en cote marine). Ces niveaux (représentant entre autre la limite schorre/slikke) ne peuvent donc être dépassés que lors des marées de vives-eaux, qui ne

permettront pas aux zones de schorre d'être affectées par les pointes de courants de flot et de jusant. Seulement le début du flot et la fin du jusant s'exerceront sur ces zones, avec des vitesses de courants peut-être trop faibles pour mobiliser de manière significative le sédiment.

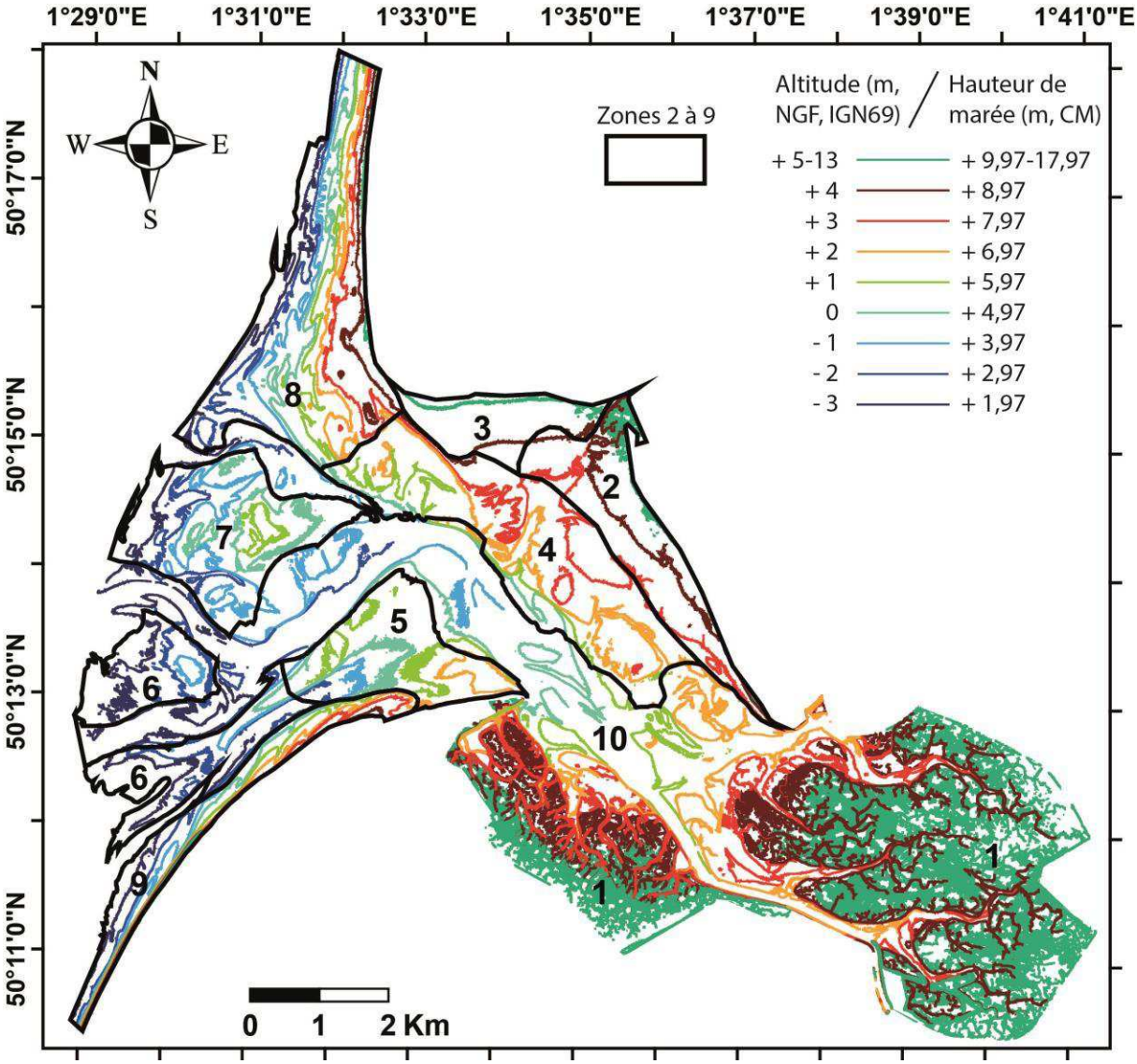


Figure IV. 35 : Altitudes (NGF, IGN69) et hauteurs de marée (cote marine) en Baie de Somme, le 01/04/201, selon les courbes de niveaux d'intervalle 1 m issues du MNT LiDAR. Les lignes noires représentent les limites des zones 2 à 9 utilisées pour les bilans sédimentaires.

D'après la bibliographie, le comblement de la Baie de Somme s'accompagne de l'amaigrissement du front de delta sous-marin (situé sous l'altitude de -3 m) au cours des 150 dernières années (e.g. Dolique, 1998 ; Verger, 2005). Ce constat a notamment été réalisé par Heraud (1880), estimant le recul du front de delta à 600 m entre 1835 et 1878 (*in* Dolique, 1998). Un différentiel bathymétrique, réalisé sur la période 1835-1993 (figure IV.36 ; Latteux, 2000, *in* SRC Normandie Mer du Nord, 2009), permet d'observer ce recul, marqué par une importante bande érodée nord-sud, de près d'un kilomètre de large, disposée sous la ligne actuelle du zéro hydrographique. Ce secteur en érosion, cartographié par Verger (2005),

appartient au domaine subtidal et n'est pas observable sur les différentiels topographiques réalisés durant cette thèse (période 2011-2013). Son évolution, entre 1835 et 1993, permet toutefois de penser que la zone externe 6, caractérisée par un bilan sédimentaire négatif entre 2011 et 2013, subit cette même érosion de nos jours, entraînant le recul progressif du front de delta. Les zones internes de la baie (de plus haute altitude), à l'inverse, ont plutôt subit une accrétion durant cette période de près de 150 ans (figure IV.36). Les zones proches du front de delta, quant à elles, semblent assez stables à l'échelle de 150 ans (figure IV.36), alors qu'elles sont très dynamiques à l'échelle annuelle.

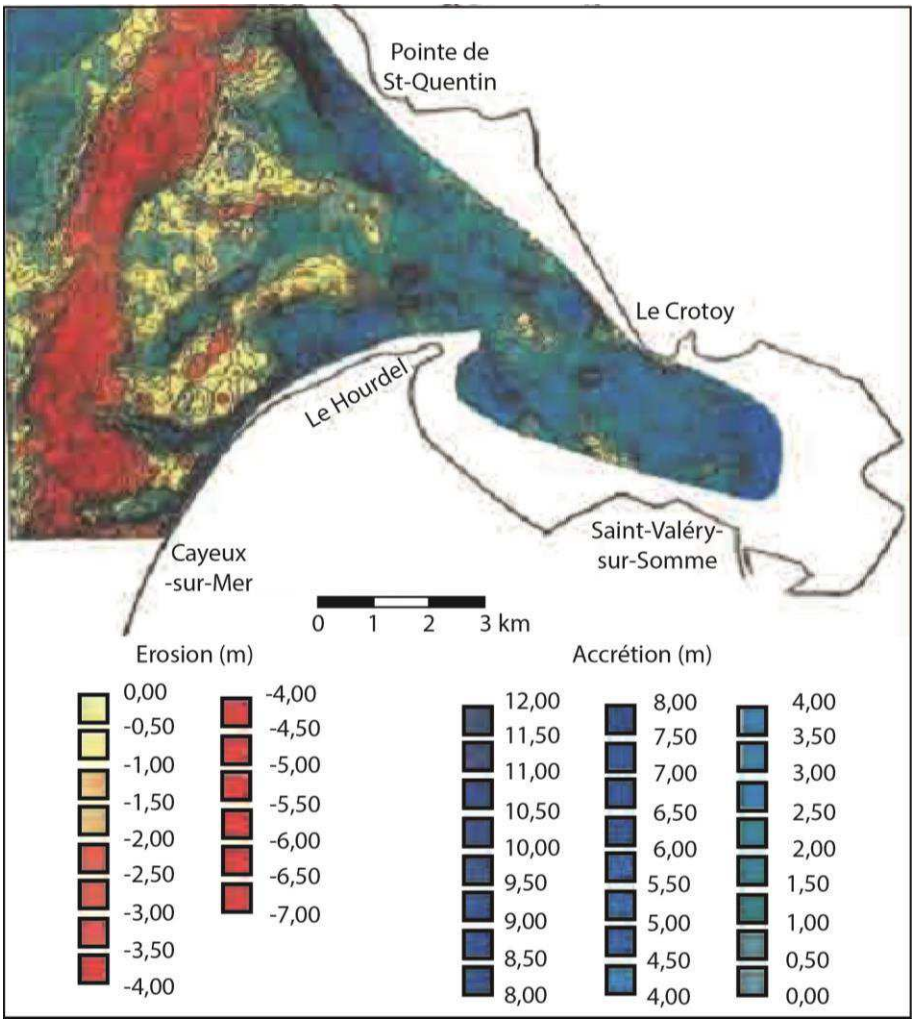


Figure IV. 36 : Différentiel bathymétrique de la Baie de Somme entre 1835 et 1993 (Latteux, 2000, *in* SRC Normandie Mer du Nord, 2009), mettant en évidence les zones en érosion (rouges) et en accrétion (bleues) durant cette période.

D'après la modélisation de l'évolution de la Baie de Somme entre 1994 et 2013, réalisée par la SOGREAH (2007, *in* Bastide, 2011), les schorres (secteurs de haute altitude) de la mollière sud (entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme) et du fond de baie ont dû être stables sur cette période, tandis que les parties internes de l'estran ont plutôt dû subir une accrétion. Selon ce modèle, les érosions les plus importantes, entre 1994 et 2013, seraient liées à la divagation des chenaux tidaux de l'estran, entraînant également une accrétion forte.

II.3.5.3. Vitesses d'évolution (comblement/érosion) du domaine intertidal

Les taux de sédimentation/érosion par année pour chaque zone sont donnés dans le tableau IV.6. Ces résultats nous informent par exemple que le secteur 5 (3 km²), situé au niveau des dunes du Hourdel, subit une accrétion moyenne de 357 385 m^3/an tandis que la zone externe 6 (4 km²) subit une érosion moyenne de -414 980 m^3/an. Sur l'ensemble de la baie, à l'exception des zones de schorre et de chenaux (soit 36 km²), la tendance est à l'accumulation sableuse, avec presque 1,5 millions de m^3/an, en moyenne.

Latteux (1998) estime que l'estran de la Baie de Somme (wadden internes) subit une sédimentation intense de 700 000 m^3/an, équivalente à une élévation moyenne des fonds de 1,8 cm/an (*in* Verger, 2005). La sédimentation estimée par cet auteur vers 1998 est donc plus de 2 fois inférieure à celle quantifiée dans cette thèse sur la période 2011-2013 (4 cm/an en moyenne). Il est donc possible que les vitesses de comblement de la Baie de Somme aient fortement augmenté depuis 1998.

Tableau IV. 6 : Bilans sédimentaires en m^3/an, pour 100 % de la surface de chaque zone et pour chaque période de mesure. Des taux de sédimentation/érosion minimums, maximums et moyens par an, ainsi que des écart-types, ont été calculés en intégrant les bilans sédimentaires de toutes les périodes pour chaque zone (2 à 9) et pour l'ensemble de ces zones (Total). Des valeurs d'élévation moyenne des fonds par zone ont ainsi été estimées en cm/an.

Bilans sédimentaires (m^3/an)		Zones								
Echelle	Période	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
Saisonnière	03/2011 - 09/2011	347 535	423 262	1 431 624	120 246	-368 030	761 646	531 381	381 290	4 012 450
	09/2011 - 06/2012	21 508	6 320	-146 390	749 744	90 514	726 936	368 357	188 606	2 693 820
	06/2012 - 11/2012	320 495	360 918	1 389 915	892 287	378 352	714 435	1 120 245	636 332	6 120 255
	11/2012 - 04/2013	-709 434	-572 433	-1 597 262	-590 963	-1 155 967	-744 962	-1 218 255	-143 042	-6 378 457
	04/2013 - 11/2013	419 168	204 384	543 335	297 271	-463 434	-235 796	358 377	129 407	1 014 033
32 mois	03/2011 - 11/2013	128 124	120 458	419 703	321 407	-846 177	419 279	196 281	377 194	2 098 250
Annuelle	03/2011 - 06/2012	202 361	160 665	623 762	537 044	-661 441	514 436	278 909	289 842	2 829 789
	06/2012 - 04/2013	-144 987	-56 461	-401 271	322 686	-391 769	18 765	53 026	267 462	-222 321
25 mois	03/2011 - 04/2013	63 330	73 517	224 695	419 180	-932 442	312 794	229 054	362 573	1 620 536
Annuelle	09/2011 - 11/2012	143 335	150 794	497 940	860 038	248 949	711 343	706 329	373 205	4 201 044
	11/2012 - 11/2013	-22 692	-99 450	-315 241	-68 423	-771 351	-419 507	-292 400	20 413	-1 949 641
25 mois	09/2011 - 11/2013	67 172	35 678	119 197	428 102	-106 969	196 602	269 352	210 117	1 479 556
Total	Minimum	-709 434	-572 433	-1 597 262	-590 963	-1 155 967	-744 962	-1 218 255	-143 042	-6 378 457
	Maximum	419 168	423 262	1 431 624	892 287	378 352	761 646	1 120 245	636 332	6 120 255
	Moyenne	69 660	67 304	232 500	357 385	-414 980	247 998	216 721	257 783	1 459 943
	Ecart-type	281 765	242 790	782 032	395 479	466 920	478 781	543 944	191 220	3 104 763
Elévations moyennes (cm/an)		1,8	3,4	3,2	10,4	-9,3	5,2	2,7	9,5	4

Parmi toutes les zones sélectionnées pour le calcul des bilans sédimentaires, il y en a 2 qui se démarquent du lot : les zones 5 et 6. La zone 5, située en zone externe de la baie, contre la pointe du Hourdel, est rarement en érosion et montre la dynamique d'accrétion la plus forte sur les périodes étudiées. C'est dans ce secteur que l'évolution morphodynamique des dunes hydrauliques intertidales a fait l'objet d'une étude présentée dans le chapitre III. Les résultats de cette étude des dunes sont donc représentatifs d'une zone en comblement (dynamique sédimentaire verticale) de la Baie de Somme, où la dynamique sédimentaire horizontale (morphodynamique des dunes hydrauliques) est également forte. A l'inverse, la zone externe 6 est la seule à montrer une dynamique d'érosion sur le long terme. Cette observation concorde assez avec l'idée de l'érosion du delta sous-marin de la baie évoqué précédemment (Heraud, 1880 ; Dolique, 1998 ; Latteux, 2000 ; Verger, 2005), et avec celle d'un transfert de sédiments dans la zone interne qui se colmate (Ducrotoy, 2010).

Dans la littérature, des évolutions similaires (ou du moins, en partie) à celles de la Baie de Somme ont pu être observées, comme dans la Baie du Mont-Saint-Michel, elle aussi en cours de comblement (Tessier *et al.,* 2012). Sur une partie de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel (surface d'environ 40 km², représentant les zones hautes du domaine intertidal, où se développe le schorre et divaguent le Couesnon et la Sée/Sélune), Desguée (2008) a ainsi estimé les apports sédimentaires à + 342 744 et + 155 138 m^3/an entre 1997 (levé photogramétrique) et 2002 (levé LiDAR) puis, entre 2002 et 2007 (levé LiDAR), respectivement. Durant ces 2 périodes, les zones les plus dynamiques se situaient aux abords des chenaux, dans leur emprise de divagation. En ce même lieu, Gluard (2012) a estimé les bilans sédimentaires (à partir des mêmes levés photogramétrique et LiDAR que ceux utilisés par Desguée, 2008) à environ + 100 000 m^3/an entre 1997 et 2010 (levé LiDAR), démontrant ainsi que la tendance de la Baie du Mont-Saint-Michel est à l'accrétion non linéaire dans le temps. Elle a également démontré que la seule zone en érosion dans le temps est celle qui est la plus chenalisée.

En Baie de Somme, sur une surface équivalente (36 km²), l'accumulation calculée de 1,5 millions de m^3/an est nettement plus forte. Cette différence entre ces 2 baies de la Manche peut s'expliquer d'une part, par l'exclusion des secteurs chenalisés dans notre étude, ce qui n'est pas le cas dans celles de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel, et, d'autre part, par une différence de positionnement dans le processus de comblement des 2 baies. Comme le fait remarquer Gluard (2012), les taux de sédimentation de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel (40 km²), définis dans la littérature, diffèrent et diminuent avec les périodes d'étude, de + 1 040 000 m^3/an entre 1958 et 1934 selon Larsonneur (1994), à + 150 000 m^3/an entre 2002 et 2007 selon Desguée (2008). Il est donc possible que cette partie de la Baie du Mont-Saint-Michel ne soit tout simplement pas au même stade de comblement que la Baie de Somme, alors qu'elle présentait presque les mêmes taux de sédimentation il y a 60 ans. On peut donc supposer que la Petite Baie du Mont-Saint-Michel, située dans les secteurs internes de la Baie du Mont-Saint-Michel, se trouve à un stade de comblement plus avancé que celui de la Baie de Somme.

II.4. Eléments sur l'évolution des fonds subtidaux

Le domaine subtidal situé au droit de la Baie de Somme a fait l'objet de plusieurs campagnes en mer (RECOSOM, ESTUNORD09, ESTUNORD10), dont 2 dans le cadre de cette thèse, à raison de 2 legs aux printemps et automnes 2013 et 2014 (ESTUSOM13 et ESTUSOM14) (cf. chapitre II). A défaut de temps pour le traitement des données acquises lors de ces campagnes, les observations in situ en temps réel de ces fonds marins (en plus des prélèvements sédimentaires présentés plus haut) nous ont offert de précieuses informations quant à la nature et la morphologie de ces fonds.

II.4.1. Morphologie des fonds subtidaux

L'observation in situ des données de bathymétrie et d'imagerie, durant la campagne d'acquisition, permet d'acquérir une première connaissance de la bathymétrie des fonds (subtidaux, mais aussi intertidaux), et notamment, de la répartition des morphologies de fonds et de leurs caractéristiques (figure IV.37). Il a été ainsi déterminé que certaines dunes pouvaient se rencontrer à proximité du delta de marée de la baie, dans les chenaux (cf. figure IV.25), mais également plus au large. Dans un bon nombre de secteurs, elles sont en revanche absentes.

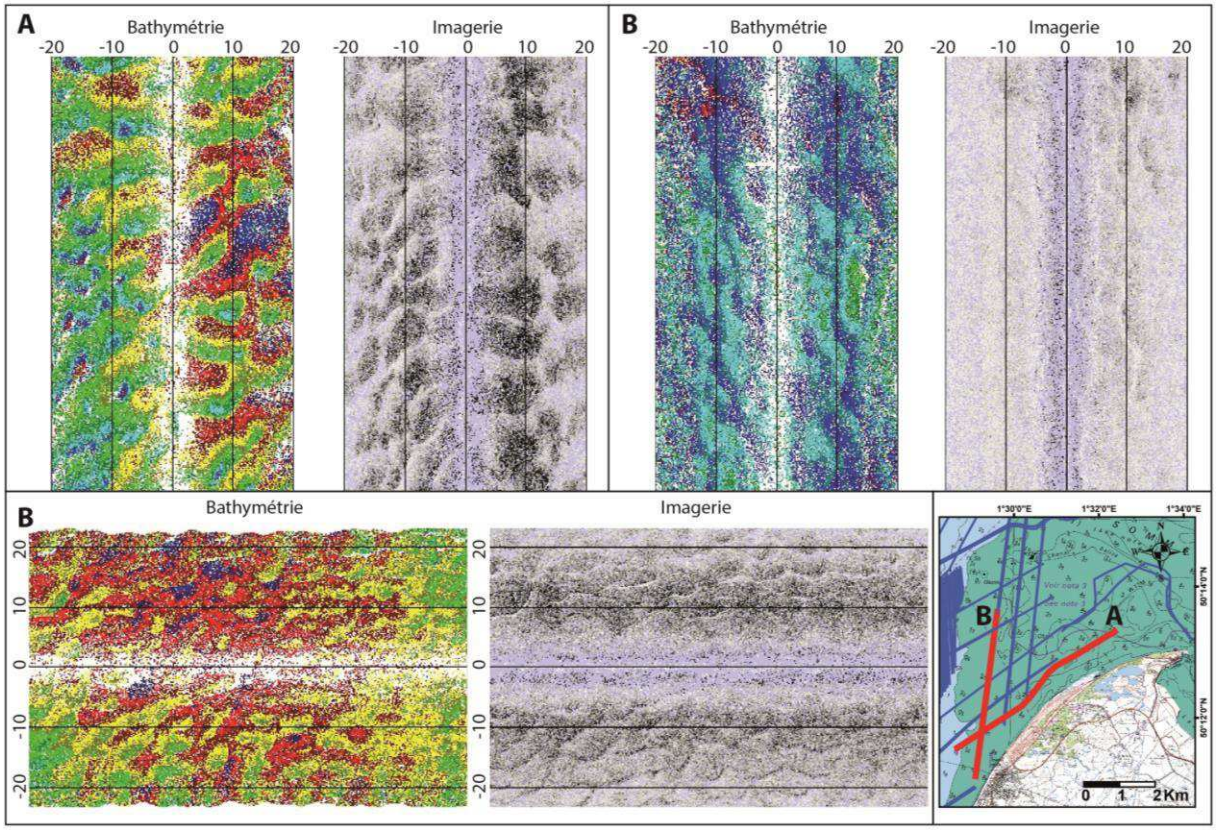


Figure IV. 37 : Exemple de dunes visualisées sur la V/O Haliotis lors du leg 2 de la campagne en mer ESTUSOM13, au niveau de 2 profils (A et B) de la Baie de Somme. Données de bathymétrie et d'imagerie du sonar interférométrique « GeoSwath » de la V/O Haliotis. Les chiffres représentent la largeur de fauchée.

Les morphologies de fond de type dunes ont déjà fait l'objet d'une étude (Ferret, 2011) dans le domaine subtidal proche de la baie, au large du Tréport (NO) et de Dieppe (N). Elles se situent à des profondeurs de 10 à 30 m, avec une morphologie qui varie selon la granulométrie (barkhanes isolées ou en champs au large de Dieppe, dunes 2D moyennes à géantes, petites dunes organisées en champs au large du Tréport), une orientation globalement nord-sud de leurs crêtes et des vitesses de migration entre 0,8 et 6,6 m/an à l'échelle pluri-décennale et entre 17 et 27 m/an à l'échelle annuelle, dans le sens du courant résiduel de marée, c'est-à-dire, vers l'est. Leurs hauteurs pouvaient varier de 3,5 à 11 m et leur longueur d'onde de 100 m à plus de 1500 m (Ferret, 2011).

II.4.2. Nature des fonds subtidaux : granulométrie, faune et flore

Les nombreux prélèvements réalisés par bennes, ainsi que les vidéos de ROV, nous renseignent sur la granulométrie des fonds, ainsi que leur composition faunistique et floristique (figure IV.38). Ces données montrent une diversité importante des faciès subtidaux de la Baie de Somme (décrits dans la partie I.1 de ce chapitre ; cf. figure IV.1), comportant à la fois des sables, des vases et des boulettes de vases, des morceaux de silex, des débris de coquilles, et des espèces variées d'animaux (échinodermes, mollusques, gastéropodes, crustacés, poissons, etc.), avec une végétation qui peut être absente, clairsemée ou dense. Certains organismes (après leur mort, notamment) peuvent parfois constituer une proportion significative du sédiment de fond. Par exemple, certains prélèvements sédimentaires se caractérisent par une fraction coquillière importante.

Au niveau du champ de dunes étudié par Ferret (2011), la granulométrie des fonds va des graviers aux sables fins, en passant par des sables grossiers à moyens, comportant une faible proportion de vases et quelques galets isolés. Ce secteur d'étude se caractérise par un gradient sédimentaire d'affinement, de l'ouest (zones les plus au large) vers l'est (zones les plus proches des côtes de la Baie de Somme) (Ferret, 2011). Les analyses granulométriques par laser, effectuées sur les échantillons prélevés sur certaines de ces dunes en 2013 (durant le leg 2 de la campagne ESTUSOM13 ; localisation sur la figure II.10), indiquent qu'elles sont constituées de sables moyens à grossiers (figure IV.39).

Au sein de ces dunes, Ferret (2011) a recensé 95 espèces différentes constituant la faune benthique, parmi lesquelles se trouvent : des annélides (Spio filicornis, Nephtys cirrosa, Ophelia), des céphalocordé (Amphioxus lanceolatus), des bivalves (Glycymeris glycymeris) et des échinodermes (Echinocyamus pusillus, ophiure). La variabilité de ces espèces varie avec le gradient granulométrique ouest-est du champ de dunes (Ferret, 2011). Le secteur ouest, plutôt graveleux, comporte plus d'espèces et d'individus par surface spécifique que le secteur est, constitué de sables fins.

Figure IV. 38 : Photographies des fonds sédimentaires subtidaux montrant la diversité de ces fonds et de leur contenu faunistique et floristique. Prélèvements par benne Ekman (encadrés en jaune) et photos issues des vidéos par ROV (encadrées en rouge).

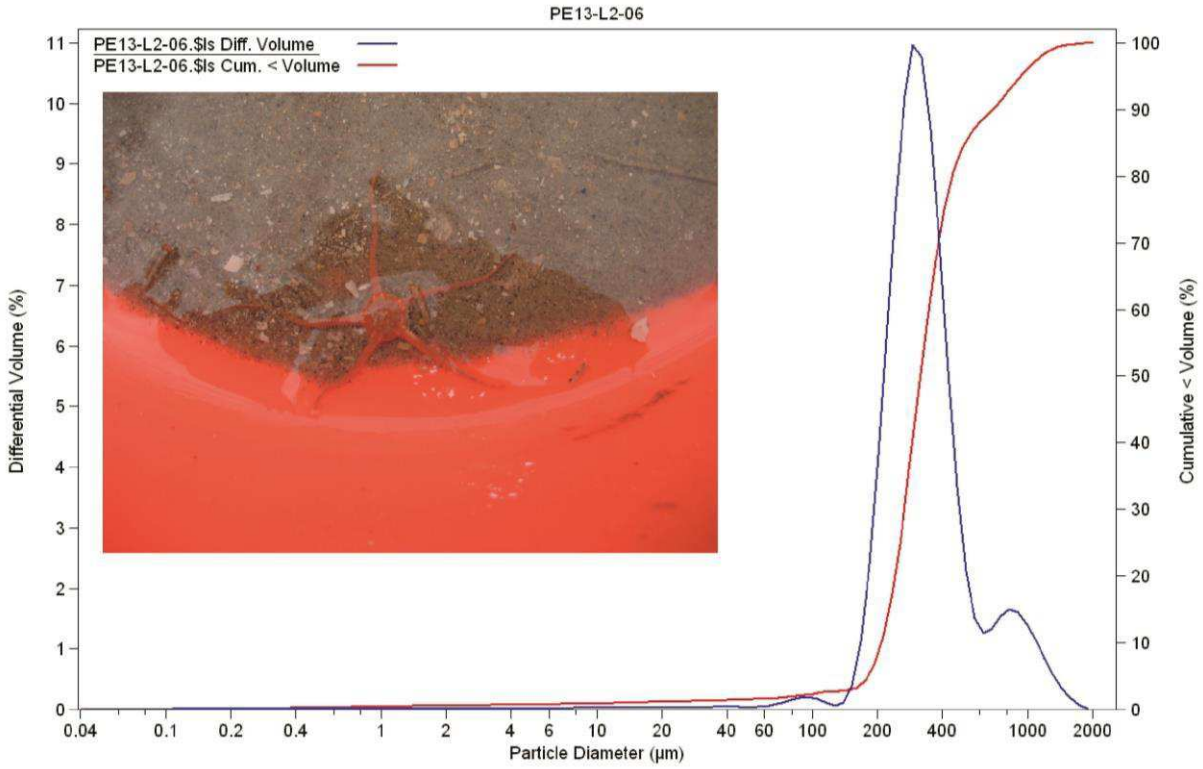


Figure IV. 39 : Sédiment composant les grandes dunes subtidales au droit de la Baie de Somme. Photographie et analyse granulométrique par laser (réalisée par Carole Brunaud) de l'un des échantillons du leg 2 de la campagne ESTUSOM13 (localisation sur la figure II.10). Les courbes bleue et rouge correspondent respectivement à la distribution granulométrique volumique par fraction et à la distribution cumulée.

II.4.3. Stocks sédimentaires disponibles en domaine subtidal

Dans le domaine subtidal proche de la Baie de Somme, d'importantes quantités de sédiments constituent le prisme sédimentaire picard (cf. figure I.8). Les données de sismique Chirp observées en mer permettent de définir les zones pouvant être représentatives d'importants stocks sableux disponibles pour le transport. La reconnaissance de certains réflecteurs sismiques, particulièrement visibles, peut être un bon indicateur de ces stocks (figure IV.40).

Ce type de données peut également permettre de distinguer certaines formes de fond qui ne ressortent pas sur la bathymétrie et l'imagerie de bord à cause de leurs dimensions trop importantes. C'est ainsi que les grandes dunes sous-marines sableuses (H > 4 m), étudiées antérieurement par Ferret (2011), ont été observées lors des campagnes en mer ESTUSOM13 et ESTUSOM14, à plus de 2 km du large, entre Cayeux-sur-Mer et Ault (figure IV.40). Ces dunes (constituées de sables moyens à grossiers), d'orientation NO-SE, avec une polarité NE vers la Baie de Somme, constituent un important stock sableux (toutefois limité en comparaison des sédiments disponibles au niveau des bancs sableux) disponible pour le comblement de cette dernière. Ces dunes témoignent d'ailleurs d'une dynamique active vers le secteur de la Baie de Somme, analysée par Ferret (2011).

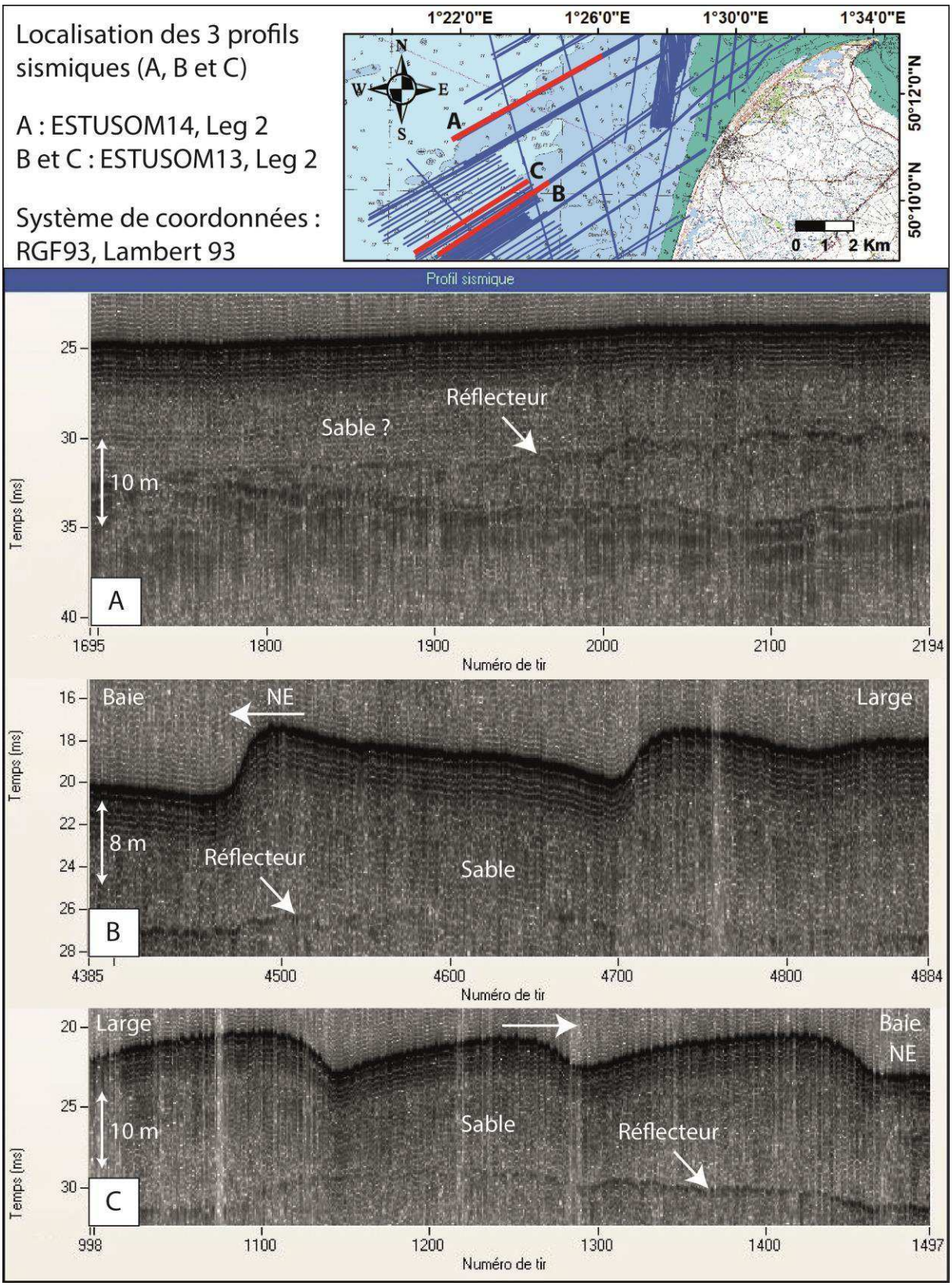


Figure IV. 40 : Architecture interne des fonds subtidaux au droit de la Baie de Somme. Profils sismiques Chirp sur lesquels est visible la couche sableuse superficielle, dans laquelle sont parfois observées des grandes dunes (B et C).

II.4.4. Intérêt de l'étude du domaine subtidal

Ces quelques premiers éléments sur la morphologie et la sédimentologie du domaine subtidal de la Baie de Somme témoignent de l'intérêt d'étudier ce domaine en parallèle du domaine intertidal, afin d'estimer, in fine, les transferts sédimentaires entre ces deux compartiments. Cette confrontation comportementale des 2 domaines permettrait d'obtenir un continuum terre-mer essentiel à la compréhension du système global de la Baie de Somme et à l'appréhension de son évolution future.

Dans cette attente, l'intérêt de ces premières observations réside dans la connaissance, approximative, certes, mais surtout à grande échelle, de la partie subtidale située au droit immédiat de la Baie de Somme, permettant ainsi de définir des secteurs et des objets de prime importance à suivre en particulier lors d'autres campagnes en mer et selon une échelle de temps adaptée. Par exemple, les abords du delta de marée peuvent nécessiter un suivi régulier (saisonnier ou annuel) visant à observer leur dynamique sédimentaire (accrétion ou érosion) et à définir le sens du transport sableux. Les morphologies de fonds comme les grandes dunes au large peuvent également être suivies à chaque campagne pour tenter de quantifier leur progression et variations morphologiques, et évaluer leur volume sableux via la sismique.

Etant donné la dynamique actuelle de comblement dans laquelle se situe la Baie de Somme, les stocks sédimentaires sableux situés au large sont de grande importance dans la connaissance de l'évolution future de la baie. Afin de comprendre les processus qui régissent cet environnement, il est primordial d'en connaître tous les aspects. Dans cet objectif, l'étude du domaine subtidal situé au droit de la Baie de Somme et des transferts de sédiment entre les compartiments sub- et intertidaux de la baie constitue la plus grande perspective de cette thèse.

III. Influence des forçages sur l'évolution morphodynamique et sédimentaire récente de la Baie de Somme

La Baie de Somme est un système hautement complexe caractérisé par de nombreux objets (cordons littoraux, schorre, barres/bâches, bancs sableux, dunes et chenaux) de composition sédimentaire variée (vase, sable, graviers et galets), observés dans des environnements différents (littoral, intertidal et subtidal), dont l'évolution diffère et varie spatialement en fonction de leurs interactions et des forçages en présence (figure IV.41).

Ces forçages, qui peuvent être hydrodynamiques, météorologiques ou morphologiques et globaux ou locaux, agissent les uns sur les autres en permanence et conditionnent la réponse morpho-sédimentaire et dynamique de la baie. En Baie de Somme, ces forçages dominants sont les courants de dérive littorale (S-N), la marée (amplitude qui détermine la profondeur d'eau), les courants de marée (orientation principale E-O), les vents (majoritairement du SO) et la houle (conditionnée par les vents, elle provient principalement

du SO). A ceux-ci s'ajoutent les forçages anthropiques caractérisés par les aménagements que sont les épis et les digues.

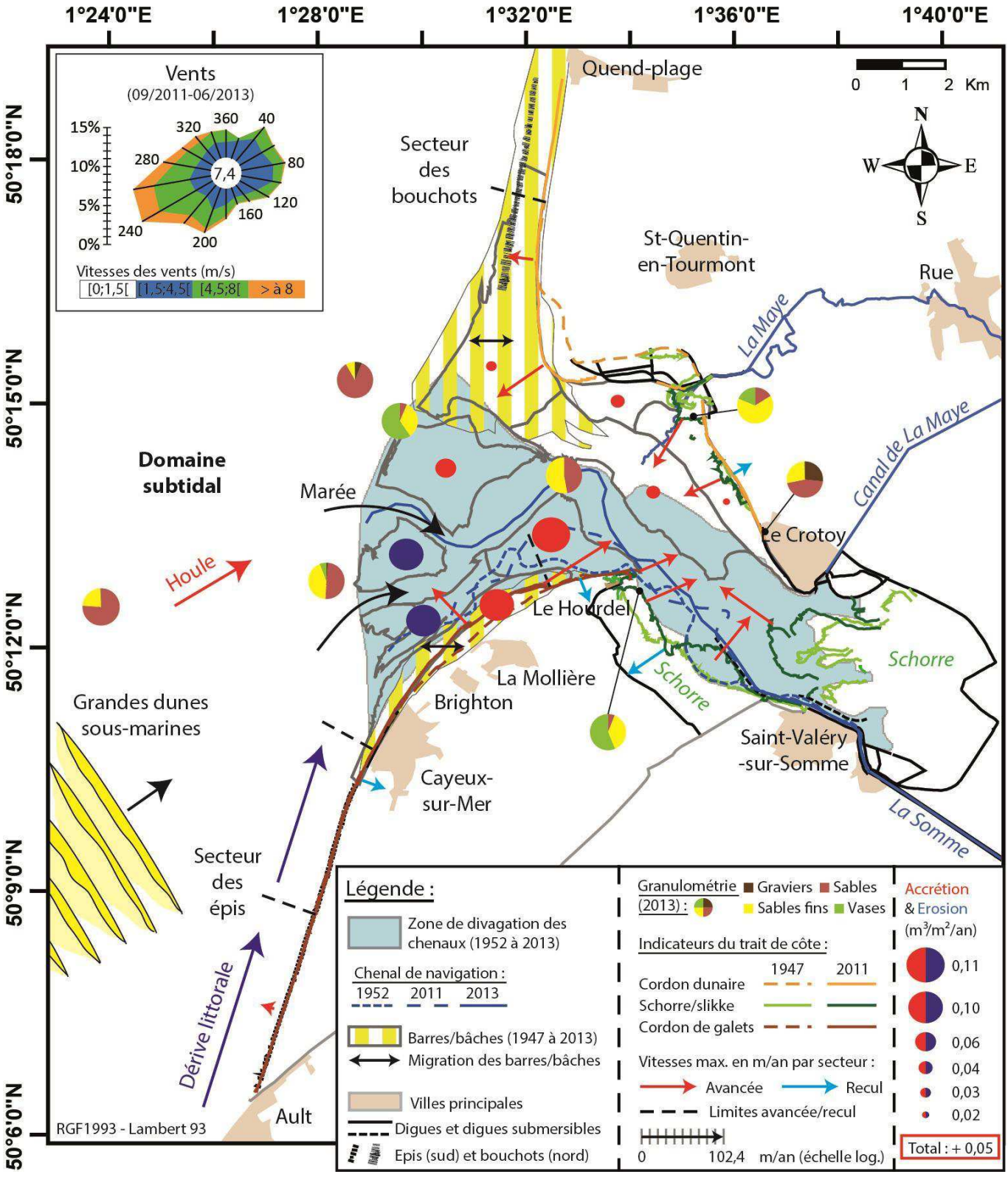


Figure IV. 41 : Synthèse globale de la morphologie et de la sédimentologie récente de la Baie de Somme et de leur évolution entre 1947 et 2013.

A partir des observations et des analyses effectuées sur la période 1947-2013 (figure IV.41), comprenant plusieurs sous-périodes d'analyse en fonction de la thématique d'étude et des données utilisées (e.g. étude du trait de côte entre 1947 et 2011 et étude des bilans sédimentaires entre 2011 et 2013), nous pouvons établir ou estimer certaines relations, parfois complexes, entre tous ces objets sédimentaires et les forçages.

La granulométrie des sédiments de la baie se caractérise par un gradient large/fond de baie allant des sables grossiers au large (où la granulométrie peut aller des graviers aux sables fins dans le champ de dunes étudié par Ferret, 2011, au sud-ouest de la baie) jusqu'aux silts et vases dans les parties les plus internes. Cette différenciation spatiale des caractéristiques de grains, engendrée par une baisse de l'intensité des courants (marée + houle) du large vers le fond de baie, par effet d'atténuation dû à la topographie, permet la mise en place d'environnements végétalisés de schorre au niveau des zones de silts et vases et de morphologies de fonds plus ou moins grandes (barres, bancs, dunes hydrauliques) sur l'estran sableux.

Le transport de sables marins dans la baie, sous l'effet des forçages hydrodynamiques marins (dérive littorale, marée et houle), induit un remaniement des sédiments dans les zones internes à l'échelle pluriannuelle (période 1980-2013), montrant un retrait des sables fins vers les côtes, sous l'afflux de sables plus grossiers empruntant principalement les chenaux tidaux. Mais, parallèlement à ce retrait de sables fins, un affinement important du sédiment est observé dans les zones bordières de la partie interne, caractérisées par un fort envasement qui permet au schorre de se développer et aux carbonates d'augmenter sous l'effet de l'implantation d'organismes coquilliers. Ces variations granulométriques sont en partie contraintes par les chenaux et surtout, par le chenal principal, qui permet des apports de sables marins jusque dans la baie par le biais de courants plus forts en son sein.

A ces évolutions sédimentologiques s'associe donc l'extension importante du schorre sur la baie (jusqu'à 23,7 m/an en fond de baie), moins influencé par les forçages hydrodynamiques marins du fait de sa haute altitude (> + 4 m) et constituant un marqueur du comblement. Cette tendance à l'accrétion est d'ailleurs constatée pour les 2 autres marqueurs du trait de côte utilisés dans cette thèse : le cordon dunaire et le cordon de galets, qui progressent rapidement en bordures de la baie.

Au nord de la baie, la plus forte avancée du cordon dunaire se fait à la pointe de St-Quentin (10,4 m/an), bordée (côté mer) par un grand système de barre/bâches sableuses (zone 8 des bilans). Ce système, extrêmement dynamique lorsqu'on observe les variations altimétriques (MNTs différentiels), enregistre toutefois des vitesses de sédimentation qui sont parmi les plus faibles mesurées (0,03 $m^3/m^2/an$), représentatives d'une relative stabilité. Il s'agit donc d'un système actif à l'équilibre dynamique. Il est possible que des transferts sédimentaires se fassent dans ce secteur, à l'échelle des formes de fond (migration est-ouest induite par les courants et la houle), sans entrées ou sorties importantes du sédiment, ou alors, avec des entrées et sorties de matériel sableux équivalentes. L'éventualité de transferts entre ce système de barres-bâches et le trait de côte du Marquenterre qu'il alimenterait est

envisageable. Quoi qu'il en soit, la présence de ces barres représente une bonne protection de la ligne de rivage progradante, en atténuant l'énergie de la houle.

Au sud de la baie, le cordon de galet est également accolé à un système de barre/bâches (zone 9 des bilans) et à un secteur de champs de dunes hydrauliques (zone 5 des bilans), en forte sédimentation tous les deux (0,10 et 0,11 $m^3/m^2/an$, respectivement). C'est au niveau de ces zones que le cordon de galets montre les plus fortes avancées cross-shore (5,4 m/an) et long-shore (84 m/an). Deux questions se posent alors : l'avancée du trait de côte et l'accumulation sableuse sur l'estran sont-elles liées ? Et, si oui, est-ce le cordon littoral qui favorise la sédimentation de l'estran ou est-ce la sédimentation de l'estran qui favorise le développement et la progression du cordon ? D'après la bibliographie (cf. partie II.2.3 de ce chapitre), ce serait plutôt le plancher sableux qui permettrait au cordon de galets de se développer en favorisant le transport des galets et leur fixation (le cordon étant en grande partie constitué de sable) et en assurant sa protection en dissipant les vagues (Migniot & Bellessort, 1974 ; Carter, 1988 ; Augris *et al.*, 2004 ; Dolique, 1999a et 1999b ; Dolique & Anthony, 1999 ; Bastide, 2011). Quoi qu'il en soit, le cordon de galets semble à chaque fois prograder au détriment du secteur de barres/bâches dont l'emprise se réduit. Ce comportement pourrait attester d'un transfert sédimentaire depuis les barres sédimentaires jusqu'au linéaire côtier, sous l'action des courants.

Les dunes hydrauliques intertidales évoluent rapidement (morphologie et migration) au gré des cycles de marée et des conditions de houle (cf. chapitre III). Il est donc impossible de suivre leur évolution individuelle à des pas de temps saisonniers à pluri-décennaux, auxquels une grande variabilité de la répartition spatiale de ces formes sédimentaires est observée dans la baie. Malgré cette variabilité, les dunes intertidales ne se rencontrent que dans les secteurs sédimentaires dynamiques de l'estran (sur la période 1947-2013), composés en majorité de sables fins et de sables, dont l'altitude est inférieure à + 4 m, y compris dans les chenaux tidaux (zones 4, 5, 6, 7 et 10), et sont peu représentées dans les zones de barres-bâches (zones 8 et 9). Ces zones de dunes, montrant une dynamique sédimentaire en grande partie engendrée par la migration de ces formes sous l'effet des forçages hydrodynamiques, sont : relativement stable (zone 4) ; en forte érosion dans la partie externe sud du delta de jusant (zone 6) ; en accrétion moyenne sur la partie nord du delta de jusant (zone 7) ; ou en forte accrétion au niveau du Hourdel (zone 5 ; secteur d'étude du chapitre III), entre 2011 et 2013.

Les chenaux constituent un ensemble important du système, en jouant le rôle de conduits préférentiels pour les eaux entrant (flot de la marée) et sortant (jusant de la marée et écoulements fluviaux) dans la baie. Ils déterminent en grande partie les directions et la force des courants dans la baie et donc, la répartition et l'intensité du transport sédimentaire. Celui-ci sera plus important au sud du chenal principal qu'au nord de ce dernier, qui se comporte comme une barrière hydrodynamique. Toutefois, ces chenaux sont contraints à de nombreuses divagations, dues aux comblements et érosions successives sous l'effet des forçages et du transport sédimentaire lui-même. Il est probable que la migration du chenal de navigation vers le nord entre 1952 et 2013 soit par exemple due à l'accrétion forte de la zone 5, située en

avant de la pointe du Hourdel, comme cela semble être le cas entre 2011 et 2013 (accrétion de 758 488 m^3 ± 518 846 m^3 selon la marge d'erreur A ou ± 701968 m^3 selon la marge d'erreur B, associée à une divagation du chenal principal vers le nord). Ces divagations sont à même de provoquer la réduction de l'emprise de systèmes comme les barres-bâches (e.g. 1977), ou une érosion forte du front de schorre (e.g. 1961), tout comme la modification de la répartition des champs de dunes avec la destruction de bancs sableux.

L'altitude est également révélatrice de la dynamique des différents secteurs qui peuvent être en érosion, en accrétion, en équilibre dynamique, en fin de comblement ou déjà comblés. Les secteurs dynamiques d'altitude inférieure à + 2 m (NGF, IGN69) se caractérisent par la présence de nombreuses formes de fond tandis que les zones les plus colmatées, d'altitude supérieure à + 2 m, sont des zones quasiment « nues », comportant peu de formes de fond où le schorre se développe au-dessus des + 4 m.

Les secteurs les plus bas (- 4 à + 1 m) sont en érosion tandis que ceux d'altitude moyenne (+ 1 à + 4 m) sont en accrétion et que les plus hauts (> + 4 m) sont plutôt stables. L'explication la plus plausible est que les secteurs de basse altitude (zone 6 de mesure des bilans), situés en partie externe sud de la baie, sont plus facilement sujets à un fort impact des forçages hydrodynamiques (courants de dérive littorale et de marée ; houle), provenant majoritairement du secteur sud-ouest, qui les atteignent en premier. Les secteurs adjacents d'altitude moyenne (mieux protégés des forçages et notamment de la houle qui brise en amont) subissent une sédimentation certainement due à l'érosion des zones plus basses. C'est le cas des zones 7, 5 et 9. Enfin, les zones les plus hautes sont éloignées de la source des apports sableux marins et fortement protégées par leur position haute face à l'amplitude des marées qui ne les atteignent pas toujours et par les secteurs sédimentaires situés en avant d'eux (vers la mer). Elles subissent donc beaucoup plus faiblement l'impact des forçages, qui sera maximal lors des tempêtes de vives-eaux.

Cette dynamique érosive du front de delta par les courants et les vagues, au bénéfice de la sédimentation des zones internes de la baie, a déjà été évoquée par Ducrotoy (2010) et Beauchamp (1998). Ce dernier indique que cette érosion se traduit par un recul vers la côte du zéro hydrographique de 5,4 m/an (soit 56 000 m^2/an) entre 1878 et 1993, associé à un remplissage sableux de 535 000 m^3/an, sur 40 km^2 de la zone interne de la baie.

On observe donc un gradient à la fois ouest-est mais également sud-nord de sédimentation/érosion dans le domaine intertidal, lié à l'influence des forçages hydrodynamiques marins sur les différentes zones de la baie. Cette influence sera forte dans les secteurs externes sud (en forte érosion ou accrétion) et de plus en plus faible vers les secteurs nord (plage de La Maye) et les secteurs internes abrités (schorre).

Sur une grande partie du domaine intertidal (zones de bilans 2 à 9), la tendance est au comblement avec des taux de sédimentation moyens de + 0,05 m^3/m^2/an, soit + 1,5 millions de m^3/an pour une surface de 36 km^2. Seuls les bilans sédimentaires des zones 1 (schorre) et 10 (zone de divagation des chenaux de 2011 à 2013) restent indéterminés. Dans la zone 1 de schorre, les estimations effectuées par Bertel (2012) et Le Bot *et al.* (2012, 2015) montrent qu'ils peuvent être très faibles (+ 0,015 m^3/m^2 pour 32 mois), relatifs à une zone stable et

comblée, à faibles (+ 0,121 m^3/m^2 pour 32 mois), relatifs à une zone en faible accrétion selon la marge d'erreur A.

Le domaine subtidal constitue la source sédimentaire principale de la Baie de Somme. L'existence, par exemple, d'un grand champ de dunes au large, ainsi que les indications sur la polarité NE de ces dunes, relative à un transport NE, nous permet d'estimer qu'il constitue un important stock sableux disponible pour le colmatage de la baie.

La connaissance de la bathymétrie du domaine subtidal situé au pied du delta de jusant pourra apporter des réponses sur les comportements très contrastés des zones intertidales situées au contact du zéro hydrographique (zones 6 au sud et 7 au nord). En effet, il se peut que l'érosion de la zone 6 de la baie soit due à sa position qui peut être directement sur le front de delta, ne permettant pas sa protection par dissipation de l'énergie des courants et des vagues. De plus, cette zone sud est la première à être atteinte par les courants de dérive littorale et est découpée par 2 grands chenaux tidaux (dont le chenal principal de navigation), permettant aux courants de parcourir cette zone avec plus d'énergie. A l'inverse, l'accrétion au niveau de la zone 7, située au nord, peut peut-être s'expliquer par une position en arrière du front de delta, la présence d'un stock sableux subtidal entraînant sa protection partielle, ainsi que par son altitude plus élevée (entre – 4 et + 2 m NGF, IGN69). Cette hypothèse reste à vérifier par le traitement et l'analyse des données de campagnes en mer réalisées.

L'érosion du front de delta dans un système de baie en comblement semble toutefois être un phénomène tout à fait normal selon plusieurs auteurs, notamment en Baie de Somme où les secteurs internes subissent un exhaussement non négligeable des fonds (e.g. Dolique, 1998 ; Latteux, 2000 ; Verger, 2005).

In fine, toutes ces évolutions morpho-sédimentaires confirment la tendance au comblement de la Baie de Somme, observée antérieurement par d'autres auteurs, dans cette baie (e.g. Beauchamp, 1998 ; Dolique, 1998 ; Latteux, 2000 ; Verger, 2005) comme dans d'autres baies de Manche (Tessier *et al.,* 2012) ou d'autres estuaires mondiaux (e.g. Jago, 1980 ; Green & MacDonald, 2001).

IV. Conclusion

La Baie de Somme est un environnement estuarien remarquable par sa diversité de paysages, résultant d'une grande variété d'entités sédimentaires, disposées au sein de plusieurs domaines (côtier, intertidal et subtidal) régis par des forçages différents.

Afin d'appréhender l'évolution morpho-sédimentaire de cette baie, il est indispensable d'étudier l'ensemble des entités sédimentaires qui la composent et d'établir des relations entre celles-ci, ainsi qu'entre elles et les agents forçants. Dans ce but, la sédimentologie et la morphologie actuelles du secteur intertidal ont été analysés, avec une étude spécifique concernant les caractéristiques morphométriques des dunes et leur répartition à l'échelle de la baie. Les évolutions morpho-sédimentaires du rivage et du domaine intertidal ont ensuite été observées et quantifiées en termes de variations de la nature des sédiments, d'avancée/recul du trait de côte, d'évolution des formes sableuses de l'estran et de bilans sédimentaires, aux

pas de temps saisonniers et annuels, ainsi qu'à l'échelle de 2-3 ans. De premières observations sur le domaine subtidal ont également été faites.

L'évolution morpho-sédimentaire de la Baie de Somme, entre 1947 et 2013, confirme la tendance au comblement par les sables marins, évoquée dans la littérature, par de nombreux aspects :

- **La granulométrie** de la Baie de Somme se caractérise par un gradient large-littoral et axe central-bordures de la baie, impliquant un affinement des sédiments vers la frange côtière de la zone interne, associé à l'entrée de sables marins dans la baie et à la diminution de l'énergie des forçages. Les silts et vases déposés sur les bordures internes montrent une tendance à la progression vers le large et vers l'axe central de la baie, où le chenal principal limite cette progression.
- Avec l'évolution sédimentaire et les apports sableux depuis le large, les marqueurs du **trait de côte** de la Baie de Somme avancent sur la mer, aussi bien au niveau des côtes sableuses du nord que des rivages de galets du sud et dans les zones silto-vaseuses internes du schorre. Peu de secteurs montrent un recul, en général lié à des processus locaux particuliers, et parfois dus aux activités humaines. Sur certains secteurs de la baie, l'anthropisation a tout de même contribué à l'avancée ou du moins, au maintien du trait de côte (e.g. épis d'Ault à Cayeux-sur-Mer, schorre situé entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme, secteur du parc du Marquenterre).
- En avant de ces traits de côte se trouve **l'estran sableux**, façonné par les bancs sableux, les barres/bâches, les dunes et les nombreux chenaux divagants. Ces éléments extrêmement dynamiques évoluent constamment au rythme des forçages, influant sur le transport sédimentaire qui les créé, les détruit ou les modifie. Leurs mouvements perpétuels vont être à même d'influencer l'évolution des traits de côte qu'ils engraissent ou érodent.
- Parmi les structures sableuses de l'estran, **les dunes** sont impressionnantes par leur nombre (plus de 4 000 sur la baie) et leur répartition très étendue qui ne semble contrainte que par l'altitude. Toutefois, les analyses statistiques réalisées sur les dunes à l'échelle de la baie indiquent que la morphologie de ces dunes ne présente pas d'organisation spatiale, telle que le gradient large-littoral observé pour la granulométrie. Seules les dunes du Hourdel (étudiées dans le chapitre III) présentent des amplitudes et des angles de flancs plus forts que dans les autres secteurs de la baie.
- Une **zonation spatiale** de la Baie de Somme a été réalisée sur la base des caractéristiques sédimentaires (taux de carbonates, vases, sables fins, sables et graviers) morphologiques (schorre, plage, champs de dunes, barres-bâches, chenaux tidaux) et dynamiques (zones stables, dynamiques ou de chenaux) de celle-ci, permettant d'obtenir 10 zones individualisées pour la quantification des bilans sédimentaires, dont 2 qui n'ont pas pu être analysées : le schorre (zone 1) et le secteur de divagation des chenaux tidaux (zone 10).
- **Les bilans sédimentaires**, calculés entre 2011 et 2013 montrent une disparité entre les zones d'étude, due à leur position par rapport à la côte, au large et aussi à leur altitude. Les secteurs d'altitude inférieure à + 2 m sont très dynamiques, car couverts de formes de fond qui évoluent très rapidement. Ils ne présentent toutefois pas tous le même budget sédimentaire. L'érosion des plus bas niveaux, situés dans la zone externe sud de la baie,

entraîne l'accrétion des niveaux dynamiques adjacents de plus haute altitude, sous forte influence des forçages marins (en avant de la pointe du Hourdel et au niveau du delta de marée externe), tandis que les zone d'altitude supérieure à + 2 m, au nord de la baie et dans la zone interne, sont moins affectées par les forçages et finissent de se combler ou le sont déjà. C'est le cas des schorres, d'une altitude supérieure à + 4 m. Le chenal principal semble fonctionner comme une barrière hydrodynamique différenciant les secteurs sud à dynamique forte (± 0,06 à ± 0,11 $m^3/m^2/an$) des secteurs nord à l'équilibre dynamique ou en fin de comblement (+ 0,02 à + 0,04 $m^3/m^2/an$). Pour établir des bilans sédimentaires, le choix du pas de temps est primordial face à l'incertitude apportée par la technique LiDAR et les faibles taux de sédimentation/érosion observés dans la baie. Un pas de temps de 2 ans s'impose pour observer les variations des secteurs très dynamiques et un pas de temps plus long d'au moins 5 ans est nécessaire pour espérer voir des évolutions franches dans les secteurs nord.

- **Le secteur subtidal** reste encore peu connu dans les environs proches du zéro hydrographique, mais les campagnes en mer ont révélé la présence de nombreuses morphologies sédimentaires d'intérêt pour l'évolution de la baie, telle que les grandes dunes sous-marines au large, déjà étudiées par Ferret (2011) et constituant une partie d'un stock sableux remarquable (prisme sédimentaire picard), disponible pour le colmatage de la baie. Ces grandes dunes, de polarité NE, ont une dynamique sédimentaire résiduelle qui s'effectue vers la baie. Toutefois, les volumes sableux transportés ainsi que les modalités de transfert sédimentaire entre les domaines sub- et intertidaux restent à déterminer.

Conclusion générale et Perspectives

Actuellement, de nombreux estuaires et baies subissent un phénomène de comblement par les sables marins, particulièrement présent en Manche (Paphitis *et al.*, 2010 ; Tessier *et al.*, 2012). Dans ce contexte, la Baie de Somme a été sélectionnée afin d'étudier ses évolutions morphodynamiques et les flux sédimentaires responsables, en réponse à de nombreux forçages (météorologiques et hydrodynamiques), à différents pas de temps et échelles géographiques.

La Baie de Somme est une baie estuarienne mégatidale, dominée par la marée et influencée par la houle, présentant un paysage complexe. Ce site, classé au niveau national, est alimenté par le prisme sédimentaire picard dans sa partie subtidale, parsemée de formes de fond comme les dunes. Il est constitué de cordons littoraux de sables (au nord) et de galets (au sud) sur sa frange littorale, d'étendues végétalisées de schorre et d'un estran sableux dans son domaine intertidal, parcouru de chenaux tidaux. L'estran sableux se compose de nombreuses formes de fond de tailles diverses, allant des bancs sableux et systèmes de barres/bâches, pour les plus grandes, aux champs de dunes et aux rides, pour les plus petites, constituant les formes sableuses les plus dynamiques de la baie, qui évoluent rapidement sous l'influence des forçages. La diversité paysagère, faunistique et floristique de la Baie de Somme fait d'elle l'objet de nombreux enjeux environnementaux et socio-économiques.

Afin de qualifier et quantifier l'évolution morpho-sédimentaire de la Baie de Somme, ainsi que le transport sédimentaire à l'origine de cette évolution, une stratégie d'étude comprenant 2 axes de recherche a été définie :

1) Une étude à l'échelle fine et aux pas de temps courts a permis de quantifier l'évolution morphodynamique des dunes hydrauliques intertidales proches de la pointe du Hourdel et les flux sédimentaires associés, à l'échelle de marées semi-diurnes, semi-lunaires et pour des conditions météorologiques et hydrodynamiques variées. Pour cela, 4 campagnes de terrain ont été réalisées : 24 et 25 juin 2013 (2 vives-eaux) ; 26 au 28 septembre 2013 (4 mortes-eaux) ; 5 décembre 2013 (vive-eau de tempête) ; 27 janvier au 9 février 2014 (cycle semi-lunaire d'agitation faible à très forte). Des données topographiques (scanner laser 3D), courantométriques, altimétriques et de turbidité, ainsi que des échantillons sédimentaires (prélèvements de sédiment superficiel, d'eau et carottes), ont ainsi été acquis/prélevés, traités et analysés. Ce set de données exceptionnel, tant hydro-sédimentaire que morphologique, nous permet de comparer des mesures in situ de flux sédimentaires à des estimations de flux, grâce à des formules de transport ainsi qu'à des mesures de l'évolution morphodynamique des dunes hydrauliques intertidales.

2) Une étude à l'échelle globale et aux pas de temps longs, destinée à comprendre l'évolution morpho-sédimentaire des différentes entités sédimentaires de la baie (couche sédimentaire superficielle intertidale et subtidale, trait de côte, schorre, chenaux tidaux et formes de fond), aux pas de temps saisonnier, annuel et pluriannuel (à pluridécennal), afin de réaliser une première quantification du comblement et d'en extraire une tendance évolutive pour le futur. Ce second axe de recherche a été mené grâce à la réalisation de campagnes de levés topographiques par LiDAR aéroporté, de prélèvements sédimentaires et de campagnes en mer, et grâce à l'utilisation d'orthophotographies et de données sédimentologiques anciennes.

Morphodynamique des dunes intertidales à court terme et flux sédimentaires associés :

Les dunes intertidales du Hourdel se forment dans des sables fins à moyens, unimodaux à bimodaux et mal classés, avec de faibles taux de vases. Elles sont de taille moyenne à grande selon la classification de Berné *et al.* (1989) et d'Ashley (1990), avec une hauteur comprise entre 20 et 60 cm et une longueur d'onde entre 5 et 23 m, et de forme plutôt bidimensionnelle. Sur l'ensemble de la baie, aucune relation claire ne semble exister entre ces 2 paramètres morphométriques, qui, pourtant, présentent souvent une relation importante et caractéristique des environnements fluviatiles estuariens (e.g. Francken *et al.*, 2004), intertidaux (e.g. Allen, 1968 ; Dalrymple *et al.*, 1978) et subtidaux (e.g. Van Landeghem *et al.*, 2009 ; Ferret, 2011).

Le transport sédimentaire à l'aplomb des dunes du Hourdel ainsi que l'évolution morphodynamique qui en découle sont tous deux régis par les forçages météorologiques et hydrodynamiques du milieu, eux-mêmes influencés par des paramètres locaux comme la topographie.

La houle, constituant un forçage hydrodynamique important en Baie de Somme, se développe sous l'action des vents marins (provenance ouest) et avec la hausse de la profondeur d'eau (Battjes & Groenendijk, 2000 ; Robertson *et al.*, 2015). Ce dernier paramètre va conditionner les vitesses de courants rencontrés durant le flot et le jusant, augmentant globalement avec le coefficient de marée. Combinée à la houle, l'augmentation de la profondeur d'eau entraîne une prédominance des courants de flot mais, lorsque la houle décroît subitement sous l'effet d'une chute de vitesse et d'un changement de direction des vents (provenance est), ce sont les courants de jusant qui prédominent. Par temps calme, cette prédominance est en général peu marquée mais reste en faveur de la phase de flot.

Le transport par suspension et par charriage, induit par les courants, s'intensifie donc avec le coefficient de marée. Durant chaque marée semi-diurne, du sédiment est transporté au flot comme au jusant, d'abord vers l'est puis ensuite vers l'ouest, mais le transport résiduel (ou net) par marée s'effectue dans le sens des courants prédominants. Les matières en suspension prélevées durant le flot ont ainsi une granulométrie variable en fonction du coefficient de marée, des conditions d'agitation, du moment et de la hauteur de prélèvement, et vont être plus ou moins concentrées. La concentration maximale atteinte lors d'une grande vive-eau (coefficient 114) de très forte agitation (H_s maximale de 1,98 m) est de 32,7 g/l de sédiments d'une taille moyenne de 147,7 µm, prélevés entre 15 et 30 cm au-dessus du fond, bien avant le pic de flot. Le transport par suspension est le plus important (4,3 à 8,4 fois supérieur au transport par charriage, en quantités transportées) mais le transport par charriage est celui qui contribue principalement à l'évolution morphologique des dunes, car il permet le déplacement des sables grossiers.

