

THESE / NOM ETABLISSEMENT
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE SUD
Mention : GEOGRAPHIE PHYSIQUE
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA MER

présentée par
ALEXANDRE DUBOIS

Comportement morphodynamique des plages de poche en milieu mésotidal semi-abrité : exemple des plages méridionales de la presqu'île de Rhuys, Bretagne sud, France.

UBS Université de Bretagne-Sud

GÉOSCIENCES MARINES
GÉOMORPHOLOGIE DU LITTORA

Thèse soutenue le 10 décembre 2012
devant le jury composé de :

Edward ANTHONY
Professeur Europôle Méditerranée de l'Arbois, Aix-en-Provence / examinateur

Laurent LABEYRIE
Professeur émérite, Université de Bretagne Sud / *examinateur*

Jean-Noël PROUST
Directeur de recherche CNRS, Université de Rennes1 / *rapporteur*

Hervé REGNAULD
Professeur, Université de Rennes2 /*rapporteur*

Mouncef SEDRATI
MCF, Université de Bretagne Sud/Co-directeur de thèse

David MENIER
MCF, Université de Bretagne Sud/Directeur de thèse

SOMMAIRE

INTRODUCTION 1

CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE 11
I- Contexte général 11
I-1- Un littoral rocheux, un stock sédimentaire faible 12
I-1-1- Héritage géologique structural 12
I-1-2- Plateau continental, Paléovallées et comblement sédimentaire 13
I-1-3- Caractéristiques morphosédimentaires 16
I-2- Un littoral au régime hydrodynamique mixte 17
I-2-1- Régime de houle et de vent 17
I-2-2- Courant de marée 21
I-2-3- Incidence des barrières rocheuses 24
a- Etat de l'art des littoraux abrités 24
b- Situation de la presqu'île de Rhuys 26
II- Géomorphologie de la presqu'île de Rhuys 31
II-1- La presqu'île dans son ensemble 31
II-2- Un littoral urbanisé et aménagé 33
II-3- Localisation du trait de côte et aménagement 34
II-3-1- Quelles définitions pour le trait de côte ? 34
II-3-2- Les grandes plages de la presqu'île de Rhuys : un trait de côte associé au pied de dune (contact dune-plage) et à la base des ouvrages de défense 36
II-4- Les plages de poche de la presqu'île de Rhuys 39
II-4-1- Définition et caractéristiques d'une plage de poche 39
II-4-2- La plage de Fogeo (Arzon) 43
II-4-3- La plage de Kerver (Arzon-St Gildas-de-Rhuys) 47
II-4-4- La plage des Govelins (St Gildas-de-Rhuys) 51
II-4-5- L'anse de Suscinio (Sarzeau) 56
III- Classifications morphodynamiques des plages sableuses 64
IV- Synthèse du chapitre I 67

CHAPITRE II : METHODES ET TECHNIQUES 69
I- Acquisitions topographiques 69
I-1- Au moyen terme : topographie au GPS différentiel 69
I-1-1- Principe de fonctionnement 69
a- Le secteur spatial 70
b- Le secteur de contrôle 70
c- Le secteur utilisateur 71
d- Le positionnement par triangulation 71
I-1-2- Le signal GPS 73
I-1-3- Les mesures GPS 74
a- Mesures sur le code 74
b- Mesures sur la phase 74
I-1-4- Corrections différentielles 75
a- Corrections différentielles en post-traitement 75
b- Corrections différentielles en temps réel 76
I-1-5- Les principales sources d'erreur 76
a- Les erreurs liées au système global 76
b- Les erreurs liées à l'environnement 77
I-1-6- Obtention des coordonnées géographiques à partir des acquisitions sur le terrain. 78
I-2- Court terme : topographie au tachéomètre laser 81
I-3- Représentation d'un profil de plage et analyses 82
I-3-1- Intérêt des têtes de station 83
I-3-2- Conversion des coordonnées des points levés 83

I-3-3- Standardisation d'un profil 85
I-3-4- Synthèse d'un profil 86
I-3-5- Calculs des variations d'altitude et de volume 87
II- Traitement des données hydrodynamiques 90
II-1- Hydrodynamisme au Large **90**
II-2- Hydrodynamisme en domaine intertidal **91**
III- Morphométrie et la création de modèles numériques de terrain (MNT) 93
IV- Analyses granulométriques 94
IV-1- Outil de tamisage 94
IV-2- Méthode calcul des indices statistiques descriptifs 94
IV-3- Modèle de transport potentiel de sédiment (Modèle de Gao et Collins) 95
V- Estimation des surcotes et des risques de submersions. 96
V-1- Estimation des surcotes 97
V-2- Estimation des niveaux d'eau dus au déferlement 97
V-2-1- Estimation du *wave setup* 98
V-2-2- Estimation du *runup* 99
VI- Analyses statistiques 100
VI-1- Analyses statistiques des données topographiques 100
VI-2- Analyses statistiques des données météorologiques 100

CHAPITRE III : COMPORTEMENT MORPHODYNAMIQUE A COURT TERME DES PLAGES DE LA PRESQU'ILE DE RHUYS 103
Partie 1 103
I- Rappel des conditions d'acquisition 103
II- La campagne du 28 janvier au 5 février 2010 à Suscinio 106
II-1 Présentation et dispositif 106
II-2- Conditions hydrodynamiques au large 109
II-3- Chronologie des Conditions météorologiques 109
II-4- Résultats expérimentaux 110
II-4-1 Conditions d'enregistrement des appareils 110
II-4-2 Plage de Beg Lann 111
a-Hydrodynamisme 111
b- Variations morphologiques et volumétriques 112
c- Synthèse 115
II-4-3- Plage de Landrezac 117
a- Hydrodynamisme 117
b- Variations morphologiques et volumétriques 118
c- Synthèse 121
II-4-4- Plage de Penvins 122
a- Hydrodynamisme 122
b- Variations morphologiques et volumétriques 123
c- Synthèse 125
II-5- Synthèse de la campagne 126
III- La campagne de Kerver du 18 au 25 janvier 2011 128
III-1- Présentation et dispositif 128
III-2- Conditions hydrodynamiques au large 130
III-3- Chronologie des conditions météorologiques 131
III-4- Résultats expérimentaux 132
III-4-1- Hydrodynamisme 132
III-4-2- Variations morphologiques et volumétriques 133
III-4-3- Analyses granulométriques et transport potentiel de sédiment 136
III-4-4- Synthèse 138
IV- La campagne hydrodynamique de la plage de Kerver du 16 au 25 mars 2011 140
IV-1- Dispositif mis en place 140
IV-2- Chronologie des conditions météorologiques 141
IV-3- Résultats expérimentaux 142
IV-3-1- Paramètres de la houle au large et sur le domaine intertidal de la plage de Kerver 142
IV-3-2- Courant tidaux et conditions d'enregistrements 143

IV-3-3- Orientation de la houle au rivage 145
IV-4- Récifs et ajustement morphologique du stock sédimentaire : formation d'un saillant ou d'un tombolo 146
IV-5- Synthèse 150
V- La campagne de la plage de Fogeo du 25 septembre au 1er octobre 2011 151
V-1- Présentation et dispositif mis en place 151
V-2- Conditions hydrodynamiques au large 153
V-3- Chronologie des conditions météorologiques 153
V-4- Résultats expérimentaux 154
V-4-1- Hydrodynamisme 154
V-4-2- Variations morphologiques 157
V-4-3- Mesures de surcotes et altitudes du jet de rive (maximum runup) 159
V-4-4- Synthèse de la campagne 164
VI- Conclusion partielle 165
Partie 2 168
I- Impact de la tempête Xynthia dans l'anse de Suscinio 168
I-1- Dispositif 170
I-2- Conditions d'enregistrement des appareils 171
I-3- Chronologie des conditions météorologiques 171
I-4- Hydrodynamisme au large 172
I-5- Hydrodynamisme en baie de Suscinio 173
I-5-1- Plage de Beg Lann 173
I-5-2- Plage de Landrezac 175
I-5-3- Plage de Penvins 177
I-5-4- Surcotes de tempête 177
I-6- Impacts morphologiques et variations volumétriques 179
I-7 Synthèse de l'impact de la tempête *Xynthia* en baie de Suscinio… 181
I-8 … et sur les autres plages de poche de la presqu'île de Rhuys 182
II- Impact de la tempête *Joachim* 189
II-1- Dispositif 189
II-2- Chronologie des conditions météorologiques 191
II-3- Hydrodynamisme au large 192
II-4- Hydrodynamisme à la plage des Govelins 193
II-5- Variations morphologiques 197
II-5-1- Plage des Govelins 197
II-5-2- Plages de Fogeo, de Kerver et de Suscinio 199
a-Plage de Fogeo 200
b- Plage de Kerver 201
c- Plages des Govelins 203
d- Anse de Suscinio 204
II-6- Variations volumétriques 205
II-6-1- Plage des Govelins 205
II-6-2- Plage de Fogeo, de Kerver et de Suscinio 207
a- Plage de Fogeo 207
b- Plage de Kerver 208
c-Anse de Suscinio 209
II-7- Synthèse de l'impact de la tempête *Joachim* 210
II-8- Synthèse de la partie 2 211
Partie 3 217
I- Vulnérabilité de la plage de Fogeo 217
II- Vulnérabilité de la plage de Beg Lann 220
II-1- Calcul du maximum *runup* lors de la tempête *Xynthia* 220
II-2- Un cordon dunaire vulnérable 222