La méthodologie utilisée pour quantifier le transport charrié n'est pas toujours adaptée aux évolutions morphodynamiques enregistrées, comme dans le cas des méthodes du « Dune Tracking » (Hoekstra *et al.*, 2004 ; Schmitt & Mitchell, 2014) et des différentiels topographiques, pour lesquelles un changement de morphologie transversale (renverse de la polarité) ou une trop forte migration sont problématiques. La méthode du « Dune Tracking »

permet de s'affranchir de l'effet de superposition des dunes entre les moments t1 et t2, rencontré lors des fortes migrations, et qui perturbe la mesure réalisée via la méthode des différentiels topographiques. Mais, les différentiels topographiques, contrairement à la technique du « Dune Tracking », permettent d'estimer les flux sur une grande surface géographique et de quantifier la variabilité spatiale de ces flux au sein d'un champ de dunes. Toutefois, les résultats obtenus pour ces deux méthodes sont assez cohérents avec ceux obtenus via les formules empiriques (Soulsby-van Rijn, 1997 ; Bagnold, 1963, modifiée par Gadd *et al.*, 1978), notamment avec les résultats de la formule de Soulsby-van Rijn (1997).

Dans le cas du transport par suspension, les résultats de la mesure in situ montrent quelques différences d'intensité et de direction du transpot net par rapport aux résultats de la formule de Soulsby-van Rijn (1997). Ces différences semblent duent au principe propre à chaque méthode, induisant : (i) une mesure ponctuelle de flux à une hauteur fixe au-dessus du fond dans le cas de la mesure in situ, pouvant générer des résultats de direction et d'intensité particulières des flux, non représentatifs du flux moyen dans la colonne d'eau ; (ii) et un calcul de flux sédimentaire intégré dans la colonne d'eau. Les 2 méthodes, considérées comme fiables, ne fournissent donc pas la même information sur les flux sédimentaires en suspension.

Le transport total, quant à lui, a été estimé grâce à 2 formules empiriques : Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986). La formule de Soulsby-van Rijn (1997) offre des résultats de transport net plus élevés en mortes-eaux (jusqu'à 4,7 fois supérieurs) et plus faibles en vives-eaux (jusqu'à 13 fois inférieurs) que ceux de la formule de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986).

Alors que la morphologie longitudinale des dunes du Hourdel évolue peu à l'échelle du champ de dunes, celles-ci montrent d'importants changements de morphologie transversale, observés à l'échelle de la dune, en fonction des conditions de forçages hydrodynamiques et météorologiques. Durant une marée semi-diurne, l'intensité du transport sédimentaire exercé durant le flot et le jusant va ainsi permettre aux dunes d'évoluer selon des phénomènes d'accrétion/érosion répétés, qui seront importants durant les 2 phases de marée ou uniquement durant le flot (cas des vives-eaux calmes à peu agitées ou des vives-eaux agitées de tempête) et vont engendrer des variations morphologiques et/ou une migration des dunes observables durant la submersion (via les altimètres) ou à basse-mer.

Le premier facteur de contrôle des variations morphologiques des dunes est la profondeur d'eau, comme l'ont démontré Larcombe & Jago (1996) dans l'estuaire de Mawddach (Pays de Galles), qui va être déterminée par le coefficient de marée, la surcote/décote et l'altitude du site d'étude. En Baie de Somme, en dessous d'un seuil de profondeur d'environ 2,64-2,73 m, les dunes sont asymétriques et conservent une polarité est à basse-mer, associée aux courants de flot, qui témoigne de l'absence d'évolution morphodynamique pendant la phase de jusant, bien que cette évolution soit également faible (voire nulle) durant la phase de flot. Dans ces conditions, les variations altimétriques des fonds mettent en évidence la morphodynamique des rides surimposées aux dunes. Au-dessus de ce seuil, la polarité des dunes va s'inverser, témoignant soit d'un transport sédimentaire net vers l'ouest, soit d'une renverse de la morphologie entre les 2 phases de marée (Dalrymple,

1984 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Masselink *et al.*, 2009). Les dunes ont souvent une morphologie composite lors de leur changement de polarité, comprenant une partie basale orientée dans le sens du flot et une partie sommitale orientée dans le sens du jusant, avec une rupture de pente. Une fois la renverse de polarité complète, les formes de dunes sont plus simples, sans distinction de leurs parties basale et sommitale. Le second facteur de contrôle est la houle (déterminée par les vents et la profondeur d'eau) qui, quand elle est très forte (H_s maximale ≥ 1,83 m), lors d'une vive-eau, permet l'aplatissement des dunes et l'obtention de formes sub-symétriques à symétriques. Enfin, le troisième facteur de contrôle est le vent (mer de vent) qui, associé à de fortes houles (H_s maximale > 1,25 m) lors d'un épisode de tempête (vents moyens de 35,5 km/h), peut entraîner une inversion complète de la polarité des dunes lors d'une marée de vive-eau. Ainsi, les dunes, de polarité ouest avant la marée, adoptent une polarité est après la marée, traduisant l'intensité forte des courants et du transport sédimentaire de flot.

Ainsi, on dénombre 5 typologies de morphologies transversales de dunes à basse-mer, dépendantes des conditions météorologiques et hydrodynamiques : **(i)** morphologie simple de dunes asymétriques avec polarité est (sens du flot ; type 1) ; **(ii)** morphologie simple de dunes asymétriques avec polarité ouest (sens du jusant ; type 2) ; **(iii)** morphologie composite de dunes asymétriques avec une rupture de pente forte vers l'ouest, dans la partie sommitale des dunes, leur conférant une polarité ouest, et parfois une rupture de pente à l'ouest dans la partie basale des dunes (type 3) ; **(iv)** dunes sub-symétriques aplaties avec une légère polarité ouest (type 4) ; **(v)** dunes symétriques aplaties (type 5).

Les variations de hauteur des dunes semblent montrer que la hausse de la profondeur d'eau lors des vives-eaux permet aux dunes de se développer, sous l'effet d'une augmentation de la hauteur de la houle. Cette augmentation de la hauteur des dunes entre mortes-eaux et vives-eaux a été observée dans l'estuaire mésotidal de Mawddach par Larcombe & Jago (1996), en association avec une diminution de la longueur d'onde. Toutefois, dans les champs de dunes du Hourdel, lorsque les conditions d'agitation sont très fortes, malgré une importante profondeur d'eau, l'action de la houle et des vagues engendre l'aplatissement de ces formes de fond.

Enfin, sous l'effet du transport sédimentaire et de l'évolution morphologique des dunes, celles-ci subissent une migration quantifiée grâce au suivi des crêtes des dunes. Les dunes situées aux extrémités du champ, peu développées, vont migrer plus lentement que les dunes situées au centre du champ, qui sont plus développées. La migration est souvent plus forte durant les marées de vives-eaux (jusqu'à 0,88 m/h et 4,7 m/marée) que durant les marées de mortes-eaux (jusqu'à 0,12 m/h et 1,2 m/marée) et peut se faire vers l'est comme vers l'ouest. Cette migration, plus forte en Baie de Somme qu'au niveau des estuaires de l'Escaut (0,1-0,8 m/marée ; Terwindt & Brouwer, 1986), de Mawddach (environnement mésotidal ; 0,04-0,6 m/marée ; Larcombe & Jago, 1996) et de l'Avon (0,002-0,08 m/marée ; Masselink *et al.*, 2009), est souvent en accord avec le sens du transport sédimentaire net. Les différences ou décalages observés entre le sens du transport sédimentaire résiduel et le sens de migration des dunes attestent d'un « problème » méthodologique découlant du choix des crêtes de dunes comme marqueur du déplacement. Les dunes, observées uniquement en période d'émersion

(basse-mer), étant sujettes à un renversement de morphologie qui modifie leur polarité en fonction des conditions hydrodynamiques du milieu, le déplacement de leur crête n'indique pas toujours clairement le sens du transport sédimentaire principal, au même titre que leur polarité. Les quelques divergences de direction entre sens du transport sableux et sens de migration des dunes sont souvent observées lors des phases de transition morphologique. Terwindt & Brouwer (1986) n'ont trouvé aucun lien entre le transport total et la distance de migration des « sandwaves » intertidales 2D dans l'estuaire de l'Escaut (Pays-bas), au contraire des dunes intertidales 3D dont la distance de migration est en accord avec le transport total de sédiments.

L'analyse des structures internes des dunes permet de confirmer les directions de transport sédimentaire au cours d'une marée et les changements morphologiques qu'ils entraînent. Les pendages des litages observés au sommet des carottes courtes sont généralement en lien avec la morphologie et la polarité des dunes, observées en surface : sub-horizontaux dans le cas de dunes symétriques et obliques dans le cas de dunes asymétriques.

La morphodynamique des dunes du Hourdel, suivies à différentes périodes de l'année, met en évidence la tendance de ces morphologies à migrer vers l'intérieur de la baie (vers l'est) avec le transport sédimentaire, sous l'action des forçages hydrodynamiques marins (marée et houle), eux-mêmes contraints par les forçages météorologiques (vent, tempête) et la topographie. Le transport total estimé à l'échelle d'un cycle de marée semi-lunaire est de 10,8 T/m selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997) et de 0,2 T/m selon la formule de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986).

Les résultats des 4 campagnes réalisées semblent représentatifs des conditions hydrodynamiques de marée et de houle classiquement rencontrées en Baie de Somme : petites marées de mortes-eaux (coefficient 31) à grandes marées de vives-eaux (coefficient 114) et houle principalement de secteur ouest avec une H_s majoritairement inférieure à 1 m. En revanche, les conditions météorologiques (vents mesurés dans les terres, à Abbeville) ne sont pas représentatives des conditions habituelles (mesurées sur le littoral, à Cayeux-sur-Mer) pour la période de janvier-février 2014 (cycle semi-lunaire), durant laquelle la majorité des vents étaient de secteur sud au lieu des secteurs est pour les vents faibles et ouest pour les vents forts. La vitesse de ces vents était également élevée par rapport à la normale, avec 78 % de vents supérieurs à 16 km/h, qui représentent habituellement 48 % des vents. Toutefois, il se peut qu'il existe une différence entre les vents mesurés à Abbeville, et utilisés durant cette campagne, et les vents soufflant à Cayeux-sur-Mer, qui se situe plus près de notre site d'étude. Les caractéristiques des vents étaient donc peut être plus proches des conditions moyennes qu'on ne le pense.

Par ailleurs, les dunes du Hourdel présentent tous les types de morphologies observées sur la slikke sableuse de la Baie de Somme et semblent donc représentatives du fonctionnement des autres secteurs de la baie comportant des dunes. Ces résultats obtenus sur le court terme soulignent le processus de comblement de la Baie de Somme.

Dynamique morpho-sédimentaire de comblement de la Baie de Somme à long terme :

En Baie de Somme, les différentes entités sédimentaires évoluent de manière distincte en fonction des nombreux forçages météorologiques, hydrodynamiques (marins et fluviaux) et anthropiques et de leur localisation dans la baie. Les secteurs externes seront ainsi plus exposés aux forçages marins que les secteurs internes abrités, et leur évolution s'en ressentira.

La couverture sédimentaire superficielle de la baie, observée en 2013, confirme le gradient d'affinement des sédiments, du large vers les parties internes et de l'axe central vers les rives, observé par Dupont (1981). Face à la dynamique actuelle d'entrée des sables marins dans la baie, les sédiments des parties externes semblent devenir légèrement plus grossiers tandis que les sédiments des parties internes s'affinent largement, démontrant une augmentation des taux de vases et de carbonates en bordure et dans les zones de schorre.

Cette évolution granulométrique, associée au comblement et à l'exhaussement des fonds, permet l'implantation de la végétation et donc, l'extension du schorre, ainsi que l'engraissement des cordons littoraux qui progradent largement entre 1947 et 2013. Parmi les 3 marqueurs du trait de côte suivis (cordon de galet, cordon dunaire et schorre), le schorre, qui constitue un bon indicateur du comblement (Verger, 1995 et 2005 ; Desguée, 2008 ; Gluard, 2012 ; Leroux, 2013), a la plus forte progression (jusqu'à 23,7 m/an entre 1947 et 2011).

L'estran sableux est sans cesse modifié par les forçages météorologiques et hydrodynamiques entraînant son accrétion/érosion. Au sein de cet estran, les chenaux tidaux sont extrêmement mobiles sous l'impact variable des forçages hydrodynamiques marins et fluviaux. Leur dynamique sera ainsi plus importante dans la zone externe de la baie (jusqu'à 38 m/an entre 1952 et 2013), fortement influencée par la marée, la houle et la dérive littorale, et plus faible en zone interne (jusqu'à 16 m/an entre 1952 et 2013), plus abritée des forçages marins. Les divagations plus ou moins fortes des chenaux se caractérisent par une grande variabilité nord-sud de leurs déplacements, et ne semblent pas présenter de cyclicité, contrairement aux divagations du Couesnon, qui s'effectuent selon un cycle nodal lunaire d'une période de 18,6 ans dans la Baie de Mont-Saint-Michel (Gluard, 2012). Elles sont également contraintes par les aménagements réalisés en amont de l'estuaire (canal, endiguements et port) où la mobilité des chenaux sera en partie bloquée.

Les barres/bâches, moins dynamiques, semblent toutefois migrer selon un axe est-ouest et les limites de ces systèmes peuvent varier spatialement à l'échelle pluriannuelle (4-5 ans), souvent en accord avec la dynamique du trait de côte. Ces systèmes étant proches du rivage, l'avancée de ce dernier entraîne généralement une diminution de la surface d'extension des barres/bâches. Il est possible que cette évolution soit due à un accolement des barres sédimentaires au rivage qu'elles alimenteraient.

En domaine subtidal, au sud-ouest de la baie, sur le prisme sédimentaire picard (- 10 à - 30 m), de grands bancs sableux couverts de grandes dunes, étudiées précédemment par Ferret (2011), indiquent un stock sableux disponible important et un transport sédimentaire résiduel qui s'effectue en direction de la Baie de Somme.

Les différentiels topographiques, ainsi que les mesures de bilans sédimentaires saisonniers, annuels et à l'échelle de 2-3 ans (entre 2011 et 2013), réalisés sur l'estran, confirment le phénomène de comblement de la baie. Celle-ci a été subdivisée en 10 secteurs de caractéristiques morpho-sédimentaires et dynamiques contrastées : des zones de schorre relativement stabilisées ; des secteurs internes de haute altitude, abrités des forçages marins, qui semblent peu dynamiques et en fin de comblement (plage de La Maye reliant la pointe St-Quentin au Crotoy) ; des secteurs externes de plus basse altitude, fortement influencés par les forçages marins, avec une dynamique très forte associée aux formes de fond (bancs sableux, barres/bâches et dunes).

Les zones très dynamiques peuvent présenter un bilan sédimentaire faiblement positif (cas des barres/bâches situées au nord du delta externe, à l'équilibre dynamique), au nord du chenal principal, à fortement positif (barres/bâches situées au sud et champs de dunes du Hourdel) ou fortement négatif (secteurs externes de la partie sud de la baie, en bordure du delta de jusant), au sud du chenal principal, agissant comme une barrière hydrodynamique. L'érosion des secteurs externes sud de la baie, les plus exposés aux forçages, semble alimenter les secteurs adjacents en forte accrétion, situés en avant de la pointe du Hourdel, ainsi que le cordon littoral de galets. Cette érosion semble en accord avec le recul du front de delta observé notamment par Heraud (1880) et Latteux (2000), entre 1835 et 1993. Ces bilans paraissent donc désigner un transport sédimentaire vers l'est et le nord-est, sous l'influence des courants de marée, de la houle et des courants de dérive littorale.

Considérant la précision verticale des données de LiDAR, les résultats des bilans sédimentaires vont être empreints d'incertitudes plus ou moins fortes selon les pas de temps choisis, face aux taux souvent faibles de sédimentation ou d'érosion des différents secteurs de la baie. Ainsi, les bilans sédimentaires des zones très dynamiques peuvent être considérés comme significatifs (car supérieurs à l'incertitude) à partir d'un pas de temps de 2 ans, tandis que les secteurs nord et internes, peu dynamiques, nécessiteront un pas de temps pluriannuel d'au moins 5 ans pour déterminer la réelle tendance évolutive de ces secteurs (accrétion ou érosion).

La dynamique morpho-sédimentaire importante des différentes entités sédimentaires de la Baie de Somme met donc en avant la tendance de cette baie à se combler, principalement via l'apport de sédiments d'origine marine. Ce comblement se situe à des stades différenciés selon la localisation dans la baie : comblement effectif dans les schorres (zone 1 ; vitesse estimée entre 0,6 et 4,5 cm/an d'après les données de Bertel, 2012, et de Le Bot *et al.*, 2012 et 2015) et la partie haute reliant l'estuaire de la Maye au Crotoy (zone 2 ; vitesse de comblement moyenne très faible : 1,8 cm/an) ; comblement en cours de finalisation (vitesses de comblement actuelles faibles : 3,4 et 3,2 cm/an) dans les secteurs internes nord (zones 3 et 4, respectivement) ; et comblement actif en cours (vitesses moyennes de 2,7 à 10,4 cm/an) dans les secteurs externes de la baie (zones 5, 7, 8 et 9). Le secteur 6, quant à lui, représentant le frond de delta au sud de la baie, se caractérise plutôt par une érosion estimée à 9,3 cm/an en moyenne. On observe donc un gradient sud-ouest/nord-est et zone externe/fond de baie du comblement.

D'après les estimations de Latteux (1998), l'élévation moyenne des fonds de l'estran sableux, en Baie de Somme, était de 1,8 cm/an vers 1998. Actuellement (2011-2013), cette

élévation des fonds semble être de 4 cm/an en moyenne, sur la majorité de l'estran sableux (en excluant la zone de divagation des chenaux). Il semblerait donc que les vitesses de comblement de la Baie de Somme aient doublé en l'espace de 15 ans. Le constat inverse a été réalisé par Gluard (2012) dans la Petite Baie du Mont-Saint-Michel, où les taux de sédimentation semblent diminuer au cours du temps. On peut donc supposer que la Petite Baie du Mont-Saint-Michel se situe à un stade de comblement plus avancé que ne l'est la Baie de Somme, qui subit toujours un colmatage actif.

Rôle des dunes intertidales dans la dynamique de comblement de la Baie de Somme :

Sur l'ensemble de l'estran sableux de la baie, plus de 4000 dunes ont été dénombrées à la date du 1er avril 2013. Leur répartition spatiale varie temporellement en fonction de la morphodynamique globale et de l'altitude, mais également en fonction de la granulométrie des fonds. Ainsi, les dunes sont absentes des secteurs hauts reliant Le Crotoy à la pointe de St-Quentin et dans les zones proches des schorres, composés de sédiments plus fins. Elles sont plutôt localisées dans les secteurs pauvres en vases (< 1 %) et en graviers (< 1%), assez pauvres en sables (< 50 %) et riches en sables fins (> 40 %), comportant moins de 10 % de silts. Cette répartition hétérogène des dunes se retrouve dans d'autres estuaires tels que l'estuaire de la Severn, au Royaume-Uni (Warwick & Davies, 1977 ; Ferentinos, 1978 ; Britton & Britton, 1980 ; Murray *et al.*, 1980 et Evans, 1982, *in* Harris & Collins, 1985), où les dunes sont absentes dans les sédiments vaseux, ou la Baie de Fundy (Canada), où les champs de dunes se situent dans les zones présentant presque 100 % de sables (Todd *et al.*, 2014). Dans l'estuaire de Long Island (USA), les dunes se limitent aux secteurs comportant moins de 10 % de silts (Bokuniewicz *et al.*, 1977), et en Mer du Nord, cette limite est de 15 % de silts (Terwindt, 1971).

Ces dunes sont caractérisées par des paramètres morphométriques variables qui permettent de distinguer 6 familles de dunes en Baie de Somme. Ces familles ne présentent pas d'organisation spatiale particulière à l'échelle de la baie, car les morphologies de dunes semblent plutôt conditionnées par la variabilité locale et rapide de paramètres comme la topographie, les conditions hydrodynamiques, etc.

Parmi tous les champs de dunes du domaine intertidal, ceux situés en avant de la pointe du Hourdel ont été étudiés en tant que site atelier dans le premier axe de recherche de cette thèse (cf. chapitre III). Ils représentent le secteur ayant la dynamique d'accrétion actuelle la plus forte de la baie, avec 0,11 m^3/m^2 de sédiments déposés par année, entre 2011 et 2013, représentant une élévation moyenne des fonds de l'ordre de 10,4 cm/an. Cette forte accrétion à long terme s'associe à une dynamique importante des dunes à court terme, sous l'effet d'un transport sédimentaire estimé à 0,2 T/m (formule de Soulsby-van Rijn, 1997) ou 10,8 T/m (formule de Bagnold, 1966, modifiée par Yang, 1986) au cours d'un cycle de marée semi-lunaire hivernal, permettant une migration rapide des dunes jusqu'à une vitesse de 0,88 m/h.

Les conditions hydrodynamiques de marée et de houle ayant prévalu durant ce cycle semi-lunaire semblent représentatives des conditions moyennes généralement rencontrées dans la baie sur de longues périodes (23 ans), contrairement aux conditions météorologiques

de vents qui semblent différer des conditions habituelles mesurées sur 20 mois. Toutefois, les mesures de vents utilisées lors de cette étude, effectuées à Abbeville, à 30 km dans les terres, peuvent être différentes des caractéristiques de vents rencontrées sur le littoral de Cayeux-sur-Mer durant la période d'étude. La faible représentativité des conditions de vents lors du cycle semi-lunaire suivi reste donc à vérifier.

L'évolution rapide (à court terme) des dunes hydrauliques intertidales, fortement représentées dans la baie (plus de 30 % de la slikke sableuse), et les flux sédimentaires qui leur sont associés, nous renseignent sur le potentiel de comblement de la baie (à long terme), confirmé par les mesures de bilans sédimentaires. La migration des dunes du Hourdel vers les zones internes de la baie, et le transport sédimentaire résiduel qui s'effectue en ce sens, sont représentatifs de l'ensablement actuel de la Baie de Somme. Cette dynamique de comblement est fortement conditionnée par les conditions météorologiques et hydrodynamiques, démontrant un ensablement nul ou faible durant les marées de mortes-eaux et important lors des marées de vives-eaux, notamment lors des vives-eaux agitées et tempétueuses.

Perspectives :

Cette étude représente un nouveau pas dans la compréhension de l'évolution morpho-sédimentaire fine et globale et des processus de comblement des baies macrotidales et mégatidales, et de la Baie de Somme en particulier. Elle apporte de nombreuses réponses quant à l'évolution du paysage sédimentaire de la baie depuis 1947 mais fait naître également de nouvelles questions et perspectives d'étude susceptibles d'améliorer la connaissance du fonctionnement et du devenir de la Baie de Somme.

- Concernant **l'étude à l'échelle des dunes intertidales**, la quantification des flux sédimentaires reste à affiner. En particulier, la mesure directe in situ constitue une donnée indispensable mais difficile à obtenir, qui nécessiterait la mise au point de pièges à sédiments adaptés lors de futures campagnes, notamment pour la mesure du charriage. Les ADCP déployés au cours des campagnes de juin 2013 et janvier-février 2014 devront être calibrés afin d'obtenir des valeurs de flux sédimentaires in situ dans l'ensemble de la colonne d'eau, à partir des données d'intensité rétrodiffusée et de courantométrie acquises. Ces résultats permettraient de conforter ceux obtenus par les formules empiriques.

La méthode de calcul du charriage via les différentiels topographiques mériterait d'être analysée plus amplement et perfectionnée. Certaines erreurs dues à cette méthode peuvent être rectifiées grâce à l'analyse de la morphodynamique des dunes (distance et sens de migration entre 2 instants t) et au nettoyage des données topographiques. En effet, afin de quantifier parfaitement les volumes sédimentaires charriés sur une dune, il suffit de découper chaque MNT de manière à ce que les bords correspondent aux creux inter-dunes. Il faut ensuite modifier ces bords pour obtenir des surfaces planes de chaque côté de la dune, avec une altitude fixe et adaptée (altitude moyenne des creux de dunes entre les instants t1 et t2) qui est la même pour chaque MNT. On obtient donc des MNTs représentant une dune bordée de 2 surfaces planes au niveau de ces creux. En réalisant un MNT différentiel suite à ce traitement

(pour une seule dune ayant migré), les volumes sédimentaires calculés sont alors plus proches des volumes réellement déplacés, car cette méthode supprime l'effet de superposition des dunes entre les moments t1 et t2, suite à une trop grande migration. Ce principe de nettoyage et de modification des données demande tout de même du temps et n'a donc pas pu être testé durant cette thèse.

L'évolution morphodynamique des dunes au cours du cycle de marée reste caractérisée de manière peu précise avec les altimètres, même si l'utilisation concomitante de 4 altimètres est plutôt exceptionnelle. Le suivi par imagerie de ces formes de fond au cours de leur submersion, durant les différentes phases de marée (mortes-eaux et vives-eaux), couplé à des mesures courantométriques et de houle, permettrait de comprendre avec précision leurs mouvements durant l'immersion, en fonction des forçages. L'utilisation d'un instrument tel que le « Autonomous Sand Ripple Profiler (ASRP) » (nommé aussi « Sand Ripple Profiling Sonar »), utilisé dans l'étude des rides intertidales de l'estuaire de la rivière Teign (Royaume-Uni) (Hoekstra *et al.*, 2004 ; Van Lancker *et al.*, 2004), permettrait d'obtenir des transects de dunes, ou de portions de dunes, à un pas de temps court pouvant être de 3-5 minutes. L'évolution morphologique des dunes et rides surimposées à celles-ci durant le cycle de marée serait ainsi connue. Un levé bathymétrique effectué autour de la PM serait également un bon compromis pour combler les manques de réponse aux processus d'évolution de la zone, mais cela reste une technique de mesure plus difficile à mettre en oeuvre.

Afin de pouvoir vérifier la représentativité des conditions météorologiques rencontrées durant l'étude des dunes intertidales, il serait intéressant de récupérer les données de vents de la station météorologique la plus proche (Cayeux-sur-Mer), à la fois pour les périodes d'étude et pour un pas de temps long (pluriannuel). La comparaison de ces données devrait permettre de quantifier cette représentativité.

Enfin, au-delà de l'aspect « mesures et techniques », un suivi saisonnier serait intéressant afin d'observer d'éventuelles variations comportementales entre les périodes estivales et hivernales notamment, en fonction des différents forçages (marée, houle, vents…) pour des conditions calmes ou de tempêtes. Des études parallèles sur différents sites de la Baie de Somme pourraient également être effectuées sur un même intervalle temporel afin d'étudier le caractère géographique local et d'estimer les différences et/ou similarités des facteurs morphologiques et hydrodynamiques, dans le but d'établir un modèle conceptuel de l'évolution des dunes et du transport sédimentaire à l'échelle du domaine intertidal de la baie.

- **A l'échelle de la baie**, que ce soit dans le domaine intertidal ou dans le domaine subtidal, les flux sédimentaires et les processus de transport sédimentaire restent indéterminés dans de nombreux secteurs. De même, les volumes sédimentaires disponibles et remobilisables sont inconnus et pourraient être estimés grâce aux données de sismique acquises lors des campagnes en mer.

Ces campagnes en mer ont également permis l'acquisition de nombreuses données de bathymétrie et imagerie destinées à qualifier et quantifier l'évolution morpho-sédimentaire des fonds subtidaux. L'intérêt serait d'analyser la continuité terre-mer des morphologies et de

leur évolution et d'en déduire les phénomènes de transfert sédimentaire et les processus en cause.

La réalisation de bilans sédimentaires (via la topographie LiDAR) à des pas de temps supérieurs ou égaux à 5 ans devrait permettre de s'affranchir des incertitudes de mesure et de connaître la réelle tendance des zones internes peu évolutives (accrétion ou érosion).

Enfin, l'impact des forçages sur la dynamique à l'échelle de la baie est difficile à quantifier aux pas de temps longs et demande l'analyse de nombreuses données qui n'étaient pas en notre possession lors de cette thèse. Le croisement de données de vents, marée et houle avec les données topographiques, bathymétrique, etc., est important pour définir les forçages dominants et les évolutions qu'ils entraînent.

Dans l'environnement mégatidal de la Baie du Mont-Saint-Michel, Ehrhold *et al.* (2003) ont utilisé un modèle numérique qui leur a permis de reconstituer les flux sédimentaires charriés en fonction des différentes conditions de marée (mortes-eaux et vives-eaux). Ils ont ainsi pu définir les périodes de colmatage de la baie en termes de volume de sédiments déposés par an mais également, de pourcentage de marées qui participent à ce colmatage sur une année. Dans le cadre de la Baie de Somme, qui constitue un environnement proche des caractéristiques de la Baie du Mont-Saint-Michel, il serait intéressant d'effectuer des estimations équivalentes afin de comprendre quelles conditions de marée engendrent actuellement le comblement de cette baie. De premiers éléments de réponse à cette question ont déjà été amenés grâce à l'étude des flux sédimentaires, réalisée dans les champs de dunes du Hourdel, démontrant que les marées de vives-eaux, et notamment les vives-eaux agitées, permettent un transport important du sédiment, contrairement aux marées de mortes-eaux. Toutefois, la quantification d'un transport charrié, à l'échelle de la baie, intégrant les caractéristiques de marée seule, constituerait un apport supplémentaire de résultats qui semblent importants pour la prise de décision concernant les mesures de gestion intégrée de la baie.

Face aux difficultés d'étendre nos connaissances à l'ensemble de la baie via des mesures in situ limitées géographiquement, la modélisation constitue un outil très intéressant, permettant le calcul rapide des paramètres (morphologiques, hydrodynamiques, etc.) et des variations qui caractérisent un environnement de grande emprise comme la Baie de Somme, et ceci pour l'ensemble des conditions de forçages (marée, houle, vents) existantes. Dans ce contexte, des collaborations sont en cours afin de pallier le manque de données en utilisant la modélisation (e.g. modèles TELEMAC, SISYPHE et TOMAWAC) dans le but de : (i) déterminer les évolutions morphodynamiques et les flux sédimentaires à l'échelle de la Baie de Somme, en fonction des différents forçages, en intégrant les caractéristiques hydro-morpho-sédimentaires connues (N. Huybrechts, UTC UMR Roberval) ; (ii) analyser l'effet des formes de fond sur la turbulence et les flux sédimentaires (A.C. Bennis, UMR M2C, Université de Caen). De premiers résultats avaient été obtenus au niveau des dunes subtidales proches de la Baie de Somme, observées par Ferret (2011), concernant l'estimation du coefficient de friction induit par les dunes sous-marines (Huybrechts *et al.*, 2013a). Par la suite, le modèle utilisé a été étendu au domaine intertidal de la Baie de Somme (Huybrechts *et*

al., 2013b). Les premiers résultats du modèle sont encourageants et permettent d'obtenir des cartes de l'évolution morphodynamique des fonds de la baie qui sont relativement proches de celles réalisées à partir des différentiels topographiques du LiDAR, sur les mêmes périodes de temps.

Références :

Ackers, P., White, W. R. (1973) Sediment Transport: New Approach and Analysis. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, **99** (HY11), 2041–2060.

Aleman, N. (2013) Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires. Le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LiDAR, Thèse de doctorat en Océanologie, Université de Perpignan Via Domitia. 248 pp.

Aliotta, S., Perillo, G. M. E. (1987) A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca estuary, Argentina. *Mar. Geol.*, **76** (1), 1–14.

Allen, H., Delannoy, B. (1990) Mesure de houle en différents sites du littoral français. Rapport EDF-LNH HE-45/88.03.532, p., 388 pl.

Allen, J. R. L. (1968) The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology*, **10** (3), 161–182.

Allen, J. R. L. (1978) Computational models for dune time-lag: calculations using Stein's rule for dune height. *Sediment. Geol.*, **20**, 165–216.

Allen, J. R. L. (1980a) Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, **27**, 317–323.

Allen, J. R. L. (1980b) Sand waves: A model of origin and internal structure. *Sediment. Geol.*, **26** (4), 281–328.

Allen, J. R. L. (1982) Sediment structures: their character and physical basis. In: *Developement in Sedimentology Series*, Vol. 30, p. 593, New York: Elsevier.

Allen, J. R. L. (2000) Morphodynamics of Holocene salt marshes: A review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quat. Sci. Rev.*, **19** (12), 1155–1231.

Allen, J. R. L., Friend, P. F. (1976) Changes in intertidal dunes during two spring-neap cycles, Lifeboat Station Bank, Wells-next the sea, Norfolk (England). *Sedimentology*, **23** (3), 329–346.

Allen, J. R. L., Friend, P. F., Ann, L., Wells, H. (1994) Morphodynamics of Intertidal Dunes: A Year-Long Study at Lifeboat Station Bank, Wells-Next-the-Sea, Eastern England. *Philos. Trans. Phys. Sci. Eng.*, **347**, 291–345.

Allen, J. R. L., Hubbard, M. S. (2003) Highest tides in the world. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **370**, 151–173.

Amos, C. L., King, E. L. (1984) Bedforms of the Canadian eastern seaboard: A comparison with global occurrences. *Mar. Geol.*, **57** (1-4), 167–208.

Anthony, E. J. (2000) Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Somme Estuary and Belgium. In: *Coastal and Estuarine*

Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarcheaology. (K. Pye & J. R. L. Allen, eds.), 87–97, London: Geological Society.

Anthony, E. J. (2002) Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Mar. Geol.*, **187** (3-4), 221–234.

Anthony, E. J., Dobroniak, C. (2000) Erosion and recycling of aeolian dunes in a rapid infilliing macrotidal estuary: the Authie, Picardy, northern France. In: *Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarcheaology.* (K. Pye & J. R. L. Allen, eds.), 109–121, London: Geological Society.

Anthony, E. J., Marion, C., Bastide, J., Dobroniak, C., Dolique, F., Trentesaux, A. (2005) Rapid "forced" accretion of small macrotidal estuaries in northern France: the Somme, Authie and Canche estuaries. *Int. Conf. Joint INQUA-IGCP Proj. 495: Late Quat. Coast. Chang. Sea Level, Sediment. Forcing Anthropog. Impacts,* Dunkerque, 60–61.

Ashida, K., Michiue, M. (1972) Study on hydraulic resistance and bedload transport rate in alluvial streams. *Japan Soc. Civ. Eng.*, **206**, 59–64.

Ashley, G. M. (1990) Classification of large-scale subaqueous bedforms : A new look at an old problem. *J. Sediment. Petrol.*, **60** (1), 160–172.

Auffret, J. P., Alduc, D. (1977) Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. *Bull. de l'Association française pour l'étude du Quat.*, **14** (4), 71–75.

Augris, C., Clabaut, P., Costa, S., Gourmelon, F., Latteux, B. (2004) Evolution morphosédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime. Ifremer, Conseil général de la Seine Maritime, EDF (Ifremer Bilans & Prospectives, Ed.).

Augris, C., Simplet, L. (2013) Les matériaux marins. Rapport IFREMER, 82-89.

Baas, J. H., Davies, A. G., Malarkey, J. (2013) Bedform development in mixed sand-mud: The contrasting role of cohesive forces in flow and bed. *Geomorphology*, **182**, 19–32.

Baccini, A. (2010) Statistique descriptive multidimensionnelle. *Publ. de l'Institut Mathématiques de Toulouse*, 33 pp.

Bagnold, R. A. (1941) The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. (W. Methuen & Company : Morrow, Ed.), New York. 265 pp.

Bagnold, R. A. (1963) Mechanics of marine sedimentation. In: *The Sea* (M. N. Hill, ed.), 507–528, New York: Wiley Interscience.

Bagnold, R. A. (1966) An approach to the sediment transport problem from general physics (No. 422). I, Geological Survey, Washington. 37 pp.

Bailard, J. A. (1981) An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. *J. Geophys. Res.*, **86** (C11), 10938–10954.

Barnard, P. L., Erikson, L. H., Elias, E. P. L., Dartnell, P. (2013) Sediment transport patterns in the San Francisco Bay Coastal System from cross-validation of bedform asymmetry and modeled residual flux. *Mar. Geol.*, **345**, 72–95.

Bartholdy, J., Bartholomae, a., Flemming, B. W. (2002) Grain-size control of large compound flow-transverse bedforms in a tidal inlet of the Danish Wadden Sea. *Mar. Geol.*, **188** (3-4), 391–413.

Bastide, J. (2011) Morphodynamique et enjeux d'aménagement des franges littorales d'un estuaire macrotidal tempéré : la Baie de Somme, Picardie, France. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale. 331 pp.

Bastide, J., Anthony, E., Dolique, F. (2005) Le littoral des Bas-Champs (Picardie, France) soumis aux risques perpétuels d'inondation. *Inter-Celtic Colloq. Hydrol. Manag. water Resour.*, Vol. 4, 1–15, Guimaräes , PORTUGAL.

Battjes, J. a., Groenendijk, H. W. (2000) Wave height distributions on shallow foreshores. *Coast. Eng.*, **40** (3), 161–182.

Bawedin, V. (2009) La Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC) confrontée aux dynamiques territoriales dans le bassin d'Arcachon et sur la côte picarde. Thèse de doctorat, Université de Nantes. 532 pp.

Beauchamp, J. (1997) Maintien du trait de côte et accès aux ports sur le littoral picard. *Actes Colloq. INTERREG*, 13–76, St Valery/Somme, Univ. Picardie Jules Verne.

Beauchamp, J. (1998) Essai de quantification du colmatage en Baie de Somme. *Annales de. la Société Géologique Nord*, **6** (2), 105–112.

Beauchamp, J. (2015) Applications de la géologie dans les travaux de génie civil. *2. FACTEURS DYNAMIQUES CÔTIERS. 2.1 Vent* [En ligne]. Consulté le 10 septembre 2015, URL : https://www.u-picardie.fr/beauchamp/littoral/GRENOBLE-2.html

Belderson, R. H., Johnson, A. H., Kenyon, N. H. (1982) Bedforms. In: *Offshore tidal sand. Processes and deposits.* (A. H. Stride, ed.), 27–57, London: Chapman & Hall.

Bellessort, B., Migniot, C. (1986) Catalogue of sediment deposition along the French coasts: coasts of the North Sea and the English Channel. Part C, From the Seine Bay to the Mont SaintMichel. *Colloq. Dir. des Etudes Rech. Electr. Fr.*, **61**, 231–406.

Benassai, G., Pugliano, G., Di Paola, G., Mucerino, L. (2015) UAV survey of a Thyrrenian micro-tidal beach for shoreline evolution update. *EGU Gen. Assem. 2015, Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 17, 2676.

Berben, F. M. L., Brouwer, M. J. N., Kohsiek, L. H. M., Lemkes, J. C. A., Steyaert, F. H. I. M. (1978) Ribbelvormen, waterbeweging en hun onderlinge samenhang in een getijdengebied (Plaat van Ossenisse, Westerschelde), Geografisch instituut, Rijksuniversiteit, Utrecht. 214 pp.

Berné, S. (1991) Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française. Thèse de doctorat en Océanologie, Université de Lille Flandres-Artois. 292 pp.

Berné, S., Allen, G., Auffret, J. P., Chamley, H., Durand, J., Weber, O. (1989) Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bullentin la Société Géologique Fr.*, **6**, 1145–1160.

Bertel, F. (2012) Sédimentation littorale au sein des communautés à Spartine et Obione de la Baie de Somme. Mémoire de Master 1ère année ESE, Université de Rouen. 33 pp.

Best, J. (2005) Kinematics, topology and significance of dune related macroturbulence: some observations from the labratory and field. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **35**, 41–60.

Bijker, E. W. (1967) Some Considerations about scales for Coastal Models with movable Bed. *Delft Hydraul. Lab.*, **50**.

Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P. (2009) Impacts of Late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology*, **37**, 1031–1034.

Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., Caline, B. (2007) Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: example from the Bay of Mont-Saint-Michel, France. *Sediment. Geol.*, **202**, 754–775.

Blanpain, O. (2009) Dynamique sédimentaire multiclasse : de l'étude des processus à la modélisation en Manche. Thèse de doctorat en Océanographie physique, spécialité Sédimentologie, Université de Rouen. 339 pp.

Blatt, H., Middleton, G., Murray, R. (1980) Origin of Sedimentary Rocks. Englewood Cliffs: Prentice Hall. 782 pp.

Boersma, J. R., Terwindt, J. H. J. (1981) Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28** (2), 151–170.

Bokuniewicz, H. J., Gordon, R. B., Kastens, K. a. (1977) Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Mar. Geol.*, **24**, 185–199.

Boon, J. D., Frisch, A. A., Hennigar, H. (1983) Sand transport pathways in the entrance to Chesapeake Bay: evidence from Fourier grain-shape analysis. *Estuaries*, **6**, 317.

Boothroyd, J. C., Hubbard, D. K. (1975) Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In: *Estuarine Research, Vol. 2, Geology and Engineering* (L. E. Cronin, ed.), 217–234, New York: Academic Press.

Boyd, R., Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. a. (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.*, **80** (3-4), 139–150.

Brasington, J., Langham, J., Rumsby, B. (2003) Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, **53** (3-4), 299–316.

Brigaud, L. (2014) Divagation des chenaux de la Baie de Somme : Quantification des vitesses de migration et synthèse des tendances évolutives. Mémoire de Master 1ère année ESEB-ESE, Université de Rouen. 32 pp.

Briquet, A. (1930) Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. (A. Colin, Ed.), Paris. 439 pp.

Britton, R. C., Britton, R. S. (1980) Sedimentary bedforms and linear banks. In: *Industrialized Embayments and Their Environmental Problems.* (M.B. Collins et al., ed.), 177–192, New York: Pergamon Press.

Brothers, L. L., Belknap, D. F., Kelley, J. T., Janzen, C. D. (2008) Sediment transport and dispersion in a cool-temperate estuary and embayment, Saco River estuary, Maine, USA. *Mar. Geol.*, **251** (3-4), 183–194.

Brown, S. L., Warman, E. A., McGrorty, S., Yates, M., Pakeman, R. J., Boorman, L. A., Goss-Custard, J. D., et al. (1998) Sediment fluxes in intertidal Biotopes: Biota II. *Mar. Pollut. Bull.*, **37**, 173–181.

Brunel, C. (2010) Evolution séculaire de l'avant-côte de la méditerranée française, Impact de l'élévation du niveau de la mer et de tempêtes. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille I. 470 pp.

Brunel, C. (2012) Tempêtes et élévation marine sur les plages françaises de Méditerranée. (L'Harmattan, Ed.), Paris. 285 pp.

Brunel, C., Certain, R., Robin, N., Aleman, N., Raynal, O., Barusseau, J., Sabatier, F. (2012) Atlas de l'évolution des fonds et des budgets sédimentaires séculaires de l'avant côte du Languedoc-Roussillon (1895/1984/2009). LMUSCA, CEFREM, Université de Perpignan Via Domitia. 27 pp.

Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barusseau, J., Aleman, N., Raynal, O. (2013) Secular sediment budget of the Languedoc-Roussillon shoreface (Western Gulf of Lions). *Coast. Dyn.*, 235–248.

Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barusseau, J. P., Aleman, N., Raynal, O. (2014) 20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs. *Geomorphology*, **204** (August), 625–637.

Buijsman, M. C., Ridderinkhof, H. (2008a) Long-term evolution of sand waves in the Marsdiep inlet. I: High-resolution observations. *Cont. Shelf Res.*, **28** (9), 1190–1201.

Buijsman, M. C., Ridderinkhof, H. (2008b) Long-term evolution of sand waves in the Marsdiep inlet. II: Relation to hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.*, **28** (9), 1202–1215.

Cailleux, A., Tricart, J. (1959) Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris: Centre de Documentation Universitaire. 3 tomes, 376 pp.

Camenen, B., Larroudé, P. (2003) Comparison of sediment transport formulae for the coastal environment. *Coast. Eng.*, **48** (2), 111–132.

Carling, P. a., Radecki-Pawlik, a., Williams, J. J., Rumble, B., Meshkova, L., Bell, P., Breakspear, R. (2006) The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK. *Sediment. Geol.*, **183** (3-4), 159–179.

Carpentier, L. (2008) Évolution Géomorphologique de la Baie de Somme. Biosédimentologie et Actions Humaines. Mémoire de Master 2ème année GIECM, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque. 93 pp.

Carter, R. W. G. (1988) Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. (Academic Press., Ed.), London. 617 pp.

Cenci, L., Persichillo, M. G., Disperati, L., Oliveira, E. R., de Fátima Lopes Alves, M., Boni, G., Pulvirenti, L., et al. (2015) Validation of a short-term shoreline evolution model and coastal risk management implications. The case of the NW Portuguese coast (Ovar-Marinha Grande). *EGU Gen. Assem. 2015, Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 17, 6299–2.

Chamley, H. (1987) Sédimentologie. (Dunod, Ed.), Géoscience., Paris. 175 pp.

Christiansen, T., Wiberg, P. L., Milligan, T. G. (2000) Flow and Sediment Transport on a Tidal Salt Marsh Surface. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **50** (3), 315–331.

Chust, G., Grande, M., Galparsoro, I., Uriarte, A., Borja, Á. (2010) Capabilities of the bathymetric Hawk Eye LiDAR for coastal habitat mapping: A case study within a Basque estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **89** (3), 200–213.

Claude, N., Rodrigues, S., Bustillo, V., Bréhéret, J. G., Macaire, J. J., Jugé, P. (2012) Estimating bedload transport in a large sand-gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical formulas. *Geomorphology*, **179**, 40–57.

Cojan, I., Renard, M. (1999) Sédimentologie. (DUNOD, Ed.), Paris. 418 pp.

Costa, S. (1997) Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme (Haute-Normandie, France). Thèse de doctorat, Université de Paris 1 Panthéon Sorbonne. 353 pp.

Costa, S., Freiré Diaz, S., Di Nocera, L. (2000) Actualisation des connaissances sur la dynamique du littoral Haut-Normand et Picard : approche photogrammétrique. In: *Contrat de Plan Interrégional du Bassin de Paris.* Préfecture de Picardie, 33 pp.

Costa, S., Gourmelon, F., Augris, C., Clabaut, P., Latteux, B. (2005) Apport de l'approche systémique et pluridisciplinaire dans l'étude du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France). *Norois*, **196**, 91–108.

Costello, W. R., Southard, J. B. (1981) Flume Experiments on Lower-Flow-Regime Bed Forms in Coarse Sand. *J. Sediment. Petrol.*, **51**, 849–864.

Cotton, P., Carter, D. J. T., Allan, T. D., Challenor, P. G., Woolf, D., Wolf, J., Hargreaves, J. C., et al. (1999) Joint Evaluation of Remote Sensing Information for Coastal And Harbour Organisations (JERICHO). Report British National Space Centre: 38.

Crickmore, M. J. (1970) Effects offlume width on bedform characteristics. *J. Hydraul. Div. ASCE*, **96** (HY2), 473–496.

Cuvilliez, A. (2008) Dynamiques morphologique et sédimentaire d'une slikke et d'un schorre dans un estuaire macrotidal anthropisé (Seine-France). Thèse de doctorat, Université de Rouen. 266 pp.

Dallery, F. (1955) Les rivages de la Somme, autrefois, aujourd'hui et demain. Mémoires de la Société d'Emulation Historique et Littéraire d'Abbeville. (A. et J. Picard et Cie, Ed.), Paris. 307 pp.

Dalrymple, R. W. (1984) Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **31**, 365–382.

Dalrymple, R. W. (2006) Incised valleys in space and time: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. In: *Incised valleys in space and time. SEPM special publications 85.* (R. W. Dalrymple, D. A. Leckie & R. W. Tillman, eds.), 5–12, Tulsa: Society for Sedimentary Geology.

Dalrymple, R. W., Choi, K. (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Rev.*, **81** (3-4), 135–174.

Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Lambiase, J. J. (1978) Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, **275** (5676), 100-104.

Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Zaitlin, B. A., Middleton, G. V. (1990) Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, **37**, 577–612.

Dalrymple, R. W., Mackay, D. A., Ichaso, A. A., Choi, K. S. (2012) Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (J. Davis, A. Richard & R. W. Dalrymple, eds.), 79–107, New York, Heidelberg: Springer.

Dalrymple, R. W., Rhodes, R. N. (1995) Estuarine dunes and bars. In: *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology 53.* (G.M.E. Perillo, ed.), 1st ed., 359–422, Amsterdam: Elsevier B.V.

Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., Boyd, R. (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petrol.*, **62** (6), 1130–1146.

Davis J. R., R. A., Fitzgerald, D. M. (2004) Beaches and Coasts. 1st ed., Malden, USA: Blackwell Publishing. 419 pp.

Dejeans, B. (2013) Interactions sédimentation-végétation. Exemple du Crambe maritima sur le cordon de galets du Hourdel (80). Mémoire d'Ingénieur Géologue, Institut Polytechnique LaSalle, Beauvais. 85 pp.

Deloffre, J. (2005) La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux. Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 230 pp.

Delsinne, N. (2005) Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropiques. Thèse de doctorat, Université de caen. 179 pp.

De Martonne, E. (1931) L'évolution du littoral du nord de la France d'après A. Briquet. *Annales de Géographie*, **40** (224), 175–179.

De Santis, C., Howlett, S., Laget, F., Meier, E., Robin-Diot, S., Roue, J., Bain, O. (2014) Le littoral du Marquenterre : une plage sous haute surveillance ! *Journées Nat. de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG2014*, 13 p., Beauvais.

Desguée, R. (2008) Etude des processus hydro-sédimentaires et évolutions morphodynamiques autout du Mont-Saint-Michel. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie. 348 pp.

Dewez, S. (1988) Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (de la Baie d'Authie au Cap d'Alprech). Thèse de doctorat, Lille Flandres-Artois. 255 pp.

Dijkema, K. S. (1998) The influence of salt marsh vegetation on sedimentation. In: *Intertidal Deposits. Rivers Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons.* (CRC Press LLC, ed.), 403–414, Boca Raton, Florida.

Dionne, J. C. (1963) Vers une définition plus adéquate de l'estuaire du Saint-Laurent. *Zeitschrift fur Géomorphologie*, **7**, 36–44.

Dobroniak, C. (2000) Géomorphologie, hydrodynamique et écologie d'un estuaire tempéré macrotidal : l'Authie, Manche orientale, France. Thèse de doctorat, Université du littoral Côte d'Opale, Dunkerque. 308 pp.

Dolique, F. (1991) L'évolution du littoral entre Dieppe et le Hourdel, 1939-1989. Mémoire de maîtrise en Géographie, Université de Picardie, Amiens. 143 pp.

Dolique, F. (1998) Dynamique morphosédimentaire et aménagements induits du littoral picard au sud de la Baie de Somme. Thèse de doctorat, Université du Littoral, Dunkerque. 417 pp.

Dolique, F., Anthony, E. J. (1999) Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets : la flèche de Cayeux (Picardie, France). *Géomorphologie : Reli. Process. Environ.*, **5** (1), 23–38.

Druine, F. (2013) Transport sédimentaire résiduel en domaine intertidal estuarien. Exemple de la Baie de Somme. Mémoire de Master 1ère année SECC-ESE, Université de Rouen. 33 pp.

Druine, F. (2014) Morphologie des dunes hydrauliques intertidales : influence des paramètres environnementaux sur la typologie. Exemple de la Baie de Somme. Mémoire de Master 2ème année SECC-ESE, Université de Rouen. 49 pp.

Duclos, P.-A. (2012) Impacts morpho-sédimentaires de l'extraction de granulats marins. Application au bassin oriental de la Manche. Thèse de doctorat en Sédimentologie Marine, Université de Rouen. 272 pp.

Ducrotoy, J.-P. (2010) La restauration écologique des estuaires. (Tec et Doc Lavoisier, Ed.). 248 pp.

Dupont, J.-P. (1981) Relations entre Bios et Phénomènes sédimentaires intertidaux : le modèle de la Baie de Somme. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 309 pp.

Durafour, M. (2014) Dynamique sédimentaire en zone côtière dans le cas de sédiments hétérogènes : application au domaine côtier haut-normand. Thèse de doctorat en Mécanique, Université du Havre. 247 pp.

Durand, P. (1999) L'évolution des plages de l'Ouest du Golfe du Lion au XXème siècle. Cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. Thèse de doctorat en Géographie physique, Université Lumière Lyon 2. 461 pp.

Dyer, K. R. (1986) Coastal and estuarine sediment dynamics. Chichester: Wiley. 358 pp.

Ehrhold, a., Guillou, S., Auffret, J. P., Garlan, T., Dan Nguyen, K. (2003) Modélisation des flux sédimentaires charriés dans la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France). *Oceanol. Acta*, **26** (5-6), 443–455.

Engel, P., Lau, Y. L. (1980) Computation of bedload using bathymetric data. *J. Hydraul. Div.*, **106**, 369–380.

Engelund, F., Hansen, E. (1967) A monograph on sediment transport in alluvial streams. Copenhagen, Denmark: Teknisk Forlag. 62 pp.

Engelund, F., Hansen, E. (1972) A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. (Teknisk Forlag, Ed.), 3rd ed., Copenhagen: Technical Press. 62 pp.

Ernstsen, V. B., Noormets, R., Winter, C., Bartholomä, A., Flemming, B. W., Bartholdy, J. (2004) Development of subaqueous barchan dunes due to lateral grain size variability. *Mar. Sandwave River Dune Dyn. II*, Enschede, the Netherlands.

Evans, C. D. R. (1982) The geology and superficial sediments of the Inner Bristol Channel and the Severn Estuary. In: *Severn Barrage* (D. J. et Al., ed.), 35–42, London: Thetford Press.

Evans, J. R., Kirby, J. R., Long, A. J. (2001) The litho- and biostratigraphy of a late Holocene tidal channel in Romney Marsh, southern England. *Proc. Geol. Assoc. 112*, 111–130.

Faye, I. B. N. (2010) Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinée-Bissau (Afrique de l'Ouest) : Approches régionale et locale par photo-interprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes. Volume 1. Thèse de doctorat en Géographie, Université de Bretagne Occidentale. 321 pp.

Fenster, M. S., Fitzgerald, D. M., Bohlen, W. F., Lewis, R. S., Baldwin, C. T. (1990) Stability of giant sand waves in eastern Long Island Sound, U.S.A. *Mar. Geol.*, **91** (3), 207–225.

Ferentinos, G. (1978) Hydrodynamic and sedimentation processes in Swansea Bay and along the central northern Bristol Channel coastline. Ph.D. Thesis, University of Wales, Swansea.

Ferret, Y. (2011) Morphodynamiue de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche Orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 296 pp.

Flemming, B. W. (1988) Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochum Geol. U. Geotechn. Arb.*, **29**, 44–47.

Flemming, B. W. (2000) The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: *Marine Sandwave Dynamic, International Workshop* (T. Garlan & A. Trentesaux, eds.), 55–60, Université de Lille 1.

Flemming, B. W. (2000) A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Cont. Shelf Res.*, **20** (10-11), 1125–1137.

Folk, R. L. (1954) The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *J. Geol.*, **62**, 344–359.

Folk, R. L. (1965) Petrology of Sedimentary Rocks. (Hemphill's, Ed.), Austin, US (TX): University of Texas. 159 pp.

Folk, R. L., Ward, W. C. (1957) Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *J. Sediment. Petrol.*, **Vol. 27** (1), 3–26.

Francken, F., Wartel, S., Parker, R., Taverniers, E. (2004) Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Lett.*, **24** (1), 14–21.

French, J. R., Spencer, T. (1993) Dynamics of Sedimentation in a Tide-Dominated Backbarrier Salt-Marsh, Norfolk, Uk. *Mar. Geol.*, **110**, 315–331.

Gadd, P. E., Lavelle, J. W., Swift, D. J. P. (1978) Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations. *J. Sediment. Petrol.*, **48** (1), 239–252.

Gallagher, E. L. (2003) A note on megaripples in the surf zone: Evidence for their relation to steady flow dunes. *Mar. Geol.*, **193** (3-4), 171–176.

Gallagher, E. L., Elgar, S., Guza, R. T., Thornton, E. B. (2005) Estimating nearshore bedform amplitudes with altimeters. *Mar. Geol.*, **216** (1-2), 51–57.

Garlan, T. (2004) Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente. Mémoire de HDR, Université de Lille. 181 pp.

Gellatly, D. C. (1970) Cross-bedded tidal megaripples from king sound (Northwestern Australia). *Sediment. Geol.*, **4** (1-2), 185–191.

Gibbard, P. L., Lautridou, J. P. (2003) The Quaternary history of the English Channel: an introduction. *J. Quat. Sci.*, **18** (3-4), 195–199.

GIEC. (2014) Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques. Rapport GIEC, Vol. 1 d, Suisse. 27 pp.

Gluard, L. (2012) Evolution des fonds sédimentaires sous l'influence de la divagation des chenaux aux abords du Mont-Saint-Michel. Thèse de doctorat, spécialité Terre Solide et Enveloppe Superficielle, Université de Caen Basse-Normandie. 300 pp.

Godet, L., Pourinet, L., Joyeux, E., Verger, F. (2015) Dynamique spatiale et usage des schorres de l'Anse de l'Aiguillon de 1705 à nos jours. Enjeux de conservation d'un patrimoine naturel littoral marin. *Cybergeo: Eur. J. Geogr.* [En ligne]. Environnement, Nature, Paysage, document 713, mis en ligne le 24 février 2015, Consulté le 18 août 2015, URL : http://cybergeo.revues.org/26774

Gómez, E. A., Amos, C. L., Li, M. Z. (2006) Evaluation of sand transport models by in situ observations under unidirectional flow. *J. Coast. Res.*, **39**, 578–581.

Gómez, E. a., Cuadrado, D. G., Pierini, J. O. (2010) Sand transport on an estuarine submarine dune field. *Geomorphology*, **121** (3-4), 257–265.

Grass, A. J. (1981) Sediment transport by waves and currents. (D. of C. E. University College, London, Ed.), London, UK.

Gray, A. J., Marshall, D. F., Raybould, A. F. (1991) A Century of Evolution in Spartina anglica. *Adv. Ecol. Res.*, **21** (C), 1–62.

Green, M. O., MacDonald, I. T. (2001) Processes driving estuary infilling by marine sands on an embayed coast. *Mar. Geol.*, **178** (1-4), 11–37.

Guénégou, M. C., Levasseur, J. E., Bonnot-Courtis, C., Lafond, L. R. & J. (1991) The geomorphological and botanic changes in Kernic bay (Brittany, France). Influence on coastal management. *J. Coast. Res.*, **7** (2), 331–339.

Guy, H. R., Simons, D. B., Richardson, E. V. (1966) Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-1961. U.S. Geological Survey, Vol. 462. 96 pp.

Hardisty, J., Laver, A. J. (1989) Breaking waves on a macrotidal barred beach: a test of McCowan's criteria. *J. Coast. Res.*, **5** (1), 79–82.

Harris, D. L. (2009) Multi-Scale Morphodynamic Assessment of an Embayed Low Energy Estuarine Beach , Shoal Bay , Port Stephens, NSW. Ph.D. Thesis, University of Sydney. 175 pp.

Harris, P. T. (1988) Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sediment. Geol.*, **57** (3-4), 273–298.

Harris, P. T., Collins, M. (1988) Estimation of annual bedload flux in a macrotidal estuary: Bristol Channel, U.K. *Mar. Geol.*, **83** (1988), 237–252.

Harris, P. T., Collins, M. B. (1985) Bedform Distributions and Sediment Transport Paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, UK. *Mar. Geol.*, **62**, 153–166.

Hay, A. E., Wilson, D. J. (1994) Rotary sidescan images of nearshore bedform evolution during a storm. *Mar. Geol.*, **119**, 57–65.

Hayes, M. O. (1975) Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: *Estuarine Research, Vol. 2, Geology and Engineering* (L. E. Cronin, ed.), 3–22, New York: Academic Press.

Heraud, G. (1880) Rapport sur la reconnaissance de la Baie de Somme et de ses abords en 1878. *Recherches Hydrographiques, régime Côtes*, 10ème cahier. 77 pp.

Hoche, M. A., Garlan, T., Thomas, L. (2006) Logiciel de calcul des paramètres morphologiques des dunes à partir des données bathymétriques SMF. Rapport : Document R. 24 pp.

Hoekstra, P., Bell, P., Santen, P. Van, Roode, N., Levoy, F., Whitehouse, R. (2004) Bedform migration and bedload transport on an intertidal shoal. *Cont. Shelf Res.*, **24** (11), 1249–1269.

Huybrechts, N., Bot, S. Le, Smaoui, H., Ferret, Y., Michel, C., Ouahsine, A., Lafite, R. (2013) Prediction of the bed friction coefficient using either high resolution bathymetric data or granulometry samples. *Telemac User Conf.*, Karlruhre, Germany. 6 pp.

Huybrechts, N., Smaoui, H., Bot, S. Le, Ferret, Y., Ouahsine, A., Lafite, R. (2013) Estimation of the friction coefficient induced by marine dune using high resolution bathymetric data. *Mar. River Dunes Conf. iV*, Brugges, Belgium. 1 pp.

Idier, D. (2003) Dynamique des dunes de sable sous-marines : exploitation de la campagne de mesures Permod en Mer du Nord méridionale (Pas-de Calais). Rapport SHOM. 86 pp.

Idier, D., Astruc, D., Garlan, T. (2011) Spatio-temporal variability of currents over a mobile dune field in the Dover Strait. *Cont. Shelf Res.*, **31** (19-20), 1955–1966.

Idier, D., Ehrhold, A., Garlan, T. (2002) Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du pas de Calais. *Comptes Rendus Geosci.*, **334** (15), 1079–1085.

Ikehara, K., Kinoshita, Y. (1994) Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Mar. Geol.*, **120** (1-2), 75–87.

Jaffe, B. E., Smith, R. E., Foxgrover, A. C. (2007) Anthropogenic influence on sedimentation and intertidal mudflat change in San Pablo Bay, California: 1856-1983. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **73** (1-2), 175–187.

Jago, C. F. (1980) Contemporary accumulation of marine sand in a macrotidal estuary, southwest Wales. *Sediment. Geol.*, **26** (1-3), 21–49.

Jarvis, J., Riley, C. (1987) Sediment transport in the mouth of the Eden estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **24** (4), 463–481.

Jestin, H., Bassoullet, P., Hir, P. Le, L'Yavanc, J., Degres, Y. (1998) Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition or erosion of sediments. *Ocean. Conf. Proc. (Vol. 1)*, 189–194.

Kachel, N. B., Sternberg, R. W. (1971) Transport of bedload as ripples during an ebb current. *Mar. Geol.*, **10** (4), 229–244.

King, C. A. M. (1972) Beaches and coasts. (E. Arnold, Ed.), 2nd ed., London. 570 pp.

King, C. A. M., Williams, W. W. (1949) The Formation and Movement of Sand Bars by Wave Action. *Geogr. J.*, **113**, 70–85.

Kleinhans, M. G. (2001) The key role of fluvial dunes in transport and deposition of sand-gravel mixtures, a preliminary note. *Sediment. Geol.*, **143** (1-2), 7–13.

König, D. (1948) Spartina townsendii an der westk üste von schleswig-holstein. *Planta*, **36**, 34–70.

Kostaschuk, R. A., Church, M. A., Luternauer, J. L. (1989) Bedforms, bed material and bed load transport in a salt-wedge estuary: Fraser River, British Columbia, Canada. *J. Earth Sci.*, **26**, 1440–1452.

Krolik-Root, C., Stansbury, D. L., Burnside, N. G. (2015) Effective LiDAR-based modelling and visualisation of managed retreat scenarios for coastal planning: An example from the southern UK. *Ocean Coast. Manag.*, **114**, 164–174.

Lafite, R. (1986) Etude sédimentologique de la Baie de Somme. Rapport Université de Rouen, GEMEL, IFREMER, Conseil Régional de Picardie. 45 pp.

Lafite, R. (2001) Impact de la dynamique tidale sur les transferts des sédiments fins. Rapport Université de Rouen. 80 pp.

Lafite, R., Deloffre, J., Lemoine, M. (submitted) Role of hydrodynamic constraints on the sediments of intertidal mudflats on Seine estuary scale. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*

Lance, G. N., Williams, W. T. (1967) A general theory of classificatory sorting strategies. 1. Hierarchical systems. *Comput. J.*, **9** (4), 373–380.

Lancker, V. Van, Lanckneus, J., Hearn, S., Hoekstra, P., Levoy, F., Miles, J., Moerkerke, G., et al. (2004) Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment transport pathways at Teignmouth (UK). *Cont. Shelf Res.*, **24** (11), 1171–1202.

Landeghem, K. J. J. Van, Wheeler, A. J., Mitchell, N. C., Sutton, G. (2009) Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Mar. Geol.*, **263** (1-4), 108–119.

Langhorne, D. N. (1973) A sandwave field in the Outer Thames Estuary, Great Britain. *Mar. Geol.*, **14** (2), 129–143.

Langhorne, D. N. (1981) An evaluation of Bagnold's dimensionless coefficient of proportionality using measurements of sandwave movement. *Mar. Geol.*, **43** (1-2), 49–64.

Langhorne, D. N. (1982) A study of the dynamics of a marine sandwave. *Sedimentology*, **29** (4), 571–594.

Langlois, E. (2000) Mise en place et structuration des communautés végétales pionnières de marais salés (Baie du Mont Saint Michel). Thèse de doctorat, Université de Rennes I. 291 pp.

Langlois, E., Bonis, A., Bouzille, J. B. (2001) The response of Puccinellia maritima to burial: a key to understanding its role in salt marsh dynamics? *J. Veg. Sci.*, **12**, 289–297.

Larcombe, P., Jago, C. F. (1996) The morphological dynamics of intertidal megaripples in the Mawddach Estuary, North Wales, and the implications for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, **43** (3), 541–559.

Larroudé, P., Daou, M., Cartier, A., Hequette, A. (2015) Sediment Transport Formulae for Coastal Morphodynamic Simulation: Calculated Sediment Flux Against In Situ Data. In: *Coastal Sediment Fluxes* (R. M. Maanan M., ed.), 191–206, Springer Publishers.

Larsonneur, C. (1971) Manche Centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Caen. 394 pp.

Larsonneur, C. (1989) La Baie du Mont-Saint-Michel, un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Bull. de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, **46**, 5–74.

Larsonneur, C. (1994) The Bay of Mont-Saint-Michel: a sedimentation model in a temperate macrotidal environment. *Senckenbergina Maritima*, **24**, 3–63.

Larsonneur, C., Bouysse, P., Auffret, J. P. (1982) The superficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, **29** (6), 851–864.

Larsonneur, C., Hommeril, P. (1967) Sédiments et sédimentation dans la partie Orientale de la Baie de Seine. *Rev. Soc. Savantes de Haute-Normandie.*, **47**, 45–75.

Latteux, B. (1998) L'évolution morphologique de la Baie de Somme replacée dans son contexte régional et historique. In: *La Baie de Somme en Question, actes du colloque*, **196**, 35–44.

Latteux, B. (2000) Synthèse relative au littoral haut-normand et picard : 1. Milieu physique. Rapport Préfecture de la région Picardie - DDE de la Somme. 93 pp.

Lebart, L., Piron, M., Morineau, A. (2006) Statistique Exploratoire Multidimensionnelle. Visualisation et inférence en fouille de données. (Dunod, Ed.), 4th ed. 480 pp.

Le Bot, S. (2001) Morphodynamique de dunes sous-marines sous l'influence des maées et des tempêtes. Processus hydrodynamiques et enregistrements. Exemple du Pas-de-Calais. Thèse de doctorat, Université de Lille. 301 pp.

Le Bot, S., Bertel, F., Maspataud, A., Langlois, E., Forey, E., Meirland, A., Lafite, R. (2012) Littoral sedimentation within Spartina and Halimione communities in the Somme estuary (Eastern English Channel). Preliminary results. *Tidalites 2012 8th Int. Conf. Tidal Environ.*, Caen.

Le Bot, S., Forey, E., Lafite, R., Langlois, E. (2015) Influence of vegetation on the infilling of a macrotidal embayment: examples from salt marshes and shingle spit of the Baie de Somme (North France). *EGU Gen. Assem. 2015, Geophys. Res. Abstr. Vol. 17, EGU2015-7782-1*, Vienna (Austria).

Le Bot, S., Trentesaux, A. (2004) Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Mar. Geol.*, **211** (1-2), 143–168.

Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berne, S., Chamley, H. (2000) Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Oceanol. Acta*, **23** (2), 129–141.

Leconte, G., Viguier, J. (1996) Protection du littoral des Bas-Champs. *IVèmes Journées Natl. Génie Côtier-Génie Civ.*, SESSION 2 , 225–236.

Leonard, L. A. (1997) Controls of sediment transport and deposition in an incised mainland marsh basin, southeastern North Carolina. *Wetlands*, **17** (2), 263–274.

Leonard, L. A., Luther, M. E. (1995) Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies. *Limnol. Oceanogr.*, **40** (8), 1474–1484.

Lepretre, S. (2014) Expérimentation de chasses hydrauliques à Saint-Valery-sur-Somme. *XIIIèmes Journées Natl. Génie Côtier Génie Civ.*, 439–446, Dunkerque.

Le Provost, C., Fornerino, M. (1985) Tidal spectroscopy of the English Channel with a numerical method. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1009–1031.

Leroux, J. (2013) Chenaux tidaux et dynamique des prés- salés en régime méga-tidal : approche multi-temporelle du siècle à l'évènement de marée. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1. 216 pp.

Letortu, P., Costa, S., Cantat, O. (2012) Les submersions marines en Manche Orientale : approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer. *Climatologie*, **9**, 31–57.

Lettley, C. D., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., Ranger, M., Blakney, B. J. (2005) Integrating sedimentology and ichnology to shed light on the system dynamics and paleogeography of an ancient riverine estuary. In: *Applied Ichnology. SEPM Short Course Notes 52* (J. A. MacEachern, K. L. Bann, M. K. Gingras & S. G. Pemberton, eds.), 144–162, Tulsa.

Leu, M. (2014) Evolution du trait de côte en Baie de Somme depuis 1947 : quantification pour différents marqueurs du trait de côte et synthèse des tendances évolutives. Mémoire de Master 1ère année ESEB-ESE, Université de Rouen. 46 pp.

Levoy, F., Anthony, E. J., Monfort, O., Robin, N., Bretel, P. (2013) Formation and migration of transverse bars along a tidal sandy coast deduced from multi-temporal Lidar datasets. *Mar. Geol.*, **342**, 39–52.

Li, M. Z., Amos, C. L. (1995) SEDTRANS92: A sediment transport model for continental shelves. *Comput. Geosci.*, **21** (4), 533–554.

Li, M. Z., Amos, C. L. (1999) Field observations of bedforms and sediment transport thresholds of fine sand under combined waves and currents. *Mar. Geol.*, **158** (1-4), 147–160.

Li, M. Z., Shaw, J., Todd, B. J., Kostylev, V. E., Wu, Y. (2014) Sediment transport and development of banner banks and sandwaves in an extreme tidal system: Upper Bay of Fundy, Canada. *Cont. Shelf Res.*, **83**, 86–107.

Lobo, F. J., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, a., Barnolas, a. (2000) Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Mar. Geol.*, **164** (3-4), 91–117.

MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Bann, K. L., Gingras, M. K. (2005) Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of physico-chemical stresses in the rock record. In: *Applied Ichnology. SEPM Short Course Notes 52* (J. A. MacEachern, K. L. Bann, M. K. Gingras & S. G. Pemberton, eds.), 65–93, Tulsa.

Madsen, O. S. (1991) Mechanics of cohesionless sediment transport in coastal waters. In: *Coastal Sediments '91* (N. C. Kraus, K. J. Gingerich & D. L. Kriebel, eds.), 15–27, New York: American Society of Civil Engineers.

Madsen, O. S., Grant, W. D. (1976) Sediment transport in the coastal environment. Report 209, M.I.T. Ralph M. Parsons Lab.

Malikides, M., Harris, P. T., Tate, P. M. (1989) Sediment transport and flow over sandwaves in a non-rectilinear tidal environment: Bass Strait, Australia. *Cont. Shelf Res.*, **9** (3), 203–221.

Marion, C. (2007) Processus de sédimentation fine en domaine estuarien macrotidal : approche trans-disciplinaire et multi-échelles. Thèse de Doctorat, ULCO. 317 pp.

Marion, C., Anthony, E. J., Trentesaux, A. (2009) Short-term (≤2 yrs) estuarine mudflat and saltmarsh sedimentation: High-resolution data from ultrasonic altimetery, rod surface-elevation table, and filter traps. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **83** (4), 475–484.

Masselink, G., Cointre, L., Williams, J., Gehrels, R., Blake, W. (2009) Tide-driven dune migration and sediment transport on an intertidal shoal in a shallow estuary in Devon, UK. *Mar. Geol.*, **262** (1-4), 82–95.

Meene, J. W. H. van de, Boersma, J. R., Terwindt, J. H. J. (1996) Sedimentary structures of combined flow deposits from the shoreface-connected ridges along the central Dutch coast. *Mar. Geol.*, **131** (3-4), 151–175.

Meyer-Peter, E., Müller, R. (1948) Formulas for Bed-Load transport. Report IAHSR 2nd meeting, 39–64, Stockholm.

Michel, C. (2012) Morphodynamique du littoral au voisinage des ports du Languedoc-Roussillon : cas de Leucate et Port-la-Nouvelle. Mémoire de Master 2ème année GMEA, Université de Perpignan Via Domitia. 35 pp.

Michel, C., Bot, S. Le, Lafite, R., Costa, S., Deloffre, J., Bretel, P., Levoy, F. (2013) Migration of small dunes and sediment fluxes associated in macrotidal area. Consequences at the scale of the Baie de Somme. *Forum des Jeunes Océanographes, Journées UOF-EUCC*, Station d'études en Baie de Somme, Université de Picardie, Saint-Valéry-sur-Somme.

Michel, C., Bot, S. Le, Lafite, R., Deloffre, J., Costa, S., Héquette, A., Sipka, V., et al. (2015) Morphological evolution of intertidal dunes during a spring-neap cycle , in macrotidal estuarine environment (Baie de Somme , Eastern English Channel). *EGU Gen. Assem. 2015, Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 17, EGU2015–7782–1.

Migniot, C., Bellessort, B. (1974) Protection de la côte des Bas-Champs. Rapport LCHF. 43 pp.

Milliman, J. D. (1991) Flux and fate of fluvial sediment and water in coastal seas. In: *Ocean Margin Processes in Global Change* (R. F. C. Mantoura, J. M. Martin & R. Wollast, eds.), 69–89, New York: Wiley.

Montreuil, A. L., Levoy, F., Bretel, P., Anthony, E. J. (2014) Morphological diversity and complex sediment recirculation on the ebb delta of a macrotidal inlet (Normandy, France): A multiple LiDAR dataset approach. *Geomorphology*, **219**, 114–125.

Moore, R. D., Wolf, J., Souza, A. J., Flint, S. S. (2009) Morphological evolution of the Dee Estuary, Eastern Irish Sea, UK: A tidal asymmetry approach. *Geomorphology*, **103** (4), 588–596.

Morisseau, G. (2013) Point sur l'étude de dépoldérisation des Bas-Champs de Cayeux/Mer. *Atelier EUCC-France, Journées UOF-EUCC*, 60–65, Baie de Somme : des falaises d'Ault au Marquenterre.

Murray, L. A., Norton, M. G., Nunny, R. S., Rolfe, M. S. (1980) The field assessment of effects of dumping wastes at sea: 7. Sewage, sludge and industrial waste disposal in the Bristol Channel. Report, Vol. Fisheries, Lowestoft. 40 pp.

Mutaqin, B. W., Nugraha, H., Puspitorukmi, A., Lavigne, F., Hartono, H., Marfai, M. A. (2015) Shoreline Dynamics and Various Associated Processes in the Batang Coastal Area , Indonesia. *EGU Gen. Assem. 2015, Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 17, 13642.

Nichols, M. M., Biggs, R. B. (1985) Estuaries. In: *Coastal Sedimentary Environments* (R. A. Davies, ed.), 2nd ed., 77–186, New York: Springer.

Nielsen, P. (1992) Advanced Series on Ocean Engineering: Volume 4. Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport. Singapore: World Scientific Publishing.

NOAA Coastal Services Center. (2012) Lidar 101: An Introduction to LiDAR Technology , Data , and Applications. Report, Charleston. 76 pp.

Pantet, A., Robert, S., Jarny, S., Kervella, S. (2010) Effect of coarse particle volume fraction on the yield stress of muddy sediments from Marennes Oléron Bay. *Adv. Mater. Sci. Eng.*, **2010**, 6 pp.

Paphitis, D., Bastos, A. C., Evans, G., Collins, M. B. (2010) The English Channel (La Manche): evolution, oceanography and sediment dynamics - a synthesis. In: *Micropalaeontology, Sedimentary Environments and Stratigraphy: A Tribute to Dennis Curry (1912–2001).* (J. E. WHITTAKER & M. B. HART, eds.), 99–132, The Micropalaeontological Society, Special Publications.

Papore, L. (2013) L'industrie du galet de silex de Cayeux-sur-Mer. *Atelier EUCC-France, Journées UOF-EUCC*, 69–71, Baie de Somme : des falaises d'Ault au Marquenterre.

Passchier, S., Kleinhans, M. G. (2005) Observations of sand waves, megaripples, and hummocks in the Dutch coastal area and their relation to currents and combined flow conditions. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **110** (4), 1–15.

Pe'eri, S., Long, B. (2011) LIDAR Technology Applied in Coastal Studies and Management. *J. Coast. Res.*, (SI62), 1–5.

Pearson, K. (1901) On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Philos. Mag. Ser. 6*, **2** (1), 559–572.

Perillo, G. M. E. (1995) Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. In: *Geomorphology and Sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53.* (G.M.E. Perillo, ed.), 1st ed., 17–47, Amsterdam, The Netherlands: Elsevier B.V.

Pethick, J. S. (1996) The geomorphology of mudflats. In: *Estuarine shores: evolution, environments and human alterations* (K. F. Nordstrom & C. T. Roman, eds.), 185–211, New York: Wiley.

Pirazzoli, P. A. (1989) Present and near-future global sea-level changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **75** (4), 241–258.

Pritchard, D. (1967) What is an estuary : physical point of view. In: *Estuaries* (H. Lauff, ed.), v.83, Washington, D.C.: American Association for the Advancement of Science.

Psuty, N. P., Silveira, T. M. (2009) Geomorphological Evolution of Estuaries : The Dynamic Basis for Morpho-Sedimentary Units in Selected Estuaries in the Northeastern United States. *Mar. Fish. Rev.*, **71** (3), 34–45.

Pye, K. (1996) Evolution of the shoreline of the Dee estuary, United Kingdom. In: *Estuarine shores: evolution, environments and human alterations* (K. F. Nordstrom & C. T. Roman, eds.), 15–37, New York: Wiley.

Ranwell, D. S. (1964) Spartina salt marshes in southern England III: Rates of establishment, succession and nutrient supply at Bridgwater Bay, Somerset. *J. Ecol.*, **52**, 95–105.

Reed, D., Spencer, T., Murray, A. L., French, J. R., Leonard, L. A. (1999) Marsh surface sediment deposition and the role of tidal creeks: implications for created and managed coastal marshes. *J. Coast. Conserv.*, **5**, 81–90.

Reineck, H. E., Singh, I. B. (1980) Depositional sedimentary environments. Berlin: Springer-Verlag. 549 pp.

Robertson, B., Hall, K., Nistor, I., Zytner, R., Storlazzi, C. (2015) Remote Sensing of Irregular Breaking Wave Parameters in Field Conditions. *J. Coast. Res.*, **31** (2), 348–363.

Rubin, D. M., McCulloch, D. S. (1980) Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sediment. Geol.*, **26** (1-3), 207–231.

Sakho, I. (2007) Influence des processus hydrosédimentaires sur la géochimie de l'interface eau-sédiment : application sur deux vasières intertidales de la partie fluviale de l'estuaire macrotidal de la Seine (France). Mémoire de Master 2, Université de Rouen. 34 pp.

Savouret, E. (2007) Le concept d'événement géographique. Approche et réflexions à partir de l'étude environnementale et sociétale des impacts littoraux induits du Débarquement de Normandie du 6 juin 1944. Thèse de doctorat en Géographie, Université de caen. 360 pp.

Schmitt, T., Mitchell, N. C. (2014) Dune-associated sand fluxes at the nearshore termination of a banner sand bank (Helwick Sands, Bristol Channel). *Cont. Shelf Res.*, **76**, 64–74.

Shepherd, S. a., Hails, J. R. (1984) The dynamics of a megaripple field in northern Spencer Gulf, South Australia. *Mar. Geol.*, **61** (2-4), 249–263.

Shields, A. (1936) Application of similarity principles and turbulence research to bedload movement. Publication N°167, Hydrodynamics Laboratory, California Institute of Technology.

SHOM. (2013) Natures de fond. Descriptif de contenu du produit externe. Rapport SHOM. 5 pp.

Singh, I. B., Kumar, S. (1974) Mega- and giant ripples in the Ganga, Yamuna, and Son Rivers, Uttar Pradesh, India. *Sediment. Geol.*, **12** (1), 53–66.

Sleath, J. F. A. (1978) Measurements of bed load in oscillatory flow. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng. Am. Soc. Civ. Eng.*, **104**, 291–307.

Smith, J. D., McLean, S. R. (1977) Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.*, **82** (12), 1735–1746.

SOGREAH. (1995) Étude sédimentologique de la Baie de Somme. Rapport SOGREAH, Conseil Général de la Somme. 65 pp.

SOGREAH. (2007) Dépoldérisation expérimentale de la ferme de la Caroline. Maintien des paysages maritimes. Reconstitution des paysages des bas-champs. Conseil Général de la Somme, Conseil Régional de Picardie, FEDER, Cayeux-sur-Mer.

SOGREAH. (2009) Dépoldérisation expérimentale de la ferme de la Caroline - Maintien des paysages maritimes - Reconstitution des paysages des bas-champs. Phase 2 : Etudes d'expertise. Volet 1 : Etudes de dépoldérisation expérimentale. Rapport SOGREAH, Conseil Général de la Somme. 116 pp.

SOGREAH, IN VIVO, G-Co. (2008) Maîtrise d'Œuvre pour la réfection de la digue Jules Noiret et rechargement de la plage du Crotoy. Rapport provisoire, Syndicat Mixte Baie de Somme Grand Littoral Picard, Ville du Crotoy.

Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., Mouazé, D. (2009) Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quat. Sci. Rev.*, **28**, 499–516.

Soulsby, R. (1997) Dynamics of marine sands. A manual for practical applications. 1st ed., Londres: Thomas Telford Ltd. 249 pp.

Soulsby, R. L. (2006) Simplified calculation of wave orbital velocities. Report TR 155, HR Wallingford. 12 pp.

Soulsby, R. L., Smallman, J. V. (1986) A direct method of calculating bottom orbital velocity under waves. Report SR 76, Hydraulics Research Limited. 14 pp.

Sournia, A., Fagot, C., Triplet, P., Desprez, M. (2000) Contrôle de la Spartine en baie de Somme : contribution à la réflexion. Rapport Syndicat mixte pour l'aménagement de la côte picarde, GEMEL Picardie, RAMSAR, Réserve naturelle de la baie de Somme. 89 pp.

Southard, J. B., Boguchwal, L. A. (1973) Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. *J. Sediment. Petrol.*, **43** (4), 1114–1121.

Southard, J. B., Boguchwal, L. A. (1990) Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 1. Synthesis of flume data. *J. Sediment. Petrol.*, **60** (5), 649–657.

Southard, J. B., Boguchwal, L. A. (1990) Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *J. Sediment. Petrol.*, **60** (5), 658–679.

SRC Normandie Mer du Nord. (2009) Etude relative au développement des cultures marines dans le département de la Somme. Rapport de Phase 1. 321 pp.

Stépanian, A. (2002) Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres: Omaha beach (Normandie). Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie. 276 pp.

Teisson, C. (1986) Houle de projet et durées de tempêtes sur le site de Penly. Analyse de la houle naturelle. Rapport n° 2 LNH HE-42/86.

Temmerman, S., Govers, G., Wartel, S., Meire, P. (2003) Spatial and temporal factors controlling short-term sedimentation in a salt and freshwater tidal marsh, scheldt estuary, Belgium, SW Netherlands. *Earth Surf. Process. Landforms*, **28** (7), 739–755.

Terwindt, J. H. J. (1970) Observation on submerged sand ripples with heights ranging from 30 to 200 cm occuring in tidal channel of S.W Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, **49**, 489–501.

Terwindt, J. H. J. (1971) Sandwaves in the southern bight of the North Sea. *Mar. Geol.*, **10**, 51–67.

Terwindt, J. H. J., Brouwer, M. J. N. (1986) The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, **33** (1), 1–31.

Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P. (2006) The Bay of Mont-Saint-Michel northeastern littoral: an illustrative case of coastal sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bull. de la Soc. Géol. de Fr.*, **177**, 71–78.

Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P. (2010) Stratigraphic organization of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infill of the Mont-Saint-Michel Bay. In: *French Incised Valleys and Estuaries: Bull. de la Soc. Géol. de Fr., 181* (E. Chaumillon, B. Tessier & J.-Y. Reynaud, eds.), 99–113.

Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N., Lesueur, P. (2012) Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW Fr. *Sediment. Geol.*, **279** (August 2015), 62–73.

Tessier, B., Delsinne, N., Sorrel, P. (2010) Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). In: *French Incised Valleys and Estuaries: Bull. de la Soc. Géol. de Fr., 181* (E. Chaumillon, B. Tessier & J.-Y. Reynaud, eds.), 87–98.

Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., Ergul, A. (2009) Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0—An ArcGIS extension for calculating shoreline change. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 2008-1278.

Thompson, J. D. (1990) Spartina anglica, characteristic feature or invasive weed of coastal salt marshes. *Biologist*, **37** (1), 9–12.

Todd, B. J., Shaw, J., Li, M. Z., Kostylev, V. E., Wu, Y. (2014) Distribution of subtidal sedimentary bedforms in a macrotidal setting: The Bay of Fundy, Atlantic Canada. *Cont. Shelf Res.*, **83**, 64–85.

Touré, B. (2012) Dynamique du trait de cote : Actualisation des vitesses d'évolution du trait de côte et premières réflexions sur les rythmes d'évolution. Cas du littoral Normand-Picard. Mémoire de Master 2ème année CGEFC, Nantes. 152 pp.

Triplet, P., Simon, F., Rollion, G. (2011) Réserve naturelle nationale de la Baie de Somme. Plan de gestion 2011-2015. Rapport SMACOPI, Conservatoire du Littoral, FEDER, DREAL Picardie, Conseil Régional de Picardie, Conseil Général de la Somme. 170 pp.

Vanoni, V. (1974) Factors determining bed forms of alluvial streams. *J. Hydraul. Eng.*, **100** (3), 363–377.

van Rijn, L. C. (1984) Sediment transport. Part I: bed load transport. *J. Hydraul. Div. ASCE*, **110** (HY10), 1431–1456.

van Rijn, L. C. (1984) Sediment transport. Part II: suspended load transport. *J. Hydraul. Div. ASCE*, **110** (HY11), 1613–1641.

van Rijn, L. C. (1984) Sediment transport. Part III: bed forms and alluvial roughness. *J. Hydraul. Div. ASCE*, **110** (HY12), 1733–1754.

van Rijn, L. C. (1989) Science and Engineering Research Council (Great Britain). London Centre for Marine Technology. 2nd ed., Delft, The Netherlands: Delft Hydraulics. Report H461.

van Rijn, L. C. (1993) Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. (Aqua Publications, Ed.), Amsterdam, The Netherlands: Delft Hydraulics.

Velegrakis, A. F., Michel, D., Collins, M. B., Lafite, R., Oikonomou, E. K., Dupont, J. P., Huault, M. F., et al. (1999) Sources, sinks and resuspension of suspended particulate matter in the eastern English Channel. *Cont. Shelf Res.*, **19** (15-16), 1933–1957.

Verger, F. (1995) Slikkes et schorres, milieux et aménagement. *Norois*, **42** (165), 235–245.

Verger, F. (2005) Marais et estuaires du littoral français. (Belin, Ed.), Paris. 335 pp.

Verger, F. (2009) Les zones humides du littoral français. (Belin, Ed.), Paris. 447 pp.

Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins, M. B., Huntley, D. A. (1998) Measuring and Modelling Sediment Transport on a Macrotidal Ridge and Runnel Beach : An Intercomparison. *J. Coast. Res.*, **14** (1), 315–330.

Warwick, R. M., Davies, .R. (1977) The distribution of sublittoral macrofauna communities in the Bristol Channel in relation to the substrate. *Estuar. Coast. Mar. Sci.*, **5**, 267–288.

WCC. (1994) Preparing to meet the coastal challenges of the 21st century. Report of the World Coast Conference, Ministry of transport, Public works and water management, National institute for coastal and marine management, coastal zone management center, Noordwijk, The Netherlands. 12 pp.

Wentworth, C. K. (1922) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *J. Geol.*, **30** (5), 377–392.

Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., Sear, D. A. (2010) Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys : improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landforms*, **35**, 136–156.

Wiber, M. (1980) Dynamique sédimentaire en Baie de Somme : évolution des faciès littoraux et estuariens, implications granulométriques et minéralogiques. Thèse de doctorat, Université de Paris Sud - Orsay. 172 pp.

Wilson, K. C. (1966) Bed-load transport at high shear-stress. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, **92** (HY6), 49–59.

Wright, P. (1976) The morphology, sedimentary structures and processes of the foreshore at Ainsdale, Merseyside, England. Ph.D Thesis, University of Reading (UK).

Wu, J., Wang, Y., Cheng, H. (2009) Bedforms and bed material transport pathways in the Changjiang (Yangtze) Estuary. *Geomorphology*, **104** (3-4), 175–184.

Yalin, M. S. (1963) An expression for bed-Load transportation. *J. Hydraul. Div.*, **89**, 221–250.

Yalin, M. S. (1964) Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, Vol. 90, 105–119.

Yalin, M. S. (1977) Mechanics of sediment transport. 2nd ed., Toronto: Pergamon Press. 298 pp.

Yalin, M. S. (1987) On the formation mechanism of dunes and ripples. *Euromech Colloq. Proc.*, 261.

Yang, B. C., Dalrymple, R. W., Chun, S. S. (2005) Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: Summer tidal flat - Winter shoreface. *Sedimentology*, **52** (2), 235–252.

Yang, B. C., Dalrymple, R. W., Gingras, M. K., Chun, S., Lee, H. J. (2007) Up-estuary variation of sedimentary facies and ichnocoenoses in an open-mouthed, macrotidal, mixed-energy estuary, Gomso Bay, Korea. *J. Sediment. Res.,* **77** (9), 757–771.

Yang, C.-S. (1986) On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. *Sedimentology*, **33**, 465–486.

Zyserman, J., Fredsøe, J. (1994) Data Analysis of Bed Concentration of Suspended Sediment. *J. Hydraul. Eng. ASCE*, **120** (9), 1021–1042.

Liste des figures :

Figure I. 1 : Modèles d'illustration du comblement avec les principaux systèmes et unités de remplissage, réalisés selon une section transversale (perpendiculaire à l'axe de la vallée incisée) dans le cas de : (A) la Baie du Mont-Saint-Michel (d'après Billeaud *et al.*, 2007 ; Billeaud *et al.*, 2009 ; Tessier *et al.*, 2010b) et (B) l'estuaire de Seine (d'après Sorrel *et al.*, 2009 ; Tessier *et al.*, 2010a). HST : systèmes de haut niveau marin ; TST : système transgressif ; MFS : surface maximale d'inondation ; et LLTL : plus bas niveau de la marée basse (*in* Tessier *et al.*, 2012). 9

Figure I. 2 : Représentations schématiques d'un estuaire dominé par la marée selon Dionne (1963), Pritchard (1967), Dalrymple *et al.* (1992) et Perillo (1995) (A) et selon Dalrymple *et al.,* (2012) (B), montrant la distribution spatiale des processus, ainsi que les limites de faciès et de salinité. 12

Figure I. 3 : Caractéristiques morpho-sédimentaires et hydrodynamiques d'un estuaire macrotidal (Dalrymple *et al.*, 2012). A : Cartographie schématique démontrant la distribution typique des chenaux et subenvironnements dans un estuaire macrotidal, basée sur des systèmes tels que la Baie de Cobequid et l'estuaire de la Severn. Les flèches blanches indiquent le transport sédimentaire. B : Distribution longitudinale de la houle, la marée et l'énergie fluviatile (Modifiée d'après Dalrymple *et al.,* 1992 et Dalrymple & Choi, 2007). C : Distribution longitudinale de la taille des grains sur le fond. D : Distribution longitudinale de la proportion relative de sédiments sableux et vaseux dans les dépôts. E : Distribution longitudinale des caractéristiques de traces fossiles, basée sur Lettley *et al.* (2005) et MacEachern *et al.* (2005). 13

Figure I. 4 : Exemples de la variété morphologique de dunes hydrauliques intertidales rencontrées en Baie de Somme (France). A : Petites dunes 3D (sinueuses) dites en croissant ou festonnées. B et C : Dunes moyennes en transition entre les formes 2D (linéaires) et 3D (sinueuses). D : Grandes dunes 2D (linéaires) en bordure du chenal principal. E : Dunes moyennes 2D sub-symétriques. F : Dunes moyennes 2D asymétriques. G : Dunes moyennes 2D fortement asymétriques, avec une rupture de pente forte soulignée par la laisse de mer. H et I : Cas particulier de petites dunes surimposées à des dunes moyennes. J : Champ de dunes 2D. K : Champ de dunes 3D. 18

Figure I. 5 : Principales formes sédimentaires, en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (modifié par Chamley, 1987, d'après Blatt *et al.,* 1980 et Reineck & Singh, 1980). Flèches fines : sens de déplacement du fluide. Flèches épaisses : sens de déplacement des particules. 23

Figure I. 6 : Séparation d'un écoulement dans le cas du sommet d'une ride ou d'une dune d'après Cojan & Renard (1999). S : point de séparation ; A : point d'attachement. Dans la zone de courant de retour, on peut observer des constructions d'orientation opposée à celle du flot principal. 24

Figure I. 7 : Profil (A) et structure interne (B) d'une ride ou dune dans un plan parallèle à l'écoulement. Modifiée d'après Cojan & Renard (1999). L : largeur ; H : hauteur ; L1 : largeur du flanc raide ou versant aval ; L2 : largeur du flanc doux ou versant amont. 25

Figure I. 8 : Répartition des vitesses maximales de courants de marée (A) et des sédiments (B) en Manche Orientale et localisation du site d'étude de la thèse (cadre rouge). Modifiée d'après la carte au 1/500 000 de Larsonneur *et al.* (1982). 31

Figure I. 9 : Ressources en matériaux marins identifiées en Manche Orientale (© IFREMER, *in* Augris & Simplet, 2013). 32

Figure I. 10 : Localisation géographique de la Baie de Somme (B), située en Manche Orientale (A) et accolée au prisme sédimentaire picard. 33

Figure I. 11 : Carte schématique représentant les grands ensembles géomorphologiques et les aménagements de la Baie de Somme (Verger, 2005 et 2009). 34

Figure I. 12 : Couverture sédimentaire de la Baie de Somme vers 1980, selon la classification de Larsonneur (1971), et limites des 7 sous-unités estuariennes de la baie (cartographie réalisée d'après les données de Dupont, 1981). 36

Figure I. 13 : Vitesses des courants de marée atteints lors des phases de flot et de jusant en Baie de Somme. A : Carte de Beauchamp (1997) présentant les directions et vitesses maximales de courants de flot (flèches rouges) et de jusant (flèches bleues), mesurées par des courantomètres en 3 points de la baie. B et C : Modélisations des vitesses de courants maximum pour une marée de vive-eau (Modèle TELEMAC-2D) lors du flot (carte B) et du jusant (carte C) (SOGREAH *et al.*, 2008). 39

Figure I. 14 : Caractéristiques principales des vents et de la houle aux abords de la Baie de Somme. A) Fréquence des classes de vitesse des vents en fonction de leur provenance (mesures horaires à 10 m d'altitude, moyennées sur 10 minutes et effectuées à Cayeux-sur-Mer entre le 28/09/2011 et le 01/06/2013 ; données Meteo France). B) Fréquence des classes de hauteur significative de la houle en fonction de sa provenance (mesures horaires effectuées au large de Dieppe sur la période 1979-2002 ; données ANEMOC ; point Coast-3506 ; Ferret, 2011). 40

Figure II. 1 : Localisation des sites d'étude à l'échelle fine et à court terme. A : Répartition des dunes intertidales en Baie de Somme (représentées par des points noirs) à la date du 01/04/2013 (modification d'après Druine, 2014) et localisation des champs de dunes du Hourdel (B). B : Localisation des sites d'études des 4 campagnes de mesures réalisées sur les champs de dunes du Hourdel, numérotées de 1 à 4. 53

Figure II. 2 : Illustration photographique et schématique de la disposition des instruments de mesure et des échantillons sableux (prélèvements superficiels et carottes courtes), le 24/06/2013, avant la marée M1 de la campagne n°1 (site Ouest). L'altitude des données topographiques issues du scanner (m) est basée sur une référence particulière, créée par l'instrument lors de l'acquisition, et ne correspond pas à l'altitude réelle référencée (m IGN69). 57

Figure II. 3 : Illustration photographique et schématique de la disposition des instruments de mesure le 26/09/2013, avant la marée 1 de la campagne n°2 (site Ouest). 59

Figure II. 4 : Illustration photographique de la structure instrumentée (Altus + Aquadopp) de la campagne n°3 (gauche) et de son positionnement dans le champ de dunes du site Est (droite, rond rouge). 60

Figure II. 5 : Disposition du matériel de mesure et des échantillons sur la zone d'étude de la campagne n°4 (site Est). Exemples de disposition pour la journée du 28/01/2014 (carte topographique scanner à droite) et pour la journée du 01/02/2014 (photographies de gauche, prises depuis le sud). 64

Figure II. 6 : Illustration schématique et photographique du dispositif de prélèvement d'eau durant le flot, créé par le laboratoire UMR CNRS 6143 M2C et utilisé lors de la campagne n°4 de janvier-février 2014. Les hauteurs de remplissage représentent les niveaux d'eau (relatifs au moment de la marée) nécessaires au remplissage des bouteilles. 67

Figure II. 7 : Résultats de la calibration de l'OBS-5+ n°2 utilisé lors de la campagne de janvier-février 2014. 71

Figure II. 8 : Localisation et emprise géographique des données acquises lors des différentes campagnes menées à l'échelle de la baie (fond de carte « SCAN Littoral®, © IGN »). 81

Figure II. 9 : Carte de la répartition des prélèvements sédimentaires effectués lors des campagnes de 1985, 1990 et 2013. 85

Figure II. 10 : Cartes de localisation des profils de bathymétrie, imagerie et sismique, des prélèvements sédimentaires et des stations vidéos (ROV) des 2 legs des campagnes en mer ESTUSOM13 et ESTUSOM14. 87

Figure II. 11 : Exemple d'erreurs de détection des dunes par le logiciel ParamDunes. Limites de crêtes (rouge) et creux (bleu) de dunes, déterminées par le logiciel ParamDunes (trait plein) et par un opérateur humain (trait pointillé) (modifié d'après Druine, 2014). 94

Figure III. 1 : Données horaires de vent moyen, rafales et pression atmosphérique enregistrées à la station météorologique d'Abbeville (© Météociel.fr). A) Campagne n°1 : 24 et 25 juin 2013. B) Campagne n°2 : 26 au 28 septembre 2013. C) Campagne n°3 : 5 décembre 2013. D) Campagne n°4 : 27 janvier au 9 février 2014. Les périodes M1, M2… représentent les périodes d'immersion des dunes lors des marées semi-diurnes. Les échelles sont uniques pour chaque graphique. 101

Figure III. 2 : Variations de la hauteur d'eau (cote marine), de l'altitude du plan d'eau (NGF, IGN69) et de la profondeur d'eau (hauteur au-dessus du lit sédimentaire), mesurées par l'ADCP Nord avec un pas de temps d'une minute, au niveau d'un creux de dune, pour les 25 marées étudiées durant la campagne n°4. Les périodes d'émersion du champ de dunes (basses-mers entre les périodes M1, M2, etc.) n'apparaissent pas sur ce graphique. 104

Figure III. 3 : Surcotes et décotes marines lors de la campagne de janvier-février 2014, sur le site Est situé à la pointe du Hourdel. A) Niveau maximal de surcote/décote mesuré par marée, à l'étale de pleine-mer, par comparaison de la marée prédite au Crotoy (source : marée.info) avec la marée mesurée par l'ADCP Nord. Les hauteurs d'eau correspondent aux hauteurs maximales atteintes à l'étale de pleine-mer (cote marine). B) Comparaison des valeurs de surcote maximale par marée calculées sur le site d'étude (Le Hourdel) en janvier-février 2014 avec les surcotes maximales mesurées à l'étale de pleine-mer par les marégraphes de Boulogne-sur-Mer et Dieppe (source : PREVIMER). 105

Figure III. 4 : Caractéristiques de la houle, mesurées toutes les minutes et pour chaque marée, durant la campagne de janvier-février 2014. A) H_s et D_{mean} (direction de provenance moyenne des vagues). B) $H_{1/10}$ et D_p (direction de provenance des pics de vagues). C) T_{mean} (période moyenne des vagues). D) T_p (période des pics de vagues). 107

Figure III. 5 : Classification des 4 campagnes de terrain en fonction des caractéristiques de marée (coefficient) et de houle (H_s maximale par marée) (campagnes n°1, 24 et 25 juin 2013 : points bleus ; n°2, 26 au 28 septembre 2013 : points jaunes ; n°3, 5 décembre 2013 : point rouge ; n°4, 27 janvier au 9 février 2014 : points noirs). A : mortes-eaux calmes. B : mortes-eaux peu agitées. C : marées moyennes peu agitées. D : vives-eaux calmes. E : vives-eaux peu agitées. F : vives-eaux agitées. G : grandes vives-eaux très agitées. 108

Figure III. 6 : Vitesses et directions des courants de flot et de jusant et profondeur d'eau, enregistrées par les courantomètres lors des 4 marées semi-diurnes de la campagne n°2 de septembre 2013. Données obtenues toutes les 5 minutes, issues d'un moyennage de mesures sur un intervalle de temps d'une minute : (A) Aquadopp Est, à environ 10 cm au-dessus d'une crête de dune, et (B) Aquadopp Ouest, à environ 10 cm au-dessus du flanc ouest de la même dune. 111

Figure III. 7 : Vitesses et directions des courants dans la colonne d'eau durant les marées M1 et M2 du 24 et 25 juin 2013, mesurées par le profileur de courant ADCP (mesure toutes les 2 minutes, issue d'un moyennage sur une minute), à l'extérieur du champ de dunes. 113

Figure III. 8 : Vitesses et directions des courants de flot et de jusant (entre 55 cm et 81 cm au-dessus du fond) et profondeur d'eau enregistrées par le courantomètre Aquadopp (intervalle de mesure de 30 secondes avec moyennage sur ces 30 secondes), le 5 décembre 2013. 114

Figure III. 9 : Vitesses et directions des courants de flot et de jusant mesurées à environ 50 cm au-dessus du fond par le courantomètre Aquadopp n°1 (données toutes les 5 minutes, issues d'un moyennage de mesures réalisées sur une minute). H_s maximale et direction moyenne de la houle par marée, mesurées par le profileur de courants ADCP Nord (fréquence de 2Hz), durant les 25 marées de la campagne de janvier-février 2014. 115

Figure III. 10 : Vitesses et directions des courants dans la colonne d'eau durant les marées M1 et M11 de la campagne de janvier-février 2014, mesurées par les 2 profileurs de courant (fréquence de 2 Hz et moyennage sur une minute) : ADCP Nord (cellules de 20 cm), situé au nord de la zone d'étude, pour le haut de la colonne d'eau (au-dessus de la ligne pointillée blanche) et ADCP Sud (cellules de 10 cm), situé au sud de la zone d'étude, pour le bas de la colonne d'eau (au-dessous de la ligne pointillée blanche). 116

Figure III. 11 : Courbes granulométriques des échantillons sédimentaires superficiels prélevés durant les campagnes n°1 (juin 2013), n°2 (septembre 2013) et n°4 (janvier-février 2014) et moyennes des paramètres sédimentologiques principaux de chaque campagne. 119

Figure III. 12 : Proportion de matériel siliceux et carbonaté dans les fractions granulométriques d'un échantillon récolté sur une crête de dune, à basse-mer, le 06/02/2014. 120

Figure III. 13 : Relations entre la hauteur et la longueur d'onde des dunes, mesurées sur le domaine intertidal de la Baie de Somme (Druine, 2014) et au niveau du site d'étude Est du Hourdel (campagne de janvier-février 2014). Comparaison avec les relations établies dans le domaine subtidal proche de la Baie de Somme (Ferret, 2011) et à l'échelle mondiale (Flemming, 1988). 123

Figure III. 14 : Transport total net par marée (Qt), calculé selon les formules de Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986), pour les 4 campagnes (n°1 : 24 et 25 juin 2013 ;

n°2 : 26 au 28 septembre 2013 ; n°3 : 5 décembre 2013 ; n°4 : 27 janvier au 9 février 2014). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge. Pour des soucis de lecture du graphique, les échelles verticales (Qt) sont différentes pour chaque formule. 125

Figure III. 15 : Transport charrié net par marée (Qb), calculé selon les formules de Soulsby-van Rijn (1997) et Bagnold (1963) modifiée par Gadd *et al.* (1978), pour les 4 campagnes (n°1 : 24 et 25 juin 2013 ; n°2 : 26 au 28 septembre 2013 ; n°3 : 5 décembre 2013 ; n°4 : 27 janvier au 9 février 2014). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge. Pour des soucis de lecture du graphique, les échelles verticales (Qb) sont différentes pour chaque formule. 128

Figure III. 16 : Evolution de la morphologie transversale et migration de dunes entre 5 basses-mers de janvier-février 2014. A gauche : Localisation, à la date du 28/01/2014, des 3 profils de dunes (AB, CD et EF) effectués via les levés topographiques de scanner laser 3D et utilisés pour la méthode du « Dune Tracking ». A droite : Morphologie en coupe et migration des 3 dunes. 130

Figure III. 17 : Localisation des 2 zones de mesures de volumes sédimentaires accumulés/érodés, utilisées pour la méthode des différentiels topographiques, par rapport à la densité de points topographiques acquis par scanner laser 3D. Exemple de densité de points de mesure topographique à la date du 28/01/2014. 133

Figure III. 18 : Schéma explicatif des volumes sédimentaires en accrétion/érosion pris en compte par la méthode des différentiels topographiques entre t1 et t2, dans le cas d'une migration moyenne des dunes (A) et d'une migration forte des dunes, proche de la longueur d'onde (B). 134

Figure III. 19 : Concentration et granulométrie des sédiments en suspension dans la colonne d'eau (pourcentage volumique/taille de grain) pour différentes conditions de forçages. Mesures basées sur des prélèvements d'eau réalisés durant le flot des marées semi-diurnes M1, M3, M11 et M14 de la campagne de janvier-février 2014 (coefficients 57, 72, 114 et 106, respectivement), à 4 moments du flot (t1 à t4) et à 4 hauteurs différentes (courbes noire, rouge, verte et bleue). 141

Figure III. 20 : Relation ente la concentration en MES (g/l) et le coefficient de marée, pour la campagne de janvier-février 2014. 142

Figure III. 21 : Concentrations en MES, issues de la calibration du turbidimètre n°2 « OBS-5+ » (données toutes les 5 minutes, issues d'un moyennage sur un intervalle de mesure d'une minute) durant la campagne n°4 (27 janvier au 9 février 2014). Concentrations en MES : (A) entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10 ; (B) entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25. 143

Figure III. 22 : Flux de sédiments en suspension, calculés grâce aux mesures in situ (turbidité calibrée grâce aux sédiments issus de pièges et courantométrie) durant la campagne n°4 (27 janvier au 9 février 2014). A) Flux de sédiments en suspension entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10. B) Flux de sédiments en suspension entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25. 144

Figure III. 23 : Transport par suspension net par marée, calculé grâce aux mesures in situ (turbidité calibrée grâce aux sédiments issus de pièges et courantométrie) durant la campagne de janvier-février 2014. Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). A) Transport entre 0 et 20 cm au-dessus du fond, durant les marées M3 à M10. B) Transport entre 60,5 et 85,5 cm au-dessus du fond, durant les marées M12 à M25. Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge. 145

Figure III. 24 : Turbidité (NTU) et pression (m) mesurées par la sonde STBD (intervalle de mesure de 30 secondes) lors des 3 marées semi-diurnes de mortes-eaux de la campagne n°2 (26 au 28 septembre 2013), à environ 10 cm au-dessus du flanc ouest de la dune instrumentée. 146

Figure III. 25 : Turbidité (NTU) et pression (m) mesurées par la sonde STBD (intervalle de mesure de 5 secondes) lors des 2 marées semi-diurnes de vives-eaux de la campagne n°1 (24 et 25 juin 2013), entre 0 et 45 cm au-dessus du fond. 147

Figure III. 26 : Intensité rétrodiffusée (counts) mesurée dans la colonne d'eau par le profileur de courant ADCP (données toutes les 2 minutes, issues d'un moyennage de mesures réalisées sur une minute), à l'extérieur du champ de dunes, lors des 2 marées de vives-eaux de la campagne n°1 (24 et 25 juin 2013). 148

Figure III. 27 : Transport en suspension net par marée, intégré sur la colonne d'eau, calculé selon la formule de Soulsby-van Rijn (1997), pour les 4 campagnes (n°1 : 24 et 25 juin 2013 ; n°2 : 26 au 28 septembre 2013 ; n°3 : 5 décembre 2013 ; n°4 : 27 janvier au 9 février 2014). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les valeurs maximales de H_s par marée sont indiquées en rouge. 149

Figure III. 28 : Variations altimétriques mesurées sur les dunes du Hourdel (sites Ouest et Est) pour différentes conditions météo-hydrologiques durant les 4 campagnes de terrain : marées de mortes-eaux calmes ; marée moyenne peu agitée ; marées de vives-eaux calme, peu agitée, agitée, agitée et tempétueuse, très agitée. 155

Figure III. 29 : Evolution morphologique des dunes durant un cycle semi-diurne de vive-eau (M12 ; coefficient 113), au pas de temps de 30 minutes environ. Coupes schématiques ouest-est, transversales aux dunes, réalisées grâce aux mesures altimétriques en 4 points, au niveau du profil AB localisé sur la figure III.30, du mètre 6 au mètre 17. 157

Figure III. 30 : Evolution morphologique des dunes observées à basse-mer sur le site Est, entre 5 dates de la campagne de janvier-février 2014. 1) Topographie du champ de dunes aux 5 dates (acquisition par scanner laser 3D). 2) Coupes d'ouest (A) en est (B) issues des mesures topographiques du scanner laser 3D. Les altimètres permettent la localisation des coupes par rapport aux autres mesures effectuées. 160

Figure III. 31 : Illustrations photographiques de la morphologie et de l'évolution morphologique de la dune instrumentée lors de la campagne du 5 décembre 2013, réalisée sur le site Est lors d'une marée semi-diurne tempétueuse de vive-eau (coefficient 102). 161

Figure III. 32 : Morphologie des dunes à basse-mer sur le site Ouest, lors des marées de mortes-eaux de septembre 2013 (A) et des marées de vives-eaux de juin 2013 (B). Topographie et coupes (acquisition par scanner laser 3D) aux dates du 28/09/2013 et du 24/06/2013 et illustrations photographiques. 162

Figure III. 33 : Types de morphologies en coupe observées sur les dunes du Hourdel (sites Ouest et Est) à basse-mer, durant les 4 campagnes de terrain, présentées à la même échelle et sans exagération verticale. 163

Figure III. 34 : Localisation des crêtes des dunes à basse-mer lors des 5 dates de levés topographiques par scanner laser 3D lors du cycle semi-lunaire de janvier-février 2014 : 28/01/2014 (entre M2 et M3), 30/01/2014 (entre M6 et M7), 03/02/2014 (entre M13 et M14), 06/02/2014 (entre M19 et M20) et 09/02/2014 (après M25). A) Carte représentant le revif (marées semi-diurnes M3 à M13). B) Carte représentant le déchet (marées semi-diurnes M14 à M25). C) Zoom sur la dune centrale du champ de dunes, recoupée par le profil ouest-est (AB) sur lequel sont disposés les altimètres. 166

Figure III. 35 : Topographie du champ de dunes du site Ouest (acquisition par scanner laser 3D) aux dates du 28/09/2013 (carte de gauche) et du 24/06/2013 (carte de droite), lors de périodes de mortes-eaux et vives-eaux, respectivement. Localisation des coupes topographiques (1 à 3) détaillées précédemment (figure III.32). 167

Figure III. 36 : Migration des dunes (flèche blanche) lors des marées semi-diurnes de mortes-eaux de septembre 2013 et des marées semi-diurnes de vives-eaux de juin 2013, estimée via l'observation (vues du dessus) de la position des dunes du site Ouest, à basse-mer, par rapport aux structures instrumentées fixes (formes bleues). Représentation sous forme de nuages de points topographiques issus du scanner laser 3D et projetés dans le logiciel Cyclone REGISTER. 168

Figure III. 37 : Visualisation de la structure interne des 6 carottes de janvier-février 2014, encadrant des marées de vives-eaux, marée moyenne et mortes-eaux, par radioscopie RX (image de gauche) et illustration photographique (image de droite). L'estimation de la limite basse du dépôt de marée précédant l'échantillonnage est représentée par une ligne pointillée rouge (topographie de la dune avant la marée, selon les coupes schématiques présentées précédemment) et les photographies de terrain, réalisées à basse-mer (en bas), permettent de localiser les carottes en fonction de la morphologie des dunes (dunes sub-symétriques à symétriques les 1er et 2 février 2014 ; dunes fortement asymétriques vers l'ouest le 5 février 2014 ; dunes faiblement asymétriques vers l'est le 6 février 2014 ; dunes fortement asymétriques vers l'est les 8 et 9 février 2014). 173

Figure III. 38 : Influence des forçages météorologiques (vents) et hydrodynamiques marins (marée, houle et courants) sur le transport sédimentaire total net et la morphodynamique des dunes (taux de migration et morphologie à basse-mer). Les vitesses des vents de sud (N180°), indiqués de gauche à droite sur cette figure (de la morte-eau à la vive-eau), sont de : 37,1 ; 25,5 ; 34,3 ; 33 et 13,6 km/h. 175

Figure III. 39 : Intégration des caractéristiques hydro-sédimentaires des champs de dunes du Hourdel (Baie de Somme) dans le diagramme de Chamley (1987), représentant les principales formes sédimentaires en fonction des vitesses d'écoulement et de la taille des grains. Mesures correspondant aux différents cas de conditions hydrodynamiques (marée et houle) observées. 180

Figure IV. 1 . A : Cartographies de la répartition des faciès sédimentaires en Baie de Somme, en 2013, selon les classifications du SHOM (2013), de Folk (1954 et 1965) et de Larsonneur (1971) ; courbes granulométriques (% en noir et % cumulés en rouge du nombre de grains par fraction, aux normes AFNOR) de 3 des 8 échantillons sédimentaires représentés par un point noir sur les cartes ; photographies sur le terrain d'un de ces échantillons. 191

Figure IV. 1 . B : Courbes granulométriques (% en noir et % cumulés en rouge du nombre de grains par fraction, aux normes AFNOR) et photographies sur le terrain de 5 des 8 échantillons sédimentaires représentés par un point noir sur les cartes de la répartition des faciès sédimentaires en Baie de Somme, en 2013 (figure IV.1.A)..... 192

Figure IV. 2 : Cartographies des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 2013 : grain moyen (A), taux de carbonates (B), taux de vases (C), taux de sables fins (D), taux de sables (E) et taux de graviers (F). 194

Figure IV. 3 : Diagramme ternaire de Flemming (2000) et Pantet *et al.* (2010), représentant les pourcentages de sables, silts et argiles de plusieurs sites d'études côtiers, modifié d'après Lafite *et al.* (soumis à ECSS)..... 196

Figure IV. 4 : Distribution spatiale des sommets de dunes intertidales, le 01/04/2013. Les sommets de dunes sont représentés par des points noirs et ont été détectés par le logiciel ParamDunes (Hoche *et al.*, 2006)..... 197

Figure IV. 5 : Paramètres morphométriques des dunes. A) Paramètres transversaux (vue en coupe). B) Paramètres longitudinaux (vue de dessus). Figure modifiée d'après Ferret (2011). 198

Figure IV. 6 : Illustration de la diversité morphologique des dunes présentes en Baie de Somme le 1er avril 2013. Zooms et coupes transversales réalisés sur le MNT LiDAR, au niveau de 3 champs de dunes situés sur le delta de marée (AB), en bordure de chenal, sur la zone centrale de la baie (CD), et en face du cordon de galets du Hourdel (EF). 200

Figure IV. 7 : Matrice des corrélations positives (en rouge) et négatives (en bleu) entre chaque variable morphologique des dunes de la Baie de Somme, le 1er avril 2013 (modifiée d'après Druine, 2014)..... 202

Figure IV. 8 : Analyses statistiques réalisées sur les dunes intertidales étudiées le 1er avril 2013 en Baie de Somme (Druine, 2014). A) CAH basée sur les résultats de l'ACP. B) Espace des individus de l'ACP comprenant les familles de dunes 1 à 6. C) Espace des variables de l'ACP, significatives sur l'axe F1 (rouge) et sur l'axe F2 (bleu). 203

Figure IV. 9 : Répartition spatiale des 6 types de dunes extraites des analyses statistiques ACP et CAH, représentées par différentes couleurs. Le rectangle noir représente le secteur d'étude des dunes intertidales présentée dans le Chapitre III de ce mémoire de thèse. 205

Figure IV. 10 : Répartition des sommets de dunes hydrauliques intertidales en fonction des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 2013 : taux de vases (A), taux de sables fins (B), taux de sables (C) et taux de graviers (D) et pourcentage de silts (> 10 % et 15 %)..... 207

Figure IV. 11 : Faciès sédimentaires de la Baie de Somme en 1980 (A, carte modifiée d'après Dupont, 1981) et en 2013 (B), selon la classification de Larsonneur (1971), et cartes différentielles représentant le changement de classe dans la classification de Larsonneur (1971) et démontrant l'évolution de la taille des grains (C) et des taux de carbonates (D) entre 1980 et 2013. 209

Figure IV. 12 : Cartographies des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 1985 et 1990..... 211

Figure IV. 13 : Carte des entités géologiques et géographiques récentes de la Baie de Somme. 213

Figure IV. 14 : Evolution du marqueur de trait de côte « pied du cordon dunaire » de la Baie de Somme sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011. 215

Figure IV. 15 : Photographie des extractions de galets réalisées sur le poulier de la pointe du Hourdel à la date du 5 décembre 2013..... 217

Figure IV. 16 : Evolution du marqueur de trait de côte « pied du cordon de galets » de la Baie de Somme, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011. 218

Figure IV. 17 : Evolution de la pointe du Hourdel de 1780 à 1950 (Dallery, 1955). 220

Figure IV. 18 : Evolution du marqueur de trait de côte « limite schorre-slikke » de la Baie de Somme, au niveau des mollières sud, du Hourdel à Saint-Valéry-sur-Somme, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011. 222

Figure IV. 19 : Photographies aériennes du schorre de la Baie de Somme en 1961 (© IGN) (Carpentier, 2008) démontrant la présence d'un chenal ayant divagué dans le sud des terres, érodant ainsi le schorre entre Le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme. 223

Figure IV. 20 : Evolution du marqueur de trait de côte « limite schorre-slikke » de la Baie de Somme, au niveau des mollières est de fond de baie, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011..... 224

Figure IV. 21 : Evolution du marqueur de trait de côte « limite schorre-slikke » de la Baie de Somme, dans la partie nord de la Baie de Somme, sur la période 1947-2011 (modifiée d'après Leu, 2014). A) Distances d'évolution par sous-période (m). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1947 et 2011..... 225

Figure IV. 22 : Localisation de la zone de divagation des chenaux tidaux principaux (polygone bleu) et du chenal de navigation (interprétation en traits pleins selon Brigaud, 2014) de la Baie de Somme, entre 1952 et 2013, sur fond d'orthophotographies de la BD-ORTHO 2007 (© IGN). 228

Figure IV. 23 : Divagation (nord-sud) du chenal de navigation de la Baie de Somme entre 1952 et 2013 (modifiée d'après Brigaud, 2014). A) Distances de migration par sous-période (Km). B) Vitesses moyennes de migration (m/an) entre 1952 et 2013. Les valeurs positives représentent une divagation vers le nord et les valeurs négatives représentent une divagation vers le sud. 229

Figure IV. 24 : Balisage du chenal de navigation entre le 01/01/2000 et 31/12/2007 (Source : SOGREAH, 2007). 231

Figure IV. 25 : Bathymétrie d'une partie du chenal de navigation de la Baie de Somme en mars 2013, située entre le zéro hydrographique à l'ouest et la pointe du Hourdel à l'est. Système de coordonnées : WGS84. 232

Figure IV. 26 : Exemple de l'évolution de la répartition des dunes aux abords de la pointe du Hourdel entre 1977 et 2013, observée sur les orthophotographies et les MNTs issus des données de LiDAR. 235

Figure IV. 27 : Synthèse d'évolution de la Baie de Somme entre 1947 et 2013. 236

Figure IV. 28 : Observation de la dynamique sédimentaire de la Baie de Somme entre juin 2012 et avril 2013 via un MNT différentiel des données de LiDAR. 239

Figure IV. 29 : Zonations réalisées suivant la sédimentologie de 2013 (A : exemple du grain moyen), la morphologie de la Baie de Somme selon les données LiDAR de 2011 à 2013 (B : exemple du 01/04/2013) et la dynamique sédimentaire observée sur les différentiels LiDAR (C : exemple du 02/06/2012 - 01/04/2013), permettant d'aboutir à des zonations finales, utilisées dans les mesures des bilans sédimentaires de 2011 à 2013 (D). 241

Figure IV. 30 : Représentation cartographique des bilans sédimentaires saisonniers. Les tableaux situés sous les cartes renseignent sur les taux de recouvrement des données par zone et les bilans bruts par zone. La couleur verte ou marron indique les marges d'erreurs (A et B) des bilans sédimentaires de chaque période analysée. 246

Figure IV. 31 : Graphique d'évolution des bilans sédimentaires saisonniers bruts (m^3/m^2/mois) en Baie de Somme, en fonction de la période d'étude (estivale ou hivernale) et par zone. 247

Figure IV. 32 : Représentation cartographique des bilans sédimentaires annuels. Les tableaux situés sous les cartes renseignent sur les taux de recouvrement des données par zone et les bilans bruts par zone. La couleur verte ou marron indique les marges d'erreurs (A et B) des bilans sédimentaires de chaque période analysée. 249

Figure IV. 33 : Représentation cartographique des bilans sédimentaires à l'échelle de 2-3 ans. Les tableaux situés sous les cartes renseignent sur les taux de recouvrement des données par zone et les

bilans bruts par zone. La couleur verte ou marron indique les marges d'erreurs (A et B) des bilans sédimentaires de chaque période analysée. 251

Figure IV. 34 : Graphique d'évolution des bilans sédimentaires bruts (m^3/m^2) en Baie de Somme, en fonction du temps (mois) et par zone. 254

Figure IV. 35 : Altitudes (NGF, IGN69) et hauteurs de marée (cote marine) en Baie de Somme, le 01/04/201, selon les courbes de niveaux d'intervalle 1 m issues du MNT LiDAR. Les lignes noires représentent les limites des zones 2 à 9 utilisées pour les bilans sédimentaires. 256

Figure IV. 36 : Différentiel bathymétrique de la Baie de Somme entre 1835 et 1993 (Latteux, 2000, *in* SRC Normandie Mer du Nord, 2009), mettant en évidence les zones en érosion (rouges) et en accrétion (bleues) durant cette période. 257

Figure IV. 37 : Exemple de dunes visualisées sur la V/O Haliotis lors du leg 2 de la campagne en mer ESTUSOM13, au niveau de 2 profils (A et B) de la Baie de Somme. Données de bathymétrie et d'imagerie du sonar interférométrique « GeoSwath » de la V/O Haliotis. Les chiffres représentent la largeur de fauchée. 260

Figure IV. 38 : Photographies des fonds sédimentaires subtidaux montrant la diversité de ces fonds et de leur contenu faunistique et floristique. Prélèvements par benne Ekman (encadrés en jaune) et photos issues des vidéos par ROV (encadrées en rouge). 262

Figure IV. 39 : Sédiment composant les grandes dunes subtidales au droit de la Baie de Somme. Photographie et analyse granulométrique par laser (réalisée par Carole Brunaud) de l'un des échantillons du leg 2 de la campagne ESTUSOM13 (localisation sur la figure II.10). Les courbes bleue et rouge correspondent respectivement à la distribution granulométrique volumique par fraction et à la distribution cumulée. 263

Figure IV. 40 : Architecture interne des fonds subtidaux au droit de la Baie de Somme. Profils sismiques Chirp sur lesquels est visible la couche sableuse superficielle, dans laquelle sont parfois observées des grandes dunes (B et C). 264

Figure IV. 41 : Synthèse globale de la morphologie et de la sédimentologie récente de la Baie de Somme et de leur évolution entre 1947 et 2013. 266

Liste des tableaux :

Tableau I. 1 : Classification des corps sédimentaires en fonction de leurs dimensions d'après Berné *et al.* (1989) et Ashley (1990) (*in* Ferret, 2011). 17

Tableau I. 2 : Niveaux caractéristiques de la marée à Cayeux-sur-Mer (© SHOM, in Bawedin, 2009 et Bastide, 2011). 38

Tableau II. 1 : Campagnes de terrain effectuées sur les champs de dunes du Hourdel (Baie de Somme). Les numéros de campagnes (1 à 4) correspondent à ceux indiqués précédemment sur la figure II.1. 54

Tableau II. 2 : Caractéristiques des instruments de mesure déployés en juin 2013 (campagne n°1) et acquérant des données lors de la phase d'immersion des dunes. 56

Tableau II. 3 : Caractéristiques des instruments de mesure déployés en septembre 2013 (campagne n°2) et acquérant des données lors de la phase d'immersion des dunes. 58

Tableau II. 4 : Caractéristiques des courantomètres déployés lors de la campagne n°4 de mesures réalisée sur les dunes intertidales du Hourdel (janvier-février 2014). 62

Tableau II. 5 : Caractéristiques des turbidimètres et altimètres déployés lors de la campagne n°4 de mesures réalisée sur les dunes intertidales du Hourdel (janvier-février 2014). 63

Tableau II. 6 : Campagnes utilisées dans le cadre de l'étude globale de la Baie de Somme à long terme. Les numéros et/ou noms de campagnes notés dans ce tableau correspondent à ceux utilisés sur la figure II.8. 82

Tableau II. 7 : Caractéristiques des campagnes de LiDAR topographique aéroporté utilisées durant la thèse. 83

Tableau III. 1 : Longueurs d'onde (maximales, moyennes, minimales et écart-type), hauteurs (maximales, moyennes, minimales et écart-type) et polarité des dunes lors des 5 dates de levés topographiques de scanner laser 3D de la campagne de janvier-février 2014. Les valeurs de longueurs d'onde sont basées sur 46 à 75 mesures par date, réalisées partout dans le champ de dunes et les valeurs de hauteurs sont basées sur 15 à 18 mesures par date, réalisées au niveau des sommets de dunes. 121

Tableau III. 2 : Détail des paramètres utilisés pour la technique du « Dune Tracking » (cf. chapitre II) et résultats de cette méthode pour 3 dunes, à 4 périodes, en termes de migration des crêtes de dunes, de flux sédimentaires moyens par période et de transport sédimentaire net par période (T/m/p.) et par marée (T/m/m.). 131

Tableau III. 3 : Détail des paramètres utilisés pour la méthode des différentiels topographiques et résultats de cette méthode pour 2 zones, lors de 4 périodes : temps d'immersion des dunes par période, volumes accumulés et érodés, flux sédimentaires minimums par période (g/m².p.) et par seconde (g/m²/s) et transport sédimentaire net minimum par marée (T/m²/marée). Les périodes

surlignées en gris sont caractérisées par une forte migration des dunes qui ne permet pas une estimation correcte des flux sédimentaires. 135

Tableau III. 4 : Comparaison du transport net par charriage (moyen et minimum) estimé par les formules empiriques de Soulsby-van Rijn (1997) et de Bagnold (1963) modifée par Gadd *et al.* (1978), par la technique du « Dune Tracking » utilisée sur 3 dunes et par la méthode des différentiels topographiques utilisée sur 2 zones. Le transport charrié net par marée est un transport moyen (formules empiriques et Dune Tracking) ou minimum (différentiels topographiques), calculé sur 4 périodes de la campagne de janvier-février 2014 (M3 à M6, M7 à M13, M14 à M19 et M20 à M25). Les valeurs positives représentent un transport net vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport net vers l'ouest (sens du jusant). Les résultats surlignés en gris sont sous-estimés. 136

Tableau III. 5 : Distances, vitesses et sens de migration, mesurés durant un cycle semi-lunaire (janvier-février 2014) au centre du champ de dunes est, sur la « Dune 2 (centre) » utilisée dans la technique du « Dune Tracking ». Mesures précises (± 0,05 m au maximum) réalisées sur les 4 périodes encadrées d'un levé topographique de scanner laser 3D et mesures peu précises (± 1 m environ) réalisées sur les profils schématiques effectués au niveau des 4 Altus. 169

Tableau IV. 1 : Classes granulométrique utilisées (Wentworth, 1922 ; Cailleux & Tricart, 1959) en millimètres..... 188

Tableau IV. 2 : Codes des classifications du SHOM (2013) et de Folk (1954, 1965), utilisés en cartographie sédimentologique. Seuls les faciès observés en Baie de Somme, en 2013, sont décrits dans ce tableau. 188

Tableau IV. 3 : Grille de classification des sédiments meubles de la Manche (Larsonneur, 1971, *in* Dupont, 1981)..... 189

Tableau IV. 4 : Valeurs minimums, maximums, moyennes et écart-types des paramètres morphométriques des dunes de la Baie de Somme, le 1er avril 2013, mesurés par le logiciel ParamDunes (modifié d'après Druine, 2014). Les valeurs grisées représentent des données erronées dues à la méthode de calcul du logiciel (cf. chapitre II), enregistrant 961 valeurs fausses de sinuosité (23 %) et 513 valeurs fausses de symétrie (12 %) sur 4189 dunes analysées. 201

Tableau IV. 5 : Taux de recouvrement, par les différentiels LiDAR, des 10 zones définies pour la mesure des bilans sédimentaires et de l'ensemble de ces zones (Total), pour chaque période étudiée. Les valeurs apparaissant en noir correspondent à des bilans sédimentaires représentatifs de la zone étudiée (recouvrement > 45 %). Les valeurs apparaissant en rouge correspondent à des bilans sédimentaires non représentatifs de la zone étudiée (recouvrement < 45 %). Les valeurs apparaissant en vert correspondent à des bilans jugés comme représentatifs de la zone étudiée, malgré un recouvrement inférieur à 45 %, car cette zone présente une évolution homogène spatialement.... 244

Tableau IV. 6 : Bilans sédimentaires en m^3/an, pour 100 % de la surface de chaque zone et pour chaque période de mesure. Des taux de sédimentation/érosion minimums, maximums et moyens par an, ainsi que des écart-types, ont été calculés en intégrant les bilans sédimentaires de toutes les

périodes pour chaque zone (2 à 9) et pour l'ensemble de ces zones (Total). Des valeurs d'élévation moyenne des fonds par zone ont ainsi été estimées en cm/an..... 258

Annexes

Liste des annexes :

Annexe II. 1. Photographies des carottes effectuées avant la campagne de prélèvements sédimentaires de 2013. 333

Annexe III. 1. Moyennes des caractéristiques météorologiques enregistrées à Abbeville (© Meteociel.fr) durant les périodes d'immersion de chaque marée de la campagne n°4 de janvier-février 2014 (M1 à M25). Les directions des vents représentent ici leur provenance. 337

Annexe III. 2. Courbes de pression mesurées par les altimètres « Altus » au cours des trois premières campagnes de terrain, attestant de l'intensité de la Hs de la houle..... 338