Synthèse du chapitre III 226

CHAPITRE IV : COMPORTEMENT MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME DES PLAGES DE LA PRESQU'ILE DE RHUYS 229
I- Conditions météo-marines générales 229
I-1- Conditions hydrodynamiques au large 229
I-2- Orientation et intensité du vent local 230
I-2-1- Orientation du vent 230
I-2-2- Vitesse du vent 232
II- Variations volumétriques longitudinales des plages de la presqu'île de Rhuys 233
II-1- Plage de Fogeo 233
II-2- Plage de Kerver 236
II-3- Plage des Govelins 238
II-4- Anse de Suscinio 239
II-5- Synthèse 241
III- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux 242
III-1- Rappels méthodologiques 244
III-1-1- Sections transversales 244
III-1-2- Variations verticales 244
III-1-3- Relation entre la variabilité verticale et l'activité hydrodynamique au large 245
III-1-4 Relation entre la variabilité verticale et les composantes longitudinales et transversales du vent local 246
III-2- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de la plage de Fogeo 247
III-2-1- Sections transversales 247
III-2-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV) 249
III-2-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV) 250
III-2-4- Moyennes du maximum de variation verticale (MVV) 250
III-2-5- Synthèse 251
III-3- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de la plage de Kerver 252
III-3-1- Sections transversales 252
III-3-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV) 254
III-3-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV) 254
III-3-4- Moyennes du maximum de variation verticale 255
III-3-5- Synthèse 256
III-4- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de la plage des Govelins 257
III-4-1- Sections transversales 257
III-4-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV) 258
III-4-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV) 259
III-4-4- Moyennes du maximum de variation verticale 260
III-4-5- Synthèse 260
III-5- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de l'anse de Suscinio 261
III-5-1- Sections transversales 261
a- Beg Lann 262
b- Suscinio 262
c- Landrezac 263
d- Penvins 264
III-5-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV) 265
a- Beg Lann (annexes 13) 265
b- Suscinio (annexes 14) 266
c- Landrezac (annexes 15) 267
d- Penvins (annexes 16) 268
III-5-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV) 269
a- Beg Lann (annexes 17) 269
b- Suscinio (annexes 18) 270

c- Landrezac (annexes 19) *270*
d- Penvins (annexes 20) *270*
III-5-4- Moyennes du maximum de variation verticale..... 271
III-5-5- Synthèse 272
III-6- Synthèse des analyses statistiques transversales des plages de poche de la presqu'île de R**huys** **275**
IV- Détermination d'un seuil théorique d'agitation au large nécessaire aux variations morphologiques significatives..... 277
V- Synthèse du chapitre IV 280

CHAPITRE V : DISCUSSION GENERALE..... 283
I- Un environnement de faible énergie et une dynamique sédimentaire transversale prépondérante 285
II- Sensibilité du linéaire côtier..... 293
II-1- Des conditions hydrodynamiques relativement calmes pour un changement morphologique significatif 293
II-2- Secteurs sensibles de chaque plage dans un contexte transgressif..... 296
II-2-1- Hausse du niveau marin..... 296
II-2-2- Plage du Fogeo 297
II-2-3- Plage de Kerver 300
II-2-4- Plage des Govelins 302
II-2-5- Anse de Suscinio 304

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES..... 307

Références bibliographiques 310

Annexes……..……..…325

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Représentation des échelles spacio-temporelles de l'analyse de l'évolution des systèmes littoraux. Modifié d'après Cowell et Thom (1994). Cette étude s'inscrit dans une échelle de temps allant de quelques heures à plusieurs mois pour une échelle spatiale allant de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres. 2
Figure 2: cadre général et présentation non exhaustive des travaux antécédents sur le littoral breton et la façade occidentale de la presqu'île du Cotentin. 6
Figure 3: Photographie de l'ouvrage de défense détruit à Gâvres. Ouest-France, le 27 avril 2012. 7

Figure I- 1 : Cadre général du domaine littoral Sud breton. Modifié d'après Menier (2004). . 11
Figure I- 2 : Cartographie des paléovallées et des affleurements rocheux du Mor Braz. Les deux profils sismiques PE10 et PE06 sont décrits en Figure I- 3 et Figure I- 4. Modifié d'après Menier *et al.* (2010). 14
Figure I- 3 : Profil sismique sparker PE10. L'épaisseur des sédiments est calculée pour une vitesse de propagation des ondes P de 1800 m/s. Modifié d'après Menier *et al.* (2010). 14
Figure I- 4 : Profil sismique sparker PE06. L'épaisseur des sédiments est calculée pour une vitesse de propagation des ondes P de 1800 m/s. Modifié d'après Menier *et al.* (2010). 15
Figure I- 5 : Carte bathymétrique et sédimentaire du Mor Braz. Modifié d'après Lesueur et Klingebiel (1986). 17
Figure I- 6 : Fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle dans le Golfe de Gascogne. Modifié d'après Tessier (2006). 18
Figure I- 7 : Orientation et intensité des vents mesurés à la station de Belle-île (Le Talus) entre 1970 et 1999. D'après Lemasson (1999). Localisation Figure I- 1. 19
Figure I- 8 : Roses des vents au niveau des trois façades bretonnes entre janvier 2000 et décembre 2009. Réalisation : Cariolet (2011). Source : Météo-France. 20
Figure I- 9 : Représentation du *fetch* minimum et maximum (flèches noires) du Mor Braz. Pour des vents de sud, la distance du *fetch* peut atteindre 450 Km. 21
Figure I- 10 : Références altimétriques maritimes pour le port de Port-Navalo. Source : S.H.O.M (2011). 22
Figure I- 11 : Directions et intensités des courants de marées dans la Mor Braz 3 heures après la pleine mer de Port-Navalo. Les vitesses (en nœuds) sont indiquées par une série de quatre chiffres. Les deux premiers expriment la vitesse des courants lors des marées de vives eaux moyennes, les deux derniers lors des mortes eaux moyennes. Source : S.H.O.M : Courants de marées, côtes sud de Bretagne (2005). 23
Figure I- 12 : Deux exemples de conditions d'agitation et de propagation de la houle au large. A : par temps calme. B : lors de fortes conditions d'agitation (Tempête *Joachim*, le 16 décembre 2011). En noir : localisation de la bouée d'enregistrement du plateau du Four. En encadré : la presqu'île de Rhuys. Source : Previmer.org 27
Figure I- 13 : Spectre de houle enregistré par la bouée du plateau du Four le 16 décembre 2011 à 8h00. Le cercle noir indique les ondes de plus forte énergie et de courte période (gravitaires). Le cercle rouge indique la présence d'un deuxième groupe de vagues, de plus faible énergie et de plus longue période (mer de vent). La flèche noire représente la direction et l'intensité du vent. Source : Previmer. 29
Figure I- 14 : Modèle numérique de terrain et coupe schématique du pré-continent breton. Modifié d'après Menier et Dubois (2010). Disponible en ligne sur le site du laboratoire