Annexe III. 3. Hs et direction Dp de la houle pour chaque marée de la campagne n°4 (janvier-février 2014), de M1 à M25. 339

Annexe III. 4. Altitude du plan d'eau dans le canal de la Somme (source : Conseil Général de la Somme) et sur le champ de dunes étudié (m, NGF-IGN69) et volumes d'eau évacués lors des essais de chasse (m3), durant la campagne de janvier-février 2014. A) Essai de chasse effectué le 28/01/2014 à Saint-Valéry-sur-Somme, durant la marée semi-diurne de morte-eau M2. B) Essai de chasse effectué le 06/02/2014 à Saint-Valéry-sur-Somme, durant la marée semi-diurne moyenne M19. 340

Annexe III. 5. Vitesses de courants mesurées par le courantomètre ADV (fréquence de 4 Hz) lors de la campagne n°1 (juin 2013). A) Vitesse des courants. B) Composantes Nord-Sud (ligne marron) et Est-Ouest (ligne verte) de la vitesse des courants. Les limites rouges représentent les périodes sans enregistrement de données (intervalle entre 2 bursts : 3599 secondes) et la limite grise correspond à la période d'émersion entre les 2 marées semi-diurnes, M1 et M2. La durée de ces périodes n'est pas représentée selon l'échelle de l'axe X des graphiques. 341

Annexe III. 6. Vitesses des courants dans la colonne d'eau durant les marées M1 à M25 de la campagne de janvier-février 2014, mesurées par les 2 profileurs de courant (fréquence de 2 Hz et moyenne sur une minute) : ADCP Nord (cellules de 20 cm) pour le haut de la colonne d'eau (au-dessus de 7,4 m, côte marine) et ADCP Sud (cellules de 10 cm) pour le bas de la colonne d'eau (au-dessous de 7,4 m, côte marine)..... 342

Annexe III. 7. Caractéristiques hydro-météorologiques des 4 campagnes de mesures réalisées 351

Annexe III. 8. Représentation par marée des forçages météorologiques et hydrodynamiques de la campagne n°4, réalisée sur un cycle semi-lunaire. A) Moyennes des vents et des rafales, effectuées sur la période d'immersion des dunes. B) Niveau d'eau maximal atteint par marée, à l'étale de PM. C) Hs et surcote/décote maximales atteintes par marée. D) Vitesses maximales de courants mesurées par ADCP durant le flot et le jusant, en surface (trait plein) et à 1 m au-dessus du fond (trait pointillé). 352

Annexe III. 9. A. Résultats synthétiques du transport total, obtenus grâce à la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant). 353

Annexe III. 9. B. Résultats synthétiques du transport total, obtenus grâce à la formule empirique de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant). 354

Annexe III. 10. A. Résultats synthétiques du transport par charriage, obtenus grâce à la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant). 355

Annexe III. 10. B. Résultats synthétiques du transport par charriage, obtenus grâce à la formule empirique de Bagnold (1963) modifiée par Gadd et al. (1978) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant). 356

Annexe III. 11. Exemples de distribution de la turbidité dans la colonne d'eau, à l'aplomb des dunes du Hourdel, pour 4 marées semi-diurnes de la campagne n°4 : morte-eau (M1), marée moyenne (M3) et vive-eau (M14) peu agitées, et vive-eau très agitée (M11). Mesures effectuées par les 2 ADCP disposés au niveau des creux de dunes (fréquence de 2 Hz et moyenne sur une minute) : ADCP Nord (cellules de 20 cm) pour le haut de la colonne d'eau (au-dessus de 7,4 m, côte marine) et ADCP Sud (cellules de 10 cm) pour le bas de la colonne d'eau (au-dessous de 7,4 m, côte marine). 357

Annexe III. 12. A. Résultats synthétiques du transport par suspension, obtenus grâce aux mesures in-situ de la campagne de janvier-février 2014 (turbidité et vitesse des courants), réalisées à 0-20 cm et 60,5-85,5 cm au-dessus du fond, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant)..... 358

Annexe III. 12. B. Résultats synthétiques du transport par suspension, obtenus grâce à la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) (transport intégré sur la colonne d'eau), pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant)..... 359

Annexe III. 13. Variations altimétriques (cm) et profondeur d'eau (m) mesurées par les Altus lors des campagnes n°1 à 3. Les valeurs positives de l'altimétrie représentent une augmentation de l'altitude (accumulation sédimentaire) tandis que les valeurs négatives représentent une baisse de l'altitude (érosion sédimentaire). 360

Annexe III. 14. Variations altimétriques (cm) et pression (m) mesurées par les Altus 1 à 4 lors de la campagne n°4 de janvier-février 2014. Les valeurs positives de l'altimétrie représentent une augmentation de l'altitude (accumulation sédimentaire) tandis que les valeurs négatives représentent une baisse de l'altitude (érosion sédimentaire) par rapport au premier point de mesure. 361

Annexe III. 15. Représentation schématique 3D de l'évolution morphologique des dunes lors de quelques basses-mers de plein jour de la campagne de janvier-février 2014. 362

Annexe III. 16. Photographies des carottes des campagnes de juin et septembre 2013 (Site Ouest).. 366

Annexe III. 17. Photographies des carottes orientées de la campagne n°4 de janvier-février 2014 (Site Est) juste après leur ouverture. Les moitiés de carottes utilisées pour l'analyse de radioscopie RX via le système « SCOPIX » sont encadrées en rouge. 369

Annexe III. 18. Influence des forçages météorologiques et hydrodynamiques marins sur le transport sédimentaire total net et la morphodynamique des dunes, observée chronologiquement lors des 4 campagnes de mesures de la thèse..... 372

Annexe IV. 1. Ensemble des codes des classifications du SHOM (2013) et de Folk (1954, 1965), utilisés en cartographie sédimentologique..... 373

Annexe IV. 2. Cartographies des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 2013 : mode sableux (A) et tri (B). 375

Annexe IV. 3. Incertitudes minimales dans la mesure de l'évolution du trait de côte par interprétation d'orthophotographies, entre 1947 et 2011, calculées selon la méthode de Durand (1999). 375

Annexe IV. 4. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « cordon dunaire » du Marquenterre et illustrant (en plus des MNTs LiDAR de 2012 à 2013) la position du système de barres/bâches du nord de la Baie de Somme. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) sont présentées sur les orthophotographies de 2011..... 376

Annexe IV. 5. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « cordon de galets » et illustrant (en plus des MNTs LiDAR de 2011 à 2013) la position du système de barres/bâches du sud de la Baie de Somme. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) sont présentées sur les orthophotographies de 2011. 385

Annexe IV. 6. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « limite schorre/slikke » des mollières sud et est de la baie. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) et Charlotte Michel (1952) sont présentées sur les orthophotographies de 2011. 390

Annexe IV. 7. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « limite schorre/slikke » du Marais et de l'estuaire de La Maye. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) sont présentées sur les orthophotographies de 2011..... 394

Annexe IV. 8. Cartographies et détails de la dynamique et des bilans sédimentaires saisonniers par zone. 396

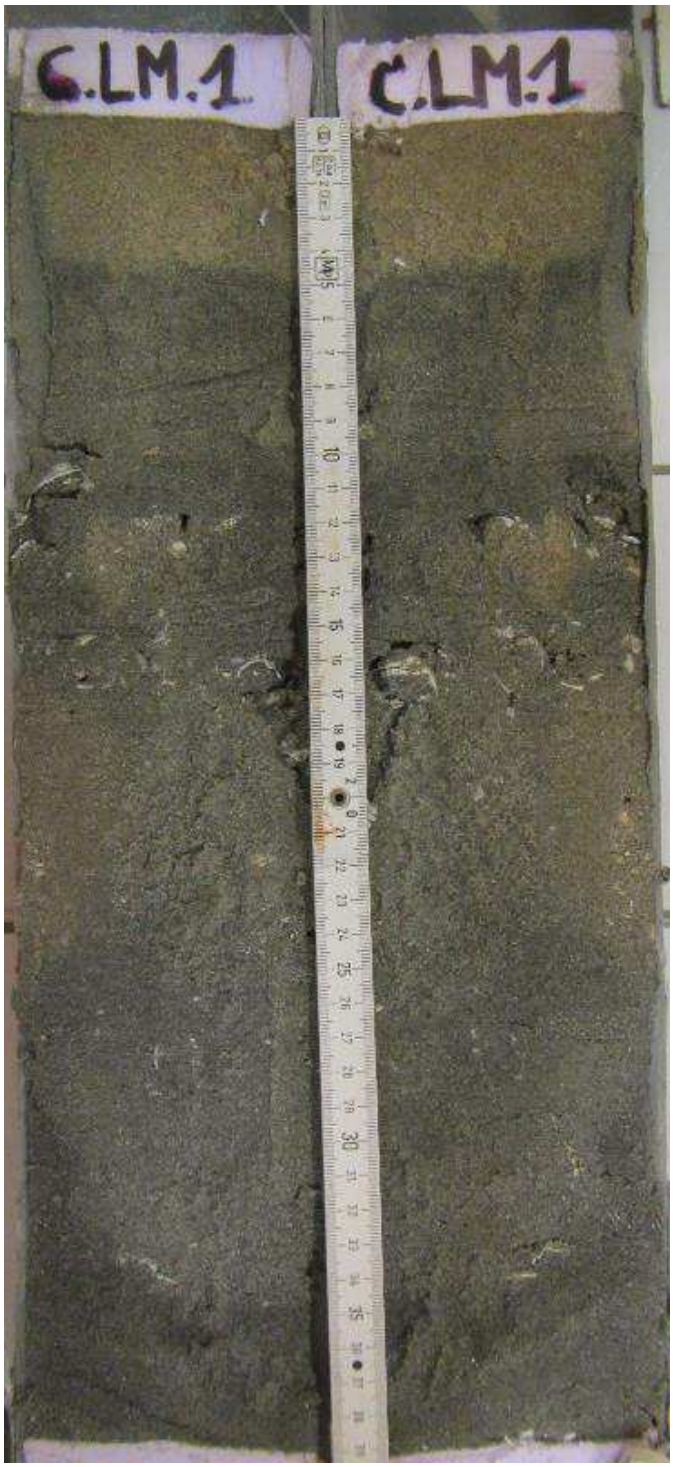
Annexe IV. 9. Vents enregistrés à Cayeux-sur-Mer sur les 4 dernières périodes de bilans saisonniers (© Météo France). 401

Annexe IV. 10. Cartographies et détails de la dynamique et des bilans sédimentaires annuels par zone. 403

Annexe IV. 11. Cartographies et détails de la dynamique et des bilans sédimentaires par zone, à l'échelle de 2-3 ans. 407

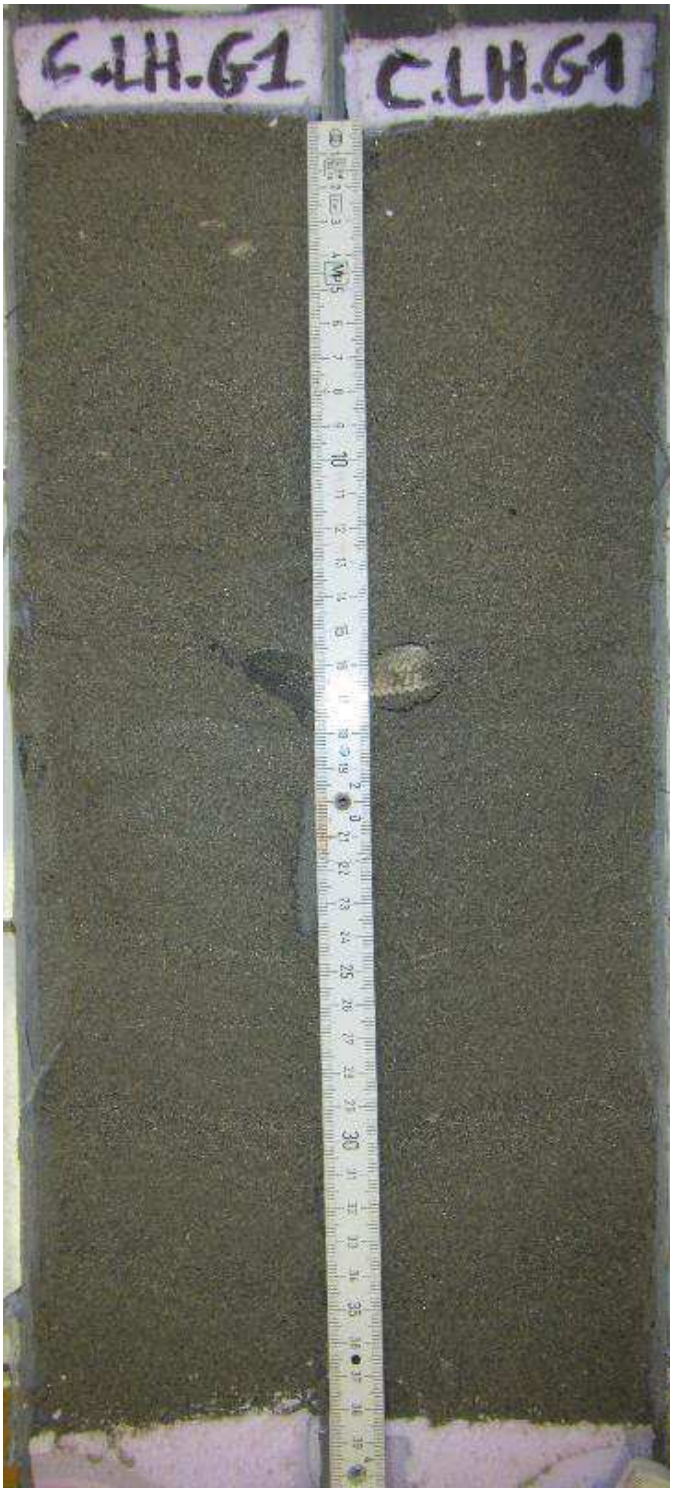
Annexe II. 1. Photographies des carottes effectuées avant la campagne de prélèvements sédimentaires de 2013.

Carottes du site de La Maye (coordonnées en WGS84 : 1°34'33,0"E - 50°14'56,8"N et 1°34'32,8"E - 50°14'59,0"N) :

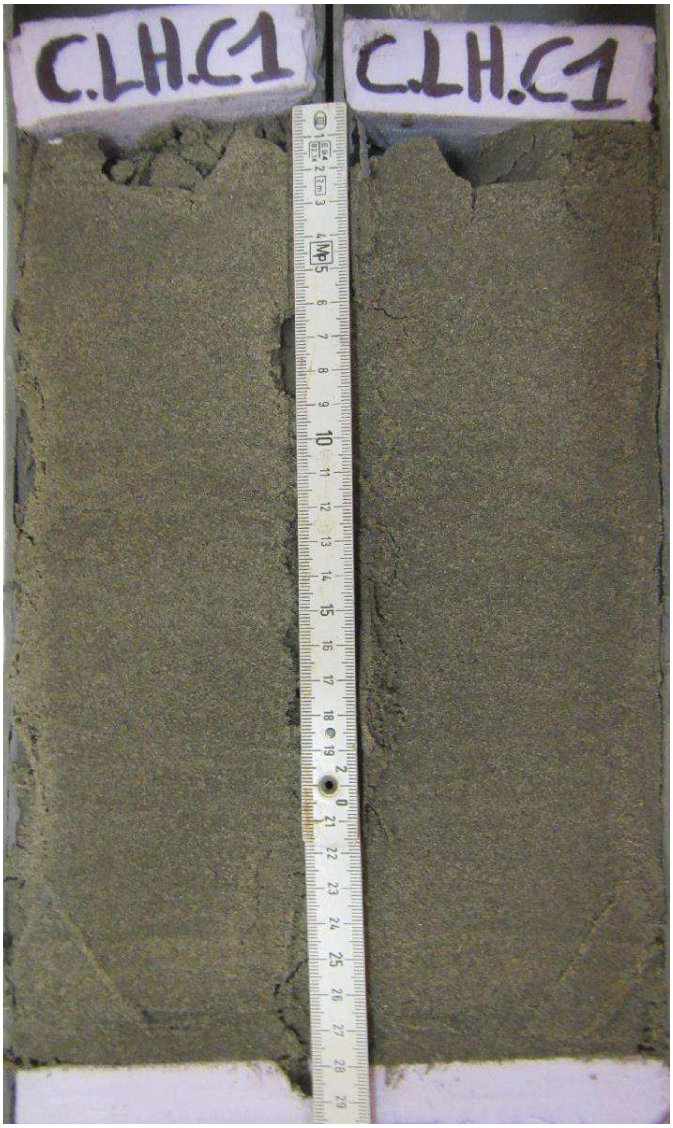


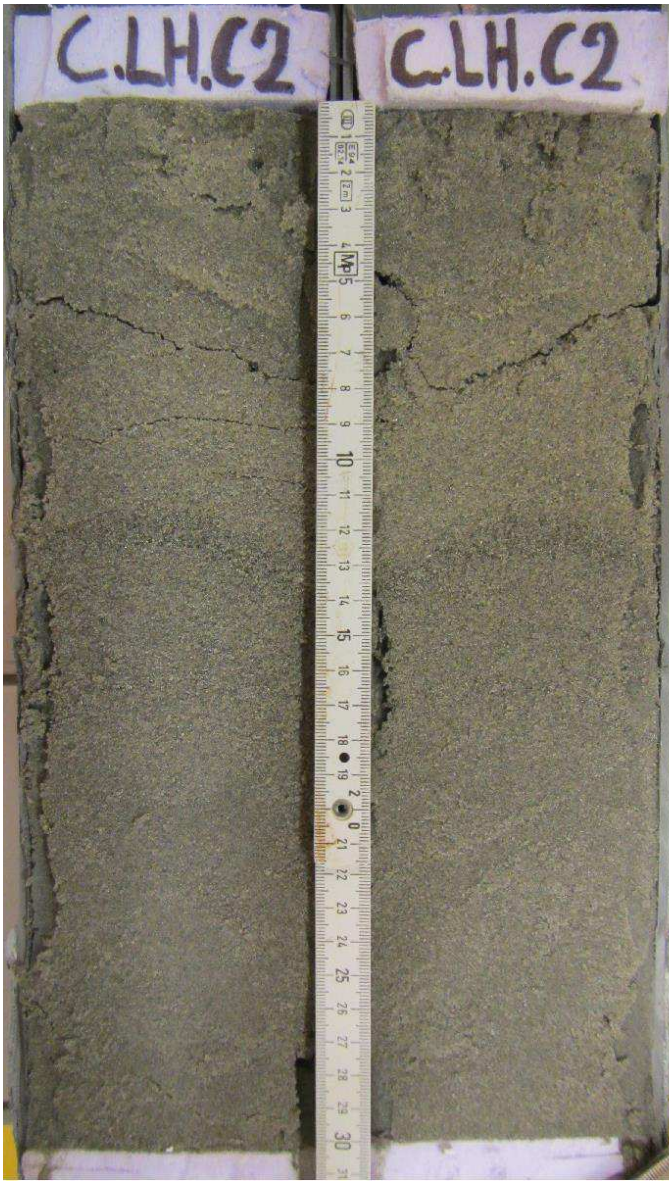
Carottes réalisées entre La Maye et Le Crotoy (coordonnées en WGS84 : 1°35'48,4"E - 50°13'48,2"N et 1°35'46,0"E - 50°13'49,0"N) :

Carottes réalisées à la pointe du Hourdel (coordonnées en WGS84 : 1°33'53,5"E - 50°13'9,7"N et 1°33'54,0"E - 50°13'9,7"N) :



Carottes réalisées au bord du chenal de navigation, entre Le Hourdel et Le Crotoy (coordonnées en WGS84 : 1°35'10,9"E - 50°12'53,5"N et 1°35'10,7"E - 50°12'53,4"N) :

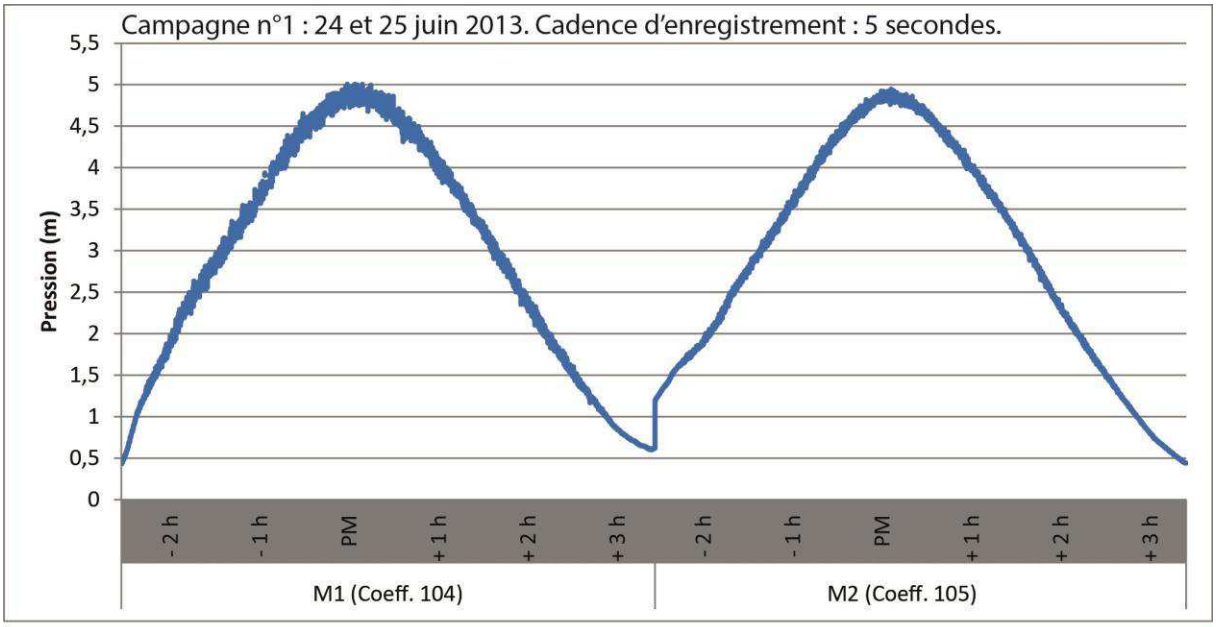


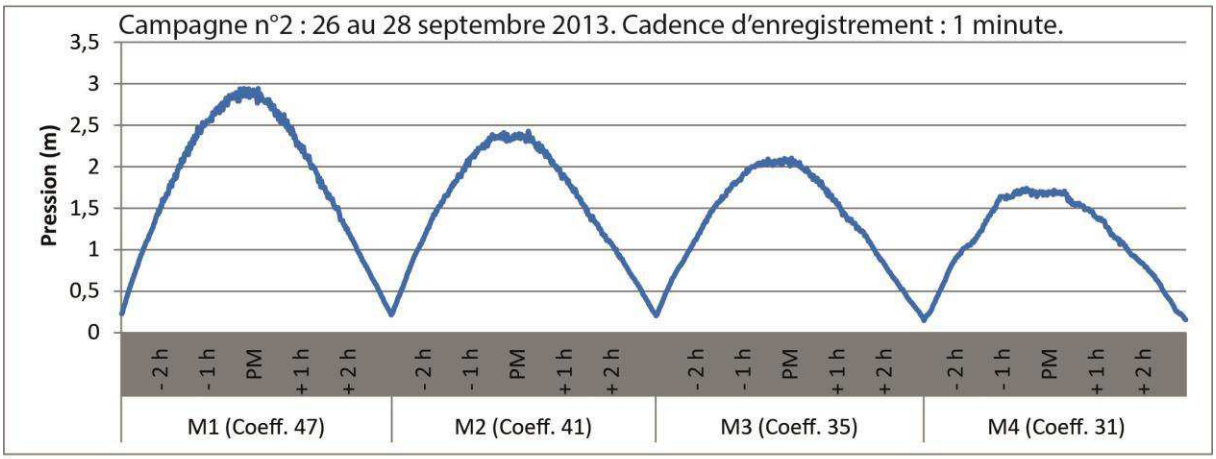


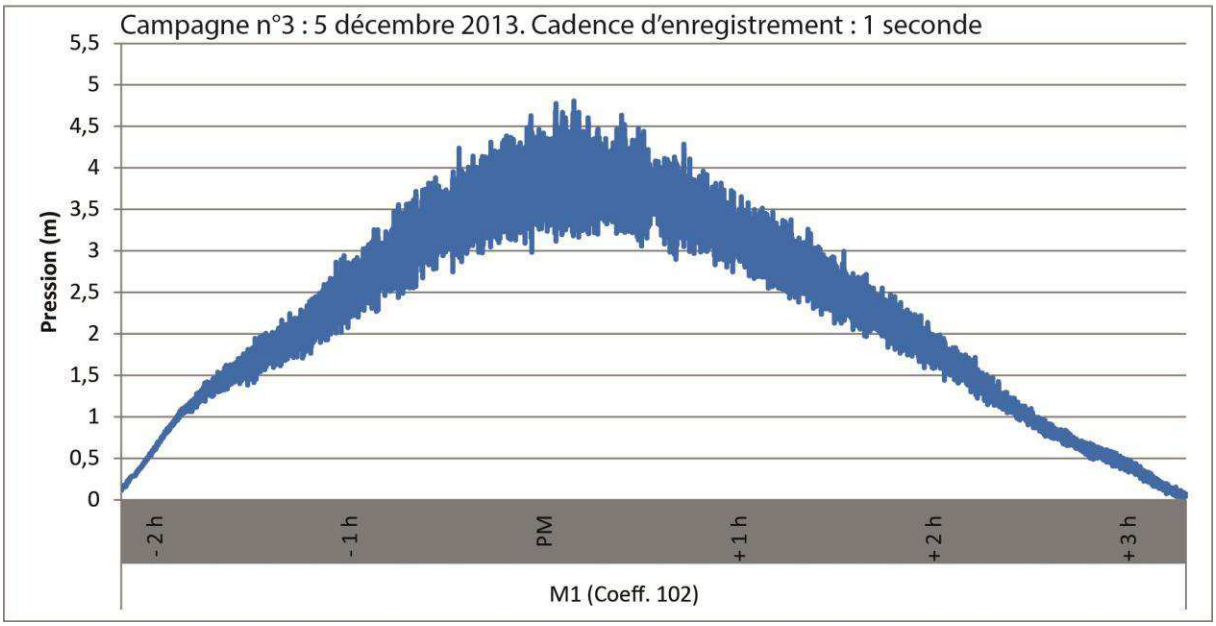
Annexe III. 1. Moyennes des caractéristiques météorologiques enregistrées à Abbeville (© Meteociel.fr) durant les périodes d'immersion de chaque marée de la campagne n°4 de janvier-février 2014 (M1 à M25). Les directions des vents représentent ici leur provenance.

MAREES	COEFF.		VENT (MOYENNES)			PRESSION ATMOSPHERIQUE MOYENNE (hPa)
			Directions (°N)	Vitesses (km/h)	Rafales (km/h)	
M1	57	ME	210,0	20,7	33,0	994,2
M2	64		180,0	25,5	43,5	991,1
M3	72		135,0	21,5	37,7	990,9
M4	80		90,0	19,0	32,8	992,9
M5	88		109,3	6,4	13,1	998,1
M6	95		127,5	14,0	23,7	1002,6
M7	101		135,0	9,1	15,3	1005,9
M8	107		154,3	18,6	31,7	1006,1
M9	111		180,0	33,0	60,4	993,1
M10	113		225,0	27,6	47,3	997,8
M11	114	VE	180,0	13,6	24,3	1004,6
M12	113		212,1	20,4	33,1	1011,6
M13	110		140,0	13,3	19,3	1013,8
M14	106		135,0	24,0	37,0	1006,0
M15	101		167,1	20,4	34,0	1000,9
M16	94		154,3	23,4	41,6	1004,1
M17	87		135,0	35,1	62,1	990,1
M18	79		180,0	34,3	62,0	989,6
M19	71		192,9	24,4	42,3	1000,3
M20	63		225,0	29,6	52,7	992,2
M21	55		212,1	28,3	49,0	982,6
M22	48	ME	202,5	21,7	42,2	1001,2
M23	42		180,0	37,1	63,4	988,6
M24	38		187,5	33,0	59,0	985,6
M25	36		202,5	38,3	63,3	989,9

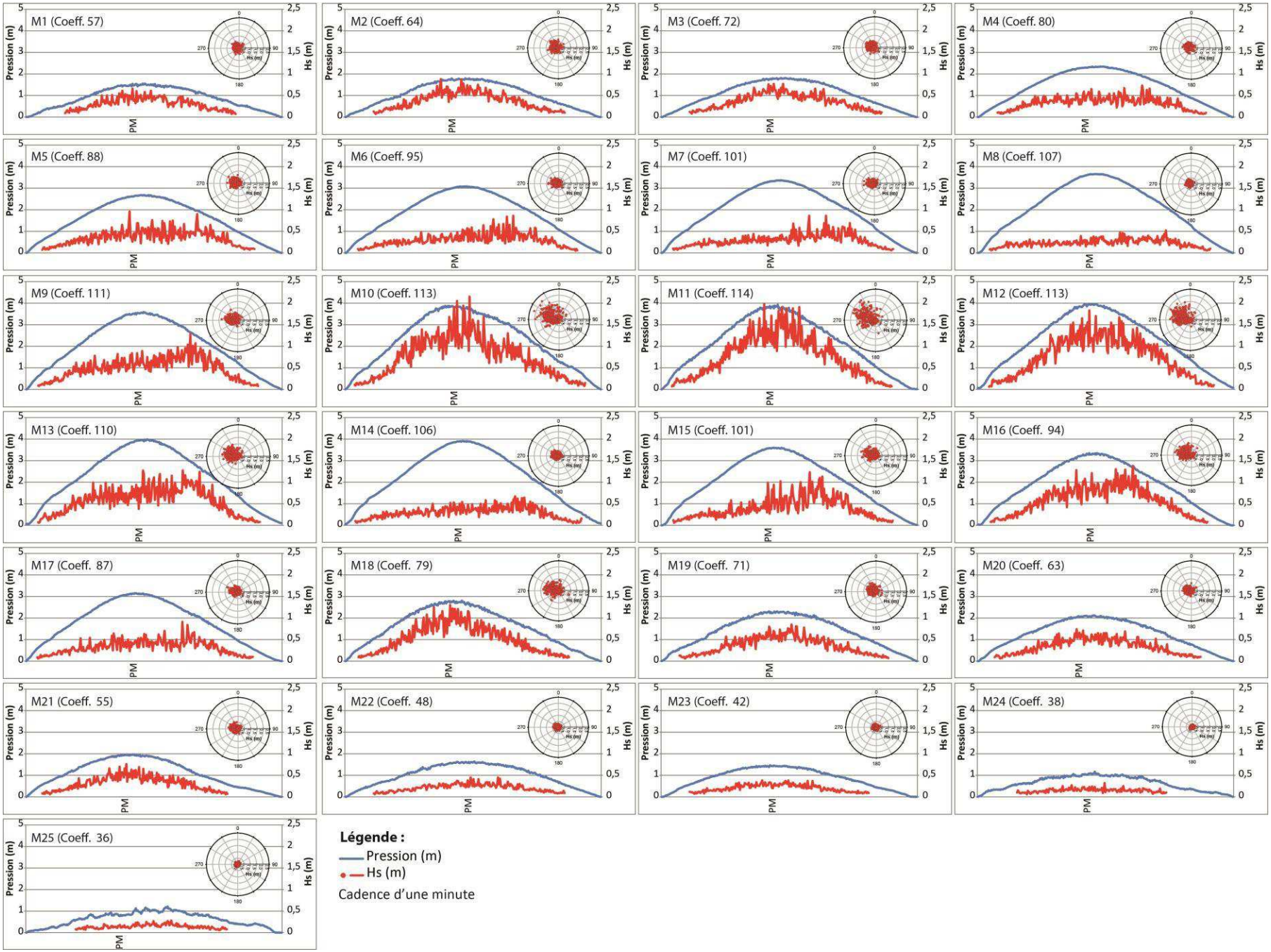
Annexe III. 2. Courbes de pression mesurées par les altimètres « Altus » au cours des trois premières campagnes de terrain, attestant de l'intensité de la Hs de la houle.



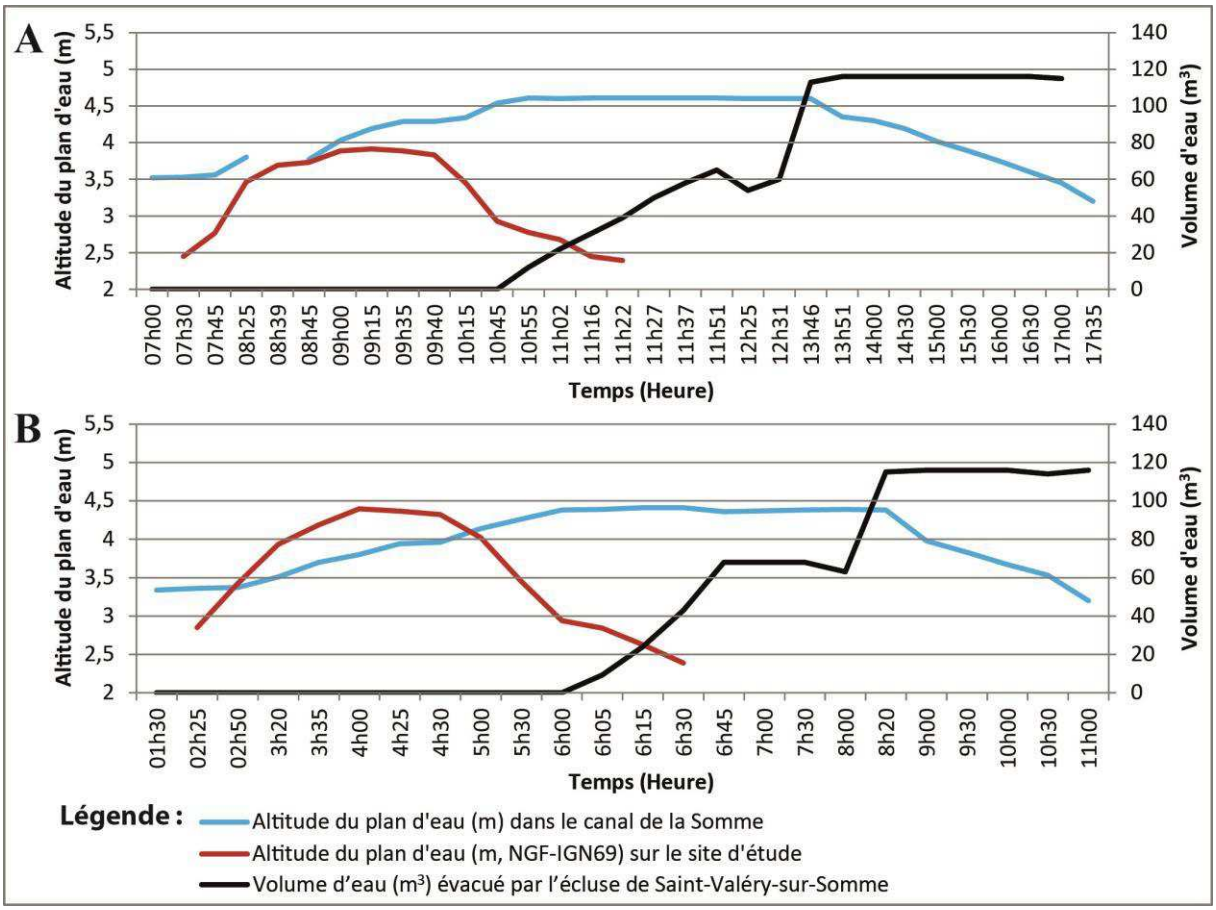




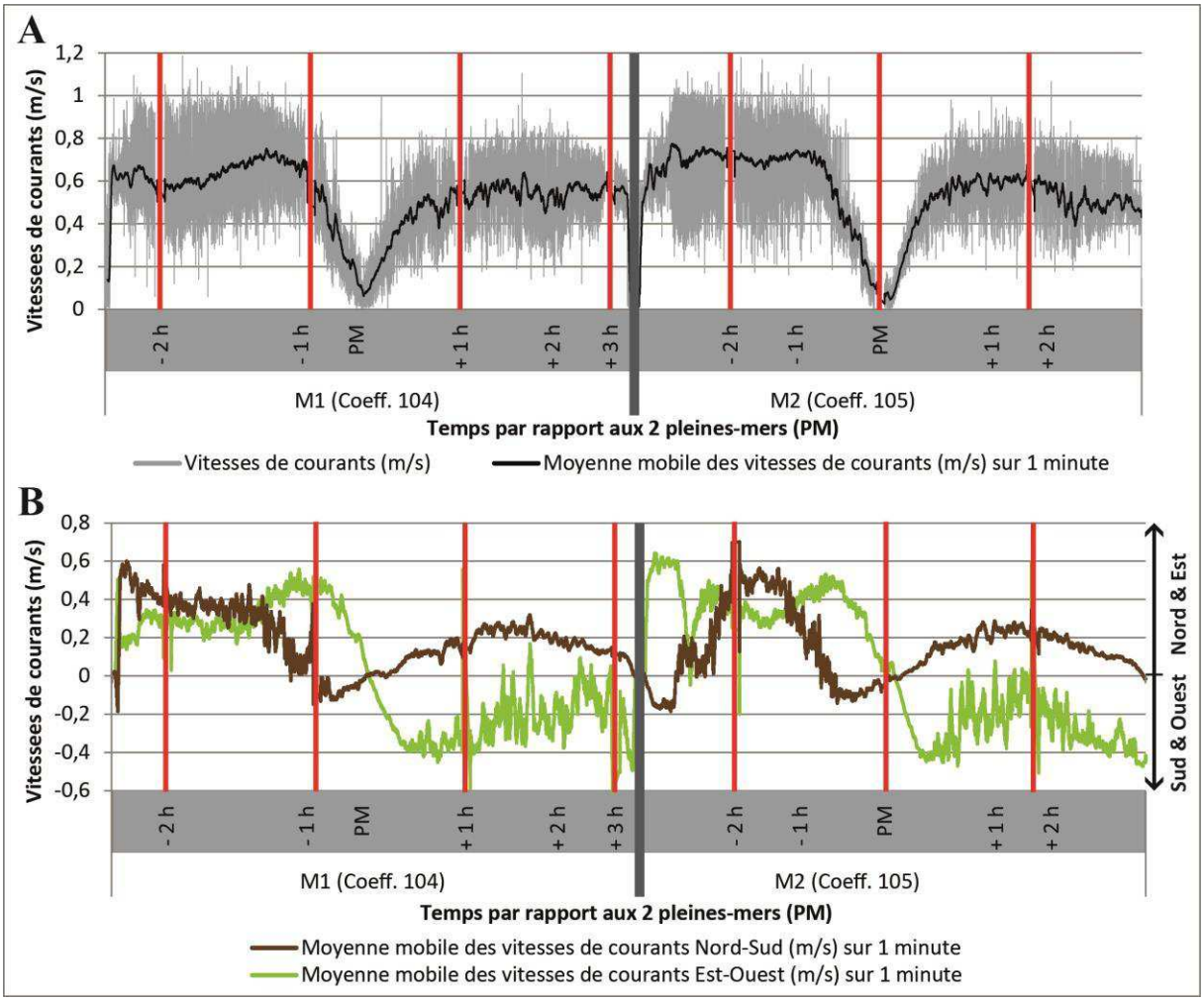
Annexe III. 3. Hs et direction Dp de la houle pour chaque marée de la campagne n°4 (janvier-février 2014), de M1 à M25.



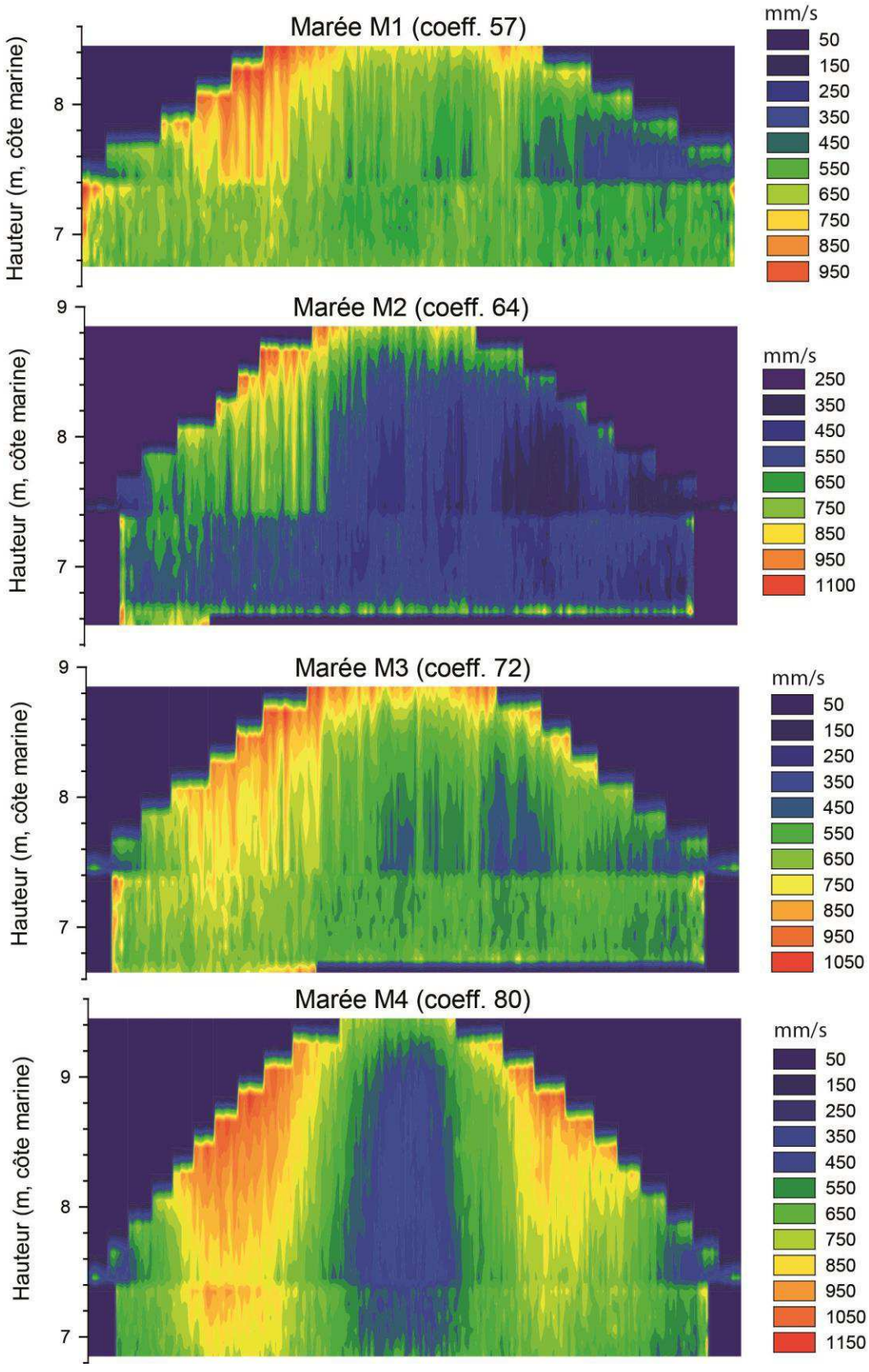
Annexe III. 4. Altitude du plan d'eau dans le canal de la Somme (source : Conseil Général de la Somme) et sur le champ de dunes étudié (m, NGF-IGN69) et volumes d'eau évacués lors des essais de chasse (m3), durant la campagne de janvier-février 2014. A) Essai de chasse effectué le 28/01/2014 à Saint-Valéry-sur-Somme, durant la marée semi-diurne de morte-eau M2. B) Essai de chasse effectué le 06/02/2014 à Saint-Valéry-sur-Somme, durant la marée semi-diurne moyenne M19.

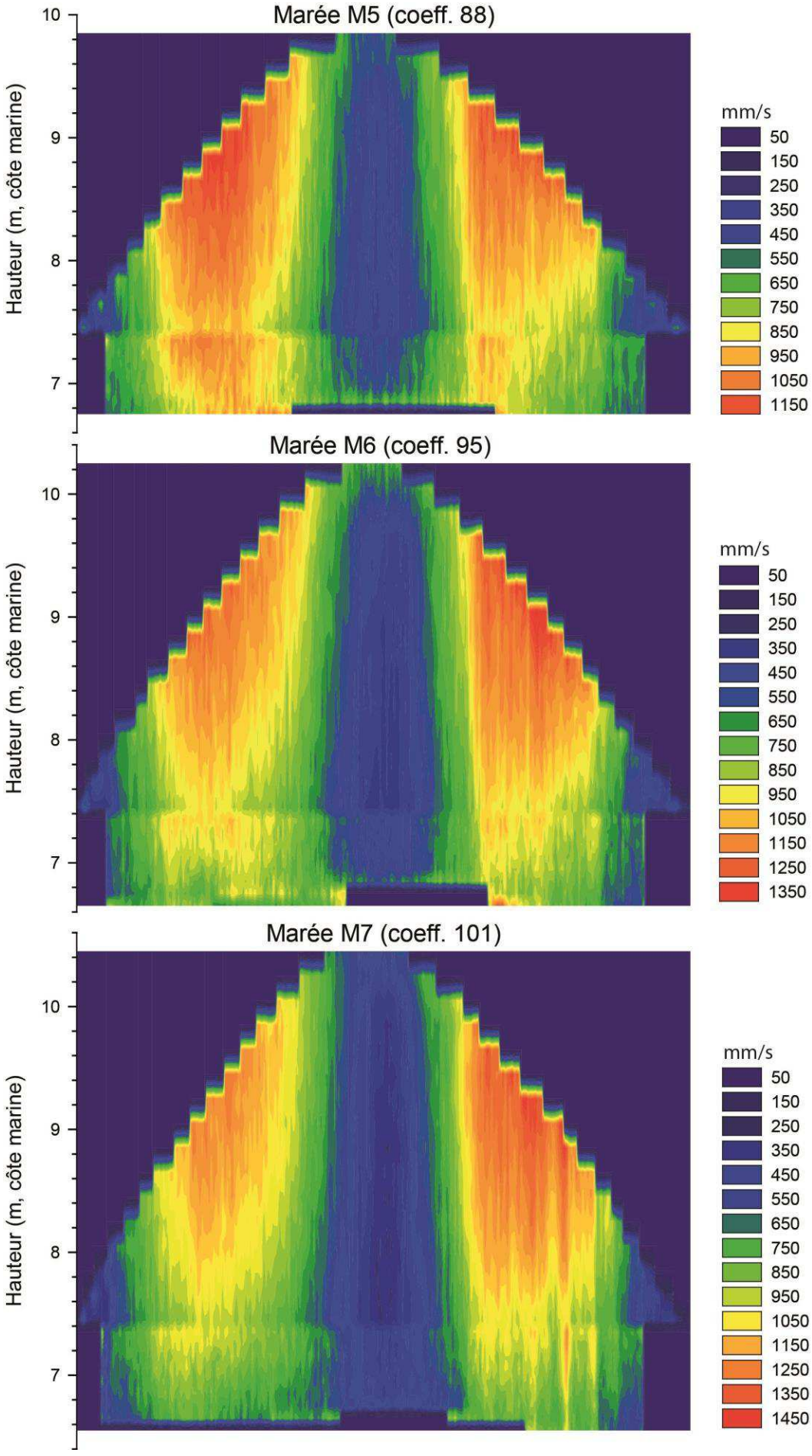


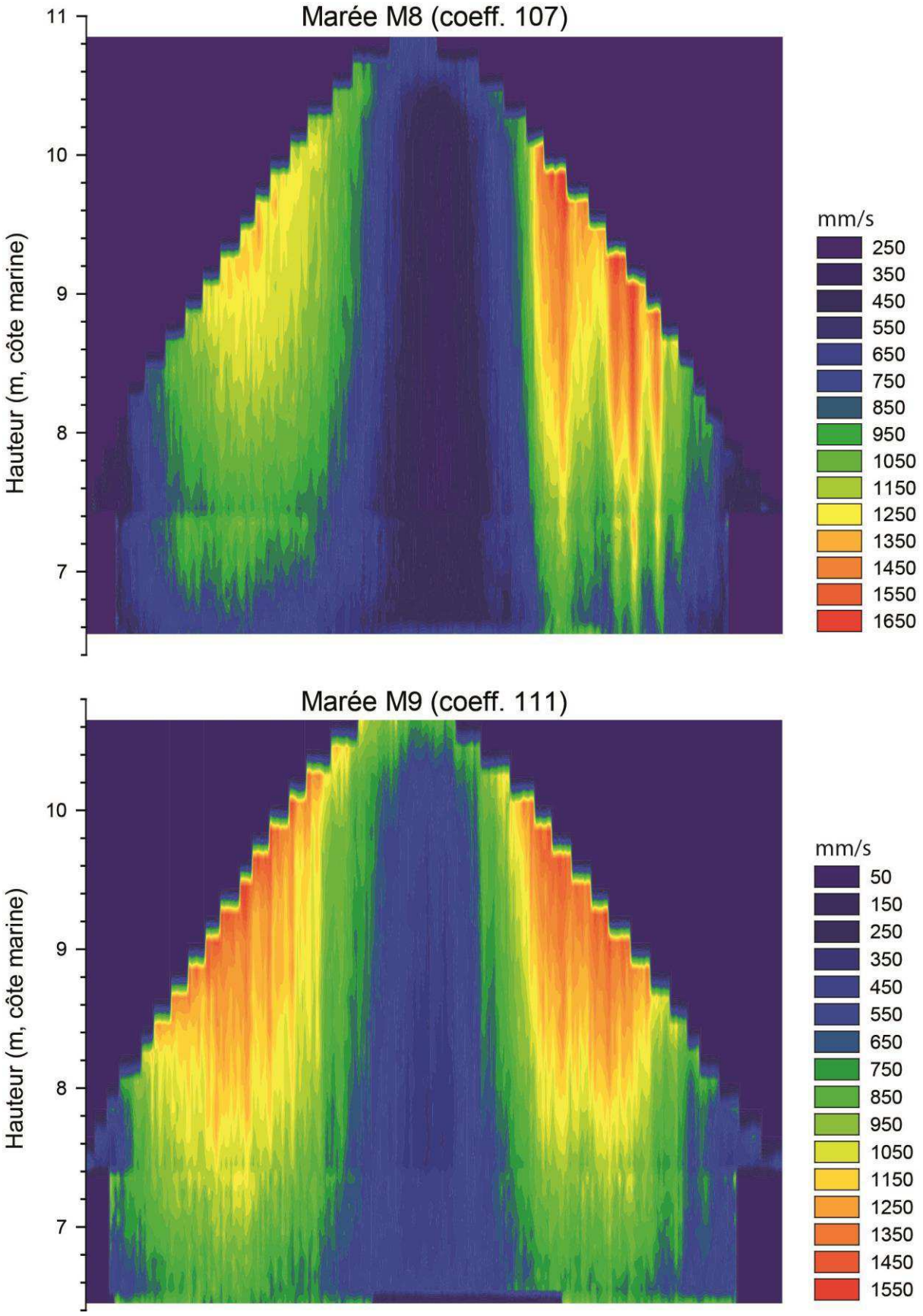
Annexe III. 5. Vitesses de courants mesurées par le courantomètre ADV (fréquence de 4 Hz) lors de la campagne n°1 (juin 2013). A) Vitesse des courants. B) Composantes Nord-Sud (ligne marron) et Est-Ouest (ligne verte) de la vitesse des courants. Les limites rouges représentent les périodes sans enregistrement de données (intervalle entre 2 bursts : 3599 secondes) et la limite grise correspond à la période d'émersion entre les 2 marées semi-diurnes, M1 et M2. La durée de ces périodes n'est pas représentée selon l'échelle de l'axe X des graphiques.

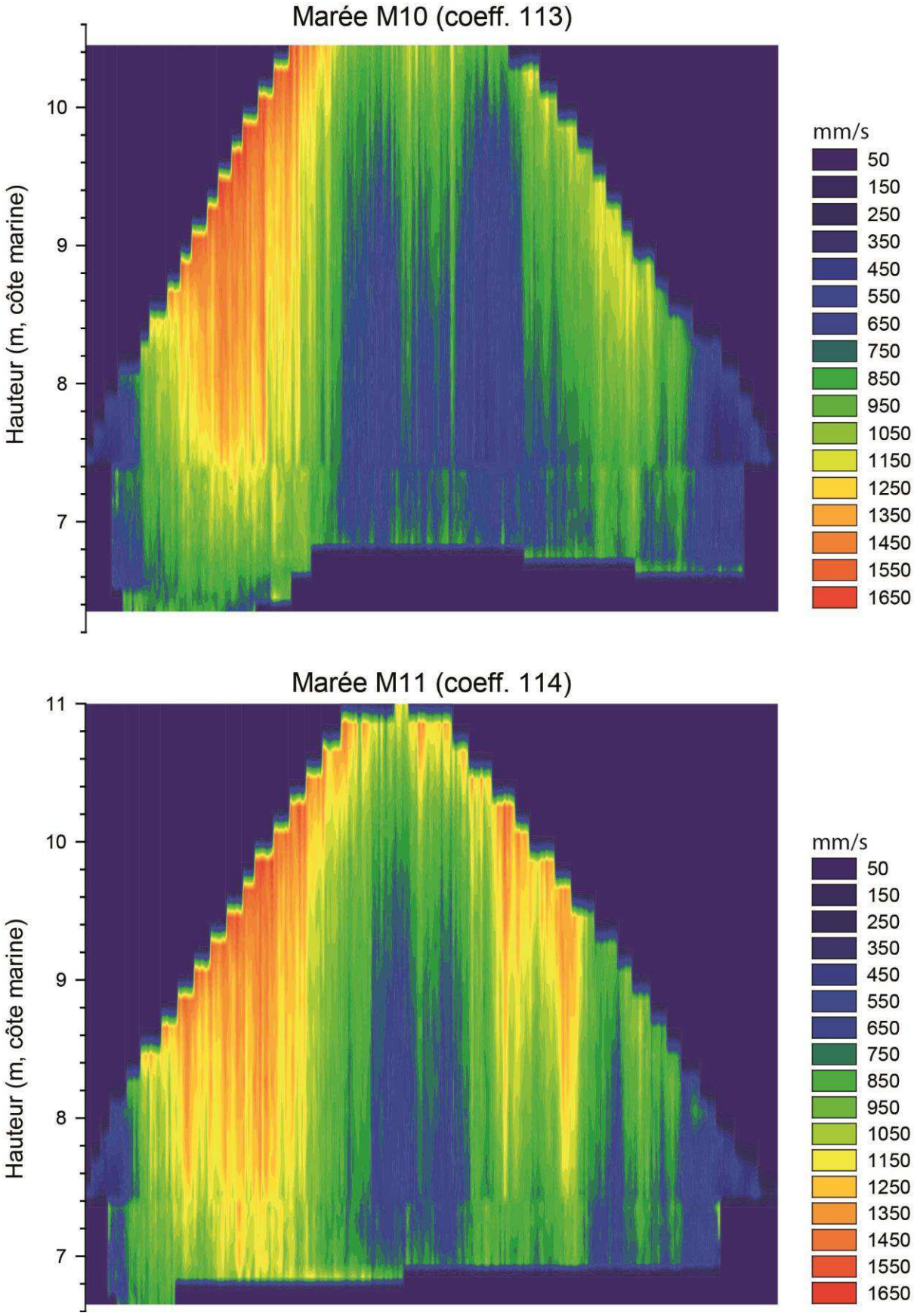


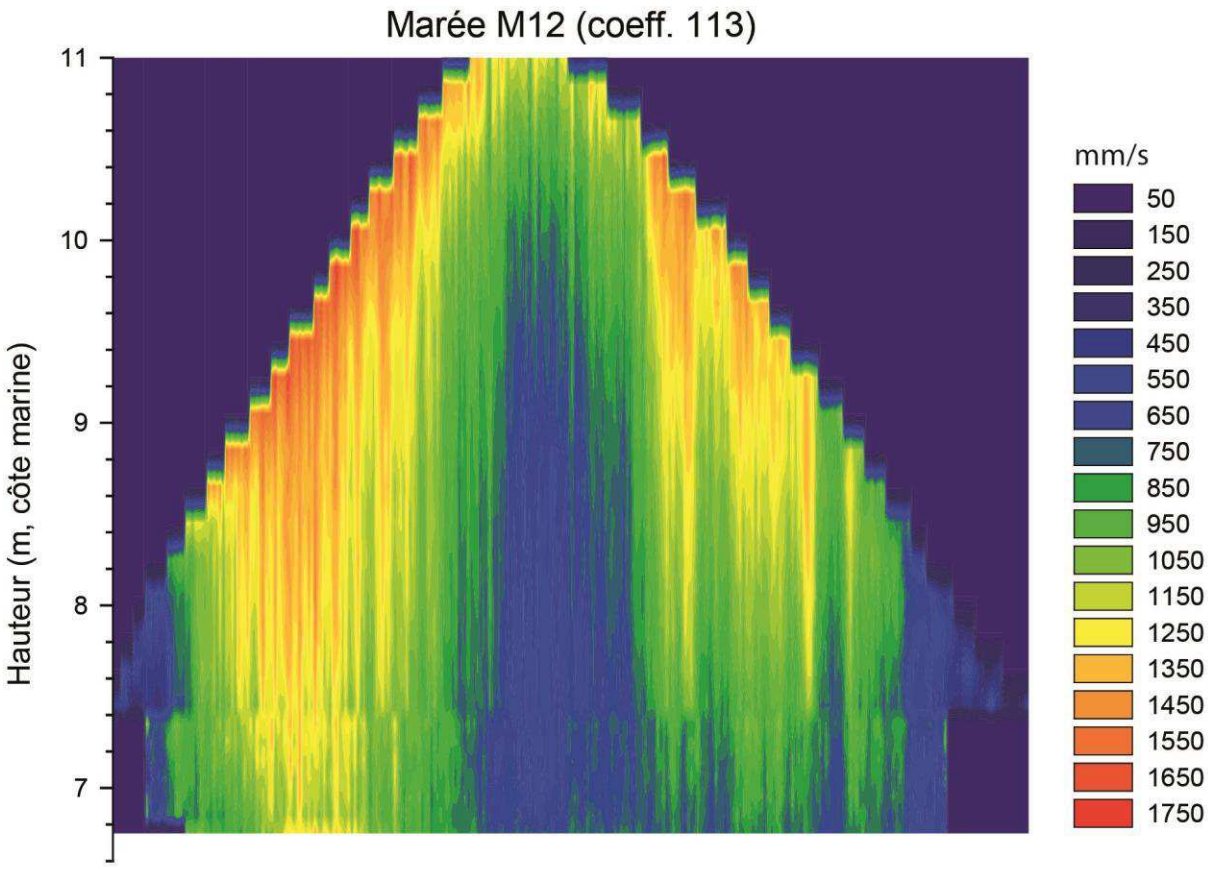
Annexe III. 6. Vitesses des courants dans la colonne d'eau durant les marées M1 à M25 de la campagne de janvier-février 2014, mesurées par les 2 profileurs de courant (fréquence de 2 Hz et moyenne sur une minute) : ADCP Nord (cellules de 20 cm) pour le haut de la colonne d'eau (au-dessus de 7,4 m, côte marine) et ADCP Sud (cellules de 10 cm) pour le bas de la colonne d'eau (au-dessous de 7,4 m, côte marine).

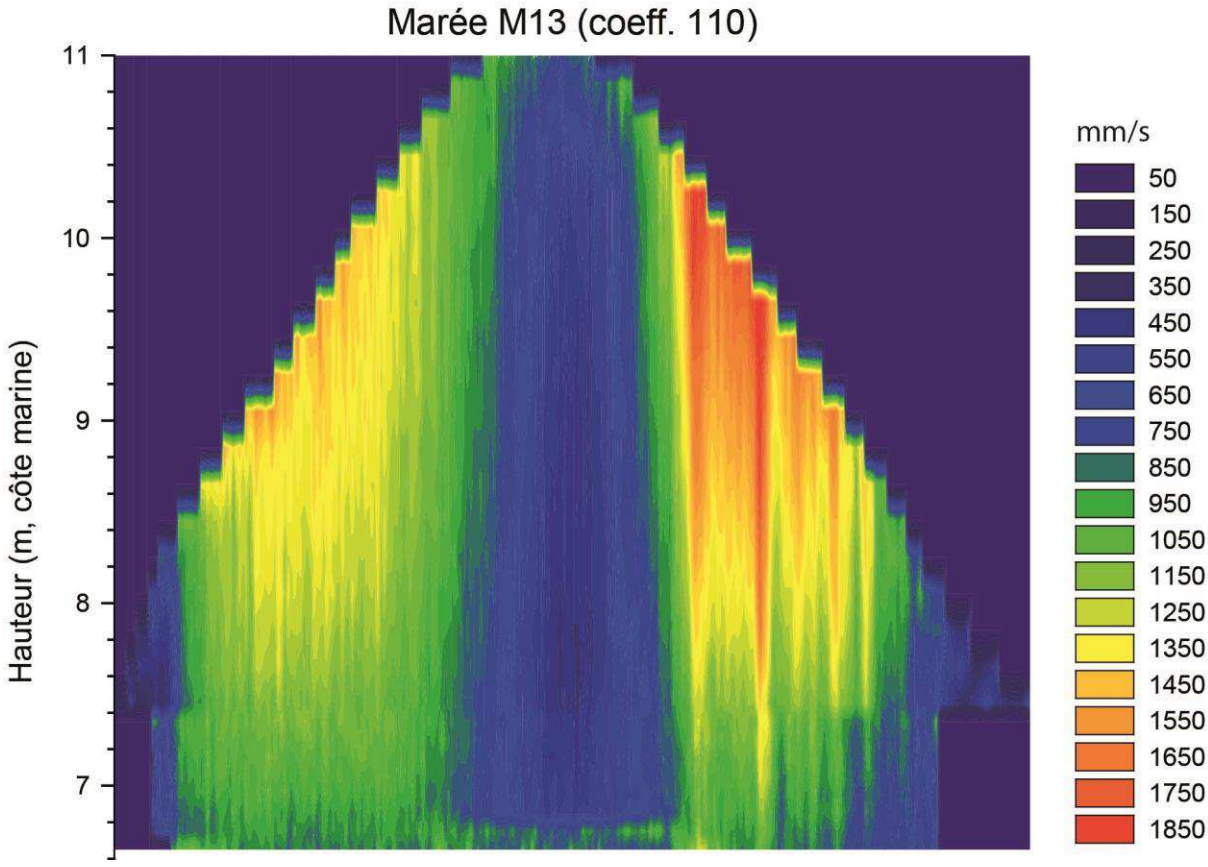


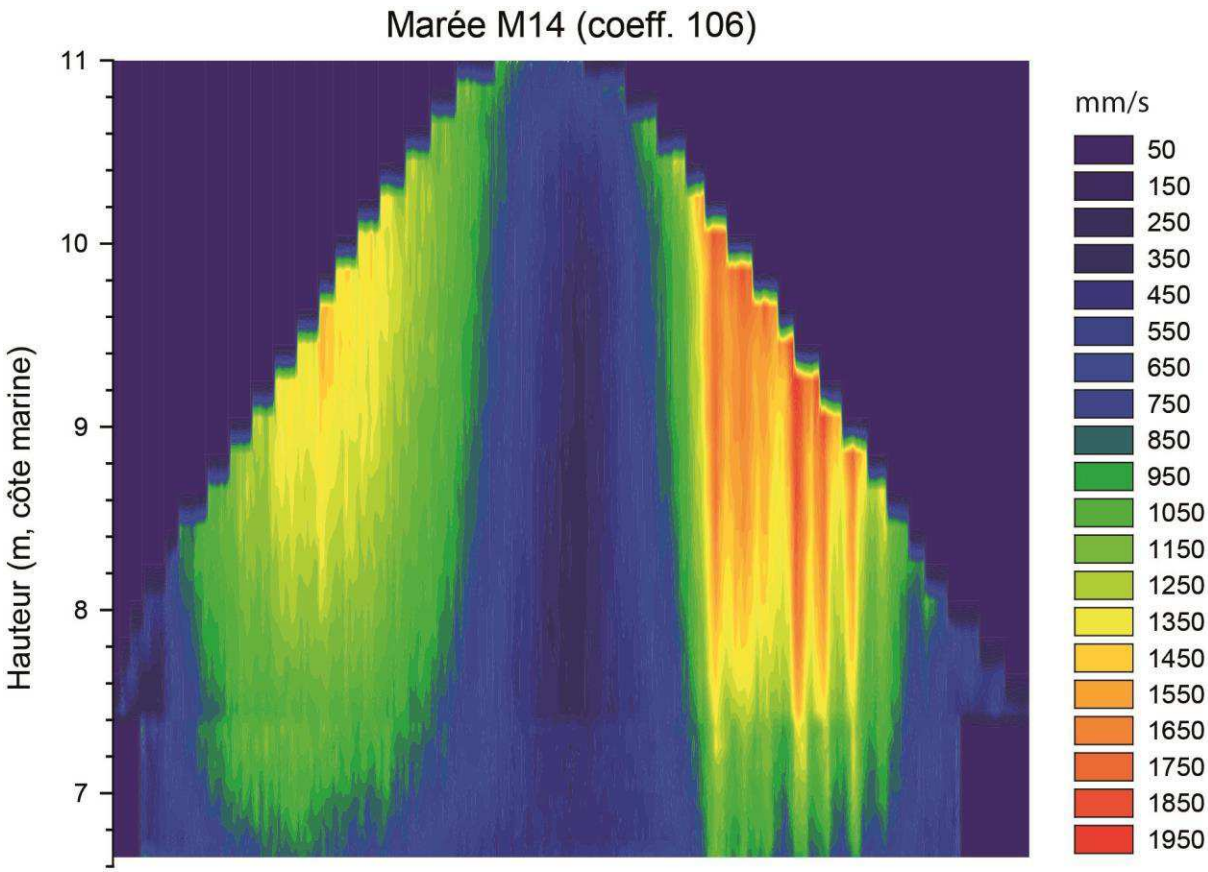

Marée M5 (coeff. 88)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
Marée M6 (coeff. 95)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
Marée M7 (coeff. 101)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450

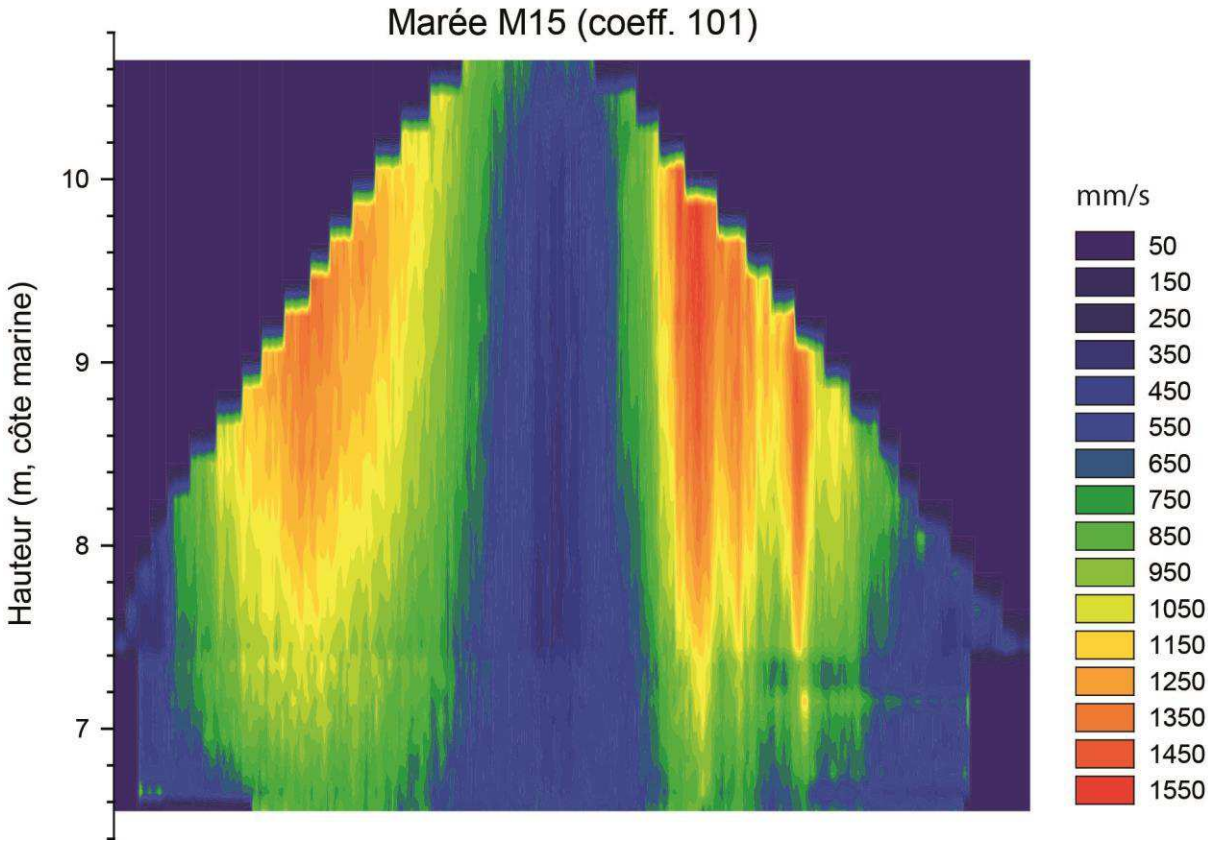

Marée M8 (coeff. 107)
Hauteur (m, côte marine)
11
10
9
8
7
mm/s
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550
1650
Marée M9 (coeff. 111)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550

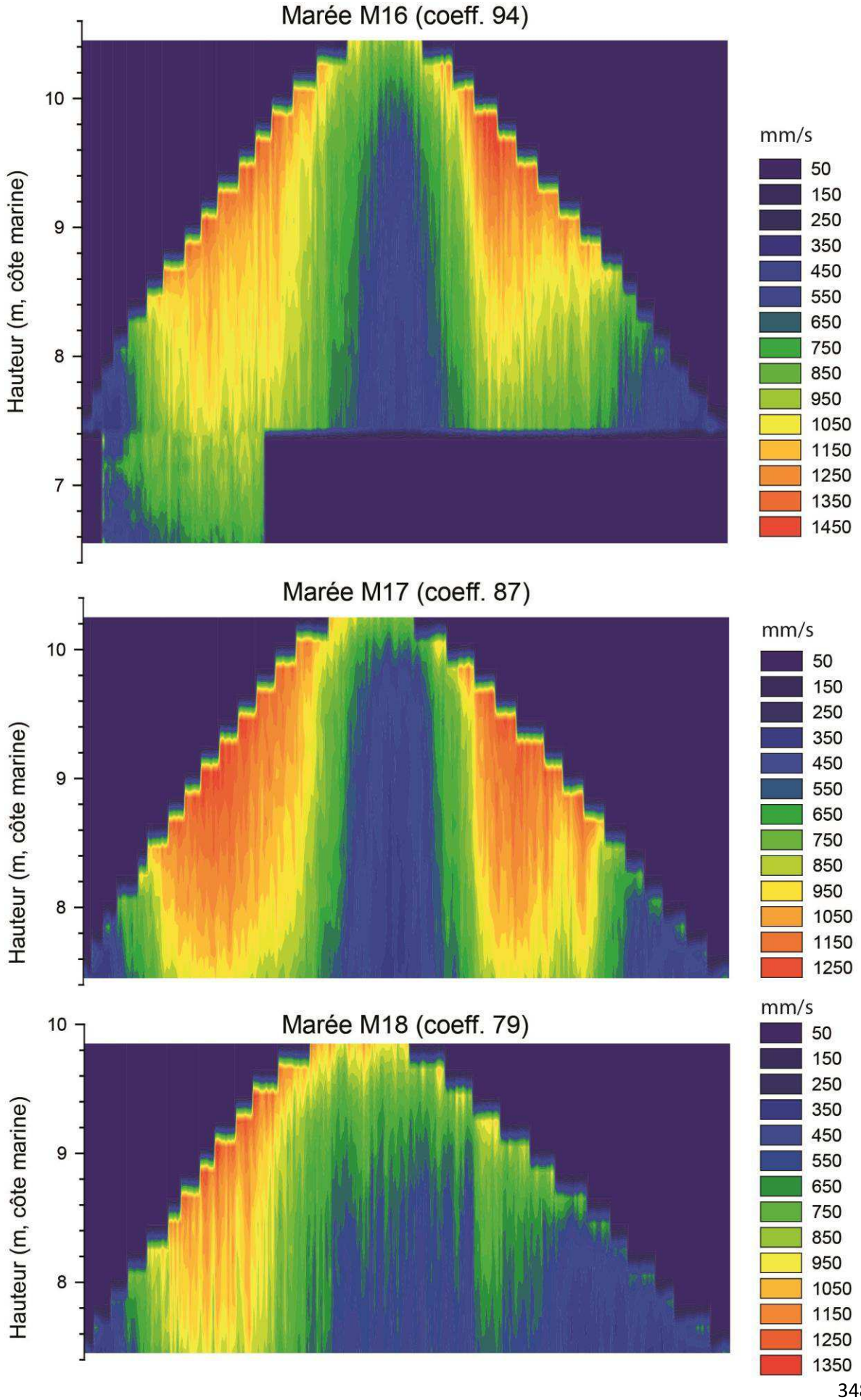

Marée M10 (coeff. 113)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550
1650
Marée M11 (coeff. 114)
Hauteur (m, côte marine)
11
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550
1650

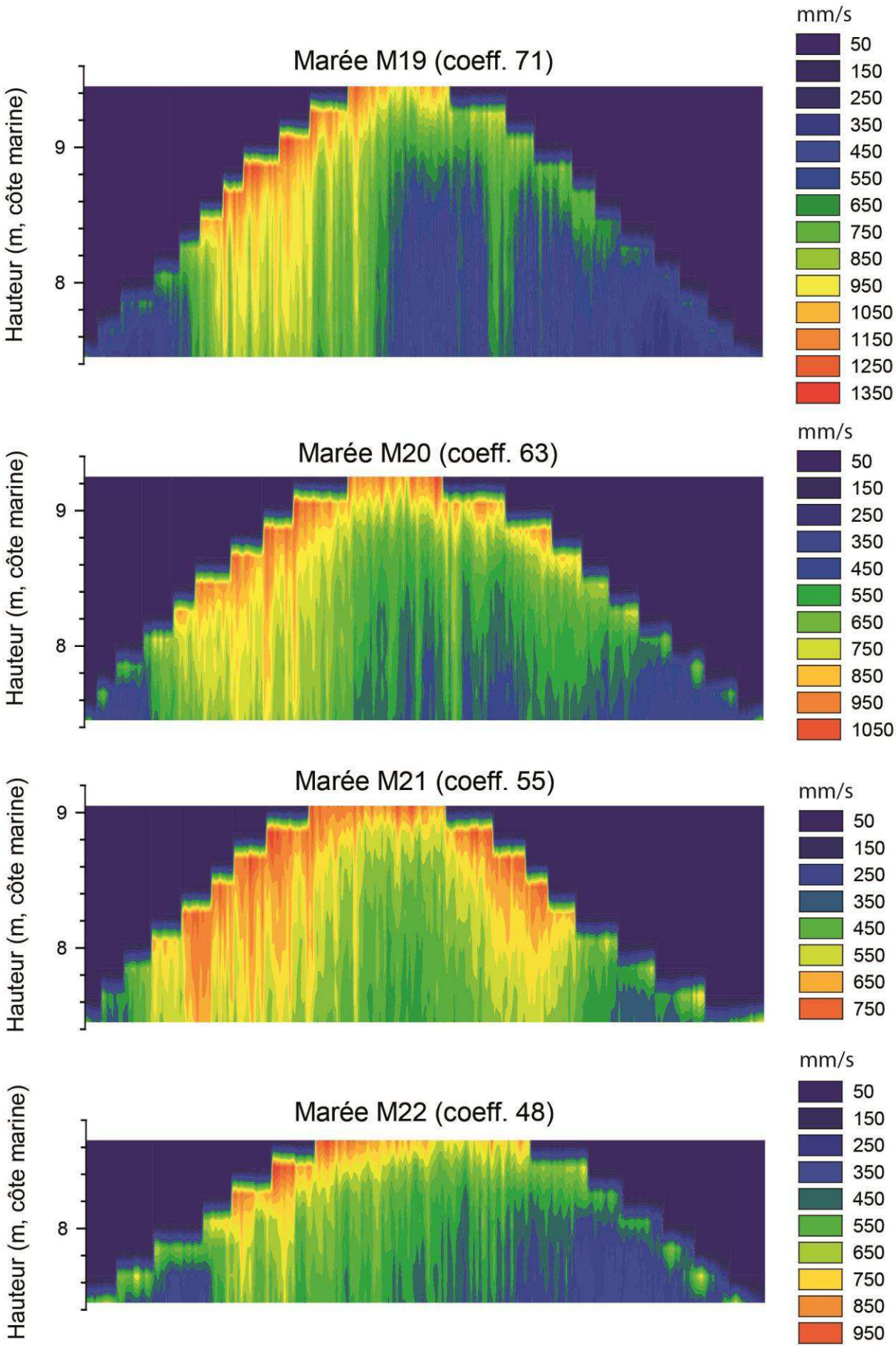

Marée M12 (coeff. 113)
Hauteur (m, côte marine)
11
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550
1650
1750

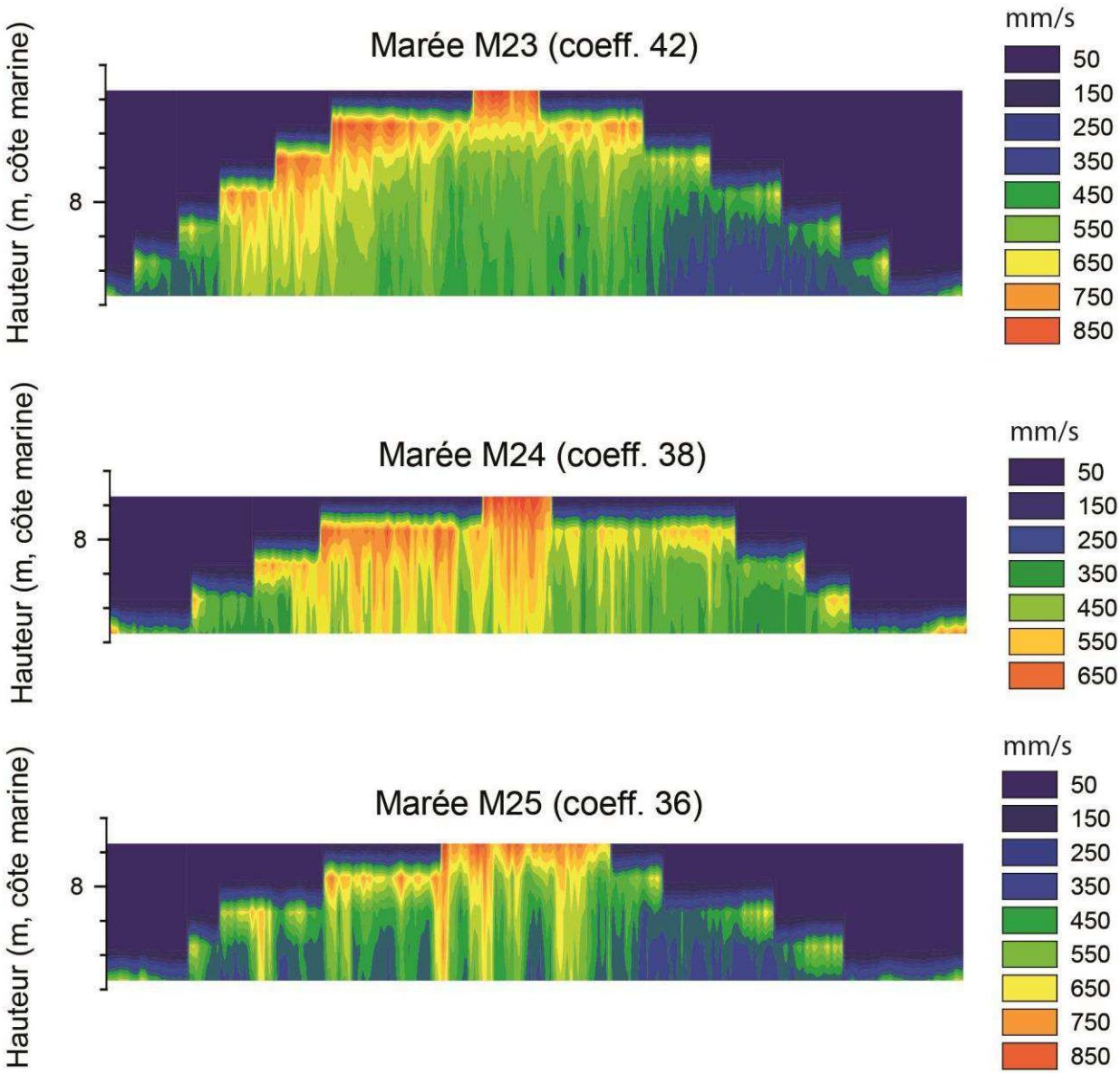

Marée M13 (coeff. 110)
Hauteur (m, côte marine)
11
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550
1650
1750
1850


Marée M14 (coeff. 106)
Hauteur (m, côte marine)
11
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550
1650
1750
1850
1950


Marée M15 (coeff. 101)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
1550


Marée M16 (coeff. 94)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
7
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
1450
Marée M17 (coeff. 87)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
Marée M18 (coeff. 79)
Hauteur (m, côte marine)
10
9
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350

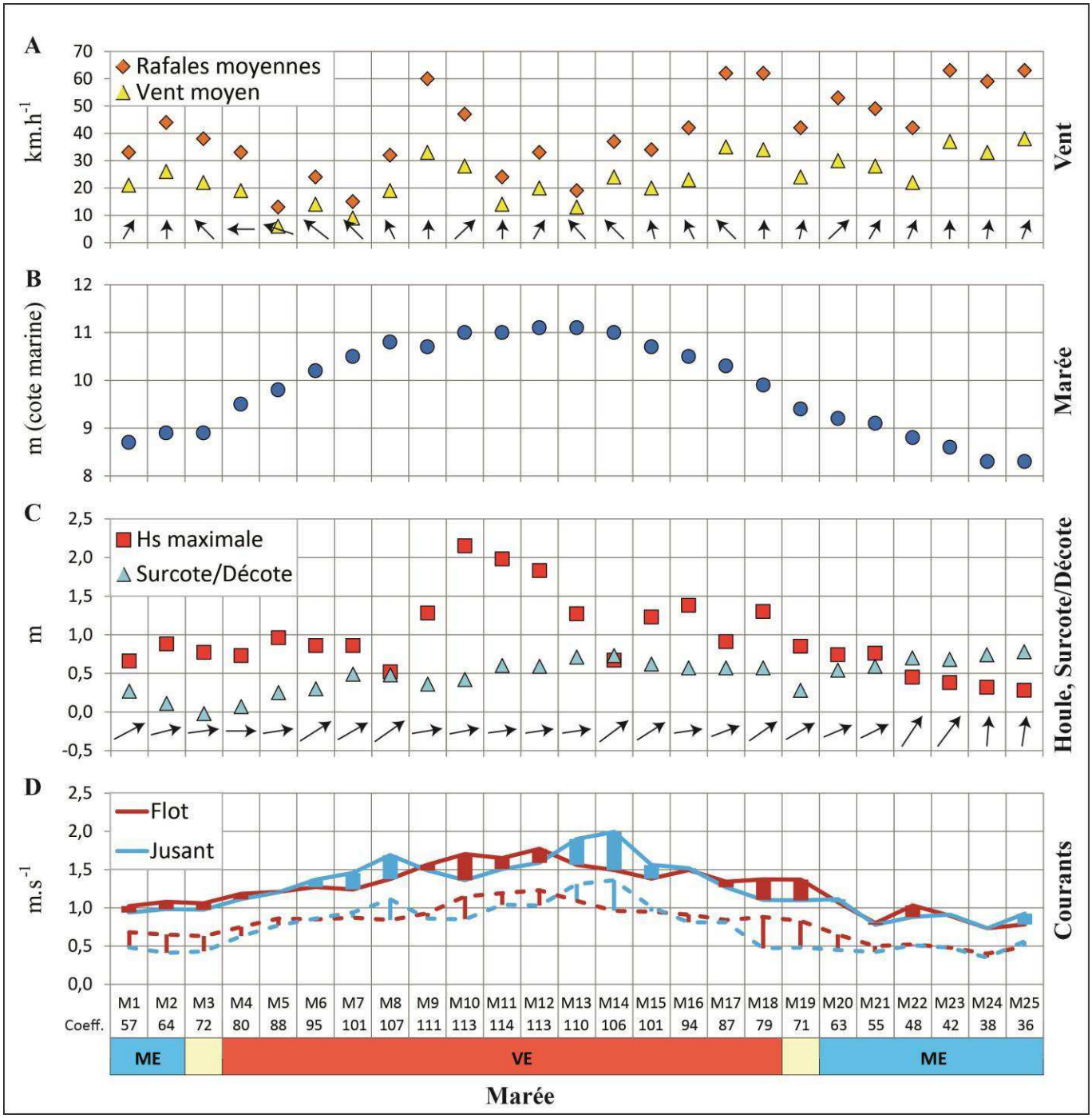

Marée M19 (coeff. 71)
Hauteur (m, côte marine)
9
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
1150
1250
1350
Marée M20 (coeff. 63)
Hauteur (m, côte marine)
9
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950
1050
Marée M21 (coeff. 55)
Hauteur (m, côte marine)
9
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
Marée M22 (coeff. 48)
Hauteur (m, côte marine)
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
950


Marée M23 (coeff. 42)
Hauteur (m, côte marine)
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850
Marée M24 (coeff. 38)
Hauteur (m, côte marine)
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
Marée M25 (coeff. 36)
Hauteur (m, côte marine)
8
mm/s
50
150
250
350
450
550
650
750
850

Annexe III. 7. Caractéristiques hydro-météorologiques des 4 campagnes de mesures réalisées au niveau des champs de dunes du Hourdel.

Campagne	Marée ME/VE	N°	Coeff.	Vent Dir. moy. (°N)	V moy. (km/h)	Rafales (km/h)	Profondeur d'eau max. (m)	Surcote / décote (m)	Houle Force	Dir. (°N)	Hs max. (m)	V. max. en surface (m/s) Flot	Jusant	V. max. à ≈ 1 m du fond (m/s) Flot	Jusant
n°1 : Juin 2013	VE	M1	104	270	8,1	14,1	≈ 5,5	?	Faible	270	0,16	1,08	0,95	0,75	0,65
		M2	105	298	19,3	30,5	≈ 5,5	?	Faible	270	0,16	1,14	0,95	0,70	0,70
n°2 : Septembre 2013	ME	M1	47	45	11,3	19,0	3,89	?	Faible	270	0,25	?	?	0,43	0,40
		M2	41	64	10,6	16,1	3,33	?	Faible	270	0,25	?	?	0,35	0,34
		M3	35	71	17,0	26,0	3,00	?	Faible	315	0,25	?	?	0,30	0,28
		M4	31	90	15,1	26,1	2,64	?	Faible	90	0,25	?	?	0,31	0,21
n°3 : Décembre 2013	VE	M1	102	248	35,5	58,2	≈ 5,5	?	Forte	270	1,25	?	?	1,18	0,48
n°4 : Janvier-Février 2014	ME	M1	57	210	20,7	33,0	2,15	0,27	Moyenne	243	0,66	1,02	0,94	0,86	0,66
		M2	64	180	25,5	43,5	2,39	0,11	Moyenne	256	0,88	1,08	0,98	0,83	0,59
		M3	72	135	21,5	37,7	2,42	-0,02	Moyenne	259	0,77	1,06	0,98	0,81	0,61
	VE	M4	80	90	19,0	32,8	2,95	0,07	Moyenne	270	0,73	1,18	1,11	0,93	0,81
		M5	88	109	6,4	13,1	3,28	0,25	Moyenne	262	0,96	1,21	1,20	1,04	0,95
		M6	95	128	14,0	23,7	3,69	0,30	Moyenne	244	0,86	1,27	1,37	1,03	1,04
		M7	101	135	9,1	15,3	3,98	0,49	Moyenne	246	0,86	1,24	1,46	1,05	1,12
		M8	107	154	18,6	31,7	4,26	0,48	Moyenne	243	0,52	1,38	1,69	1,02	1,29
		M9	111	180	33,0	60,4	4,18	0,36	Forte	260	1,28	1,56	1,49	1,11	1,04
		M10	113	225	27,6	47,3	4,49	0,42	Très forte	260	2,15	1,70	1,36	1,33	1,03
		M11	114	180	13,6	24,3	4,49	0,6	Très forte	263	1,98	1,65	1,51	1,37	1,22
		M12	113	212	20,4	33,1	4,56	0,59	Très forte	262	1,83	1,77	1,59	1,41	1,21
		M13	110	140	13,3	19,3	4,58	0,71	Forte	259	1,27	1,56	1,90	1,27	1,49
		M14	106	135	24,0	37,0	4,51	0,73	Moyenne	240	0,67	1,49	1,99	1,14	1,54
		M15	101	167	20,4	34,0	4,20	0,62	Forte	252	1,23	1,38	1,56	1,13	1,19
		M16	94	154	23,4	41,6	3,94	0,57	Forte	263	1,38	1,49	1,52	1,09	0,99
		M17	87	135	35,1	62,1	3,76	0,57	Moyenne	252	0,91	1,34	1,27	1,02	0,99
		M18	79	180	34,3	62,0	3,38	0,57	Forte	243	1,3	1,37	1,10	1,06	0,65
		M19	71	193	24,4	42,3	2,93	0,28	Moyenne	243	0,85	1,37	1,10	1,01	0,66
	ME	M20	63	225	29,6	52,7	2,73	0,54	Moyenne	254	0,74	1,07	1,11	0,83	0,63
		M21	55	212	28,3	49,0	2,57	0,59	Moyenne	248	0,76	0,80	0,78	0,68	0,60
		M22	48	203	21,7	42,2	2,23	0,7	Faible	217	0,45	1,03	0,88	0,70	0,69
		M23	42	180	37,1	63,4	2,06	0,68	Faible	223	0,38	0,90	0,91	0,66	0,66
		M24	38	188	33,0	59,0	1,72	0,74	Faible	198	0,32	0,73	0,73	0,58	0,53
		M25	36	203	38,3	63,3	1,81	0,78	Faible	196	0,28	0,78	0,92	0,67	0,74

Annexe III. 8. Représentation par marée des forçages météorologiques et hydrodynamiques de la campagne n°4, réalisée sur un cycle semi-lunaire. A) Moyennes des vents et des rafales, effectuées sur la période d'immersion des dunes. B) Niveau d'eau maximal atteint par marée, à l'étale de PM. C) Hs et surcote/décote maximales atteintes par marée. D) Vitesses maximales de courants mesurées par ADCP durant le flot et le jusant, en surface (trait plein) et à 1 m au-dessus du fond (trait pointillé).



Annexe III. 9. A. Résultats synthétiques du transport total, obtenus grâce à la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant).

				Soulsby-van Rijn (1997)						
Marée				Transport net (T/m/ marée)	Flux max. (g/m/s)		Flux min. (g/m/s)		Flux moy. (g/m/s)	
Campagne		n°	Coeff.		Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant
n°1 : 24-25/06/2013	VE	M1	104	0,321190	304,93	136,05	2,70E-02	8,06E-05	79,27	28,53
		M2	105	0,345766	574,89	335,26	4,25E-10	1,64E-04	114,66	53,12
n°2 : 26-28/09/2013	ME	M1	47	0,137543	97,18	59,43	3,29E-02	2,33E-01	27,92	11,87
		M2	41	0,020599	41,40	19,09	2,20E-03	4,89E-04	6,50	3,41
		M3	35	0,003191	12,62	17,76	1,80E-04	4,45E-07	2,64	1,89
		M4	31	0,013300	22,91	21,37	5,08E-02	2,53E-03	4,60	2,40
n°3 : 05/12/2013	VE	M1	102	4,869444	2769,14	2814,96	1,08E-03	4,89E-04	748,50	56,40
n°4 : 27/01/2014 au 09/02/2014	ME	M1	57	0,394031	373,74	79,73	7,83E+00	2,26E-01	127,17	17,69
		M2	64	0,471029	303,15	51,68	1,50E+01	5,51E-05	108,89	10,42
		M3	72	0,361664	235,31	44,47	3,44E+00	2,24E-01	88,57	9,98
	VE	M4	80	0,434054	552,18	290,18	2,31E+00	5,59E-06	183,42	79,23
		M5	88	0,415788	879,24	731,05	3,85E-04	2,84E-03	323,55	199,82
		M6	95	-0,453483	874,78	983,21	5,83E-05	8,07E-05	280,59	286,74
		M7	101	-1,016099	973,74	1402,76	3,55E-04	4,14E-05	310,66	379,85
		M8	107	-2,241280	907,31	2419,40	2,41E-04	1,79E-03	366,83	581,25
		M9	111	0,649232	1275,12	1046,78	1,48E-04	3,60E-04	394,78	263,91
		M10	113	3,872361	3102,10	1001,25	5,39E-02	2,01E-03	738,31	189,41
		M11	114	3,999755	3445,36	2196,82	5,22E-02	4,75E+00	982,35	410,89
		M12	113	4,373163	3716,58	1877,46	3,12E-01	1,52E-04	1103,33	443,85
		M13	110	-0,970365	2375,65	4912,32	5,96E-03	3,02E-05	884,28	873,55
		M14	106	-4,912570	1538,25	5302,79	8,00E-04	3,79E-04	589,79	1135,77
		M15	101	-0,237876	1395,16	1998,60	1,17E-03	1,13E-03	478,48	404,55
		M16	94	1,566536	1193,43	899,12	3,10E-03	2,60E-01	443,88	197,88
		M17	87	0,461231	848,34	792,28	4,30E-05	1,36E-07	286,85	182,02
		M18	79	1,902225	1061,02	92,52	4,78E-03	5,53E-04	288,82	17,42
		M19	71	1,118626	726,31	80,15	1,48E-03	5,40E-05	194,38	10,51
	ME	M20	63	0,380363	303,61	54,20	1,37E-04	2,73E-06	79,61	8,25
		M21	55	0,086831	89,25	48,73	1,77E-05	7,54E-09	22,43	6,69
		M22	48	0,084177	95,25	77,66	7,72E-04	4,48E-07	17,84	3,75
		M23	42	0,067231	72,69	12,02	1,80E-02	1,69E-05	14,96	2,00
		M24	38	0,018661	27,93	18,37	5,80E-05	8,33E-06	5,64	1,81
		M25	36	-0,041668	72,37	139,44	8,12E-04	3,96E-07	6,28	8,61

Annexe III. 9. B. Résultats synthétiques du transport total, obtenus grâce à la formule empirique de Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant).

				Bagnold (1966) modifiée par Yang (1986)						
	Marée			Transport net (T/m/marée)	Flux max. (g/m/s)		Flux min. (g/m/s)		Flux moy. (g/m/s)	
Campagne		n°	Coeff.		Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant
n°1 : 24-25/06/2013	VE	M1	104	0,340408	362,21	89,17	0,00	0,00	66,40	13,82
		M2	105	0,570055	1035,98	442,32	0,00	0,00	135,52	39,60
n°2 : 26-28/09/2013	ME	M1	47	0,070139	53,53	26,27	0,00	0,00	11,34	3,60
		M2	41	0,004376	8,72	7,13	0,00	0,00	1,33	0,69
		M3	35	0,001118	1,74	1,11	0,00	0,00	0,26	0,12
		M4	31	0,003350	2,66	0,07	0,00	0,00	0,37	0,01
n°3 : 05/12/2013	VE	M1	102	13,044705	16392,94	965,83	0,00	0,00	1793,81	3,09
n°4 : 27/01/2014 au 09/02/2014	ME	M1	57	0,380822	442,34	38,22	2,80	0,21	104,88	4,90
		M2	64	0,343812	332,70	14,18	5,26	0,05	72,18	2,29
		M3	72	0,263685	252,32	14,76	1,58	0,18	57,84	2,19
	VE	M4	80	0,758928	870,96	261,99	0,66	0,04	203,82	50,86
		M5	88	1,433621	2225,64	1085,73	0,07	0,05	546,05	238,87
		M6	95	-1,244585	2159,38	2305,73	0,13	0,02	417,93	497,87
		M7	101	-3,177616	2574,69	4381,97	0,01	0,01	494,21	794,21
		M8	107	-12,027480	2020,41	14733,02	0,01	0,01	592,71	1939,88
		M9	111	1,780291	4003,12	2337,65	0,04	0,03	702,37	395,10
		M10	113	14,492201	19106,60	2172,65	0,20	0,02	2139,93	220,81
		M11	114	22,165356	25406,26	8905,21	0,16	1,92	3744,75	736,81
		M12	113	28,428496	31218,43	8582,13	0,38	0,06	4787,50	868,57
		M13	110	-12,826293	13380,23	51415,31	0,04	0,03	2779,63	3901,46
		M14	106	-49,299103	5266,32	69747,22	0,03	0,01	1422,25	7295,13
		M15	101	-1,459563	4757,18	7609,21	0,02	0,02	1014,00	965,64
		M16	94	4,364333	3436,20	1498,61	0,12	0,34	850,43	210,83
		M17	87	1,136749	2016,97	1486,74	0,01	0,02	440,21	227,90
		M18	79	2,990066	2670,65	25,13	0,11	0,04	423,40	3,60
		M19	71	1,341472	1738,25	42,38	0,13	0,02	221,42	3,42
	ME	M20	63	0,265642	318,65	25,34	0,05	0,05	50,53	2,11
		M21	55	0,038932	53,29	11,50	0,05	0,02	8,42	1,62
		M22	48	0,036564	58,36	58,50	0,03	0,01	7,88	1,76
		M23	42	0,027049	40,42	3,69	0,14	0,01	5,75	0,56
		M24	38	0,006743	11,85	5,58	0,01	0,01	2,01	0,63
		M25	36	-0,018669	46,56	111,64	0,07	0,03	3,09	3,98

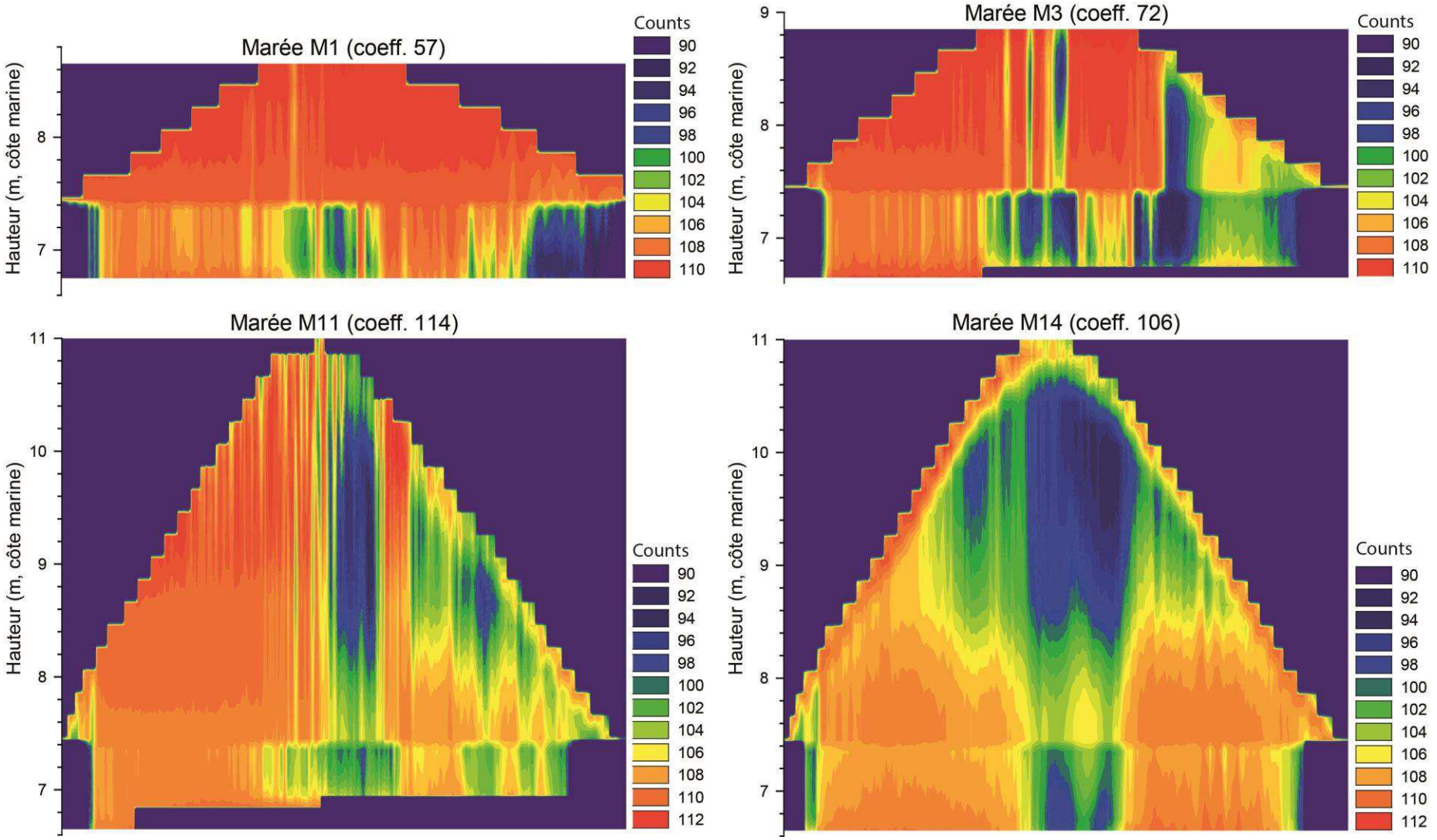
Annexe III. 10. A. Résultats synthétiques du transport par charriage, obtenus grâce à la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant).

				Soulsby-van Rijn (1997)						
	Marée			Transport net (T/m/ marée)	Flux max. (g/m/s)		Flux min. (g/m/s)		Flux moy. (g/m/s)	
Campagne		n°	Coeff.		Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant
n°1 : 24-25/06/2013	VE	M1	104	0,052830	50,13	21,13	4,06E-03	1,46E-05	12,91	4,57
		M2	105	0,055646	93,47	56,05	6,40E-11	2,50E-05	18,57	8,65
n°2 : 26-28/09/2013	ME	M1	47	0,022374	15,73	9,02	4,95E-03	3,51E-02	4,55	1,94
		M2	41	0,003921	8,55	3,01	3,40E-04	7,81E-05	1,14	0,57
		M3	35	0,000339	2,54	3,66	2,87E-05	7,07E-08	0,46	0,34
		M4	31	0,002500	4,87	4,58	8,77E-03	4,28E-04	0,85	0,44
n°3 : 05/12/2013	VE	M1	102	0,721400	412,97	494,84	1,50E-04	6,95E-05	112,68	9,61
n°4 : 27/01/2014 au 09/02/2014	ME	M1	57	0,065777	61,54	12,65	1,24E+00	3,81E-02	21,08	2,85
		M2	64	0,075343	47,32	7,95	2,52E+00	8,60E-06	17,37	1,63
		M3	72	0,058358	38,36	7,32	6,04E-01	3,55E-02	14,28	1,60
	VE	M4	80	0,069262	88,34	44,95	3,48E-01	8,43E-07	29,28	12,65
		M5	88	0,064456	139,46	112,44	6,66E-05	4,16E-04	50,33	31,11
		M6	95	-0,069405	133,62	148,24	9,94E-06	1,16E-05	42,78	43,75
		M7	101	-0,152217	148,74	206,58	6,05E-05	5,89E-06	46,82	57,13
		M8	107	-0,340132	132,89	367,11	3,98E-05	2,50E-04	54,25	86,99
		M9	111	0,098156	192,25	153,32	2,52E-05	5,03E-05	58,83	39,16
		M10	113	0,555187	443,22	154,00	8,87E-03	3,24E-04	107,52	28,46
		M11	114	0,602650	507,38	322,43	8,90E-03	8,20E-01	147,49	61,43
		M12	113	0,654127	550,39	284,88	5,39E-02	2,63E-05	164,38	65,84
		M13	110	-0,145196	358,17	723,41	1,02E-03	5,30E-06	131,08	129,65
		M14	106	-0,739701	224,12	799,49	1,36E-04	5,28E-05	87,30	169,64
		M15	101	-0,031025	209,05	289,72	1,95E-04	1,58E-04	71,27	59,76
		M16	94	0,237145	174,80	130,34	5,11E-04	3,66E-02	66,55	29,38
		M17	87	0,071021	130,48	118,72	7,65E-06	1,98E-08	43,79	27,72
		M18	79	0,295346	161,00	14,04	8,51E-04	9,30E-05	44,75	2,63
		M19	71	0,174195	115,20	12,16	2,55E-04	8,88E-06	30,24	1,61
	ME	M20	63	0,060251	47,39	8,34	2,36E-05	4,72E-07	12,58	1,28
		M21	55	0,013995	14,70	7,87	3,06E-06	1,30E-09	3,60	1,07
		M22	48	0,013635	15,68	13,82	1,33E-04	7,73E-08	2,91	0,63
		M23	42	0,011119	11,97	1,94	3,12E-03	2,78E-06	2,46	0,32
		M24	38	0,003164	4,70	3,02	1,03E-05	1,40E-06	0,95	0,30
		M25	36	-0,006766	12,50	22,96	1,40E-04	6,84E-08	1,07	1,42

Annexe III. 10. B. Résultats synthétiques du transport par charriage, obtenus grâce à la formule empirique de Bagnold (1963) modifiée par Gadd et al. (1978) pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant).

				Bagnold (1963) modifiée par Gadd et al. (1978)						
Campagne	Marée	n°	Coeff.	Transport net (T/m/marée)	Flux max. (g/m/s)		Flux min. (g/m/s)		Flux moy. (g/m/s)	
					Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant
n°1 : 24-25/06/2013	VE	M1	104	1,355973	1205,54	742,81	27,97	0,38	493,70	268,71
		M2	105	0,959476	1740,78	1292,45	23,41	0,19	554,29	359,09
n°2 : 26-28/09/2013	ME	M1	47	0,675733	615,04	477,92	10,29	0,03	282,31	181,13
		M2	41	0,223049	325,36	303,61	0,22	0,01	141,26	93,22
		M3	35	0,079429	189,25	163,40	0,20	0,02	76,19	55,73
		M4	31	0,431083	217,70	71,69	0,41	0,00	72,24	19,57
n°3 : 05/12/2013	VE	M1	102	11,163097	4404,28	1658,83	26,47	0,01	1625,28	65,82
n°4 : 27/01/2014 au 09/02/2014	ME	M1	57	1,225010	1271,19	559,47	241,56	111,58	686,99	252,48
		M2	64	1,756868	1154,11	404,60	294,43	77,88	633,38	204,29
		M3	72	1,419518	1051,02	409,93	202,68	107,78	568,54	205,89
	VE	M4	80	0,958665	1601,24	1064,46	155,74	70,99	805,47	475,25
		M5	88	0,866954	2208,61	1726,57	83,01	74,71	1092,99	747,29
		M6	95	-0,691081	2185,78	2235,62	98,50	61,09	991,24	899,66
		M7	101	-1,619804	2322,11	2789,21	54,26	49,31	1034,08	1049,98
		M8	107	-3,362107	2136,37	4244,04	54,77	47,90	1128,03	1367,13
		M9	111	1,544247	2703,52	2246,22	71,11	68,64	1181,06	836,93
		M10	113	5,857319	4644,95	2190,38	110,17	57,67	1677,72	725,80
		M11	114	6,080727	5128,61	3564,26	103,15	215,08	2062,33	1140,35
		M12	113	6,173032	5509,68	3518,94	133,02	79,97	2227,30	1193,00
		M13	110	-0,713854	4104,54	6555,36	73,16	66,77	1943,98	1752,62
		M14	106	-5,847910	2972,01	7290,86	65,56	52,13	1492,77	2073,44
		M15	101	0,008280	2869,45	3375,36	60,52	60,35	1318,43	1039,46
		M16	94	3,160001	2564,83	1928,12	95,52	127,87	1272,19	731,29
		M17	87	1,222813	2135,12	1922,87	46,88	57,64	983,27	666,88
		M18	79	4,909641	2351,54	487,46	93,58	72,59	967,70	217,83
		M19	71	3,286217	2028,80	578,90	97,21	57,86	786,19	200,05
	ME	M20	63	1,324120	1137,36	488,81	77,48	77,48	511,79	197,89
		M21	55	0,555896	624,48	378,12	76,78	60,50	292,92	168,29
		M22	48	0,783968	643,58	644,06	69,41	56,04	272,06	142,96
		M23	42	0,644207	569,92	263,38	99,49	51,20	260,89	124,71
		M24	38	0,281320	381,81	300,01	56,49	55,45	185,34	122,92
		M25	36	-0,702505	597,16	798,89	81,77	64,33	177,37	177,39

Annexe III. 11. Exemples de distribution de la turbidité dans la colonne d'eau, à l'aplomb des dunes du Hourdel, pour 4 marées semi-diurnes de la campagne n°4 : morte-eau (M1), marée moyenne (M3) et vive-eau (M14) peu agitées, et vive-eau très agitée (M11). Mesures effectuées par les 2 ADCP disposés au niveau des creux de dunes (fréquence de 2 Hz et moyenne sur une minute) : ADCP Nord (cellules de 20 cm) pour le haut de la colonne d'eau (au-dessus de 7,4 m, côte marine) et ADCP Sud (cellules de 10 cm) pour le bas de la colonne d'eau (au-dessous de 7,4 m, côte marine).



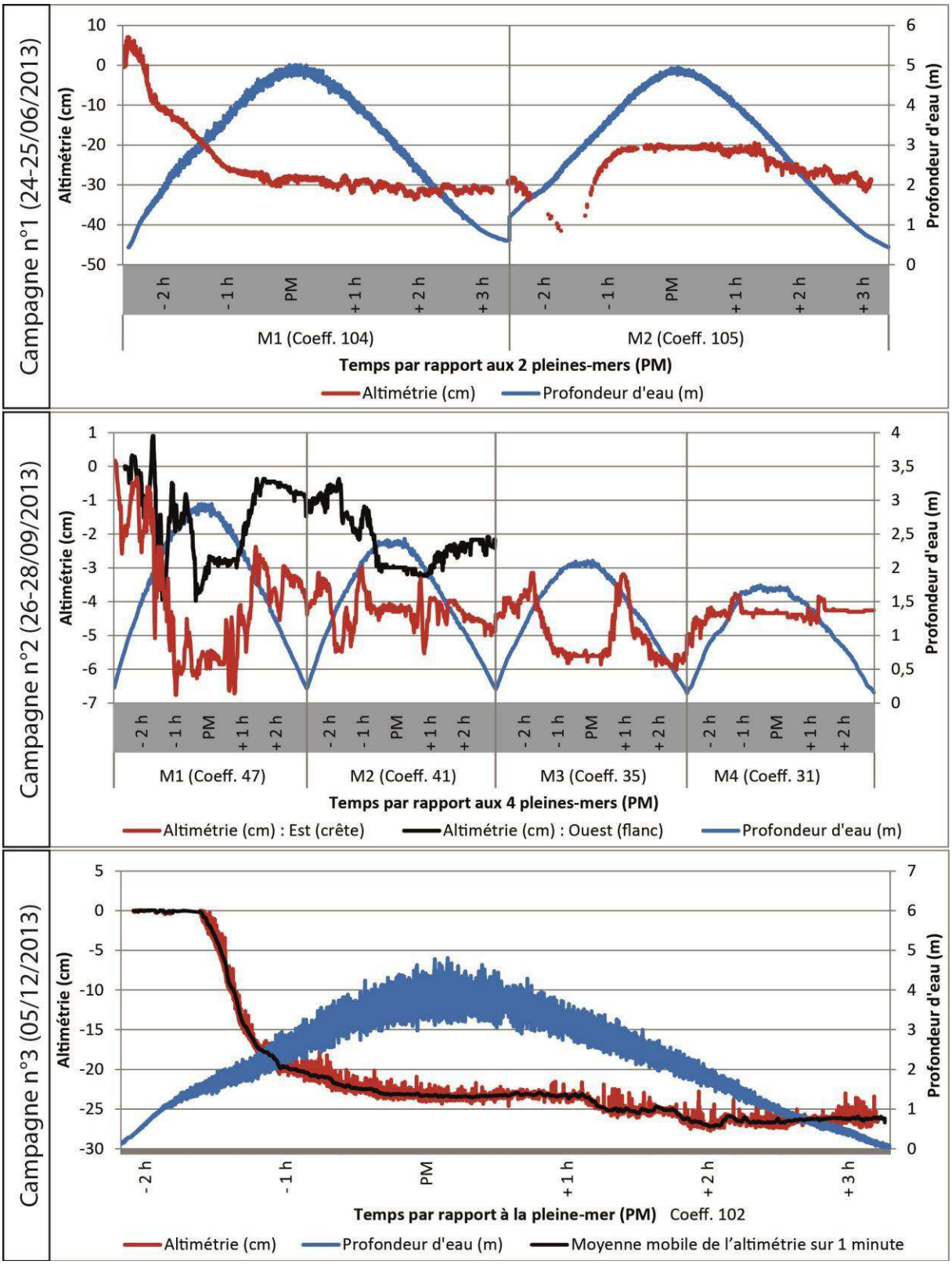
Annexe III. 12. A. Résultats synthétiques du transport par suspension, obtenus grâce aux mesures in-situ de la campagne de janvier-février 2014 (turbidité et vitesse des courants), réalisées à 0-20 cm et 60,5-85,5 cm au-dessus du fond, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant).

	Marée			Mesures in-situ de la campagne de janvier-février 2014							
						Flux max. ($g/m^2/s$)		Flux min. ($g/m^2/s$)		Flux moy. ($g/m^2/s$)	
Campagne		n°	Coeff.	Hauteur (cm)	Transport net (T/m^2/ marée)	Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant
n°4 : 27/01/2014 au 09/02/2014	ME	M1	57								
		M2	64								
		M3	72	0-20	0,087778	217,27	171,48	0,65	6,56	98,05	58,34
	VE	M4	80	0-20	0,259046	384,13	317,30	10,14	3,17	171,15	104,38
		M5	88	0-20	0,428043	529,34	386,07	5,57	4,79	201,76	121,33
		M6	95	0-20	0,253833	489,76	368,12	5,29	3,90	214,32	145,31
		M7	101	0-20	-0,207561	396,49	466,32	7,67	3,49	170,56	160,51
		M8	107	0-20	0,319712	598,83	943,64	37,66	0,00	302,94	190,17
		M9	111	0-20	0,500709	866,77	804,86	39,19	0,02	412,19	250,84
		M10	113	0-20	2,165438	963,29	436,91	27,26	3,12	473,07	145,29
		M11	114								
		M12	113	60,5-85,5	0,442864	698,68	797,02	33,53	28,11	428,17	305,58
		M13	110	60,5-85,5	-1,570350	869,69	1841,14	79,76	0,00	513,02	599,13
		M14	106	60,5-85,5	0,842555	1209,63	1610,09	49,83	37,92	708,91	503,98
		M15	101	60,5-85,5	0,730589	935,33	775,99	154,19	8,89	508,09	295,72
		M16	94	60,5-85,5	0,816892	594,17	329,21	36,95	7,44	292,32	152,84
		M17	87	60,5-85,5	0,875322	701,14	545,19	37,96	9,88	405,82	233,16
		M18	79	60,5-85,5	0,624321	1342,12	613,63	13,73	17,62	478,02	277,58
		M19	71	60,5-85,5	0,988590	675,75	470,09	22,02	60,23	387,46	193,67
	ME	M20	63	60,5-85,5	0,149018	425,23	311,77	21,44	28,80	218,83	130,83
		M21	55	60,5-85,5	-0,170728	245,45	263,25	2,29	9,31	113,29	88,87
		M22	48	60,5-85,5	-0,146393	221,77	228,59	1,89	33,07	90,56	113,70
		M23	42	60,5-85,5	-0,112701	421,92	354,35	3,06	27,65	150,06	132,57
		M24	38	60,5-85,5	0,019619	179,50	151,23	7,14	6,99	72,98	55,52
		M25	36	60,5-85,5	-0,326316	322,33	320,30	5,29	3,74	49,03	61,90

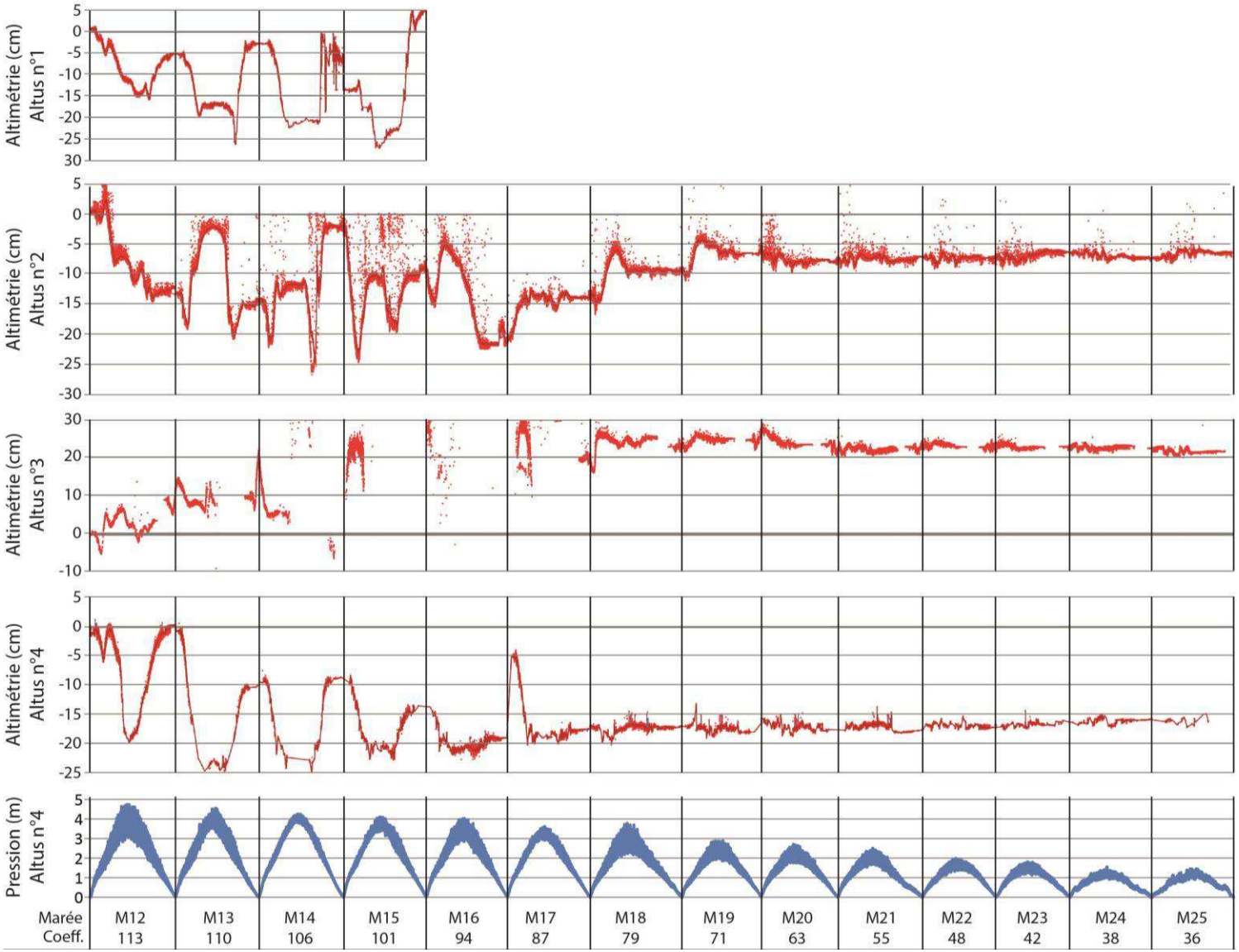
Annexe III. 12. B. Résultats synthétiques du transport par suspension, obtenus grâce à la formule empirique de Soulsby-van Rijn (1997) (transport intégré sur la colonne d'eau), pour chaque marée des 4 campagnes de terrain, en termes de transport net durant la marée et de flux durant le flot et le jusant (maximum, minimum et moyen). Dans la colonne du « transport net », les valeurs positives représentent un transport résiduel vers l'est (sens du flot) et les valeurs négatives représentent un transport résiduel vers l'ouest (sens du jusant).

				Soulsby-van Rijn (1997)						
	Marée			Transport net (T/m/ marée)	Flux max. (g/m/s)		Flux min. (g/m/s)		Flux moy. (g/m/s)	
Campagne		n°	Coeff.		Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant
n°1 : 24-25/06/2013	VE	M1	104	0,268360	254,80	114,92	0,02	0,00	66,36	23,96
		M2	105	0,290121	481,42	279,21	0,00	0,00	96,09	44,46
n°2 : 26-28/09/2013	ME	M1	47	0,115170	81,45	50,41	0,03	0,20	23,37	9,93
		M2	41	0,016678	32,85	16,08	0,00	0,00	5,35	2,83
		M3	35	0,002851	10,08	14,10	0,00	0,00	2,18	1,54
		M4	31	0,010800	18,04	16,79	0,04	0,00	3,75	1,96
n°3 : 05/12/2013	VE	M1	102	4,148044	2356,17	2320,12	0,00	0,00	635,81	46,79
n°4 : 27/01/2014 au 09/02/2014	ME	M1	57	0,328254	312,20	67,08	6,59	0,19	106,09	14,84
		M2	64	0,395687	255,83	43,73	12,45	0,00	91,53	8,79
		M3	72	0,303307	196,95	37,15	2,84	0,19	74,29	8,38
	VE	M4	80	0,364793	463,84	245,22	1,96	0,00	154,15	66,58
		M5	88	0,351333	739,78	618,60	0,00	0,00	273,22	168,71
		M6	95	-0,384078	741,15	834,97	0,00	0,00	237,81	242,99
		M7	101	-0,863882	825,00	1196,18	0,00	0,00	263,84	322,71
		M8	107	-1,901147	774,42	2052,29	0,00	0,00	312,58	494,25
		M9	111	0,551076	1082,87	893,46	0,00	0,00	335,95	224,75
		M10	113	3,317174	2658,88	851,02	0,04	0,00	630,80	160,95
		M11	114	3,397105	2937,98	1878,37	0,04	3,93	834,86	349,46
		M12	113	3,719036	3166,19	1592,58	0,26	0,00	938,95	378,01
		M13	110	-0,825169	2017,47	4188,91	0,00	0,00	753,20	743,90
		M14	106	-4,172870	1314,12	4503,29	0,00	0,00	502,50	966,13
		M15	101	-0,206850	1186,11	1708,89	0,00	0,00	407,21	344,79
		M16	94	1,329391	1018,63	768,78	0,00	0,22	377,34	168,49
		M17	87	0,390210	717,85	673,57	0,00	0,00	243,06	154,30
		M18	79	1,606879	900,02	78,48	0,00	0,00	244,07	14,79
		M19	71	0,944432	611,10	67,99	0,00	0,00	164,14	8,90
	ME	M20	63	0,320111	256,22	45,86	0,00	0,00	67,04	6,97
		M21	55	0,072836	74,56	40,86	0,00	0,00	18,82	5,62
		M22	48	0,070542	79,57	63,84	0,00	0,00	14,93	3,12
		M23	42	0,056112	60,72	10,08	0,01	0,00	12,50	1,68
		M24	38	0,015497	23,23	15,34	0,00	0,00	4,69	1,51
		M25	36	-0,034902	59,87	116,48	0,00	0,00	5,20	7,19

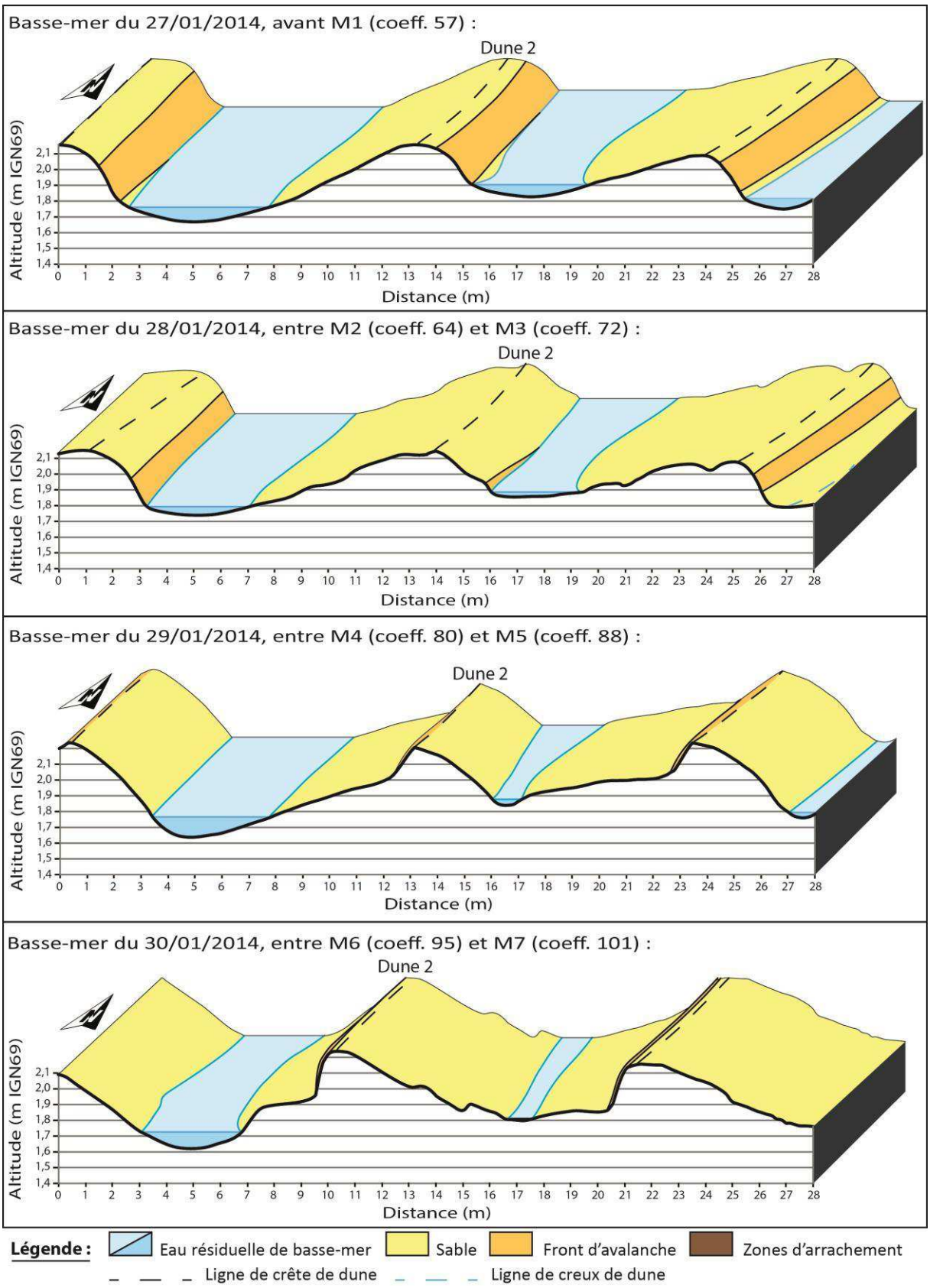
Annexe III. 13. Variations altimétriques (cm) et profondeur d'eau (m) mesurées par les Altus lors des campagnes n°1 à 3. Les valeurs positives de l'altimétrie représentent une augmentation de l'altitude (accumulation sédimentaire) tandis que les valeurs négatives représentent une baisse de l'altitude (érosion sédimentaire).