Géosciences Marines et Géomorphologie du Littoral à l'adresse suivante : www.univ-ubs.fr/gmgl. 30
Figure I- 15 : Physiographie de la presqu'île de Rhuys. A : Orthophotographie aérienne. Données IGN BD alti 2004. Source: CG56. B : Modèle numérique de terrain. Données LIDAR aéroportées 2011. Réalisation R. Le Gall, Laboratoires GMGL UBS, LDO UBO UMR6538 CNRS. C : Carte géomorphologique de la zone littorale méridionale. Réalisation A. Dubois GMGL (2012). 32
Figure I- 16 : Exemples des aménagements de protection existants. A : plage de Fogeo. B : plage de Kerver. C : plage des Govelins. Janvier 2012. Clichés : A. Dubois. 33
Figure I- 17 : Exemples des aménagements du haut de plage de l'anse de Suscinio. Novembre 2011. Clichés : A. Dubois. 34
Figure I- 18 : Représentation schématique de quelques exemples de lignes de référence géomorphologiques. Modifié d'après Faye (2010). 36
Figure I- 19 : Modèle de classification des types de dunes. D'après Hesp (2002). 38
Figure I- 20 : Exemple de plages de poche le long de littoraux rocheux. A : Clonnmary beach (Irlande). B : Les Blancs sablons (France). C : Mahinepua Bay (Nouvelle-Zélande). D : L'anse de Cavalière (France). Source : Google. 40
Figure I- 21 : Equilibre du trait de côte avec deux valeurs d'angles d'incidence de crêtes des vagues. Modifié, d'après Silvester et Hsu (1993). 40
Figure I- 22 : Exemples de plages de poche aux linéaires côtier rectilignes à très faiblement courbe. A : Fort Bloqué (France) ; B: Pénestin (France) ; C : Telgruc-sur-Mer (France) ; D : Zarautz (Espagne). 42
Figure I- 23 : Physiographie de la plage de Fogeo. En haut : Cadre géomorphologique de la zone littorale. En bas : Modèle numérique de terrain. 43
Figure I- 24 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de la plage de Fogeo obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (traits jaunes) daté du 23 janvier 2012. En arrière plan : orthophotographie aérienne IGN 2000. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux. 44
Figure I- 25 : Illustrations, descriptions et typologies du front dunaire de la plages de Fogeo. La typologie fait référence à la classification de Pian (2010). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011. 45
Figure I- 26 : Morphologie transversale de la plage de Fogeo. A gauche: levés topographiques de mars 2011. En encadré: levés topographiques représentatifs de la plage. Les profils présentés sont arbitrairement datés du 23 janvier 2012. 47
Figure I- 27 : Physiographie de la plage de Kerver. En haut: cadre environnemental. En bas: modèle numérique de terrain. 48
Figure I- 28 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de la plage de Kerver obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (en jaune) daté du 22 et 23 janvier 2012. En arrière plan: orthophotographie aérienne IGN 2004. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux. 49
Figure I- 29 : Illustration, description et typologie du front dunaire de la plage de Kerver. Les typologies font référence à la classification de Pian (2010). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011. 50
Figure I- 30 : Morphologie transversale de la plage de Kerver. En haut à gauche : levés topographiques de mars 2011. En encadré : levés topographiques daté du 22 et 23 janvier 2012. 51
Figure I- 31 : Physiographie de la plage des Govelins. En haut : cadre environnemental. En bas : modèle numérique de terrain. 52