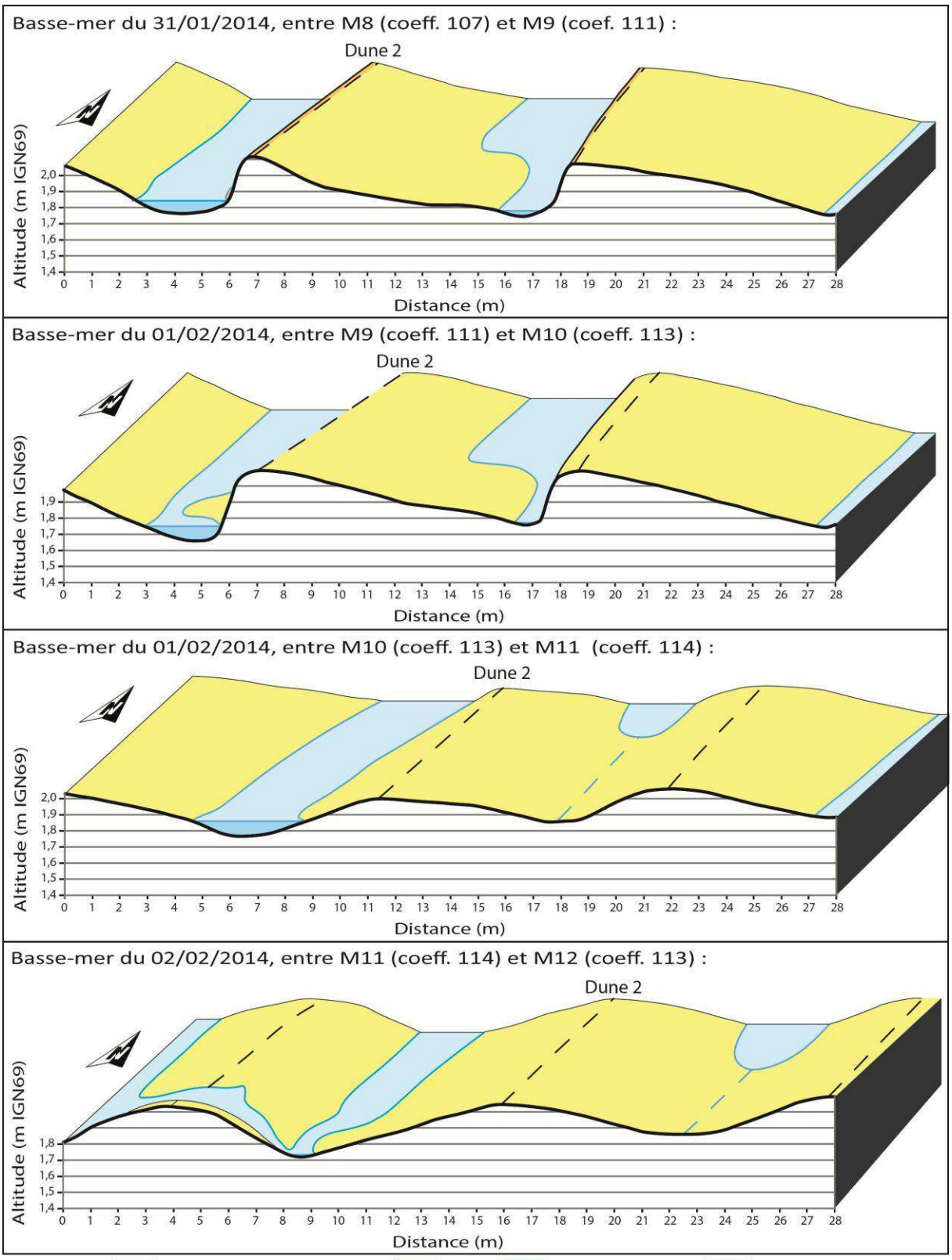


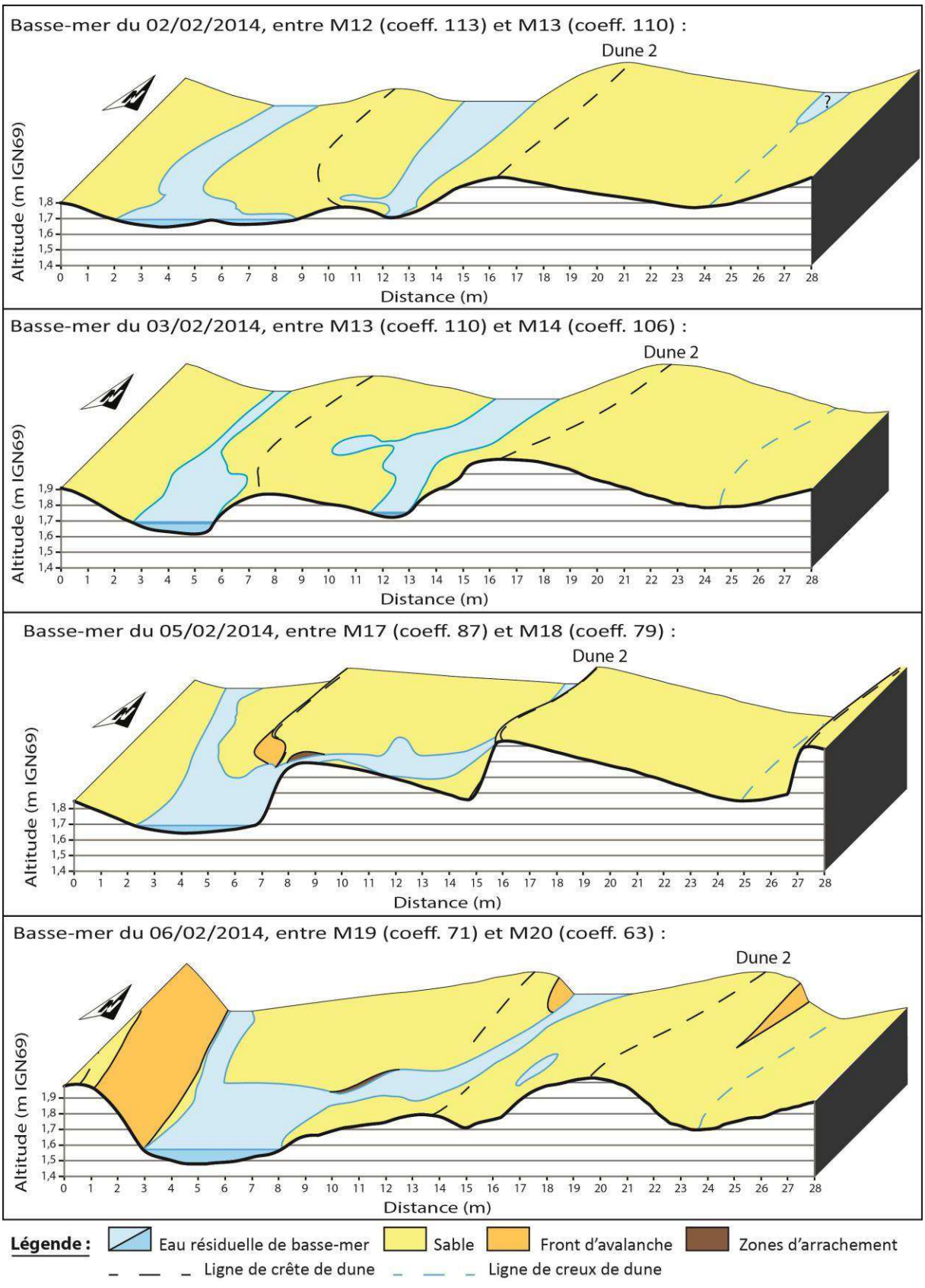
Annexe III. 14. Variations altimétriques (cm) et pression (m) mesurées par les Altus 1 à 4 lors de la campagne n°4 de janvier-février 2014. Les valeurs positives de l'altimétrie représentent une augmentation de l'altitude (accumulation sédimentaire) tandis que les valeurs négatives représentent une baisse de l'altitude (érosion sédimentaire) par rapport au premier point de mesure.

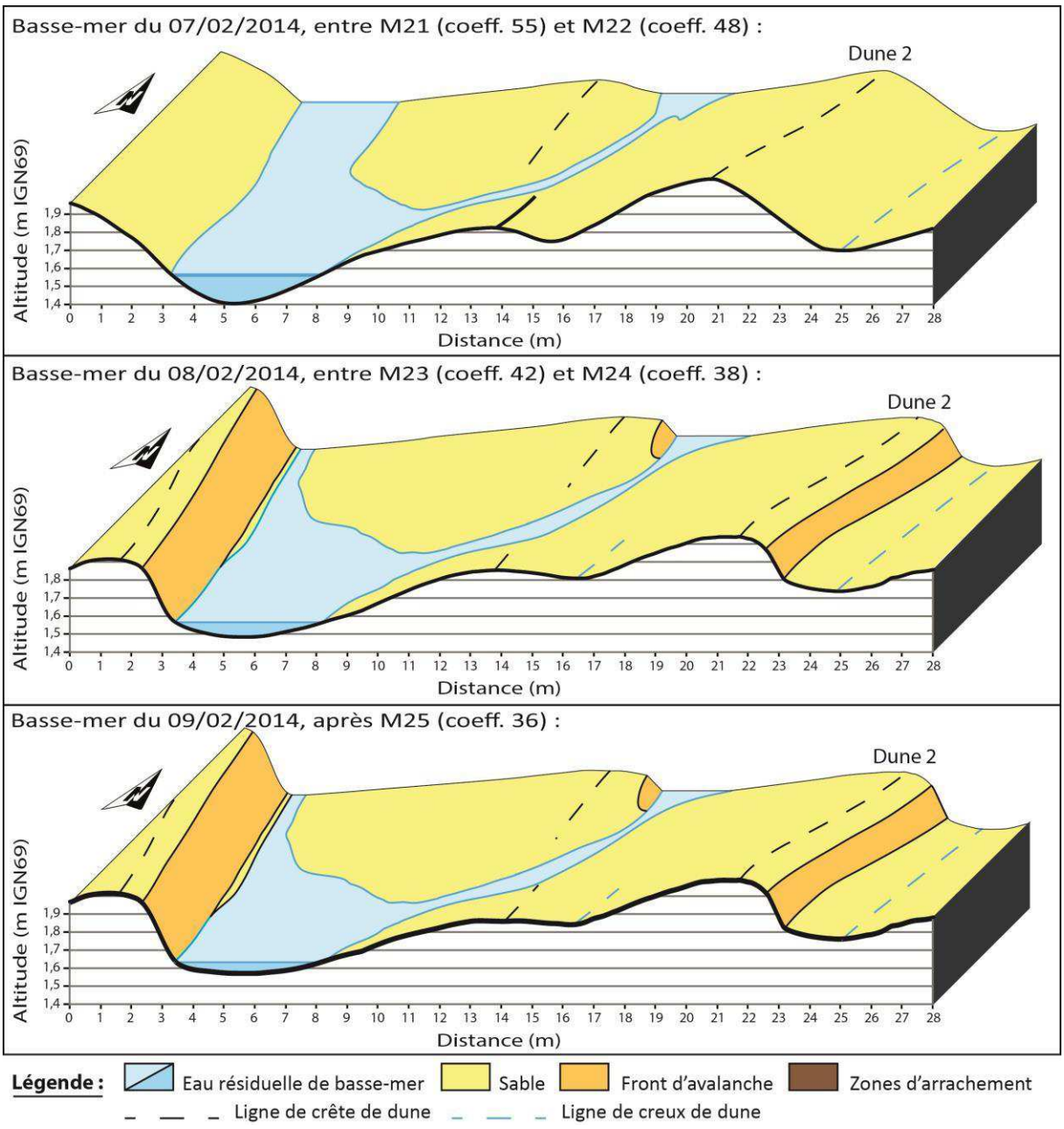


Annexe III. 15. Représentation schématique 3D de l'évolution morphologique des dunes lors de quelques basses-mers de plein jour de la campagne de janvier-février 2014.




Basse-mer du 31/01/2014, entre M8 (coeff. 107) et M9 (coef. 111) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Basse-mer du 01/02/2014, entre M9 (coeff. 111) et M10 (coeff. 113) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Basse-mer du 01/02/2014, entre M10 (coeff. 113) et M11 (coeff. 114) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Basse-mer du 02/02/2014, entre M11 (coeff. 114) et M12 (coeff. 113) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Légende :
Eau résiduelle de basse-mer
Sable
Front d'avalanche
Zones d'arrachement
Ligne de crête de dune
Ligne de creux de dune

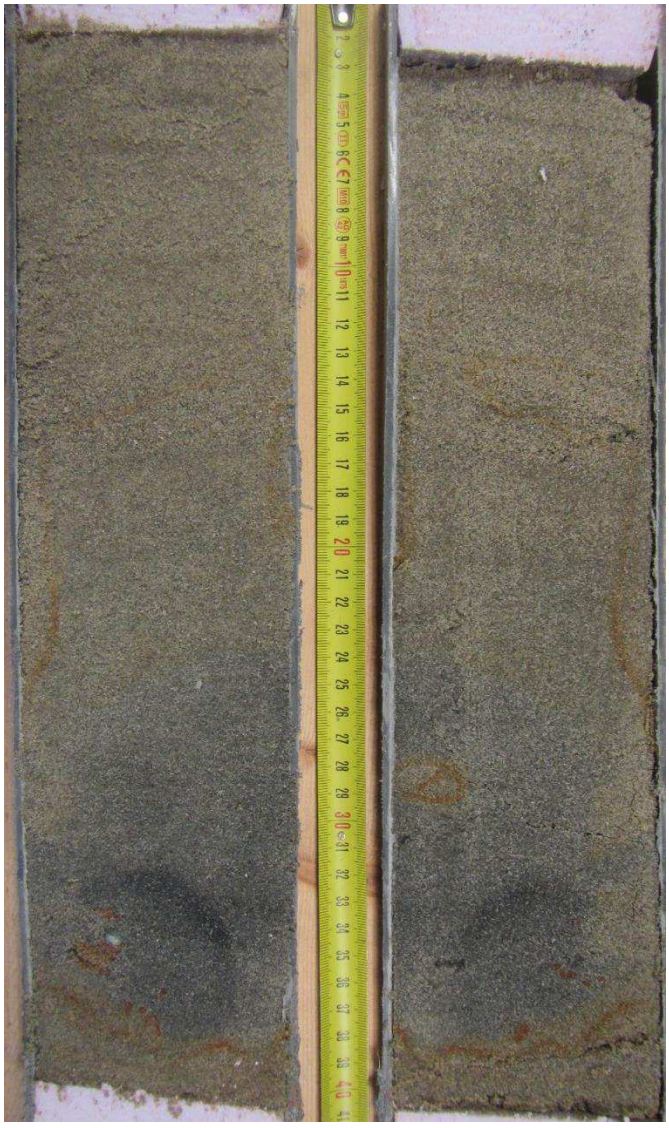

Basse-mer du 02/02/2014, entre M12 (coeff. 113) et M13 (coeff. 110) :
Dune 2
?
Altitude (m IGN69)
1,8
1,7
1,6
1,5
1,4
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28
Distance (m)
Basse-mer du 03/02/2014, entre M13 (coeff. 110) et M14 (coeff. 106) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
1,9
1,8
1,7
1,6
1,5
1,4
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28
Distance (m)
Basse-mer du 05/02/2014, entre M17 (coeff. 87) et M18 (coeff. 79) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
1,8
1,7
1,6
1,5
1,4
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28
Distance (m)
Basse-mer du 06/02/2014, entre M19 (coeff. 71) et M20 (coeff. 63) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
1,9
1,8
1,7
1,6
1,5
1,4
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28
Distance (m)
Légende :
Eau résiduelle de basse-mer
Sable
Front d'avalanche
Zones d'arrachement
Ligne de crête de dune
Ligne de creux de dune


Basse-mer du 07/02/2014, entre M21 (coeff. 55) et M22 (coeff. 48) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Basse-mer du 08/02/2014, entre M23 (coeff. 42) et M24 (coeff. 38) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Basse-mer du 09/02/2014, après M25 (coeff. 36) :
Dune 2
Altitude (m IGN69)
Distance (m)
Légende :
Eau résiduelle de basse-mer
Sable
Front d'avalanche
Zones d'arrachement
Ligne de crête de dune
Ligne de creux de dune

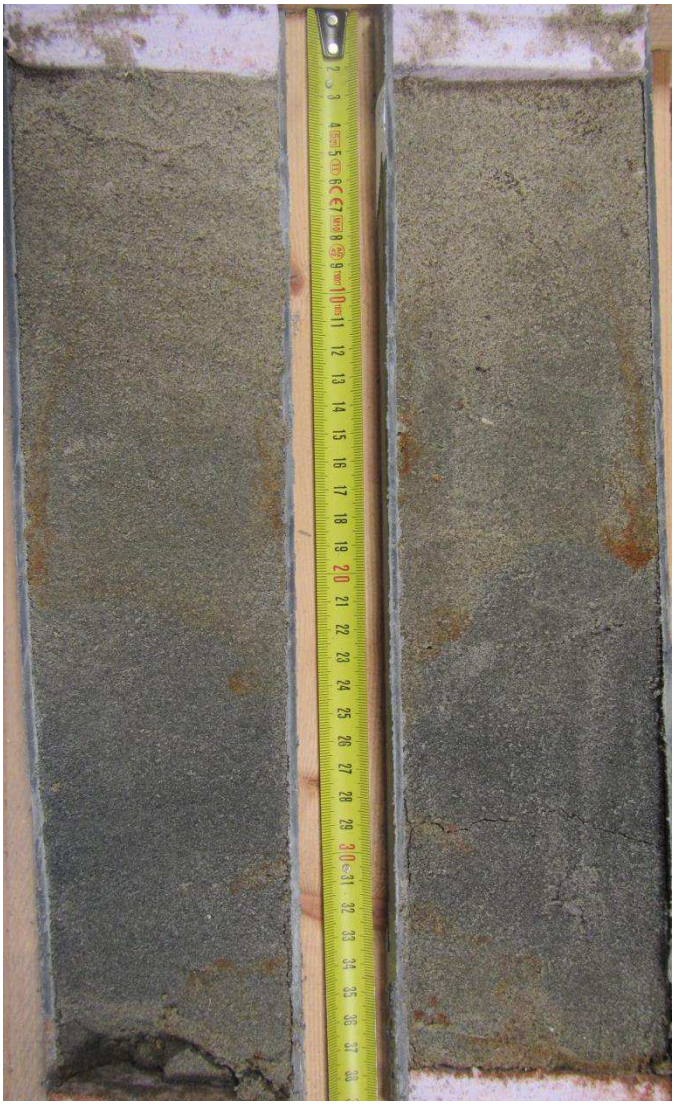
Annexe III. 16. Photographies des carottes des campagnes de juin et septembre 2013 (Site Ouest).

Carottes de la campagne n°1 (24 et 25 juin 2013), situées en crête (3) et en creux (1) de dune :

Crête de dune (DC-C 24/06/2013)

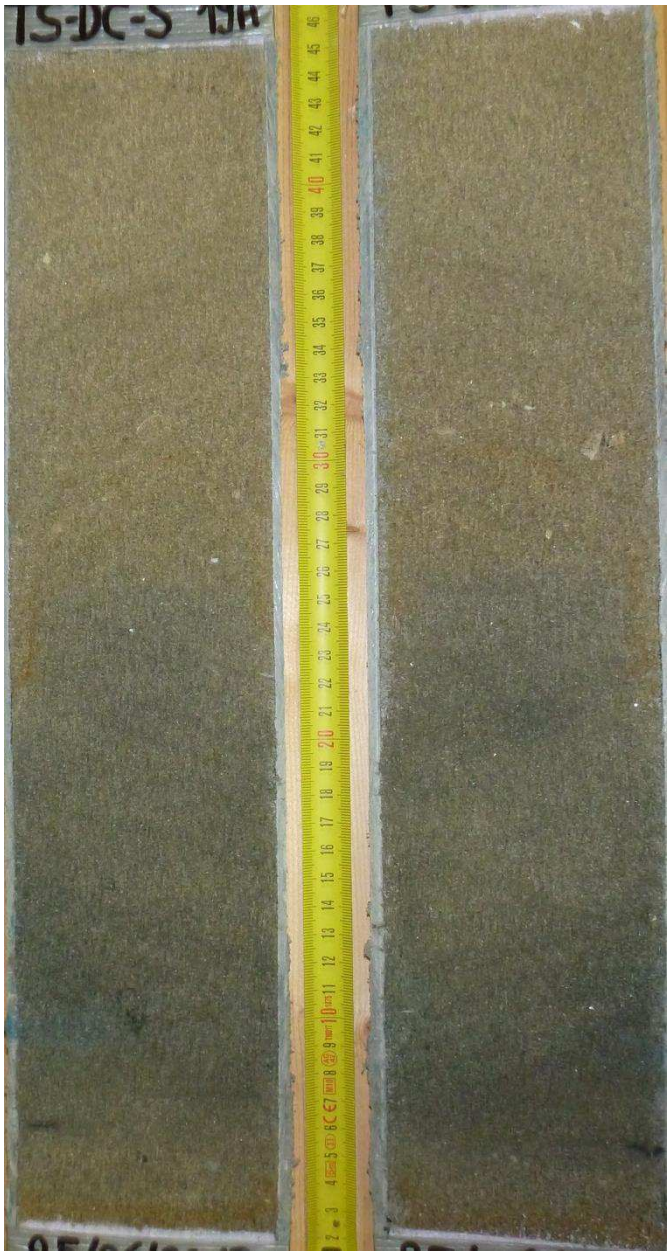


Crête de dune (TS-DC-S 25/06/2013)



Creux de dune (TS-DO-D 25/06/2013)

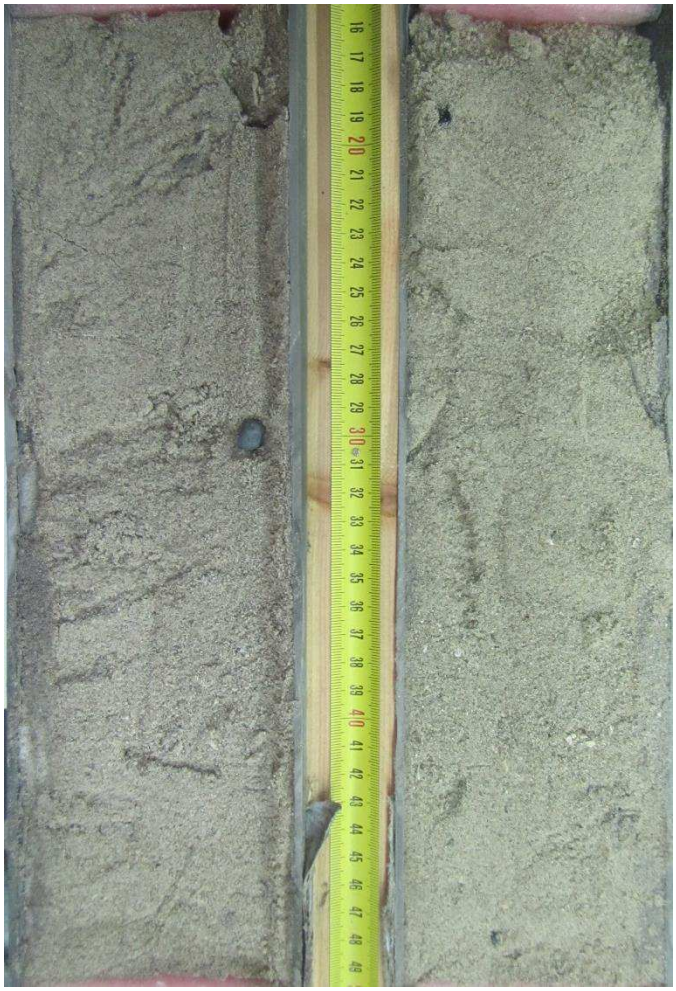
Crête de dune (TS-DC-S 25/06/2013 soir)



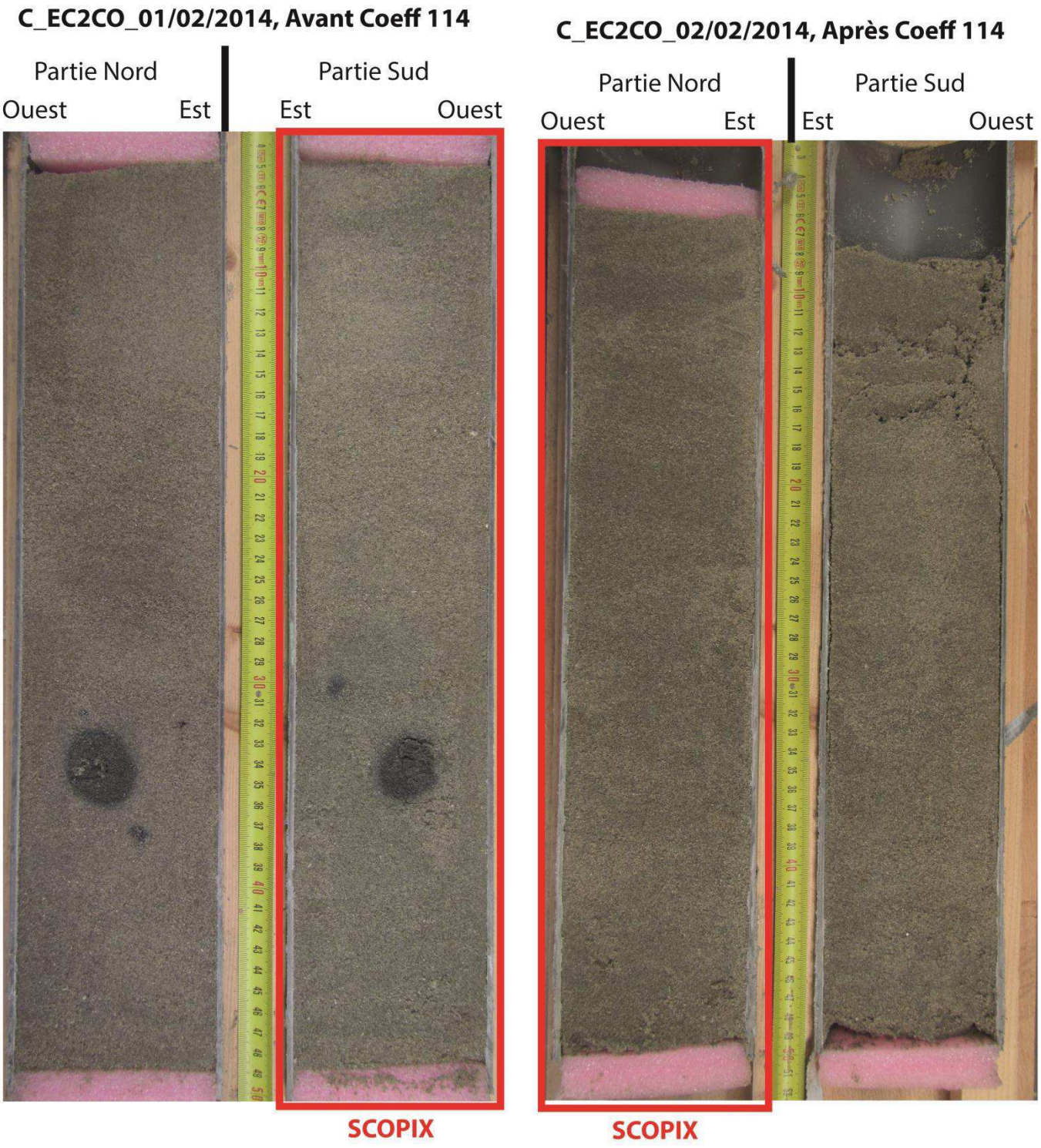
Carottes de la campagne n°2 (26 au 28 septembre 2013), situées en crête et en creux de dune :

Crête de dune (EC2CO-S1 26/09/2013)

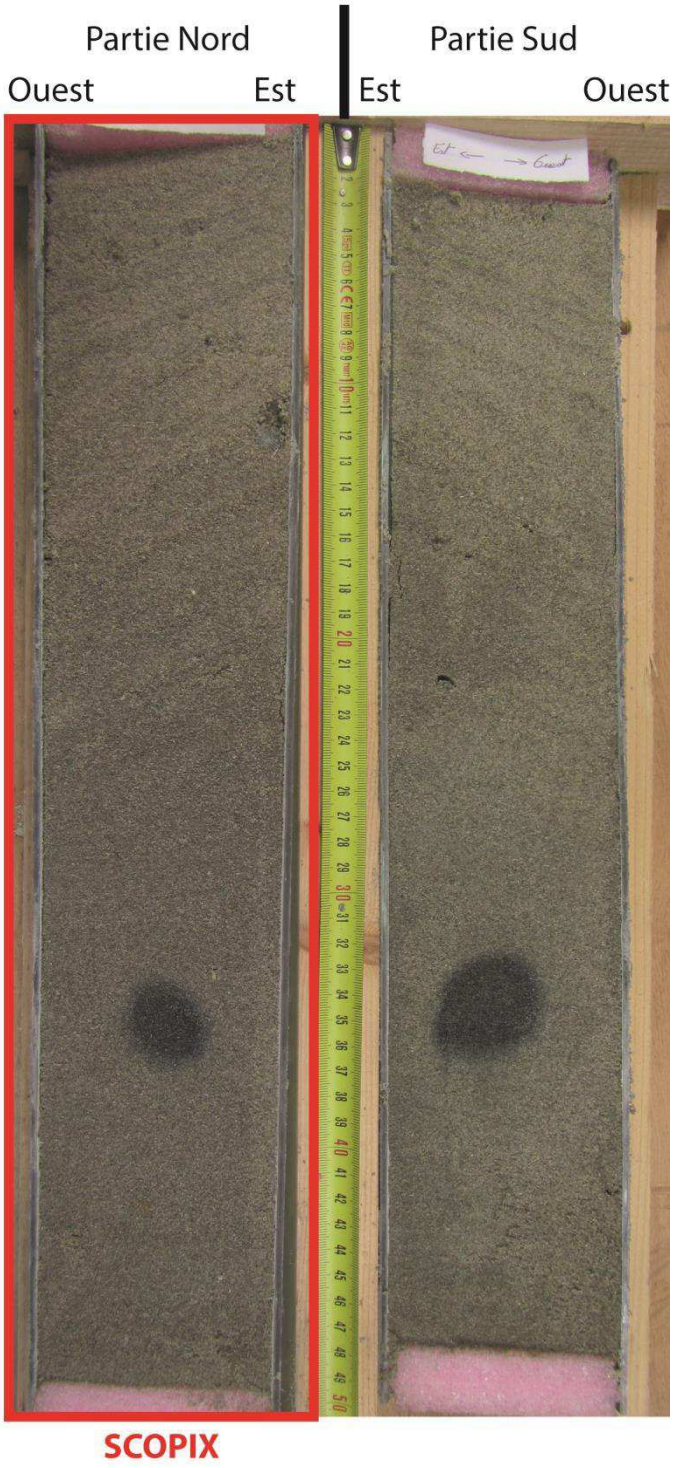
Creux de dune (EC2CO-Creux 26/09/2013)



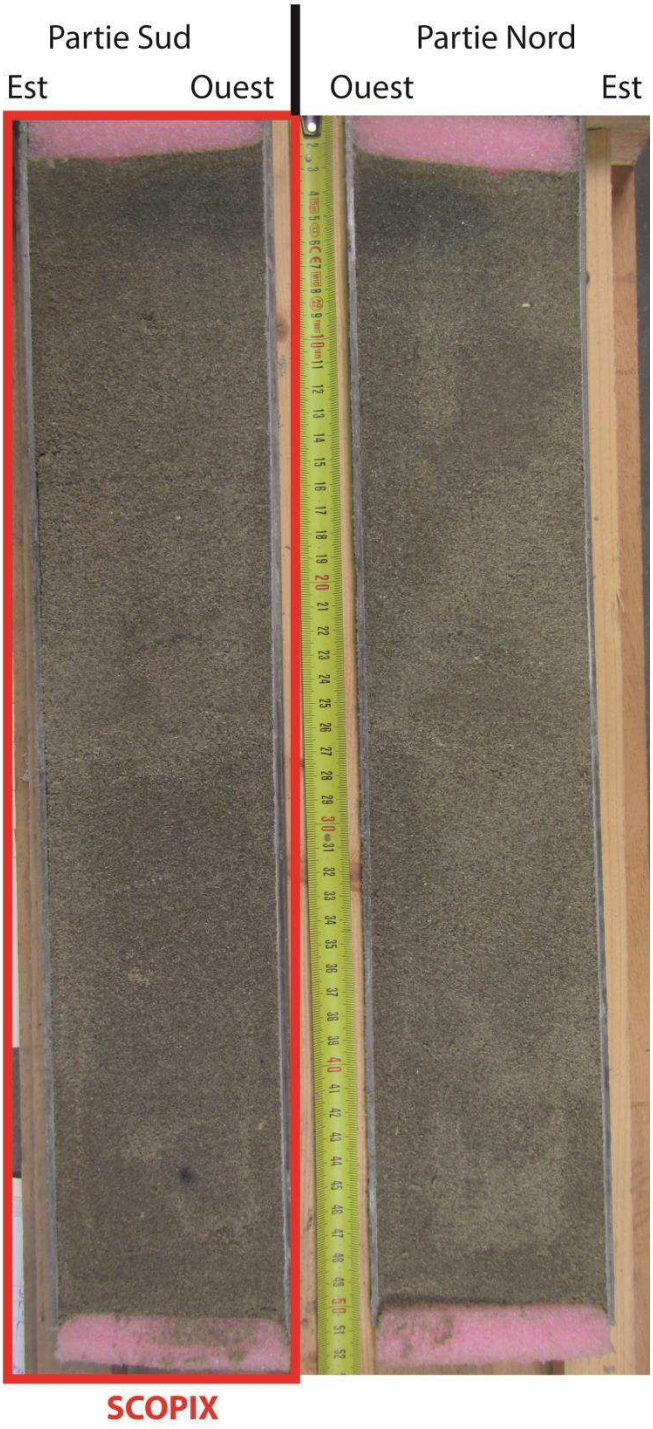
Annexe III. 17. Photographies des carottes orientées de la campagne n°4 de janvier-février 2014 (Site Est) juste après leur ouverture. Les moitiés de carottes utilisées pour l'analyse de radioscopie RX via le système « SCOPIX » sont encadrées en rouge.



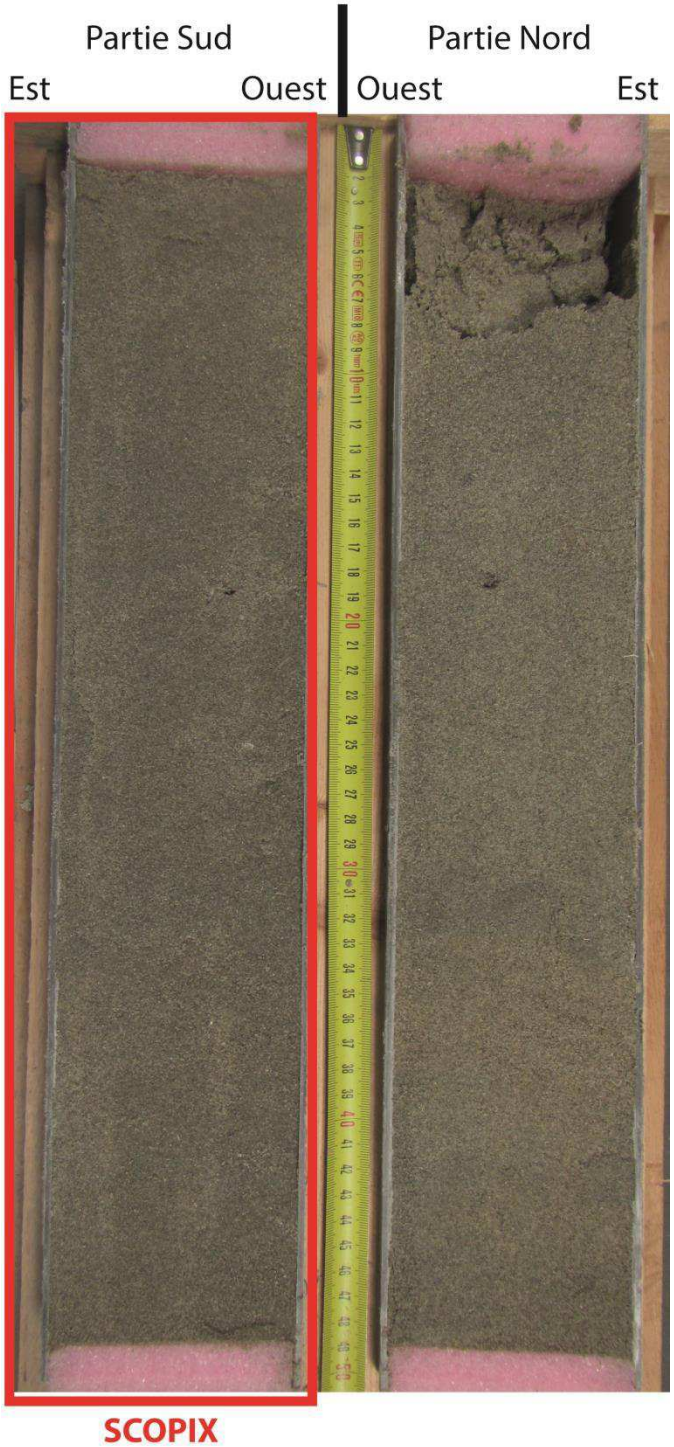
C_EC2CO_05/02/2014, Avant Coeff 79



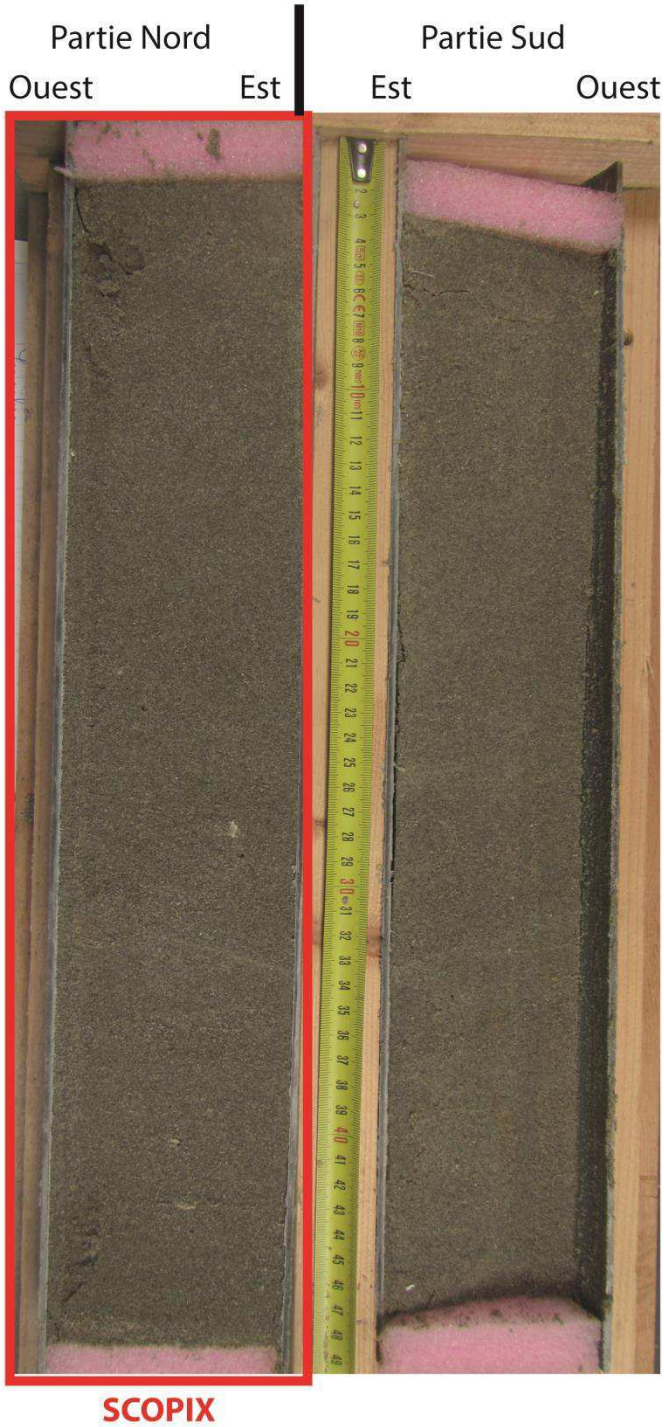
C_EC2CO_06/02/2014, Après Coeff 79



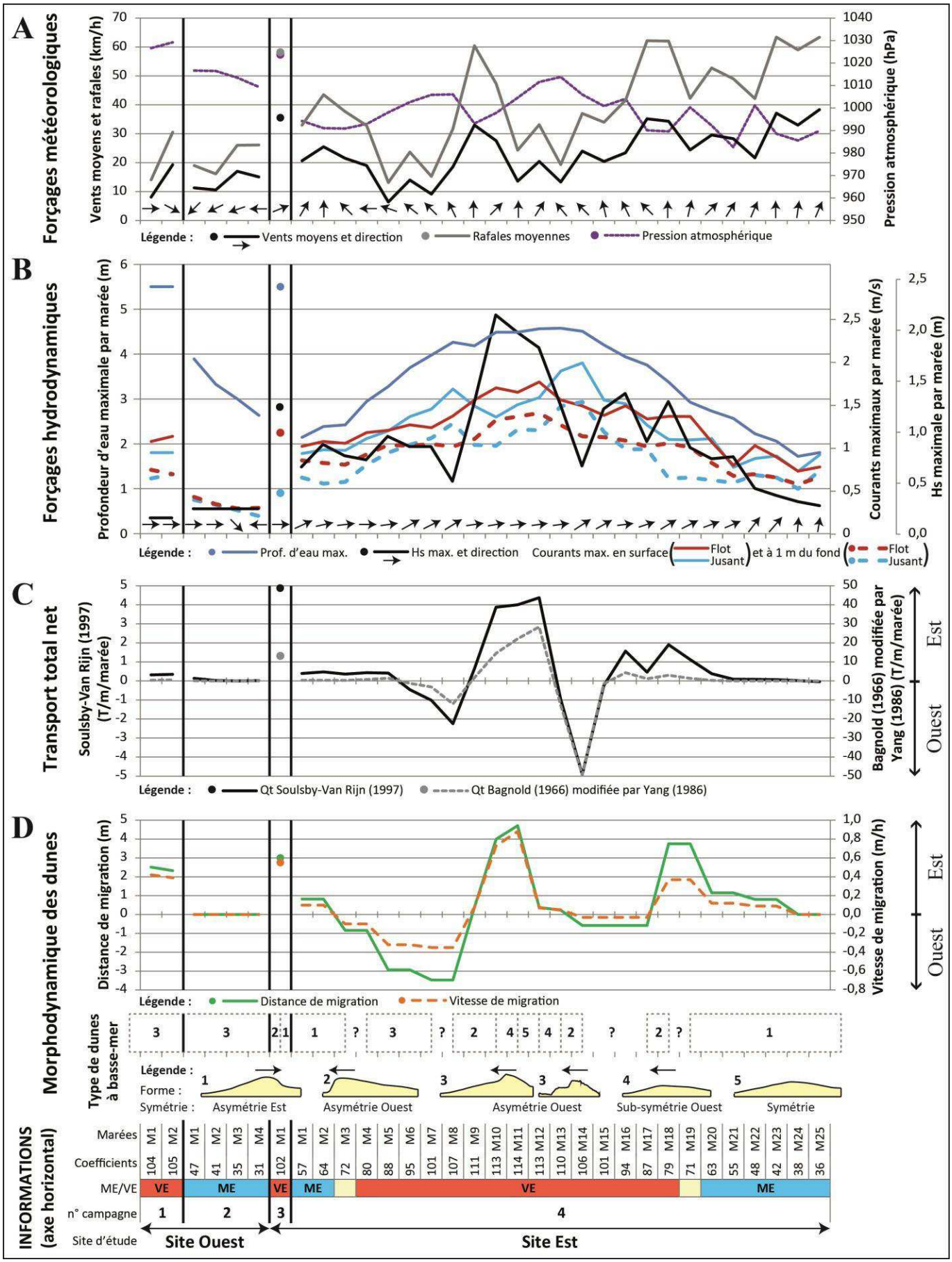
C_EC2CO_08/02/2014, Avant Coeff 38/36



C_EC2CO_09/02/2014, Après Coeff 38/36



Annexe III. 18. Influence des forçages météorologiques et hydrodynamiques marins sur le transport sédimentaire total net et la morphodynamique des dunes, observée chronologiquement lors des 4 campagnes de mesures de la thèse.

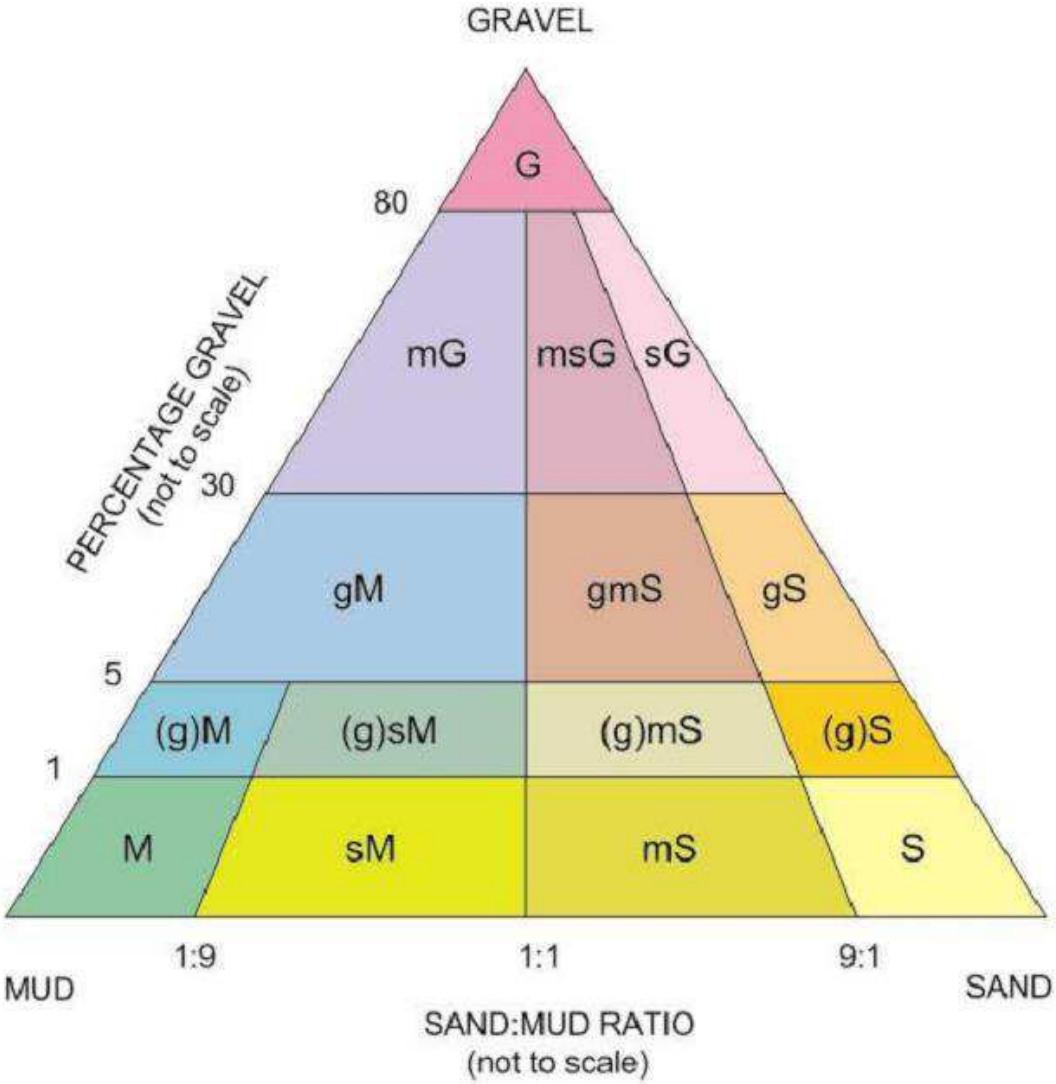


Annexe IV. 1. Ensemble des codes des classifications du SHOM (2013) et de Folk (1954, 1965), utilisés en cartographie sédimentologique.

Tableau des codes de la classification du SHOM (2013) :

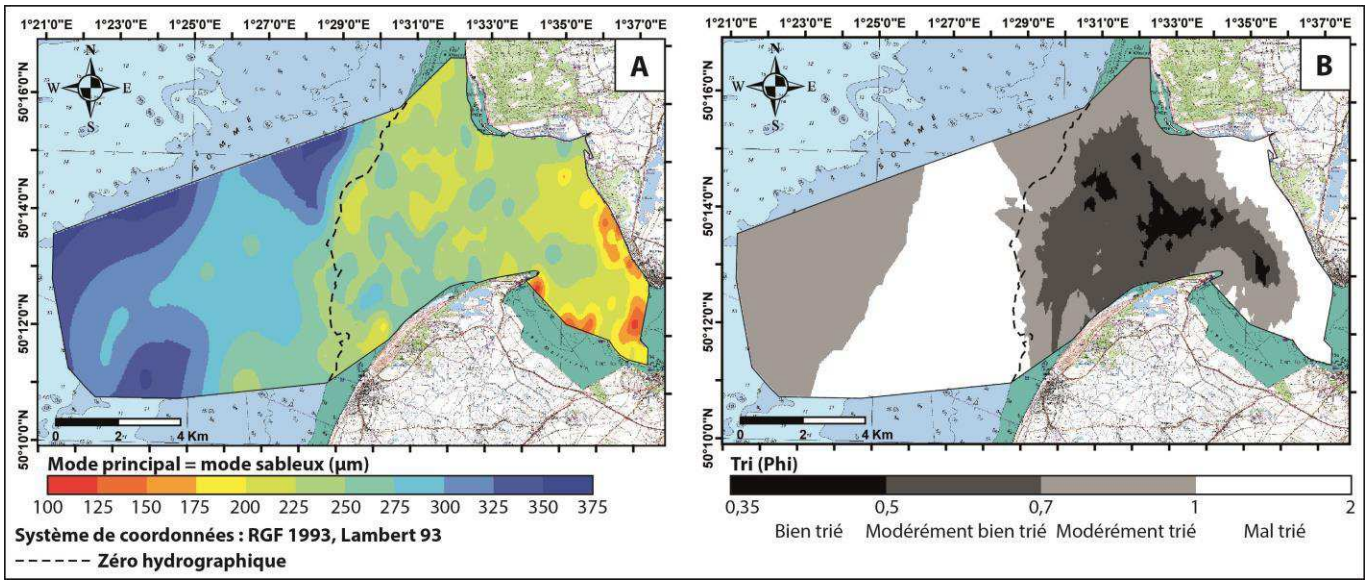
TYPVALE	nature_fon	Définition (le cas échéant)
NFC	cailloutis	sédiments contenant de 50 à 100% de particules supérieures à 20 millimètres
NFCG	cailloutis & graviers	sédiments contenant des cailloutis et de 15 à 50 % de graviers
NFGC	graviers & cailloutis	sédiments contenant des graviers et de 15 à 50 % de cailloutis
NFCV	cailloutis envasés	
NFG	graviers	sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 20 et 2 millimètres
NFGS	graviers sableux	sédiments contenant des graviers et de 15 à 50 % de sables
NFSG	sables graveleux	sédiments contenant des sables et de 15 à 50 % de graviers
NFGV	graviers envasés	
NFS	sables	sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 2 et 0,5 millimètres
NFSF	sables fins	sédiments contenant de 50 à 100 % de particules comprises entre 0,5 et 0,05 millimètres
NFSV	sables vaseux	sables contenant entre 5 et 20 % de particules inférieures à 0,05 millimètres
NFSFV	sables fins vaseux	sables fins contenant entre 5 et 20 % de particules inférieures à 0,05 millimètres.
NFVS	vases sableuses	sable contenant entre 20 et 50 % de particules inférieures à 0,05 millimètres.
NFV	vases	sédiments contenant de 50 à 100 % de particules inférieures à 0,05 millimètres.
NFRoche	roches	roches
NFSi	silts	
NFASi	argiles silteuses	
NFSiA	silts argileux	
NFSSi	sables et silts	
NFSFSi	sables fins et silts	

Diagramme ternaire de la classification de Folk (1954, 1965) (*in* Long, 2006) :



M	Mud
sM	Sandy mud
(g)M	Slightly gravelly mud
(g)sM	Slightly gravelly sandy mud
gM	Gravelly mud
S	Sand
mS	Muddy sand
(g)S	Slightly gravelly sand
(g)mS	Slightly gravelly muddy sand
gmS	Gravelly muddy sand
gS	Gravelly sand
G	Gravel
mG	Muddy gravel
msG	Muddy sandy gravel
sG	Sandy gravel

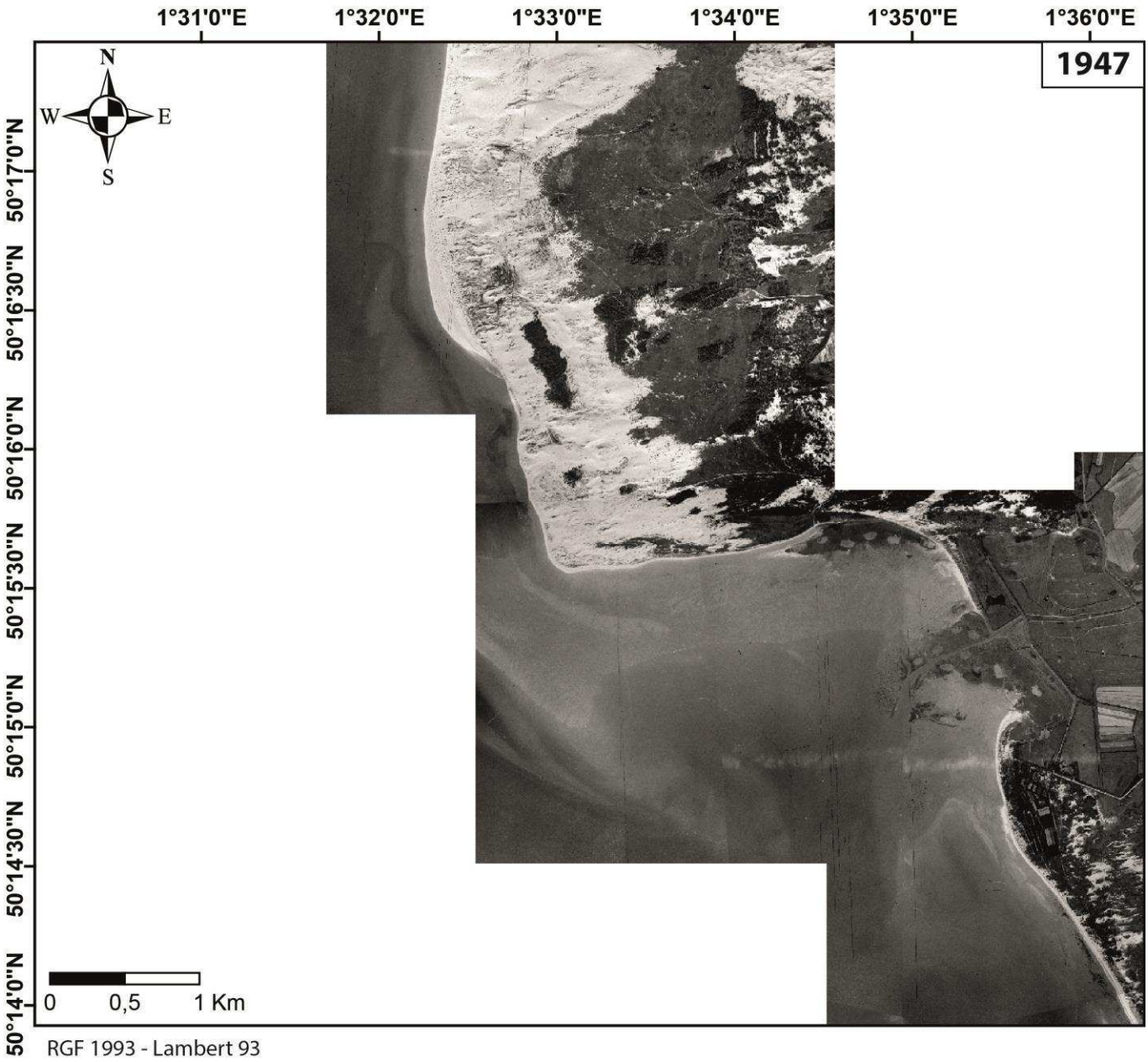
Annexe IV. 2. Cartographies des paramètres sédimentologiques de la Baie de Somme en 2013 : mode sableux (A) et tri (B).

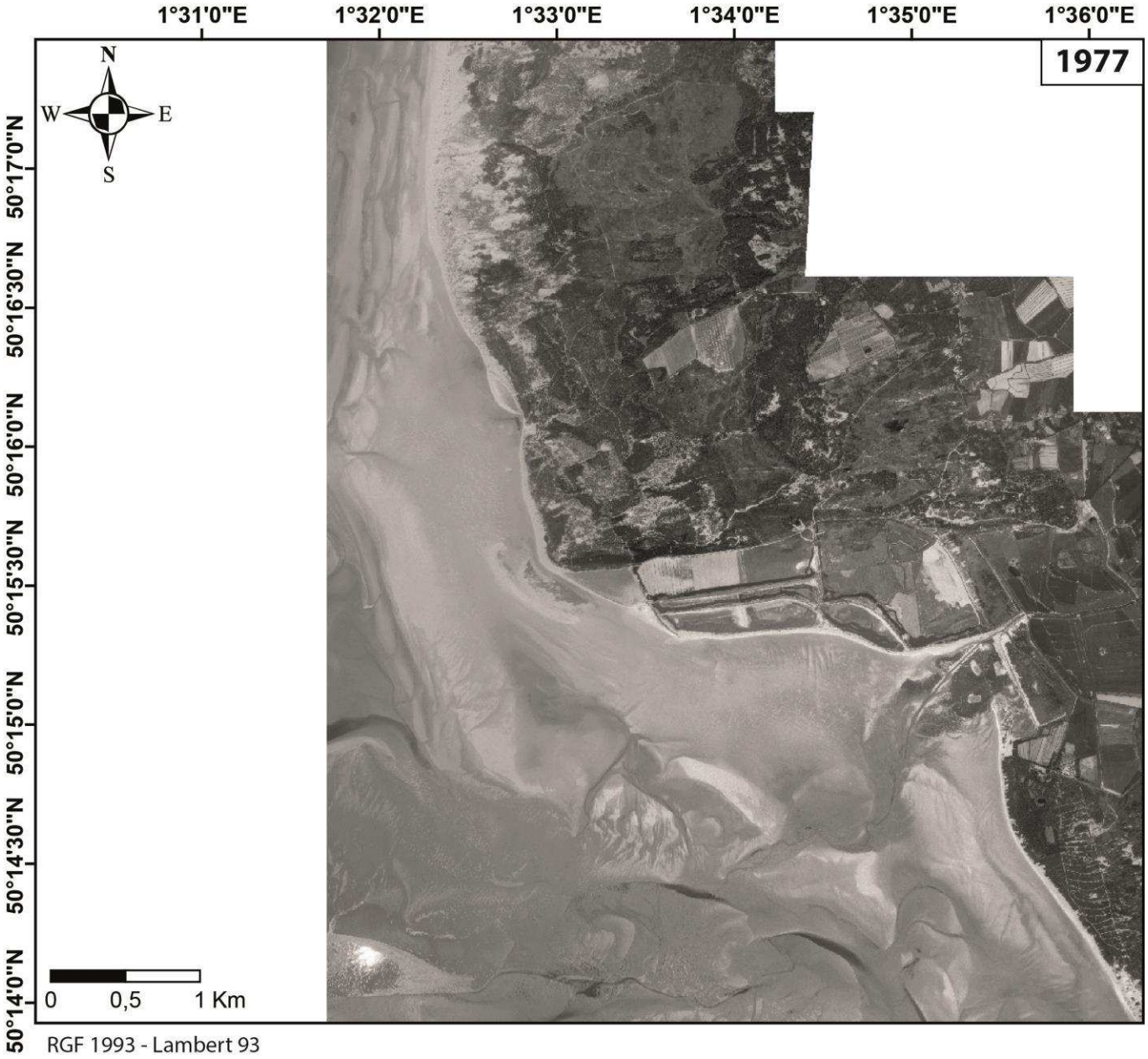


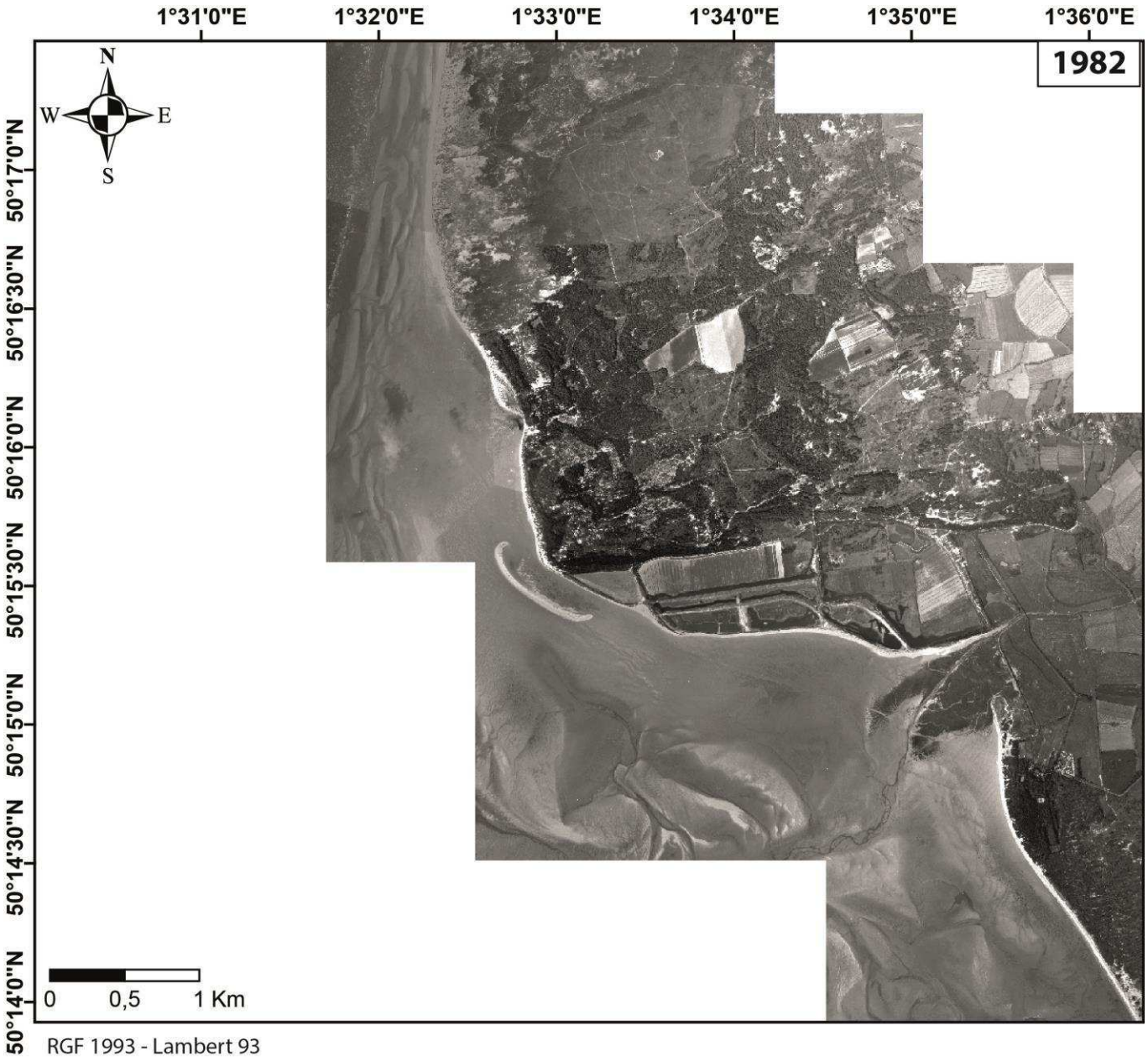
Annexe IV. 3. Incertitudes minimales dans la mesure de l'évolution du trait de côte par interprétation d'orthophotographies, entre 1947 et 2011, calculées selon la méthode de Durand (1999).

Orthophotographies		Erreurs				
Année	**Taille de pixel (m)**	**Repérage des amers (± 1 pixel)**	**Calcul des modèles polynomiaux (± 1 pixel)**	**Digitalisation (± 3 pixels)**	**Marge d'erreur par année (m)**	**Incertitude entre 2 années (m)**
1947	0,5	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5	
						± 5
1977	0,5	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5	
						± 5
1982	0,5	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5	
						± 5
2001	0,5	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5	
						± 5
2007	0,5	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5	
						± 5
2011	0,5	± 0,5	± 0,5	± 1,5	± 2,5	

Annexe IV. 4. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « cordon dunaire » du Marquenterre et illustrant (en plus des MNTs LiDAR de 2012 à 2013) la position du système de barres/bâches du nord de la Baie de Somme. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) sont présentées sur les orthophotographies de 2011.



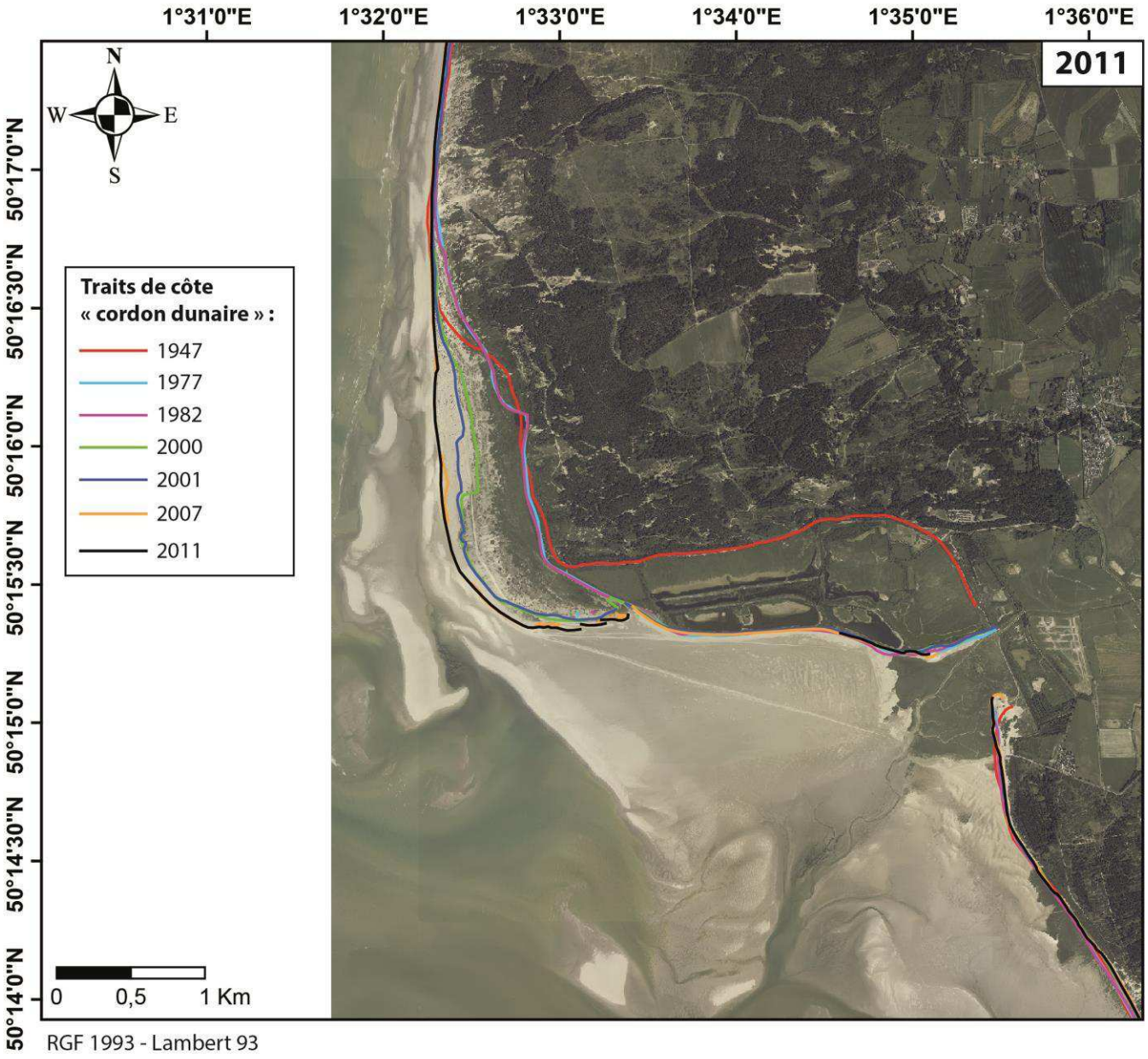

1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
1977
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93

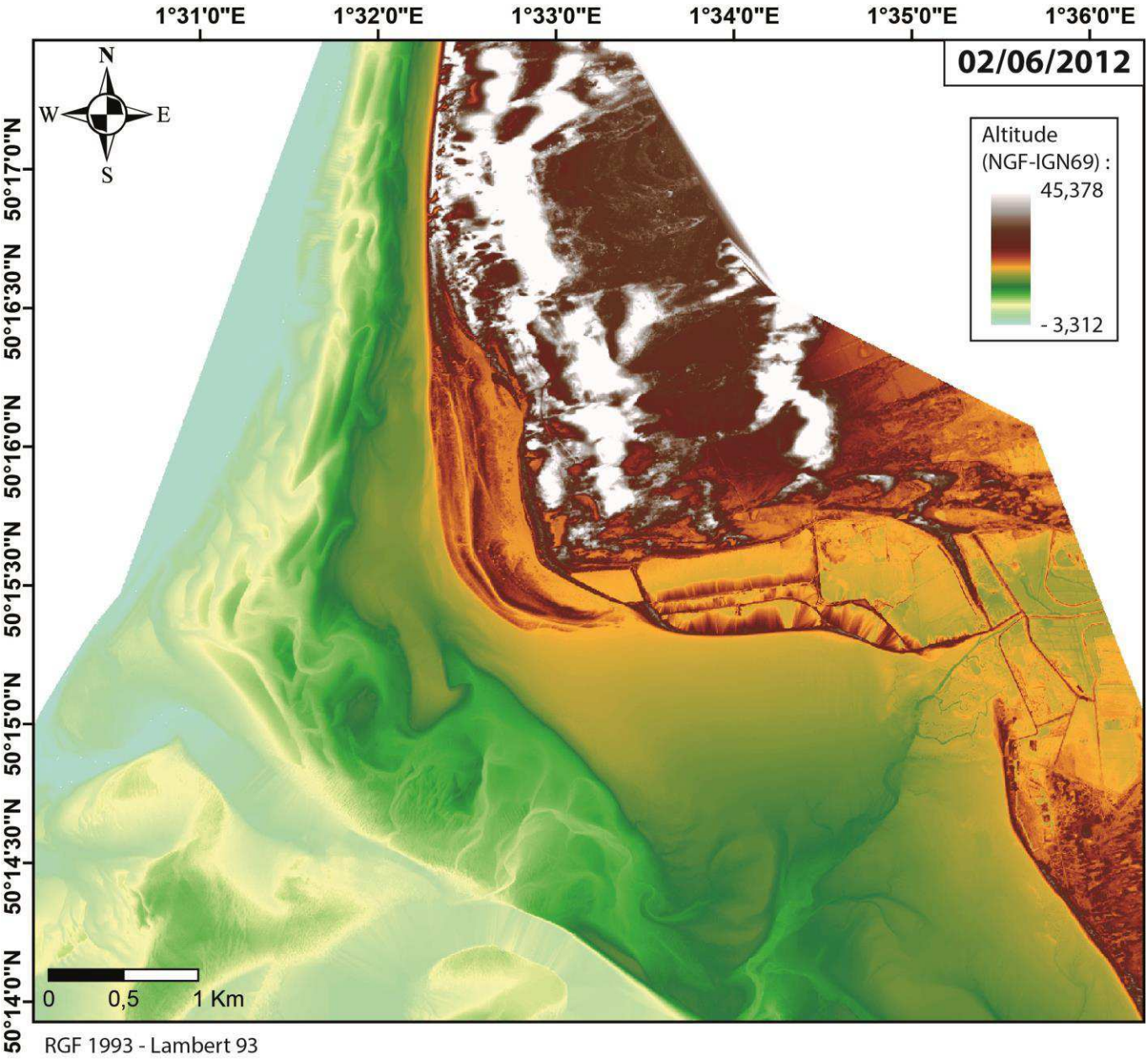

1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
1982
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93

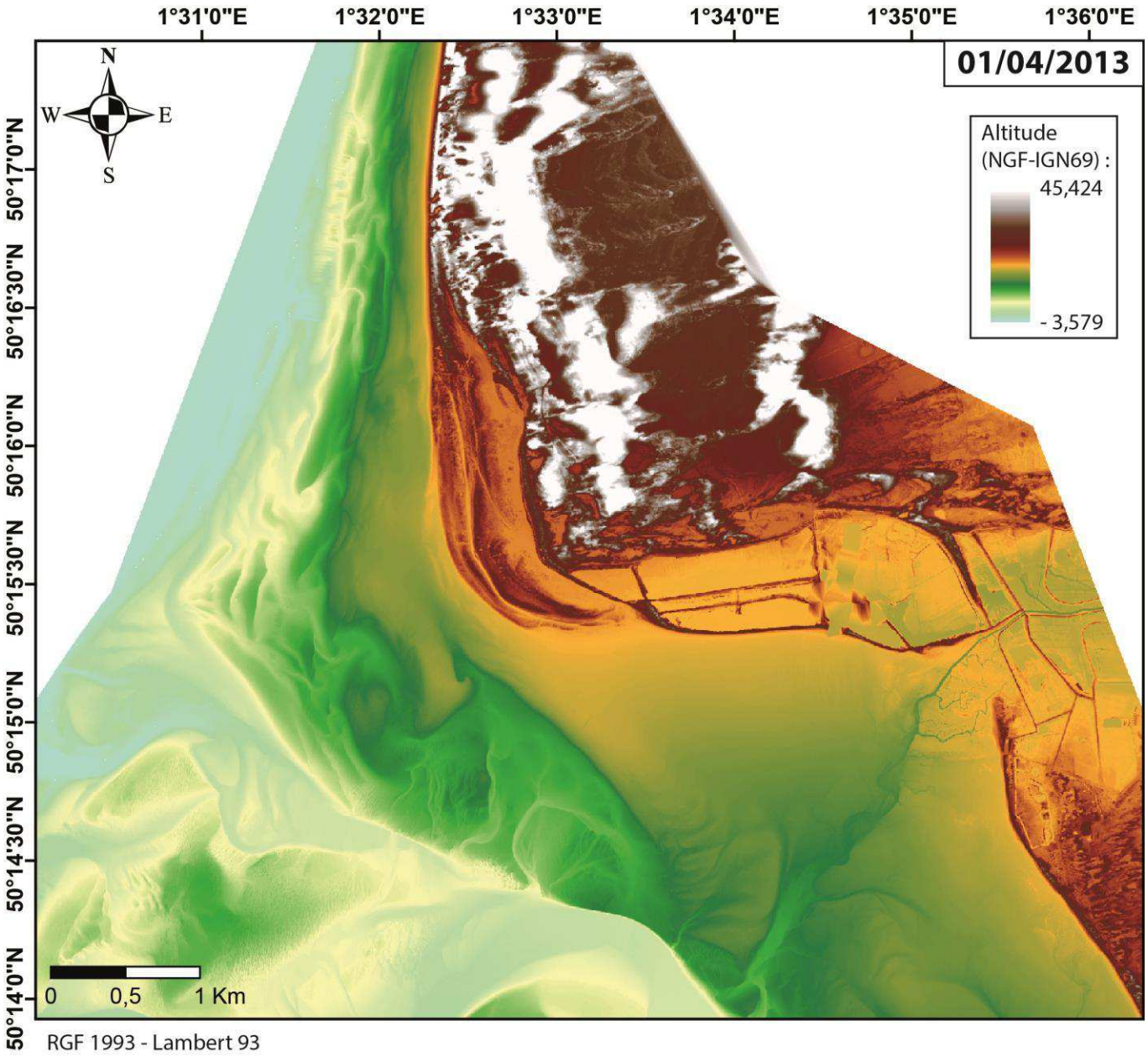
1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
2000
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93

1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
2001
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93

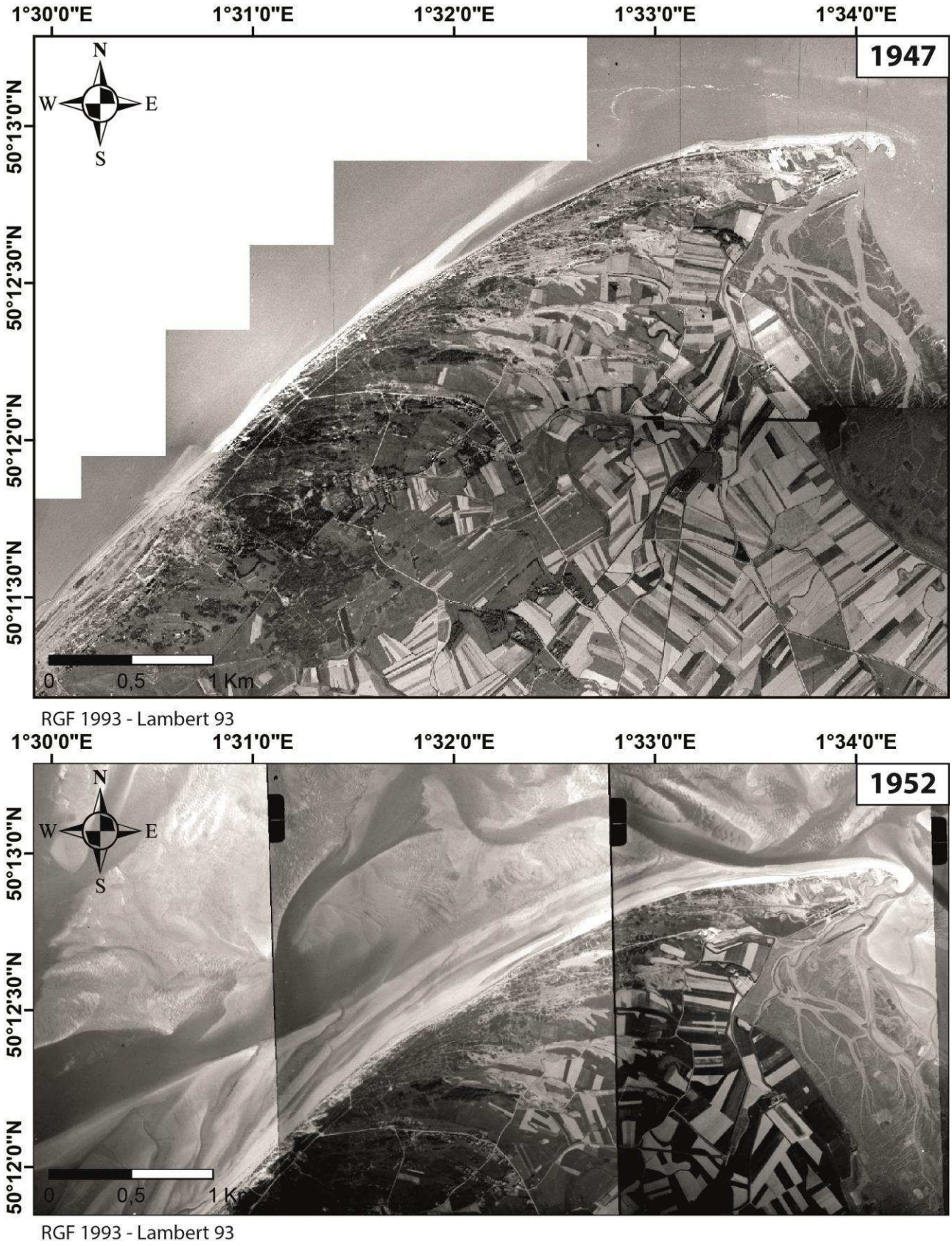
1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
2007
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93

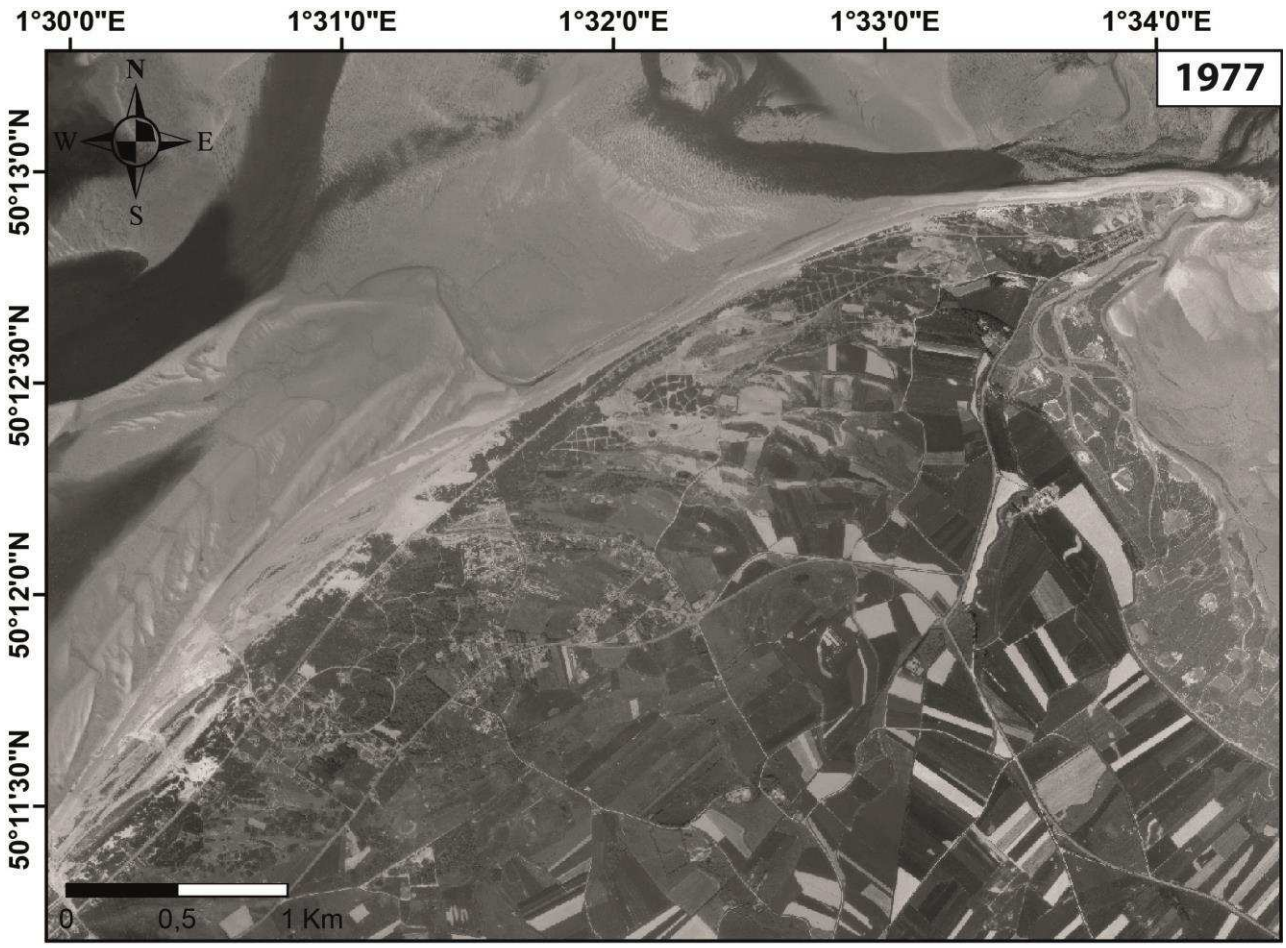

1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
2011
Traits de côte
« cordon dunaire » :
1947
1977
1982
2000
2001
2007
2011
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93


1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
02/06/2012
Altitude
(NGF-IGN69) :
45,378
- 3,312
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93


1°31'0"E
1°32'0"E
1°33'0"E
1°34'0"E
1°35'0"E
1°36'0"E
50°17'0"N
50°16'30"N
50°16'0"N
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
N
W
E
S
01/04/2013
Altitude
(NGF-IGN69) :
45,424
- 3,579
0
0,5
1 Km
RGF 1993 - Lambert 93

Annexe IV. 5. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « cordon de galets » et illustrant (en plus des MNTs LiDAR de 2011 à 2013) la position du système de barres/bâches du sud de la Baie de Somme. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) sont présentées sur les orthophotographies de 2011.



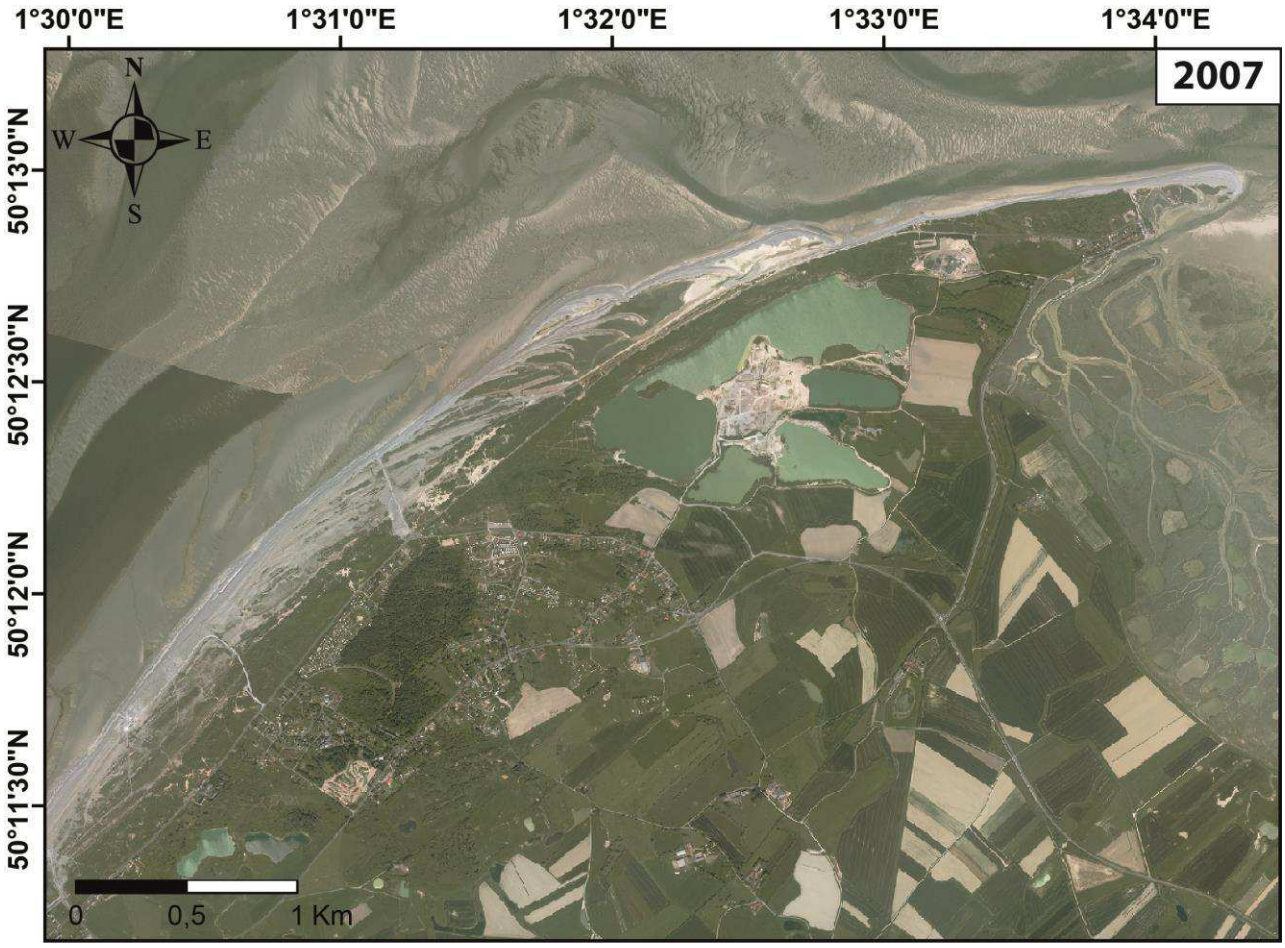


RGF 1993 - Lambert 93

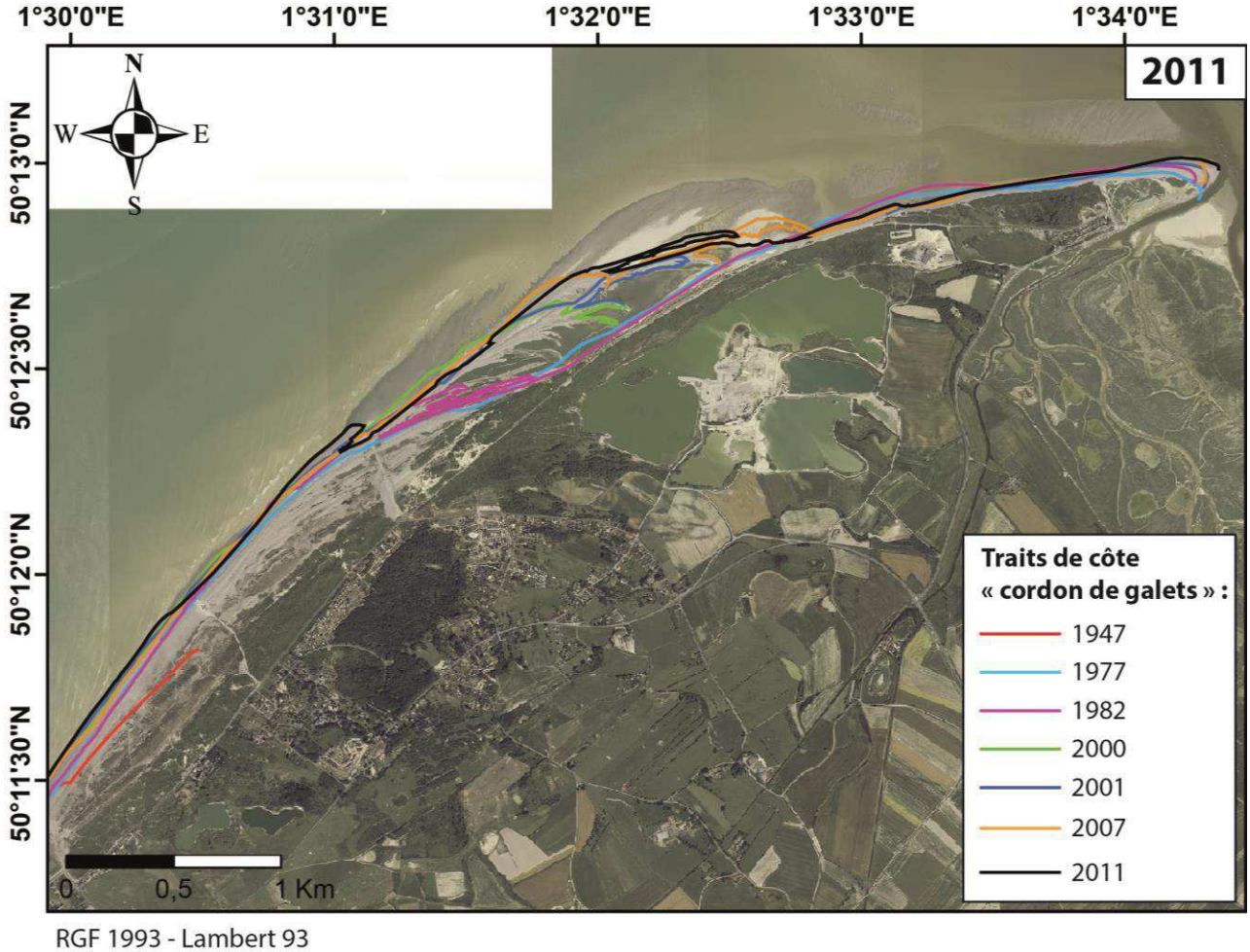
RGF 1993 - Lambert 93

RGF 1993 - Lambert 93

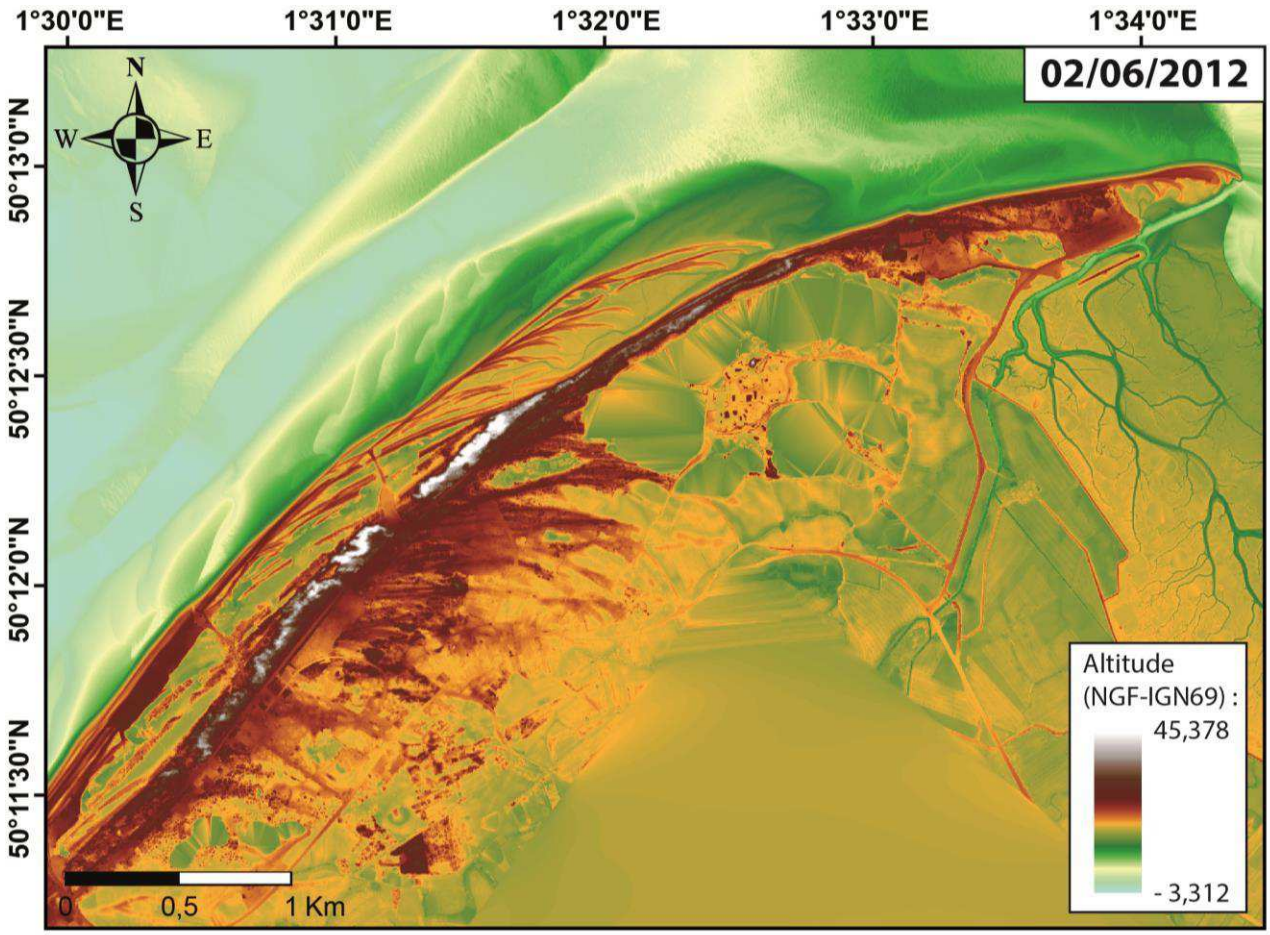
RGF 1993 - Lambert 93



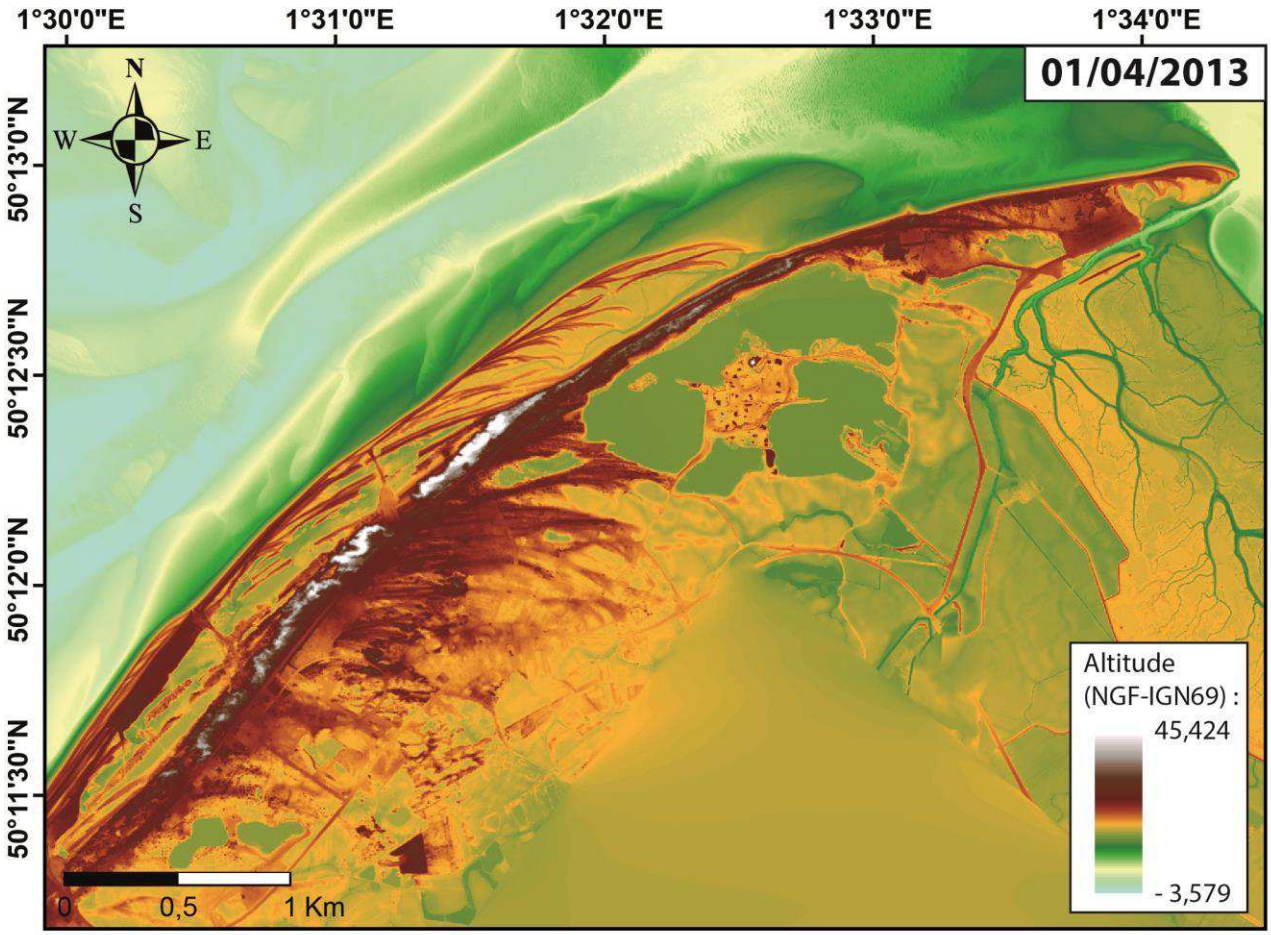
RGF 1993 - Lambert 93



RGF 1993 - Lambert 93



RGF 1993 - Lambert 93



RGF 1993 - Lambert 93

Annexe IV. 6. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « limite schorre/slikke » des mollières sud et est de la baie. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) et Charlotte Michel (1952) sont présentées sur les orthophotographies de 2011.

RGF 1993 - Lambert 93

RGF 1993 - Lambert 93

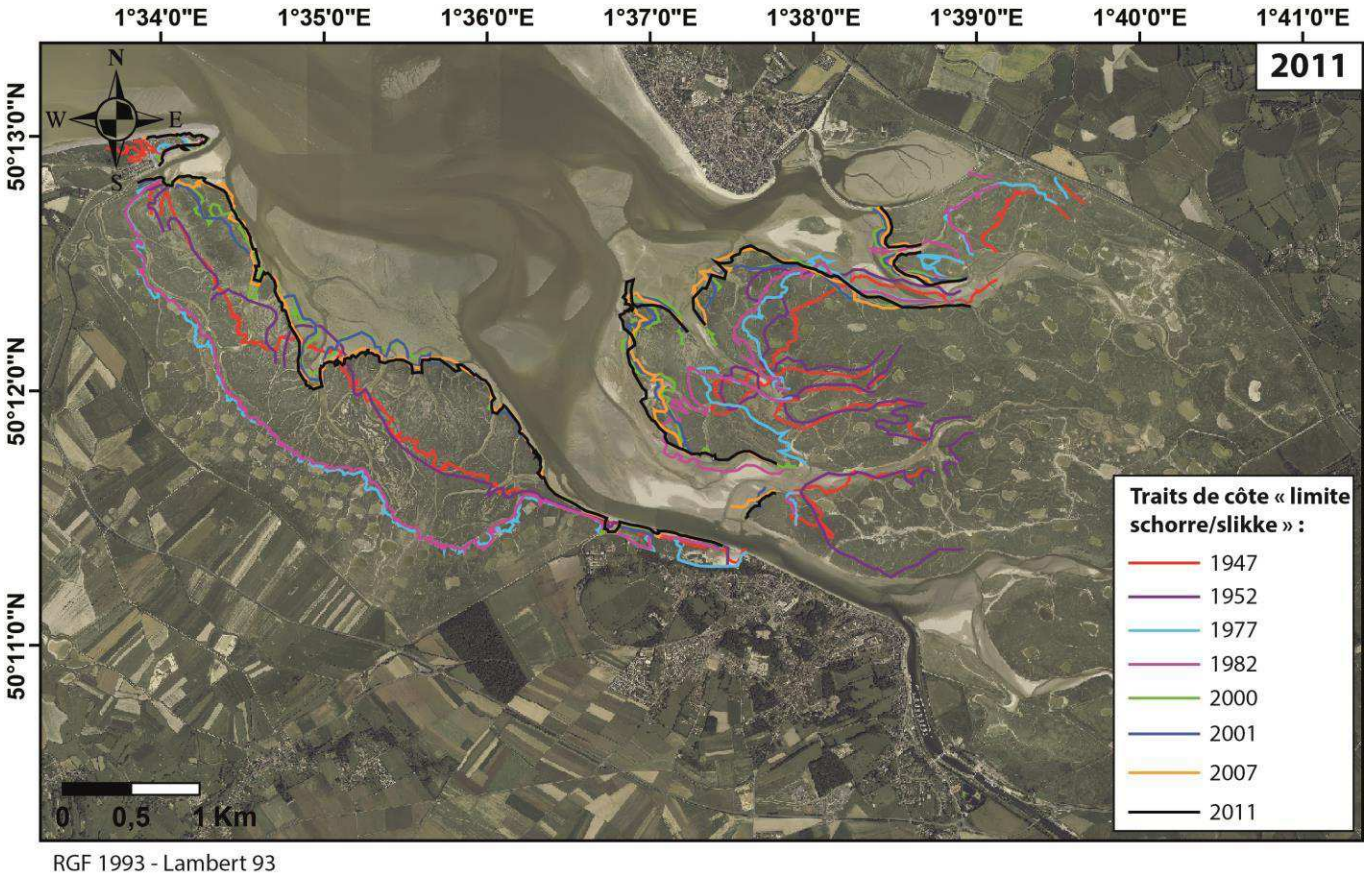
RGF 1993 - Lambert 93

RGF 1993 - Lambert 93

RGF 1993 - Lambert 93

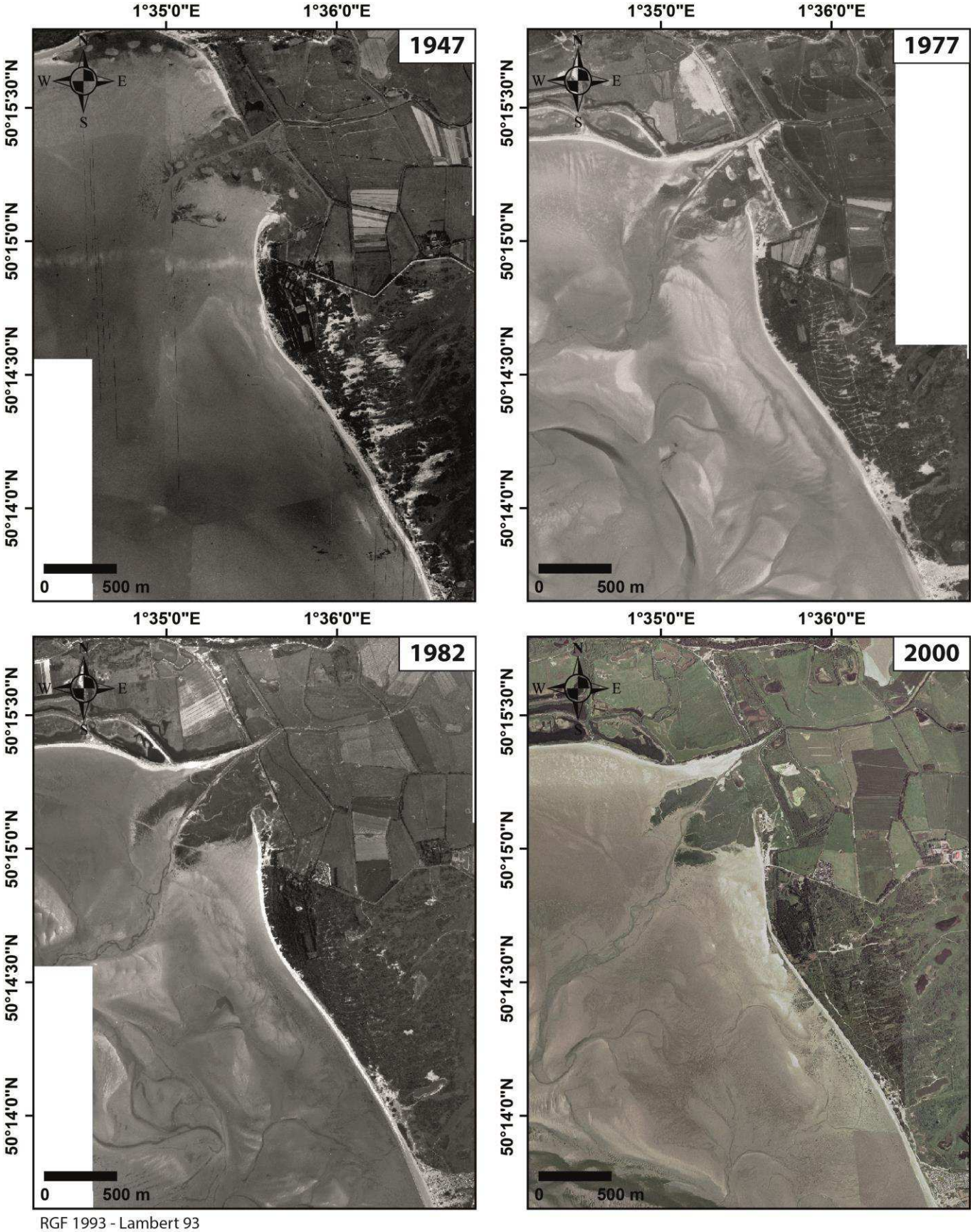
RGF 1993 - Lambert 93

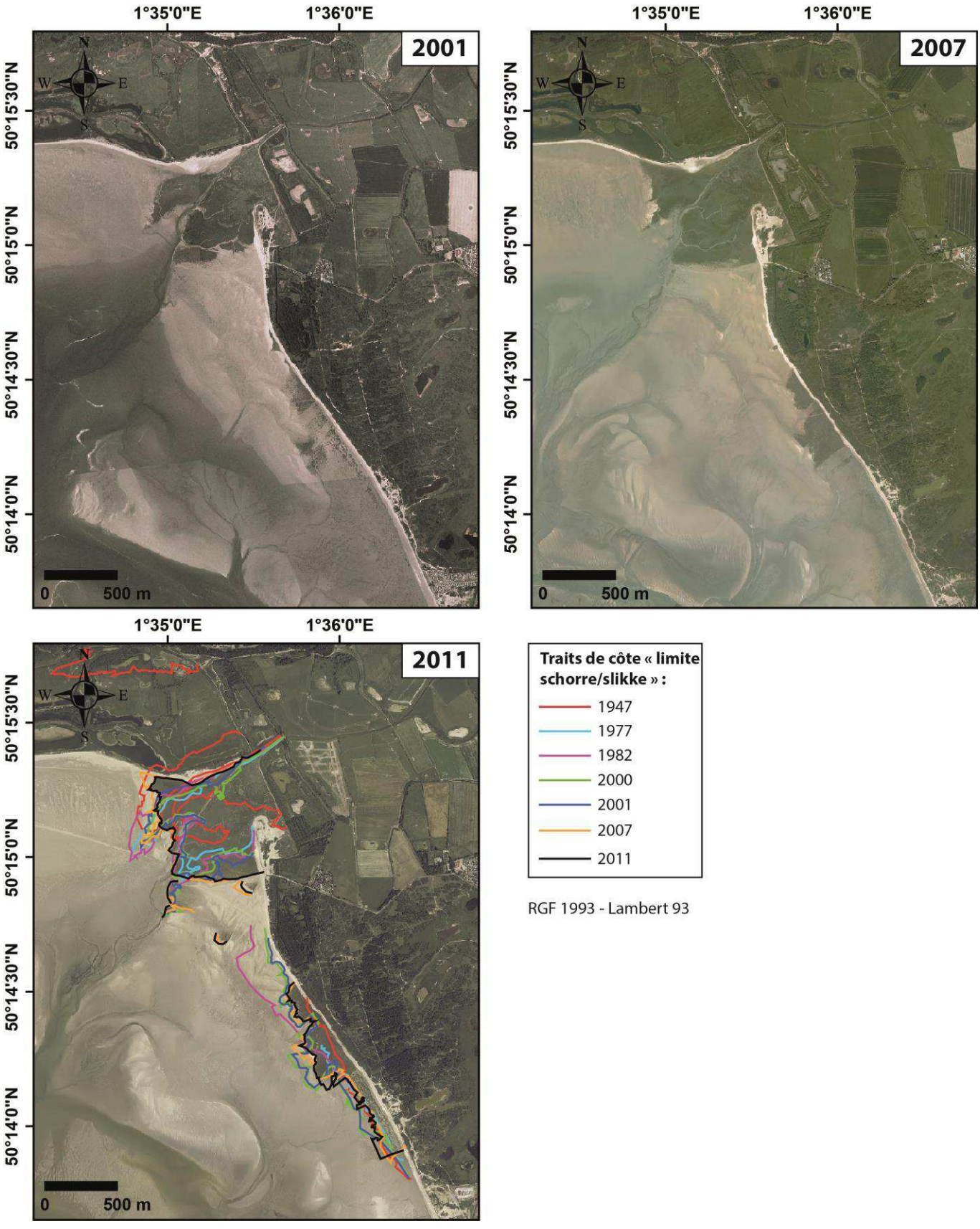
RGF 1993 - Lambert 93



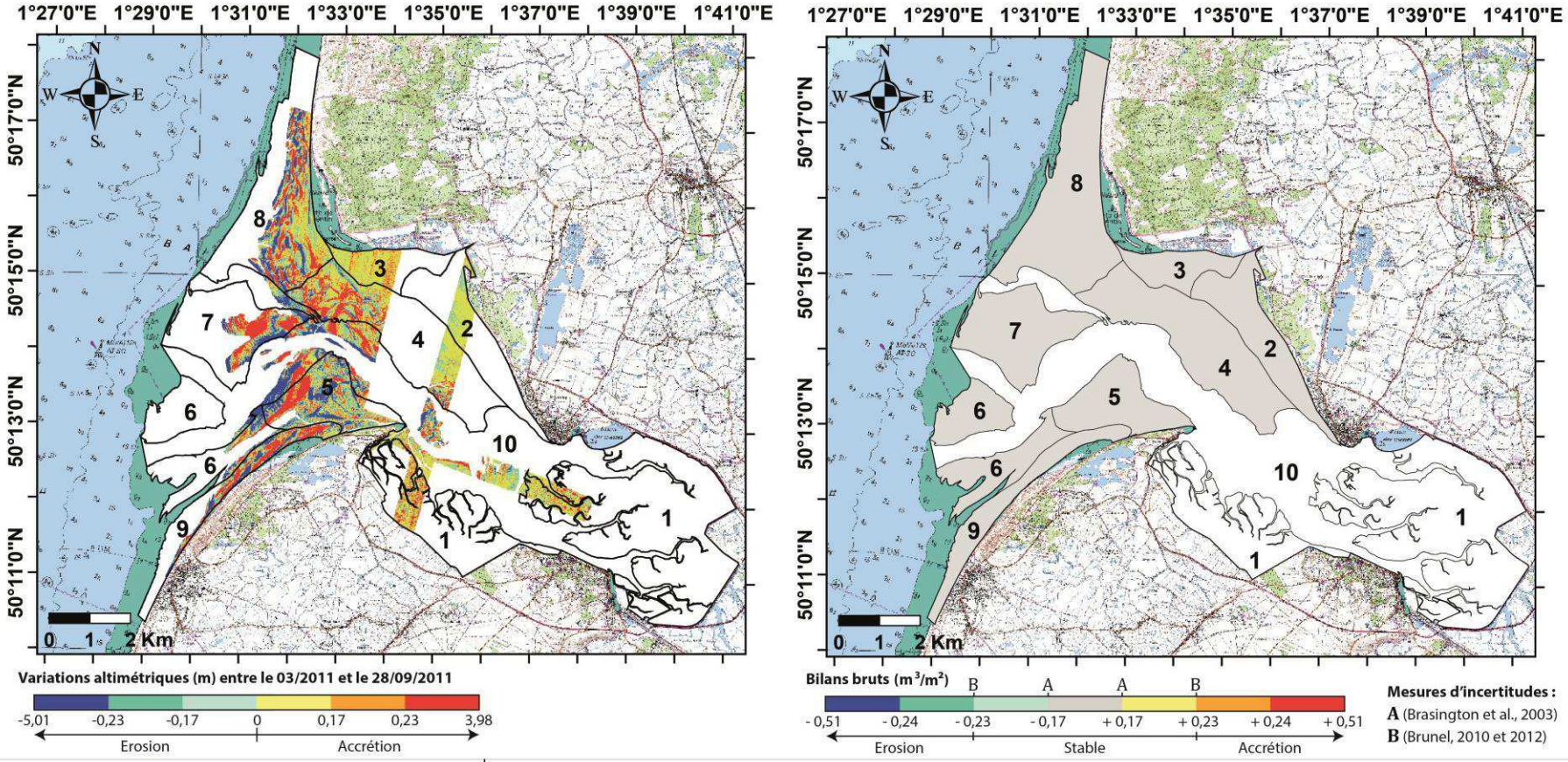
RGF 1993 - Lambert 93

Annexe IV. 7. Photographies aériennes de 1947 à 2011, utilisées dans l'estimation de l'évolution du trait de côte « limite schorre/slikke » du Marais et de l'estuaire de La Maye. Les digitalisations des traits de côte réalisées par Leu (2014) sont présentées sur les orthophotographies de 2011.

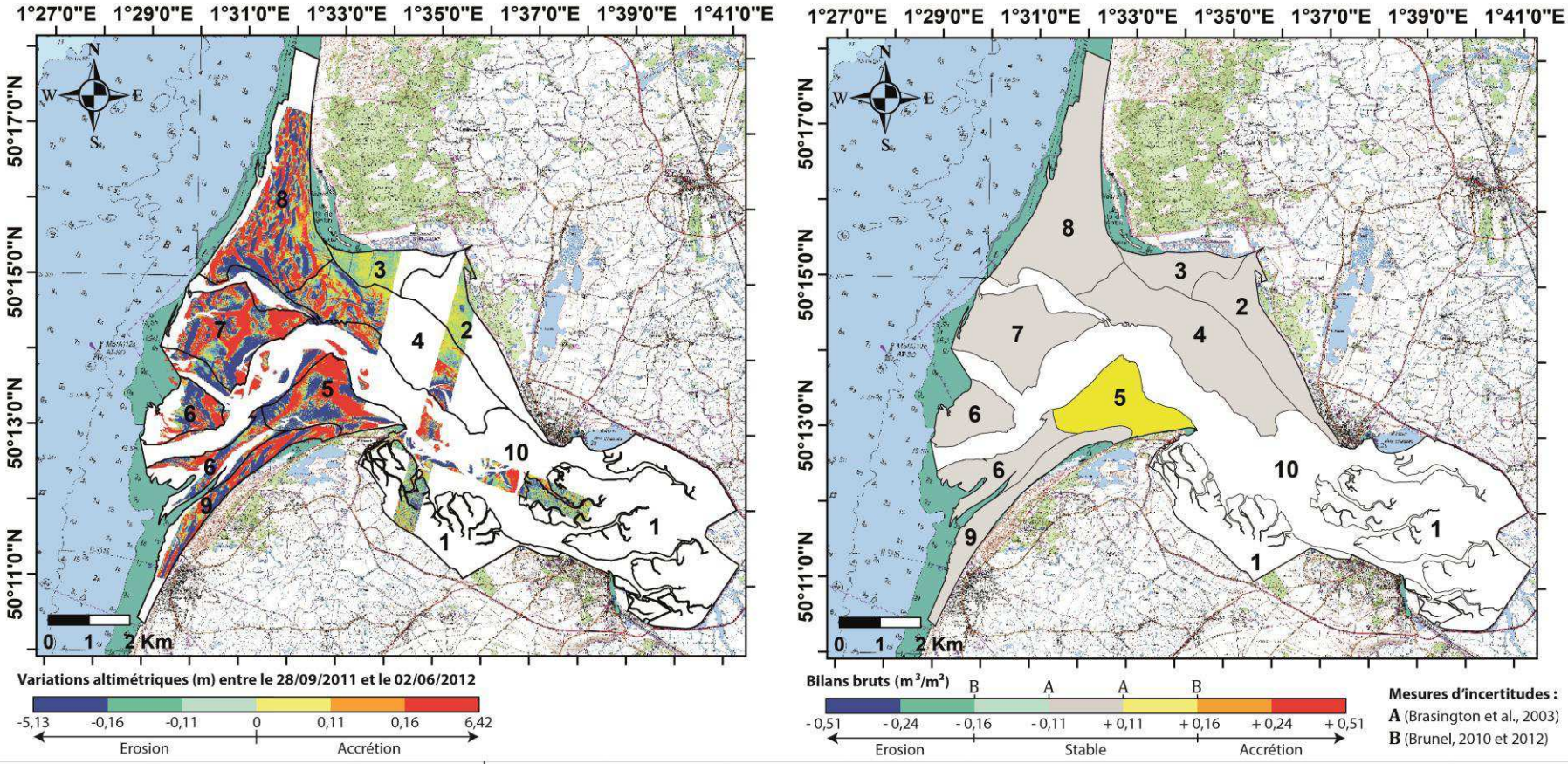



1°35'0"E
1°36'0"E
50°15'30"N
50°15'0"N
50°14'30"N
50°14'0"N
2001
2007
2011
N
W
E
S
0
500 m
Traits de côte « limite schorre/slikke » :
1947
1977
1982
2000
2001
2007
2011
RGF 1993 - Lambert 93

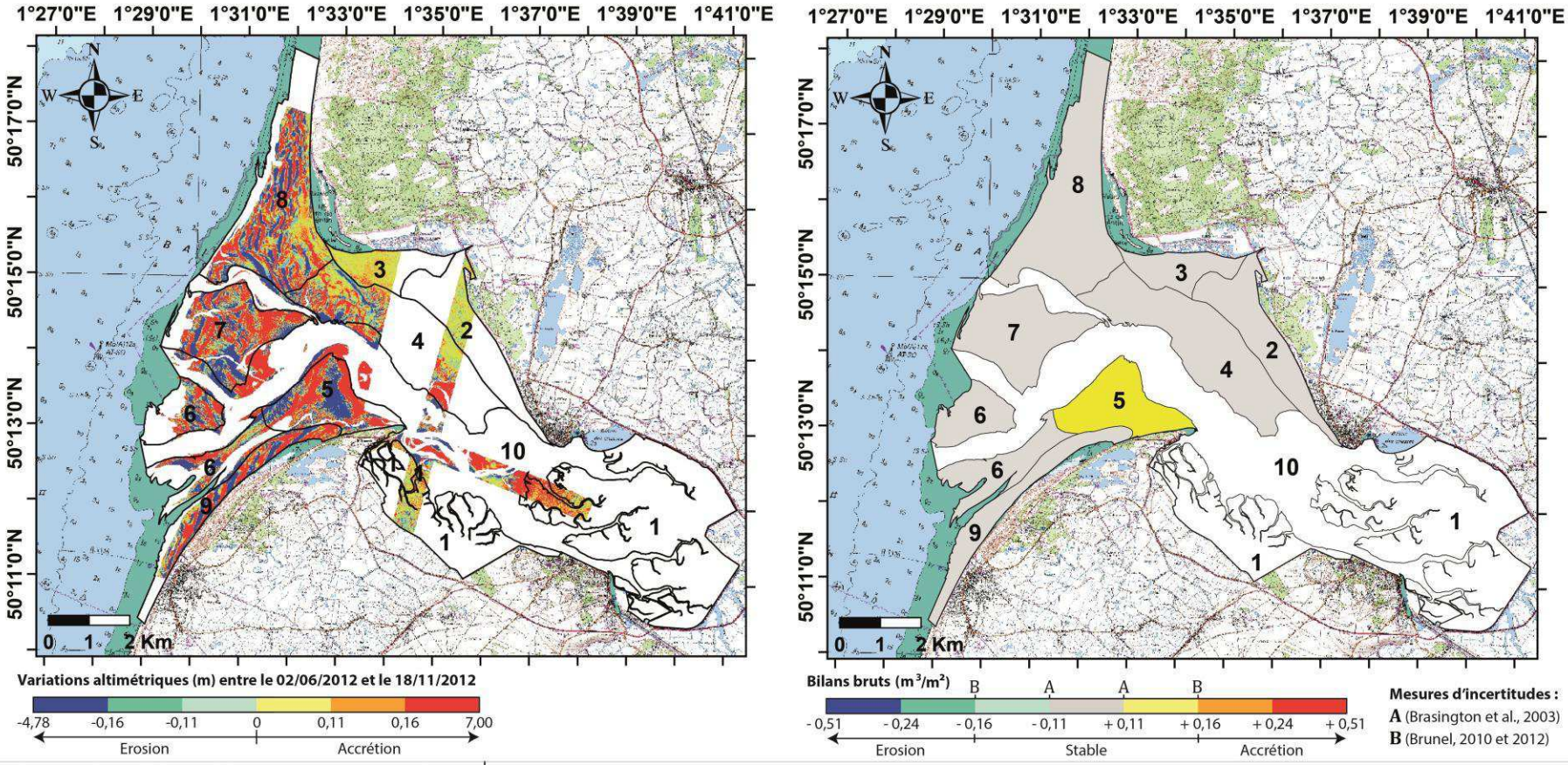
Annexe IV. 8. Cartographies et détails de la dynamique et des bilans sédimentaires saisonniers par zone.



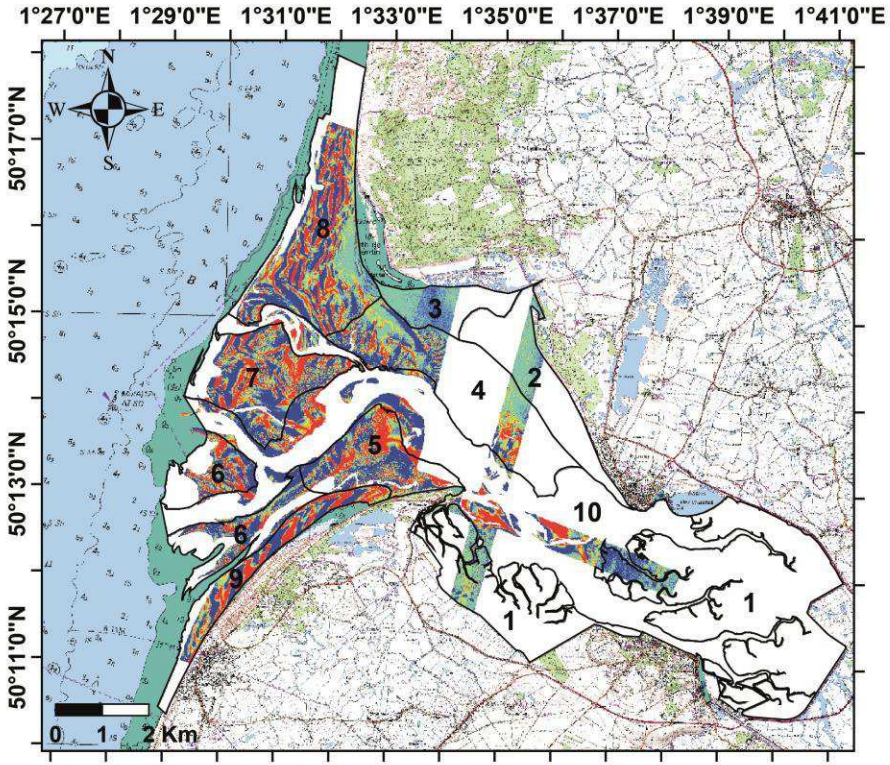
03/2011 - 09/2011 (7 mois, été, campagnes LiDAR n°1 et 2)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	801713 / 20,7	1189978 / 60,6	3310179 / 46	3008968 / 87,2	535303 / 12,1	1438682 / 30,3	4326846 / 53,6	1461315 / 54	16072984 / 44,1
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	47994	150656	488503	421763	73247	377308	632157	375195	2566824
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-5984	-915	-103953	-360565	-99124	-242790	-465993	-255060	-1534384
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	42009 / 0,052	149740 / 0,126	384550 / 0,116	61199 / 0,020	-25877 / -0,048	134519 / 0,094	166164 / 0,038	120136 / 0,082	1032439 / 0,064
A	Marge d'erreur (ME)	$\sqrt{[(\delta Zrécent)^2 + (\delta Zancien)^2]}$	m	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 136291	± 202296	± 562730	± 511525	± 91002	± 244576	± 735564	± 248424	± 2732407
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-94282 / -0,118	-52556 / -0,044	-178181 / -0,054	-450326 / -0,150	-116878 / -0,218	-110057 / -0,076	-569400 / -0,132	-128288 / -0,088	-1699968 / -0,106
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	178300 / 0,222	352037 / 0,296	947280 / 0,286	572723 / 0,190	65125 / 0,122	379095 / 0,264	901728 / 0,208	368559 / 0,252	3764847 / 0,234
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 184394	± 273695	± 761341	± 692063	± 123120	± 330897	± 995175	± 336102	± 3696786
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-142385 / -0,178	-123955 / -0,104	-376791 / -0,114	-630864 / -0,210	-148996 / -0,278	-196378 / -0,136	-829011 / -0,192	-215967 / -0,148	-2664347 / -0,166
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	226403 / 0,282	423435 / 0,356	1145891 / 0,346	753261 / 0,250	97243 / 0,182	465416 / 0,324	1161338 / 0,268	456238 / 0,312	4729226 / 0,294

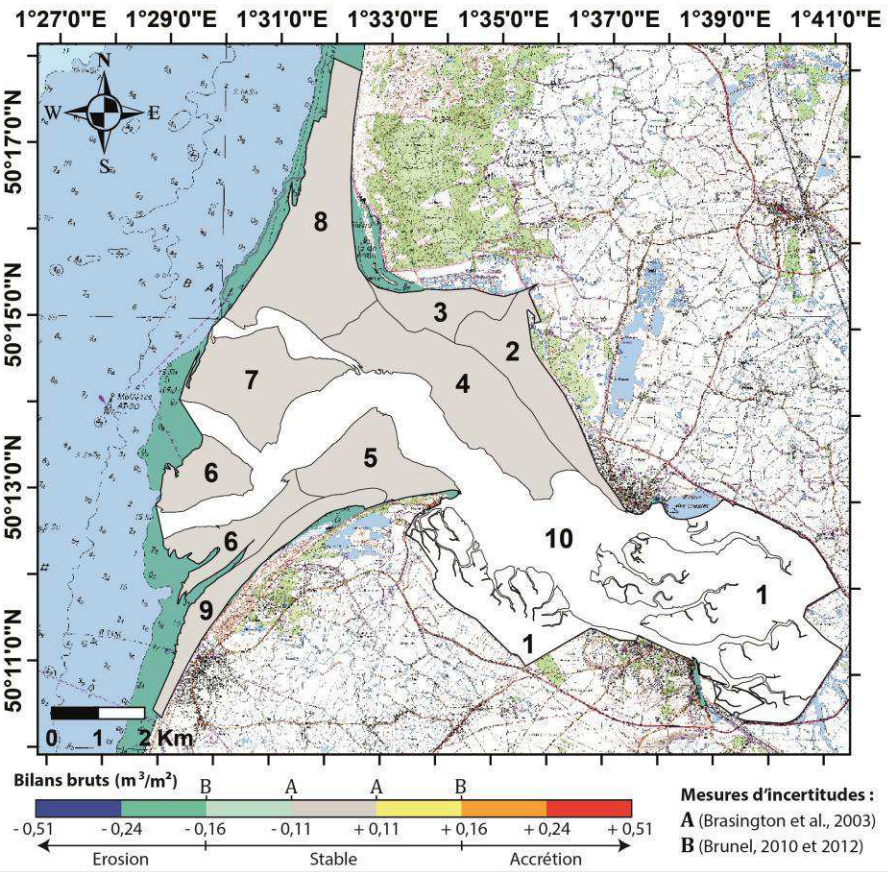


09/2011 - 06/2012 (8 mois, hiver, campagnes LiDAR n°2 et 3)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	801377 / 20,7	1190196 / 60,7	3276890 / 45,6	3103191 / 90	2558162 / 57,6	4175259 / 87,9	6412016 / 79,4	2125008 / 78,5	23642099 / 64,9
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	18248	17198	319835	947395	457080	1156479	1140794	567167	4624196
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-15278	-14642	-364323	-497650	-422321	-730649	-945713	-468407	-3458984
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	2970 / 0,004	2556 / 0,002	-44487 / -0,014	449745 / 0,145	34759 / 0,014	425830 / 0,102	195081 / 0,030	98760 / 0,046	1165212 / 0,049
A	Marge d'erreur (ME)	$\sqrt{[(\delta Zrécent)^2 + (\delta Zancien)^2]}$	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88151	± 130922	± 360458	± 341351	± 281398	± 459278	± 705322	± 233751	± 2600631
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-85181 / -0,106	-128366 / -0,108	-404945 / -0,124	108394 / 0,035	-246639 / -0,096	-33448 / -0,008	-510241 / -0,080	-134991 / -0,064	-1435419 / -0,061
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	91121 / 0,114	133477 / 0,112	315970 / 0,096	791096 / 0,255	316156 / 0,124	885109 / 0,212	900403 / 0,140	332510 / 0,156	3765843 / 0,159
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 128220	± 190431	± 524302	± 496511	± 409306	± 668041	± 1025923	± 340001	± 3782736
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-125250 / -0,156	-187876 / -0,158	-568790 / -0,174	-46766 / -0,015	-374547 / -0,146	-242211 / -0,058	-830842 / -0,130	-241242 / -0,114	-2617524 / -0,111
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	131190 / 0,164	192987 / 0,162	479815 / 0,146	946255 / 0,305	444064 / 0,174	1093872 / 0,262	1221003 / 0,190	438761 / 0,206	4947948 / 0,209

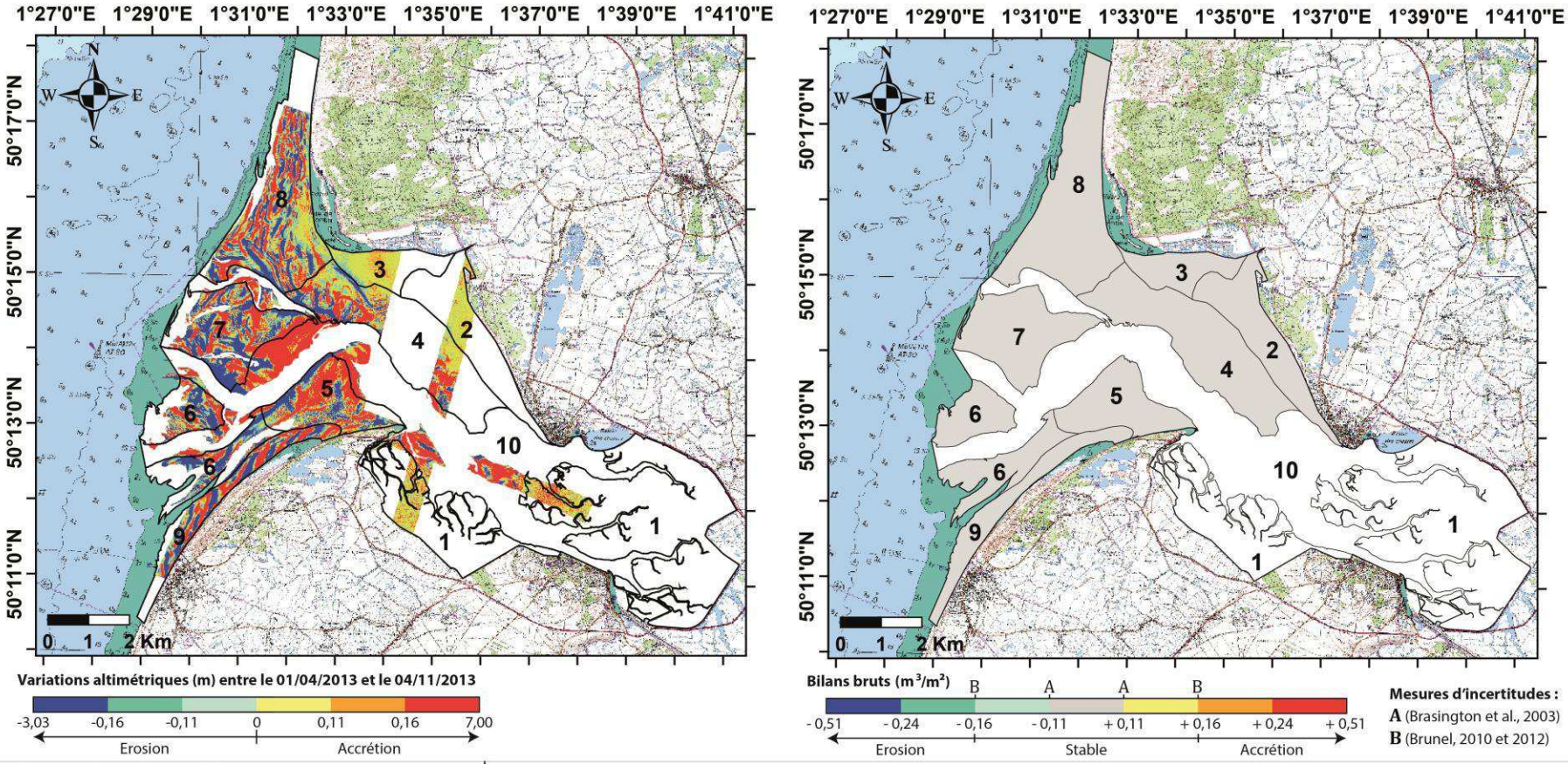


06/2012 - 11/2012 (5,5 mois, été, campagnes LiDAR n°3 et 4)				ZONES									
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	805639 / 20,8	1190953 / 60,7	3255985 / 45,3	2971648 / 86,2	2304807 / 51,9	4038213 / 85	6332832 / 78,5	2138507 / 79	23038584 / 63,2
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	36895	101920	493602	821742	375515	868580	1042405	573654	4314313
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-6307	-1514	-205061	-469355	-285520	-590301	-639563	-343122	-2540743
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	30588 / 0,038	100406 / 0,084	288541 / 0,089	352386 / 0,119	89995 / 0,039	278280 / 0,069	402842 / 0,064	230532 / 0,108	1773570 / 0,077
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88620	± 131005	± 358158	± 326881	± 253529	± 444203	± 696612	± 235236	± 2534244
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-58032 / -0,072	-30599 / -0,026	-69617 / -0,021	25505 / 0,009	-163534 / -0,071	-165924 / -0,041	-293770 / -0,046	-4704 / -0,002	-760674 / -0,033
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	119208 / 0,148	231411 / 0,194	646699 / 0,199	679268 / 0,229	343524 / 0,149	722483 / 0,179	1099453 / 0,174	465768 / 0,218	4307815 / 0,187
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 128902	± 190552	± 520958	± 475464	± 368769	± 646114	± 1013253	± 342161	± 3686173
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-98314 / -0,122	-90147 / -0,076	-232417 / -0,071	-123077 / -0,041	-278774 / -0,121	-367834 / -0,091	-610411 / -0,096	-111629 / -0,052	-1912603 / -0,083
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	159490 / 0,198	290958 / 0,244	809499 / 0,249	827850 / 0,279	458764 / 0,199	924394 / 0,229	1416095 / 0,224	572693 / 0,268	5459744 / 0,237





11/2012 - 04/2013 (4,5 mois, hiver, campagnes LiDAR n°4 et 5)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	805075 / 20,8	1189708 / 60,6	3289923 / 45,8	2962336 / 85,9	2450041 /55,2	4161517 / 87,6	6445646 / 79,9	2185772 / 80,8	23490018 / 64,5
	V. brut accumulé	$\sum$ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	2628	346	157943	356595	248624	515871	649098	425891	2356994
	V. brut érodé	$\sum$ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-57987	-130503	-432068	-546948	-487766	-760532	-1013917	-469227	-3898950
	Bilan brut (Bb)	$\sum$ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	-55359 / -0,069	-130158 / -0,109	-274125 / -0,083	-190354 / -0,064	-239143 / -0,098	-244661 / -0,059	-364819 / -0,057	-43337 / -0,020	-1541956 / -0,066
A	Marge d'erreur (ME)	$\sqrt{[(\delta Z\text{récent})^2 + (\delta Z\text{ancien})^2]}$	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88558	± 130868	± 361892	± 325857	± 269505	± 457767	± 709021	± 240435	± 2583902
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-143917 / -0,179	-261026 / -0,219	-636017 / -0,193	-516211 / -0,174	-508647 / -0,208	-702428 / -0,169	-1073841 / -0,167	-283772 / -0,130	-4125858 / -0,176
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	33199 / 0,041	710 / 0,001	87766 / 0,027	135503 / 0,046	30362 / 0,012	213106 / 0,051	344202 / 0,053	197098 / 0,090	1041946 / 0,044
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 128812	± 190353	± 526388	± 473974	± 392007	± 665843	± 1031303	± 349724	± 3758403
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-184171 / -0,229	-320511 / -0,269	-800513 / -0,243	-664327 / -0,224	-631149 / -0,258	-910504 / -0,219	-1396123 / -0,217	-393060 / -0,180	-5300359 / -0,226
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	73453 / 0,091	60195 / 0,051	252263 / 0,077	283620 / 0,096	152864 / 0,062	421181 / 0,101	666484 / 0,103	306387 / 0,140	2216447 / 0,094



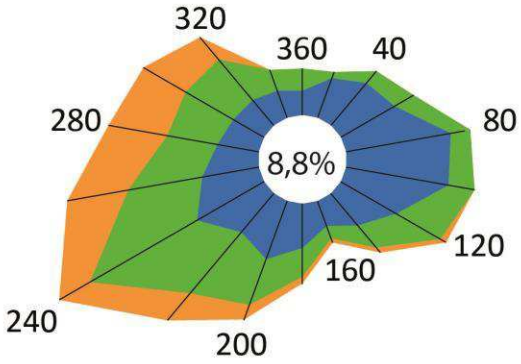
04/2013 - 11/2013 (7 mois, été, campagnes LiDAR n°5 et 6)				ZONES									
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	808794 / 20,9	1191145 / 60,7	3338201 / 46,4	3137853 / 91	2547784 / 57,4	4076782 / 85,8	6624153 / 82,1	2206811 / 81,6	23931523 / 65,7
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	52311	81311	430917	543941	286016	626523	853367	451005	3325390
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-1196	-8933	-283735	-386167	-441103	-744533	-681802	-389431	-2936900
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	51116 / 0,063	72377 / 0,061	147181 / 0,044	157775 / 0,050	-155087 / -0,061	-118010 / -0,029	171565 / 0,026	61574 / 0,028	388491 / 0,016
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88967	± 131026	± 367202	± 345164	± 280256	± 448446	± 728657	± 242749	± 2632468
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-37852 / -0,047	-58649 / -0,049	-220021 / -0,066	-187389 / -0,06	-435343 / -0,171	-566456 / -0,139	-557092 / -0,084	-181175 / -0,082	-2243977 / -0,094
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	140083 / 0,173	203403 / 0,171	514383 / 0,154	502938 / 0,160	125170 / 0,049	330436 / 0,081	900222 / 0,136	304323 / 0,138	3020958 / 0,126
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 129407	± 190583	± 534112	± 502056	± 407645	± 652285	± 1059864	± 353090	± 3829044
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-78291 / -0,097	-118206 / -0,099	-386931 / -0,116	-344282 / -0,11	-562732 / -0,221	-770295 / -0,189	-888299 / -0,134	-291516 / -0,132	-3440553 / -0,144
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	180523 / 0,223	262960 / 0,221	681293 / 0,204	659831 / 0,210	252559 / 0,099	534275 / 0,131	1231430 / 0,186	414664 / 0,188	4217534 / 0,176

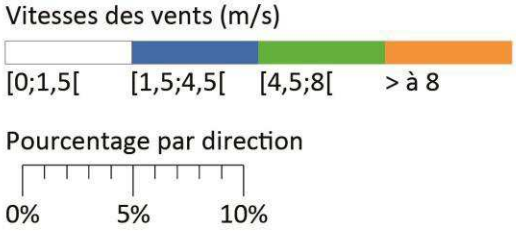
Annexe IV. 9. Vents enregistrés à Cayeux-sur-Mer sur les 4 dernières périodes de bilans saisonniers (© Météo France).