Figure I- 32 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de la plage des Govelins obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (en jaune) daté du 22 janvier 2012. En arrière plan : orthophotographie aérienne IGN 2004. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. 53
Figure I- 33 : Illustration, description et typologie du front dunaire de la plage des Govelins. Les typologies font référence à la classification de Hesp (2002). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011. 54
Figure I- 34 : Morphologie transversale de la plage des Govelins. En haut à gauche: levés topographiques de mars 2011. En encadré: levés topographiques du 22 janvier 2012.... 56
Figure I- 35 : Physiographie de l'anse de Suscinio. En haut : modèle numérique de terrain. En bas : cadre environnemental. 59
Figure I- 36 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de l'anse de Suscinio obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (en jaune) daté du 21 et 22 janvier 2012. En arrière plan : orthophotographie aérienne IGN 2004. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux. 60
Figure I- 37 : Illustration, description et typologie du front dunaire de la plage des Govelins. Les typologies font référence à la classification de Pian (2010). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011. 61
Figure I- 38 : Photographie de la rupture de pente à Landrezac (flèche noire) sur la section transversale SP5. La transition entre le haut de plage et la base de plage s'effectue sur moins de 5 cm. Cette démarcation sépare distinctement le haut de plage composé de matériaux très grossier du bas de plage composé de sable fin. Décembre 2011. Cliché : A. Dubois. 62
Figure I- 39 : Morphologie transversale de l'anse de Suscinio. Les profils topographiques transversaux sont mesurés à partir de la base du front dunaire. En encadré : profils topographiques calés sur le niveau moyen de la mer. Date des mesures : 21 et 22 Janvier 2012. 64
Figure I- 40 : Classification morphodynamique des plages sableuses. D'après Masselink et Short (1993)..... 66
Figure I- 41 : Classification morphodynamique des plages de l'Angleterre et du Pays de Galles. R : reflective. B : barred. D: dissipative. LTTR: low tide terrasse+rips. LTBR : low tide bar/rip. NBD : non-barred dissipative. LTT : low tide terrace. TTF : transition to tidal flats. Modifié d'après Scott *et al.*, 2011. 67

Figure II- 1 : Constellation du système GPS. Les satellites sont répartis sur 6 orbites d'inclinaison 55° par rapport à l'équateur. D'après Biessy (2009)..... 70
Figure II- 2 : Stations de contrôle du système GPS. 71
Figure II- 3 : Détermination de la position du récepteur GPS par triangulation sphérique. 72
Figure II- 4 : Structure du signal GPS. D'après Duquenne *et al.*, (2005)..... 73
Figure II- 5: Comparaison entre le signal émis par le satellite et le signal reçu par le récepteur sur les codes. 74
Figure II- 6 : Comparaison entre la phase émise par le satellite et la phase reçue par le récepteur. 75
Figure II- 7 : Schéma d'illustration du dispositif nécessaire pour les mesures GPS en temps réel. 76
Figure II- 8 : Exemples de deux géométries différentes de positionnement des satellites dans le ciel. A : bonne géométrie. B : mauvaise géomètrie..... 78

Figure II- 9 : Photographie du DGPS *Trimble* GéoXH 2008 (A). Illustration de la partie inférieure de la canne de maintien (B). Pénétration de la partie inférieure de la canne de maintient dans un substrat meuble (C). Pour toute les acquisition de cette étude, la hauteur de la canne est fixée à 2 m. Lors des acquisitions, le dispositif doit être maintenu le plus proche possible de la verticale. 79
Figure II- 10 : Schéma conceptuel du processus d'acquisition du fichier brut vers l'obtention des coordonnées X, Y, Z des points levés sur le terrain. 80
Figure II- 11 : A gauche : Mire et prisme réflecteur de mesure. A droite : Tachéomètre Laser très haute résolution sur trépied. 81
Figure II- 12 : Exemple de la superposition des levés topographiques du profil FP3. En haut de plage, les trois points superposés correspondent à la tête de station du profil (cercle noir). 83
Figure II- 13 : Méthode de l'obtention d'un profil 2D à partir des coordonnées Lambert II des points levés sur le terrain. Profil FP3, 29 août 2011. PMVE = Pleines Mers de Vives Eaux. NMM = Niveau Moyen de la Mer. BMVE = Basses Mers de Vives Eaux. 84
Figure II- 14 : Méthode appliquée à la standardisation d'un profil à partir des données mesurées vers la représentation d'un profil standardisé. Le pas de standardisation est fixé à 0,5 m. Avec un pas de standardisation court (0,5 m), les deux profils sont superposables. Les valeurs d'altitude (Z) sont données en mètres dans le système altimétrique IGN69. 86
Figure II- 15 : En haut: profils 2D de deux levés topographiques successifs. En bas: variations d'altitude calculées entre ces deux levés. En grisé: les résultats présentés par le Tableau II- 2 . En hachuré : artéfact causé par l'éloignement de la tête de station. Nous observons, en un mois, une importante érosion du profil, surtout dans sa partie inférieure (40 à 42 m). 88
Figure II- 16 : Exemple d'un profil de plage standardisé simplifié à quatre sections et expression de l'aire d'un trapèze. Unités arbitraires. 88
Figure II- 17 : Représentation en 3 dimensions d'un profil standardisé pour une extension longitudinale de 1m. 89
Figure II- 18 : Photographie du S4adw déployé à Landrezac (anse de Suscinio) et schéma de l'appareil. 91
Figure II- 19 : ADCP en place dans une structure métallique en domaine intertidal et photographie de l'appareiL 92
Figure II- 20 : Détermination des composantes Vt et Vl par rotation (α) du repère Nord-Est. 92
Figure II- 21 : Exemple de semi de points réalisé à partir de cinq profils de plages parallèles. Semi réalisé le 16 décembre 2011, plage des Govelins. 93
Figure II- 22 : Photographie de la colonne à tamiser, schéma de l'appareil, diamètre des mailles et classe du sédiment retenu dans chaque tamis. 94
Figure II- 23 : Coupe schématique des différents paramètres responsables du niveau d'eau atteint par le jet de rive sur la plage. 98
Figure II- 24 : Schéma synthétique de la méthode de calcul du vent moyen à partir de trois mesures de directions (D1, D2, D3) et de vitesses (V1, V2, V3). 102