Vent horaire à 10 m, moyenné sur 10 minutes. Station : 80182003, altitude : 4 m, latitude : 50°11'12''N, longitude : 01°31'12''E. Dir. : Direction de provenance du vent en rose de 360° (90° = Est, 180° = Sud, 270° = Ouest, 360° = Nord). Le signe + indique une fréquence non nulle mais inférieure à 0,1%.

28/09/2011 - 01/06/2012

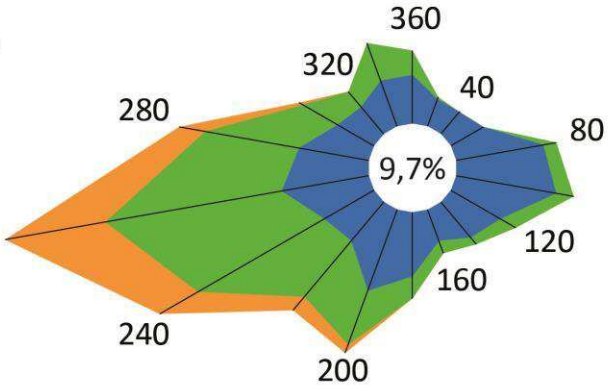
Dir.	[1.5;4.5 [	[4.5;8.0 [	> 8.0 m/s	Total
20	1,9	0,3	0	2,2
40	2,5	0,7	0	3,3
60	2,8	1	0	3,8
80	4,8	0,9	0	5,6
100	4,7	1,2	0	5,9
120	2,9	2,3	0,3	5,5
140	1,9	1,3	0,3	3,4
160	1,2	0,6	0,2	1,9
180	2	1,3	0,3	3,6
200	2,8	2,2	0,7	5,6
220	2,3	3,6	1,6	7,6
240	3,5	5,6	1,6	10,8
260	2,6	3,4	2,8	8,8
280	1,9	2,3	2,7	6,9
300	1,6	2,5	2,2	6,3
320	1,5	2,4	1,3	5,2
340	1,3	1,4	+	2,7
360	1,1	1	0	2,1
Total	**43,3**	**34,0**	**13,9**	**91,2**
[0 ; 1.5 [				8,8

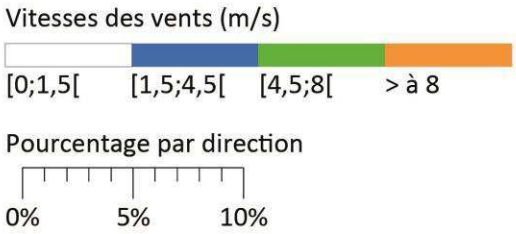




01/06/2012 - 20/10/2012

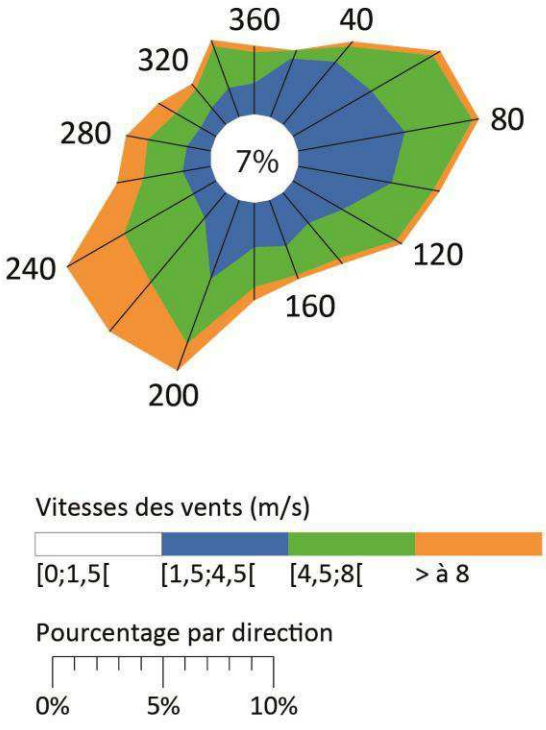
Dir.	[1.5;4.5 [	[4.5;8.0 [	> 8.0 m/s	Total
20	1,3	0,1	0	1,5
40	1,3	0	0	1,3
60	1,7	+	0	1,8
80	4	0,6	+	4,7
100	4,6	0,8	+	5,5
120	2,6	0,8	0	3,4
140	2,1	0,4	0	2,5
160	1,5	0,6	0	2,2
180	2,9	1	+	3,9
200	3,9	2,6	0,4	6,9
220	2,3	3,3	0,8	6,4
240	2,6	6,6	2	11,1
260	4	8,1	4,6	16,6
280	3,2	4,3	1,2	8,7
300	1,9	1,8	0,2	3,9
320	1,6	0,9	+	2,6
340	2,2	1,8	+	4
360	2,2	1,1	0	3,4
Total	**46,0**	**34,9**	**9,4**	**90,3**
[0 ; 1.5 [				9,7





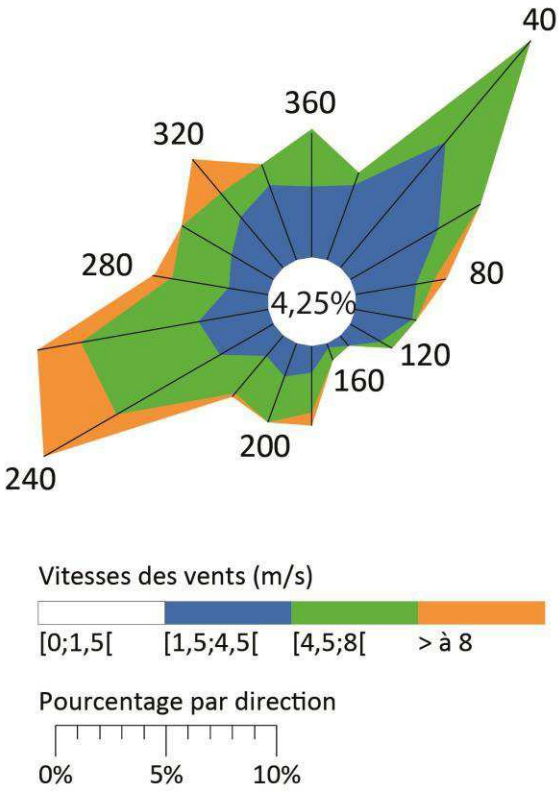
20/10/2012 - 01/04/2013

Dir.	[1.5;4.5 [	[4.5;8.0 [	> 8.0 m/s	Total
20	2,8	0,4	+	3,3
40	3,7	0,9	0,3	4,9
60	4,1	3,2	0,4	7,7
80	4,9	3,1	0,3	8,3
100	4,3	1,9	0,3	6,6
120	2,6	2,8	0,3	5,7
140	1,8	2,1	0,3	4,2
160	2,2	1,4	0,2	3,8
180	2	1,8	0,6	4,3
200	3,8	3,1	1,3	8,2
220	1,5	3,8	2,9	8,2
240	1,2	3,6	3	7,8
260	1,3	1,8	1,2	4,2
280	1,1	1,8	1	3,8
300	0,8	1,3	0,9	3
320	1	1,1	0,3	2,3
340	1,4	2	0,3	3,7
360	1,4	1,4	0,3	3
Total	**41,9**	**37,3**	**13,8**	**93**
[0 ; 1.5 [				7

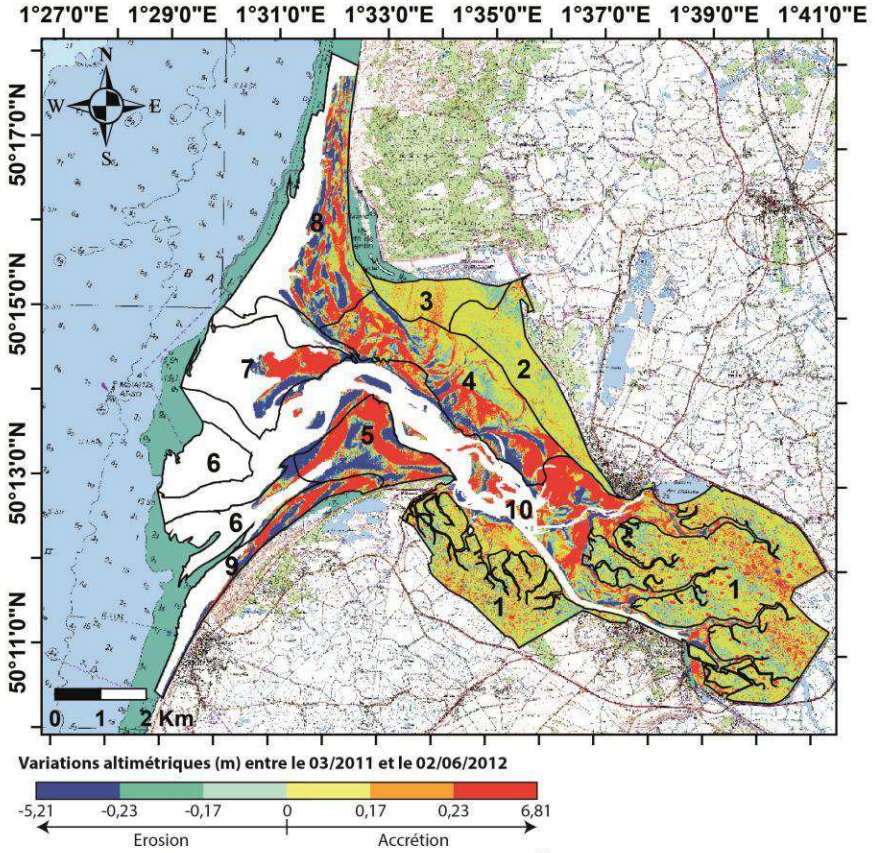


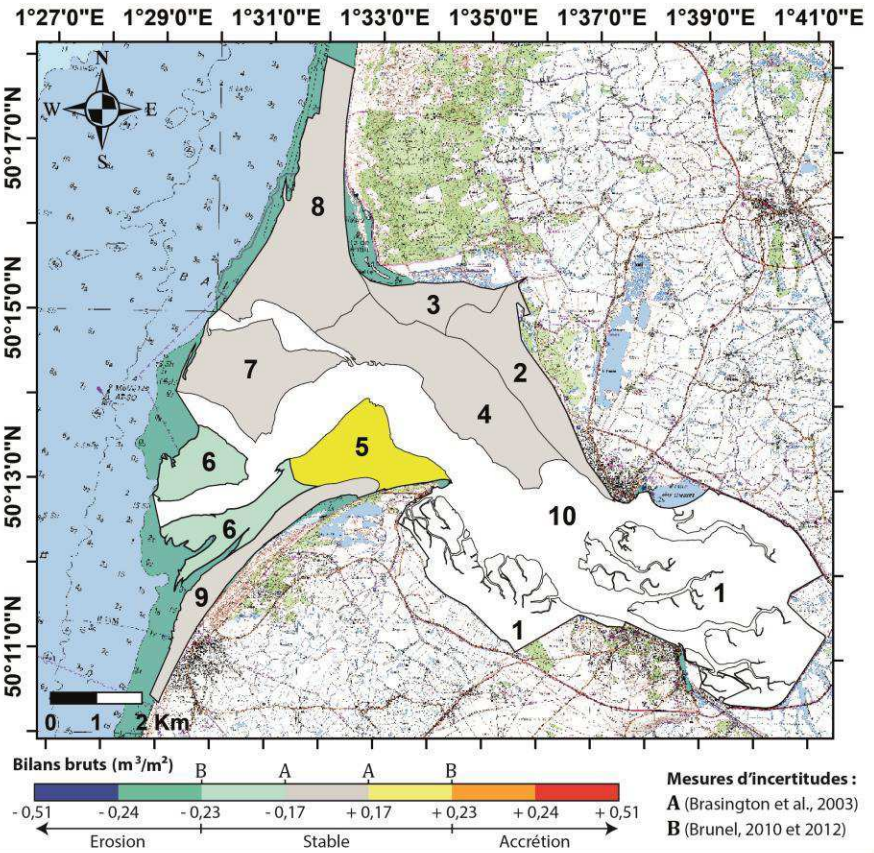
01/04/2013 - 01/06/2013

Dir.	[1.5;4.5 [	[4.5;8.0 [	> 8.0 m/s	Total
20	3,6	0,6	0	4,2
40	7,4	6	0	13,4
60	4,6	2,2	0	6,8
80	2,8	0,8	0,6	4,2
100	2,6	0,2	0	2,8
120	1,6	0,6	0	2,2
140	0,6	0	0	0,6
160	0,2	0,6	0	0,8
180	1,2	1,8	0,6	3,6
200	1,6	2,2	0	3,8
220	1,2	2,2	0,2	3,6
240	2,8	5,4	3,8	12
260	3,2	5,4	2	10,6
280	1,8	2,6	0,8	5,2
300	2,2	2,6	0	4,8
320	3	1,4	2	6,4
340	3,6	1	0	4,6
360	3,2	2,6	0	5,8
Total	**47,2**	**38,2**	**10**	**95**
[0 ; 1.5 [				4,25

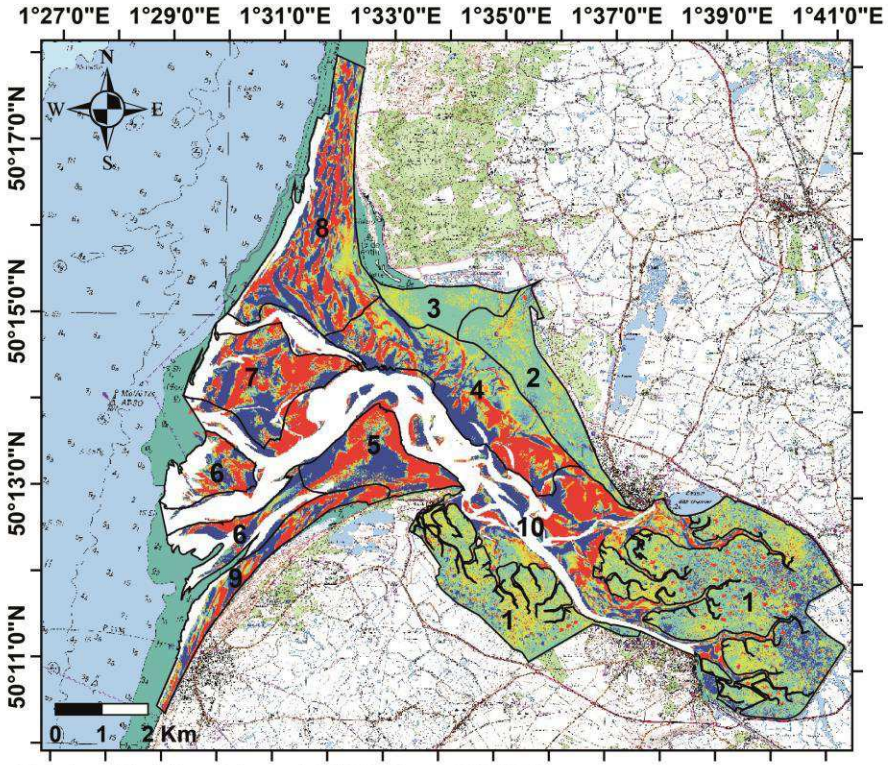


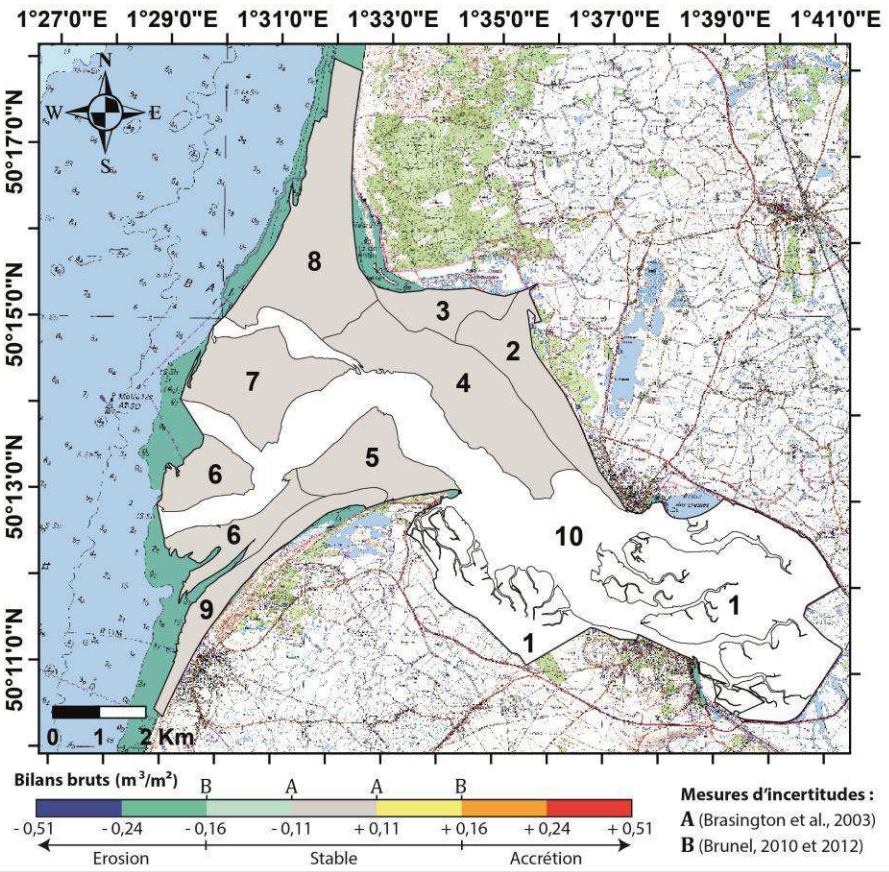
Annexe IV. 10. Cartographies et détails de la dynamique et des bilans sédimentaires annuels par zone.



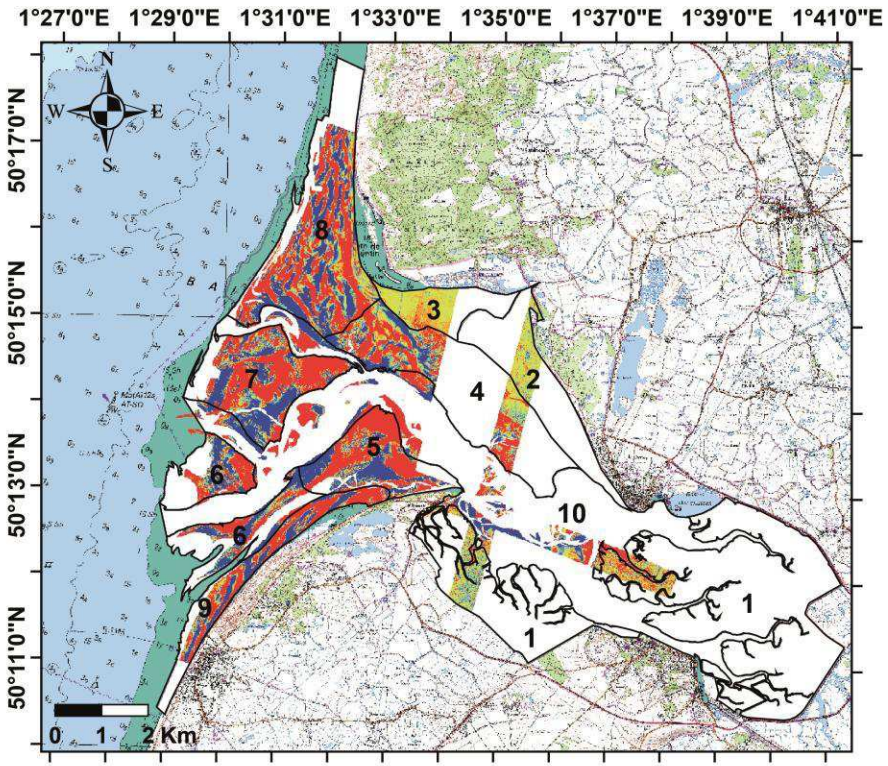


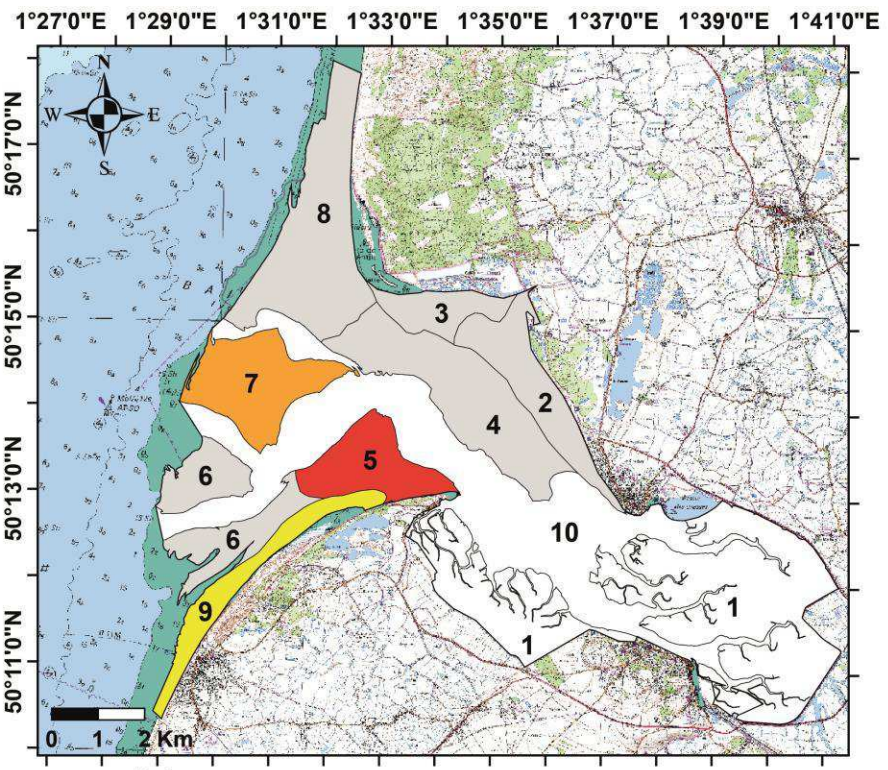
03/2011 - 06/2012 (15 mois, campagnes LiDAR n°1 et 3)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	3868739 / 100	1962017 / 100	7134628 / 99,2	3322241 / 96,3	508485 / 11,4	1381810 / 29,1	4810071 / 59,6	1566050 / 57,9	24554041 / 67,4
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	282794	209458	1448399	1245025	81616	545011	972902	625118	5410323
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-29854	-8638	-674551	-598349	-176281	-358013	-765140	-415402	-3026226
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	252940 / 0,065	200821 / 0,102	773848 / 0,108	646676 / 0,195	-94664 / -0,186	186999 / 0,135	207762 / 0,043	209716 / 0,134	2384097 / 0,097
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 657686	± 333543	± 1212887	± 564781	± 86442	± 234908	± 817712	± 266229	± 4174187
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-404745 / -0,105	-132722 / -0,068	-439039 / -0,062	81895 / 0,025	-181107 / -0,356	-47909 / -0,035	-609950 / -0,127	-56512 / -0,036	-1790090 / -0,073
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	910626 / 0,235	534364 / 0,272	1986734 / 0,278	1211457 / 0,365	-8222 / -0,016	421906 / 0,305	1025474 / 0,213	475945 / 0,304	6558284 / 0,267
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 889810	± 451264	± 1640964	± 764115	± 116952	± 317816	± 1106316	± 360192	± 5647429
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-636870 / -0,165	-250443 / -0,128	-867117 / -0,122	-117439 / -0,035	-211616 / -0,416	-130818 / -0,095	-898554 / -0,187	-150475 / -0,096	-3263332 / -0,133
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	1142750 / 0,295	652085 / 0,332	2414812 / 0,338	1410792 / 0,425	22287 / 0,044	504815 / 0,365	1314078 / 0,273	569908 / 0,364	8031526 / 0,327



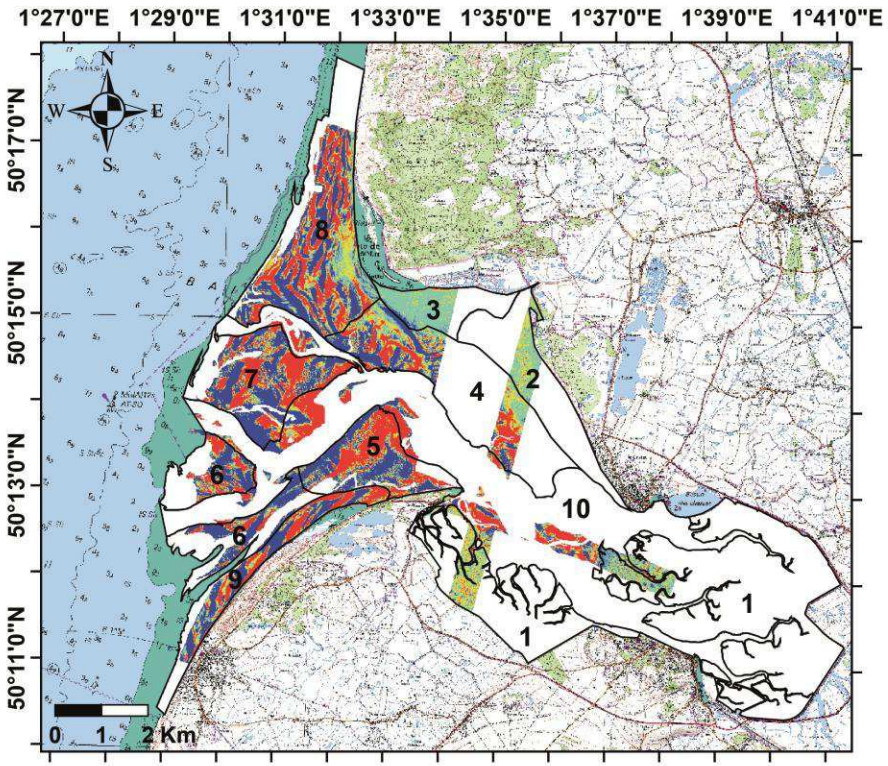


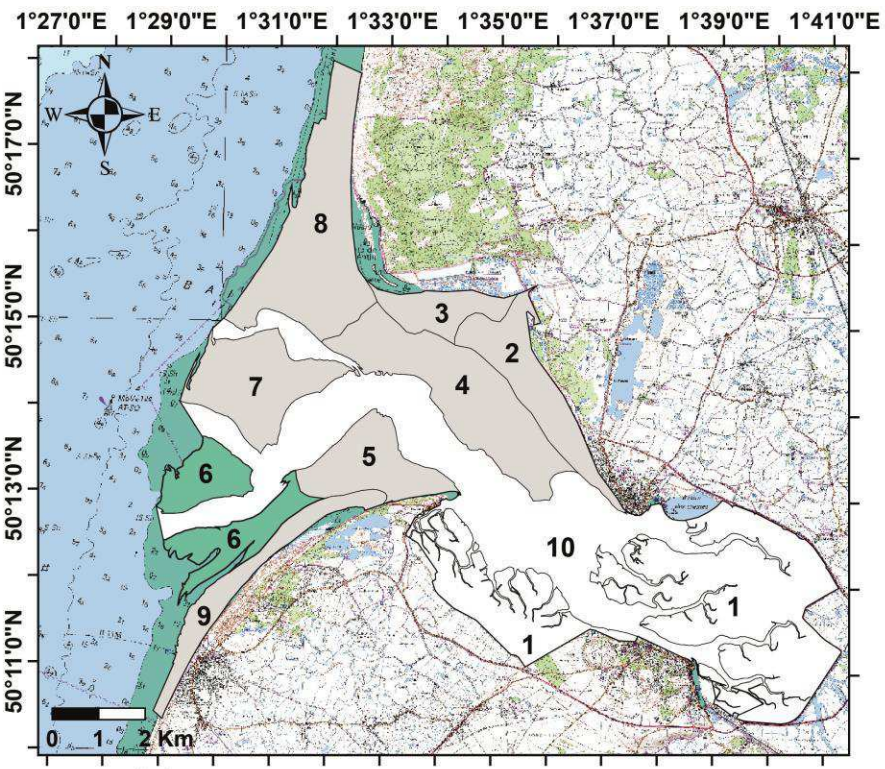
06/2012 - 04/2013 (10 mois, campagnes LiDAR n°3 et 5)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	3864879 / 99,9	1957770 / 99,8	7089275 / 98,6	3386567 / 98,2	2495909 / 56,2	4118493 / 86,7	7265098 / 90	2401989 / 88,8	32579980 / 89,4
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	45097	17261	973539	993849	343883	885033	1131878	632444	5022985
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-165794	-64207	-1303312	-729794	-527361	-871479	-1092105	-434562	-5188614
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	-120696 / -0,031	-46946 / -0,024	-329772 / -0,047	264055 / 0,078	-183478 / -0,074	13554 / 0,003	39773 / 0,005	197882 / 0,082	-165629 / -0,005
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 425137	± 215355	± 779820	± 372522	± 274550	± 453034	± 799161	± 264219	± 3583798
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-545833 / -0,141	-262301 / -0,134	-1109592 / -0,157	-108468 / -0,032	-458028 / -0,184	-439480 / -0,107	-759388 / -0,105	-66337 / -0,028	-3749427 / -0,115
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	304440 / 0,079	168409 / 0,086	450048 / 0,063	636577 / 0,188	91072 / 0,036	466588 / 0,113	838934 / 0,115	462101 / 0,192	3418168 / 0,105
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 618381	± 313243	± 1134284	± 541851	± 399345	± 658959	± 1162416	± 384318	± 5212797
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-739077 / -0,191	-360189 / -0,184	-1464056 / -0,207	-277796 / -0,082	-582824 / -0,234	-645405 / -0,157	-1122643 / -0,155	-186436 / -0,078	-5378426 / -0,165
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	497684 / 0,129	266297 / 0,136	804512 / 0,113	805905 / 0,238	215867 / 0,086	672513 / 0,163	1202189 / 0,165	582200 / 0,242	5047167 / 0,155





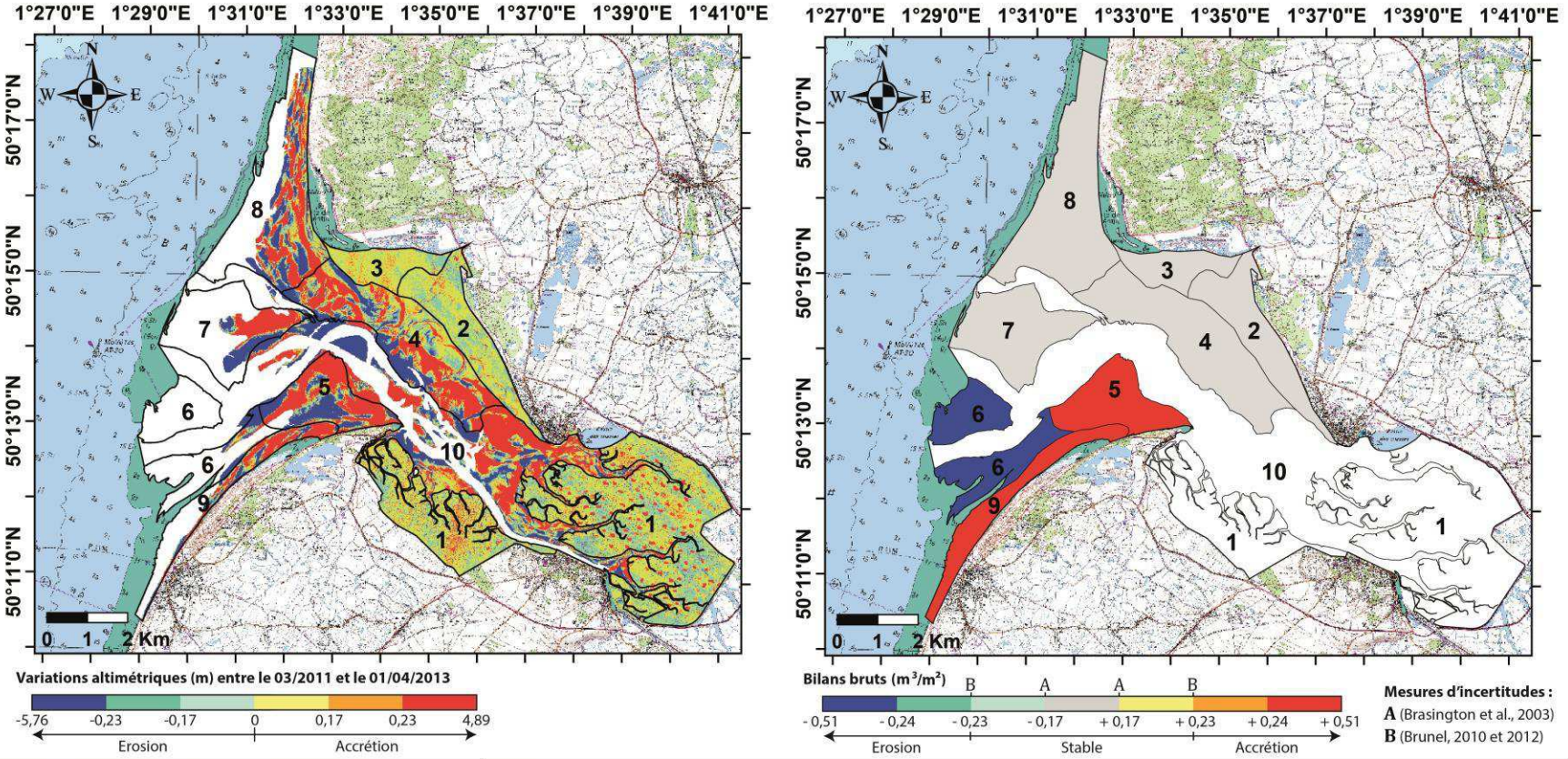
09/2011 - 11/2012 (13,5 mois, campagnes LiDAR n°2 et 4)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	801132 / 20,7	1190196 / 60,7	3269993 / 45,5	2900142 / 84,1	2444383 / 55	4187703 / 88,1	6417898 / 79,5	2166783 / 80,1	23378230 / 64,2
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	42454	106918	594217	1305770	620315	1545429	1612399	789402	6616904
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-9064	-4015	-339398	-492144	-466166	-840158	-980577	-453146	-3584668
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	33390 / 0,042	102903 / 0,086	254819 / 0,078	813626 / 0,281	154149 / 0,063	705271 / 0,168	631821 / 0,098	336256 / 0,155	3032236 / 0,130
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88125	± 130922	± 359699	± 319016	± 268882	± 460647	± 705969	± 238346	± 2571605
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-54734 / -0,068	-28018 / -0,024	-104880 / -0,032	494611 / 0,171	-114733 / -0,047	244623 / 0,058	-74147 / -0,012	97910 / 0,045	460631 / 0,020
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	121515 / 0,152	233825 / 0,196	614518 / 0,188	1132642 / 0,391	423031 / 0,173	1165918 / 0,278	1337790 / 0,208	574603 / 0,265	5603841 / 0,240
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 128181	± 190431	± 523199	± 464023	± 391101	± 670032	± 1026864	± 346685	± 3740517
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-94791 / -0,118	-87528 / -0,074	-268380 / -0,082	349604 / 0,121	-236953 / -0,097	35238 / 0,008	-395042 / -0,062	-10429 / -0,005	-708281 / -0,030
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	161571 / 0,202	293335 / 0,246	778018 / 0,238	1277649 / 0,441	545250 / 0,223	1375303 / 0,328	1658685 / 0,258	682942 / 0,315	6772753 / 0,290



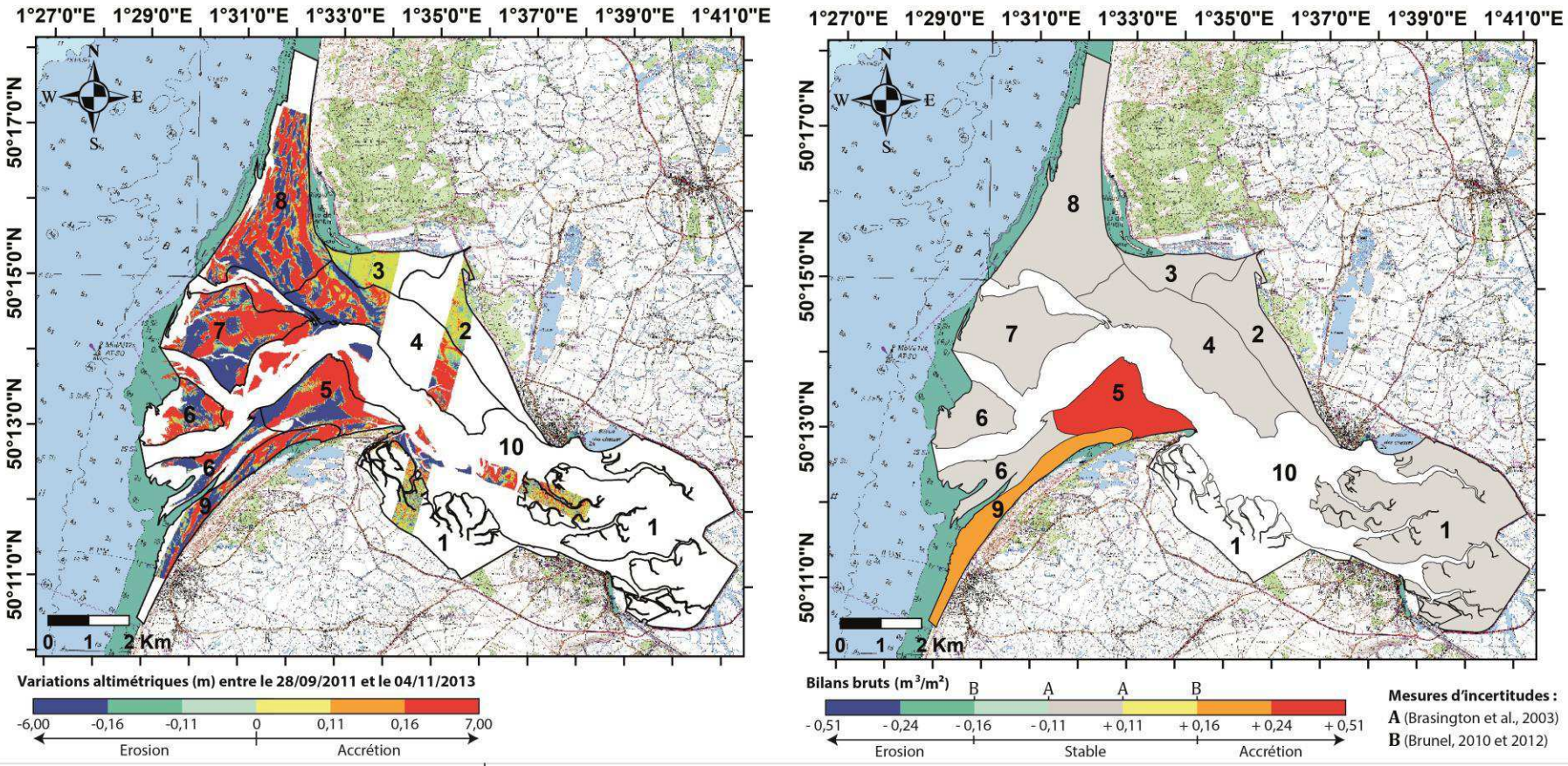


11/2012 - 11/2013 (11,5 mois, campagnes LiDAR n°4 et 6)				ZONES									
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	802857 / 20,8	1190953 / 60,7	3286615 / 45,7	2949043 / 85,5	2314393 / 52,1	3972579 / 83,6	6395527 / 79,2	2181543 / 80,6	23093510 / 63,4
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	15070	4646	377787	621994	260685	770066	960351	509353	3519952
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-19583	-62494	-515910	-678065	-645908	-1106172	-1182381	-493579	-4704092
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	-4513 / -0,006	-57848 / -0,049	-138122 / -0,042	-56071 / -0,019	-385223 / -0,166	-336106 / -0,085	-222030 / -0,035	15774 / 0,007	-1184140 / -0,051
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88314	± 131005	± 361528	± 324395	± 254583	± 436984	± 703508	± 239970	± 2540286
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-92827 / -0,116	-188853 / -0,159	-499650 / -0,152	-380465 / -0,129	-639807 / -0,276	-773090 / -0,195	-925538 / -0,145	-224196 / -0,103	-3724426 / -0,161
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	83802 / 0,104	73156 / 0,061	223406 / 0,068	268324 / 0,091	-130640 / -0,056	100877 / 0,025	481478 / 0,075	255744 / 0,117	1356146 / 0,059
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 128457	± 190552	± 525858	± 471847	± 370303	± 635613	± 1023284	± 349047	± 3694961
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-132970 / -0,166	-248401 / -0,209	-663981 / -0,202	-527918 / -0,179	-755526 / -0,326	-971719 / -0,245	-1245315 / -0,195	-333273 / -0,153	-4879101 / -0,211
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	123944 / 0,154	132704 / 0,111	387736 / 0,118	415776 / 0,141	-14920 / -0,006	299506 / 0,075	801254 / 0,125	364821 / 0,167	2510822 / 0,109

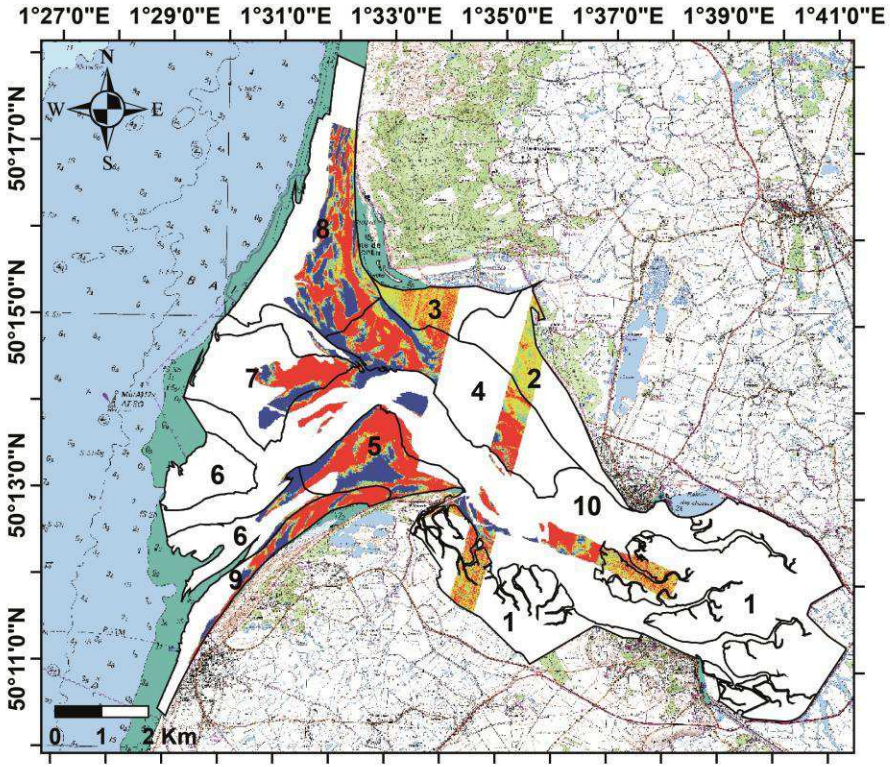
Annexe IV. 11. Cartographies et détails de la dynamique et des bilans sédimentaires par zone, à l'échelle de 2-3 ans.

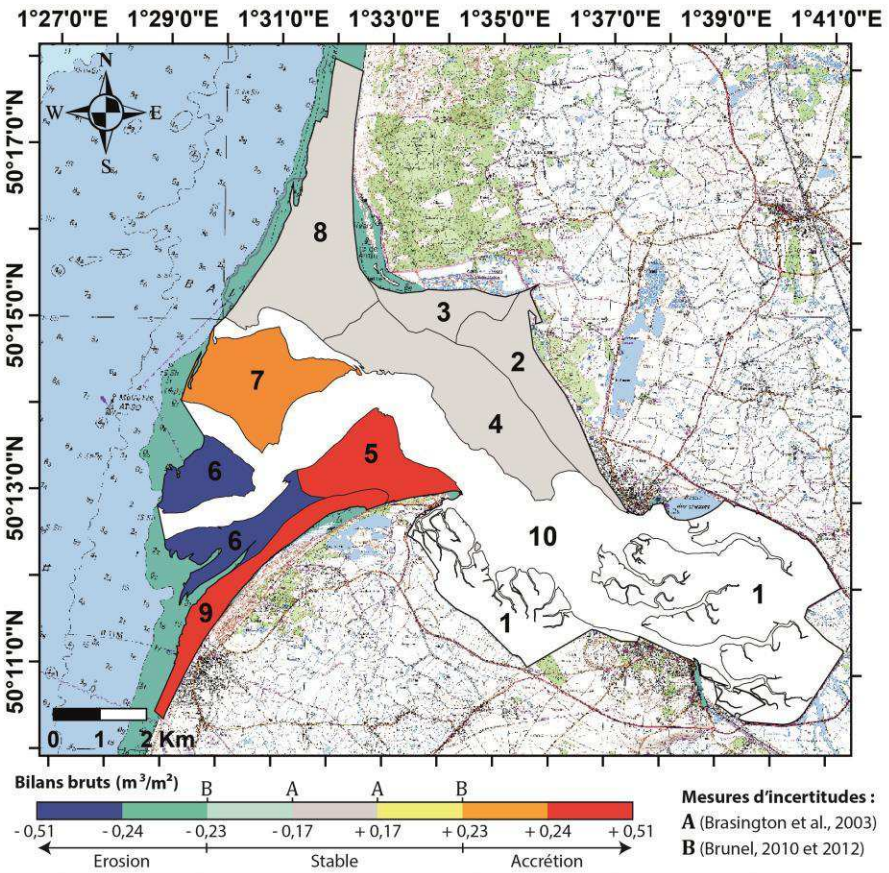


03/2011 - 04/2013 (25 mois, campagnes LiDAR n°1 et 5)				ZONES									
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	3860249 / 99,8	1957458 / 99,8	7143290 / 99,4	3277752 / 95	506022 / 11,4	1434201 / 30,2	4805395 / 59,5	1563294 / 57,8	24547661 / 67,4
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	206178	170447	1795386	1589829	78031	702799	1210773	708343	6461785
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-74536	-17650	-1330222	-759842	-299370	-506112	-926675	-271877	-4186283
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	131641 / 0,034	152797 / 0,078	465164 / 0,065	829987 / 0,253	-221338 / -0,437	196687 / 0,137	284098 / 0,059	436466 / 0,279	2275502 / 0,093
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 656242	± 332768	± 1214359	± 557218	± 86024	± 243814	± 816917	± 265760	± 4173102
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-524601 / -0,136	-179971 / -0,092	-749196 / -0,105	272769 / 0,083	-307362 / -0,607	-47127 / -0,033	-532819 / -0,111	170706 / 0,109	-1897600 / -0,077
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	787884 / 0,204	485565 / 0,248	1679523 / 0,235	1387205 / 0,423	-135315 / -0,267	440501 / 0,307	1101015 / 0,229	702226 / 0,449	6448605 / 0,263
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 887857	± 450215	± 1642957	± 753883	± 116385	± 329866	± 1105241	± 359558	± 5645962
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-756216 / -0,196	-297418 / -0,152	-1177793 / -0,165	76104 / 0,023	-337723 / -0,667	-133179 / -0,093	-821143 / -0,171	76909 / 0,049	-3370460 / -0,137
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	1019499 / 0,264	603012 / 0,308	2108120 / 0,295	1583870 / 0,483	-104953 / -0,207	526553 / 0,367	1389339 / 0,289	796024 / 0,509	7921464 / 0,323



	09/2011 - 11/2013 (25 mois, campagnes LiDAR n°2 et 6)			ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	800792 / 20,7	1190319 / 60,7	3308358 / 46	3026757 / 87,8	2541457 / 57,2	4110671 / 86,5	6579202 / 81,5	2180187 / 80,6	23737743 / 65,1
	V. brut accumulé	$\sum$ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	39071	61744	720567	1580095	593189	1604236	1759730	783765	7142397
	V. brut érodé	$\sum$ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-10106	-16652	-606281	-797353	-720717	-1249907	-1302332	-431014	-5134363
	Bilan brut (Bb)	$\sum$ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	28965 / 0,036	45091 / 0,038	114286 / 0,035	782742 / 0,259	-127529 / -0,050	354330 / 0,086	457398 / 0,070	352751 / 0,162	2008035 / 0,085
A	Marge d'erreur (ME)	$\sqrt{[(\delta Zrécent)^2 + (\delta Zancien)^2]}$	m	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11	± 0,11
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 88087	± 130935	± 363919	± 332943	± 279560	± 452174	± 723712	± 239821	± 2611152
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-59122 / -0,074	-85844 / -0,072	-249634 / -0,075	449799 / 0,149	-407089 / -0,160	-97844 / -0,024	-266314 / -0,040	112930 / 0,052	-603117 / -0,025
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	117052 / 0,146	176026 / 0,148	478205 / 0,145	1115686 / 0,369	152032 / 0,060	806504 / 0,196	1181110 / 0,180	592572 / 0,272	4619187 / 0,195
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16	± 0,16
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 128127	± 190451	± 529337	± 484281	± 406633	± 657707	± 1052672	± 348830	± 3798039
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-99161 / -0,124	-145360 / -0,122	-415052 / -0,125	298461 / 0,099	-534162 / -0,210	-303377 / -0,074	-595274 / -0,090	3921 / 0,002	-1790004 / -0,075
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	157092 / 0,196	235542 / 0,198	643623 / 0,195	1267023 / 0,419	279104 / 0,110	1012037 / 0,246	1510070 / 0,230	701581 / 0,322	5806074 / 0,245





03/2011 - 11/2013 (32 mois, campagnes LiDAR n°1 et 6)				ZONES								
	Paramètres	Formules (m^3)	Unités	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
	Surface globale de chaque zonation (2 à 9)		m^2	3868915	1962123	7188604	3448771	4441126	4751730	8071568	2705482	36438319
	Surface brute (Sb)	Surface du différentiel	m^2 / % sur la zone	809047 / 20,9	1192297 / 60,8	3338294 / 46,4	3052033 / 88,5	469571 / 10,6	1407001 / 29,6	4328216 / 53,6	1481723 / 54,8	16078182 / 44,1
	V. brut accumulé	∑ δZdifférentiel ∈ [> 0]	m^3	75283	201225	1037071	1564783	67907	774935	1209972	828023	5759198
	V. brut érodé	∑ δZdifférentiel ∈ [< 0]	m^3	-3836	-6033	-517325	-806295	-306489	-443868	-929300	-277145	-3290292
	Bilan brut (Bb)	∑ δZdifférentiel	m^3 / m^3 par m^2	71447 / 0,088	195192 / 0,164	519745 / 0,156	758488 / 0,249	-238582 / -0,508	331066 / 0,235	280672 / 0,065	550878 / 0,372	2468906 / 0,154
A	Marge d'erreur (ME)	√ [(δZrécent)² + (δZancien)²]	m	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17	± 0,17
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 137538	± 202690	± 567510	± 518846	± 79827	± 239190	± 735797	± 251893	± 2733291
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-66091 / -0,082	-7499 / -0,006	-47765 / -0,014	239643 / 0,079	-318409 / -0,678	91876 / 0,065	-455125 / -0,105	298985 / 0,202	-264385 / -0,016
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	208985 / 0,258	397882 / 0,334	1087255 / 0,326	1277334 / 0,419	-158755 / -0,338	570256 / 0,405	1016468 / 0,235	802771 / 0,542	5202197 / 0,324
B	Marge d'erreur (ME)	δZrécent + δZancien	m	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23	± 0,23
	Incertitude (I)	ME*Sb	m^3	± 186081	± 274228	± 767808	± 701968	± 108001	± 323610	± 995490	± 340796	± 3697982
	V. minimum	Bb - I	m^3 / m^3 par m^2	-114634 / -0,142	-79037 / -0,066	-248062 / -0,074	56521 / 0,019	-346584 / -0,738	7456 / 0,005	-714818 / -0,165	210082 / 0,142	-1229075 / -0,076
	V. maximum	Bb + I	m^3 / m^3 par m^2	257528 / 0,318	469420 / 0,394	1287553 / 0,386	1460456 / 0,479	-130581 / -0,278	654676 / 0,465	1276161 / 0,295	891675 / 0,602	6166888 / 0,384

Morphodynamique et transferts sédimentaires au sein d'une baie mégatidale en comblement (Baie de Somme, Manche Est). Stratégie multi-échelles spatio-temporelles.

La Baie de Somme est un environnement estuarien en comblement, contrôlé par des forçages hydrodynamiques marins intenses (marée de type mégatidal et houle) et un faible régime fluviatile. La dynamique morpho-sédimentaire de cette baie, ainsi que les flux sédimentaires responsables, ont été étudiés à deux échelles spatiales et temporelles. *I) A l'échelle de champs de dunes hydrauliques intertidales, étudiés durant des cycles de marées semi-diurnes et semi-lunaire de mortes-eaux (ME) et de vives-eaux (VE).* Dans ce contexte, il s'avère que la forte variabilité des forçages (vents, marée, houle) contrôle les flux sédimentaires et les évolutions morphodynamiques des dunes (λ : 5-23 m ; H : 20-60 cm). Ces flux augmentent globalement avec le coefficient de marée et les conditions d'agitation, induisant un transport sédimentaire net vers l'est ou vers l'ouest, selon la prédominance des courants (flot/jusant), qui dépend des caractéristiques de vent et de houle. Les dunes adoptent une morphologie à basse-mer qui est dépendante des conditions hydrodynamiques du milieu et du transport sédimentaire : asymétrie vers l'est sous un seuil de profondeur d'eau de 2,64-2,73 m ; asymétrie vers l'ouest au-dessus de ce seuil, lors des marées calmes à agitées (H_s max < 1,5 m) ; sub-symétrie et aplatissement des dunes lors de VE très agitées (H_s max ≥ 1,83 m) ; asymétrie vers l'est lors d'une VE de tempête. La migration des crêtes de dunes est plus intense en VE qu'en ME et ne présente pas toujours de similitude avec les directions de transport sédimentaire net, ceci étant dû aux variations importantes de morphologie et de polarité. Durant un cycle de marée semi-lunaire assez agité, le transport sédimentaire net ainsi que la migration nette des dunes s'effectuent vers les zones internes de la baie (vers l'est). *II) A l'échelle de la baie, étudiée aux pas de temps saisonniers, annuels et pluriannuels*, la dynamique de comblement est importante. La couverture sédimentaire superficielle de la baie, observée en 2013, montre un gradient d'affinement des sédiments "large-littoral" et "axe central-rives", avec des bordures internes caractérisées par une hausse des taux de vases et de carbonates entre 1980 et 2013. A l'échelle historique récente (1947-2011), les orthophotographies montrent une forte avancée des cordons littoraux (dunes sableuses au nord et galets au sud) et du schorre (jusqu'à 23,7 m/an). L'estran sableux, quant à lui, se caractérise par de fortes variations de la répartition des systèmes de barres/bâches et des champs dunes, ainsi que par d'importantes divagations des chenaux tidaux. Entre 2011 et 2013, les bilans sédimentaires mettent en avant l'érosion des secteurs externes sud proches du front de delta de jusant (d'altitude faible), ainsi que l'accrétion des secteurs situés en avant de la pointe du Hourdel (d'altitude moyenne). Les parties internes de la baie (d'altitude forte) sont par contre plutôt stables, car en fin de comblement ou déjà comblées. Les parties externes nord, très dynamiques, ont tout de même un bilan sédimentaire faible laissant à penser que ce secteur est en équilibre dynamique, peut-être sous l'effet de transferts sableux avec le trait de côte. *Ces 2 approches spatiales et temporelles* confirment donc la tendance de la Baie de Somme à se combler sous l'effet de l'entrée des sables marins dans les zones internes, que ce soit sur des pas de temps courts et à l'échelle fine d'un champ de dunes ou à l'échelle globale de la baie et sur des pas de temps plus longs, et permettent de proposer des stratégies de suivi adaptées.

Mots-clés : Baie de Somme, dunes intertidales, morphodynamique, flux sédimentaires, bilans sédimentaires.

Morphodynamics and sedimentary transfers in an infilling megatidal bay (Baie de Somme, Eastern English Channel). Multi spatial and temporal scale strategy.

The Baie de Somme is an infilling estuarine environment, controlled by intensive marine hydrodynamics forcing (megatidal tide and waves) and a small river flow. Morpho-sedimentary dynamics of this bay and sedimentary fluxes were studied at two spatial and temporal scales. *I) At the scale of intertidal hydraulic dunes, studied during semi-diurnal and semi-lunar tidal cycles with neap tides (NT) and spring tides (ST).* In this context, a strong forcing variability (winds, tide, waves) control sedimentary fluxes and morphodynamics evolutions of dunes (λ: 5-23 m; H: 20-60 cm). These fluxes generally increase with tide and waves, inducing a net sediment transport to the east or west, according to the predominance of current (flood/ebb), which depends on the characteristics of wind and waves. Low tide morphology of dunes depends on hydrodynamic conditions and sediment transport: asymmetry eastwards under a threshold water depth of 2.64 to 2.73 m; asymmetry westward above this threshold, during quiet or agitated tide (H_s max < 1.5 m); sub-symmetry and flattening dunes during very agitated ST (H_s max ≥ 1.83 m); asymmetry eastwards during a storming ST. Migration of dunes crests is more intense during ST than during NT and is not always in accordance with net sediment transport directions. It's due to significant variations in dunes morphology and polarity. During a semi-lunar tide cycle with waves, net sediment transport and dunes migration are in direction of internal area of the bay (eastward). *II) At scale of the bay, studied to seasonal, annual and multiannual time steps,* infilling dynamics is significant. Superficial sedimentary cover of the bay, observed in 2013, show a filtering gradient of sediment "offshore-coast" and "central axis-shoreline", with internal borders characterised by an increase of muds and carbonates rates between 1980 and 2013. At recent historical scale (1947-2011), orthophotos show a strong progress of coastal barriers (sand dunes at north and pebbles at south) and salt meadow (up to 23.7 m/year). Tidal flat is characterized by large variations in the distribution of sandy bars and dunes fields, as well as by strong divagations of tidal channels. Between 2011 and 2013, sedimentary budgets show erosion of south external zones, close to the front delta ebb (low altitude), and deposition in areas located in front of the pointe du Hourdel (mean altitude). At contrary, internal zones of the bay (high altitude) are quite stable, because at the end of infilling or already filled. Very dynamic north external parts still have a low sediment budget to suggest that this sector is in dynamic equilibrium, perhaps as a result of sandy transfers with coastline. These two spatial and temporal approaches confirm the trend of infilling of the Baie de Somme, under the effect of marine sand transport in the internal areas, during short time steps at the fine scale of dune fields like during long time steps at global scale of the bay, and allow to propose appropriate monitoring strategies.

Keywords : Baie de Somme, intertidal dunes, morphodynamic, sedimentary fluxes, sediment budgets.