Figure III- 1 : Conditions d'agitation mesurées par la bouée du plateau du Four (localisation figure I-9). En encadrés rouges : les différentes campagnes de mesures et les plages concernées. 105
Figure III- 2 : Roses des vents de chaque campagne de mesures. A et B : Suscinio. C et D : Kerver. E : Fogeo. F : les Govelins. Pour chaque rose des vents, l'orientation du trait de côte est indiquée en encadré. 106
Figure III- 3 : Altitudes moyennes de la rupture de pente et de deux lignes d'isodistances au trait de côte. L'échelle de la distance longitudinale n'est pas respectée. La localisation des profils est présentée dans le chapitre 1. 107
Figure III- 4 : En haut : localisation des 3 secteurs de plage étudiés de la baie de Suscinio et des cinq profils topographiques, espacés de 50 m, relatifs à chaque secteur de plage. En bas : représentation du profil central de chaque secteur et localisation de la position de chaque courantomètre sur l'estran (croix noires). 108
Figure III- 5: Hauteur significative de la houle (Hs) et sa période associée (Ts) enregistrées au plateau du Four du 28 janvier au 7 février 2011. 109
Figure III- 6 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 28 janvier et le 6 février 2010. Encadré 1 : changement notable de directions des vents associé à de faibles vitesses (vitesse moyenne : 3,5 m/s ; direction moyenne : 40°). Encadré 2 : changement notable de la direction du vent associé à une intensité croissante (vitesse moyenne : 7,5 m/s ; direction moyenne : 247°). 110
Figure III- 7 : Conditions d'enregistrement des courantomètres de Beg Lann et de Landrezac. La hauteur relative des vagues (γ) est le rapport entre la hauteur d'eau au dessus de l'appareil et la hauteur significative de la houle. Ici, la valeur délimitant les conditions de déferlement (*surf*) et de levé de vagues (*shoaling*) est fixé à 0,3. Dans les deux cas, l'agitation relative diminue avec l'augmentation de la hauteur d'eau. A Penvins, les conditions d'enregistrements sont sensiblement équivalentes. 111
Figure III- 8 : Analyses spectrales de quatre enregistrements (*bursts*) représentatifs de chaque marée obtenus à Beg Lann pendant les pleines mers, moments où les vagues déferlent sur le haut de plage réfléchissant. 112
Figure III- 9 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir des levés topographiques du 29 janvier 2010. Le profil central est représenté avec les résultats des analyses granulométriques du 30 janvier. En bleu : l'emplacement du courantomètre-houlographe ADCP. 113
Figure III- 10 : MNT différentiels de la plage de Beg Lann. De A à G : MNT réalisés entre deux levés topographiques successifs. En H : MNT bilan entre le premier et le dernier levé topographique. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT sont indiqués en annexes 2 et 3. 114
Figure III- 11 : A : rose des vents moyens horaires (du 30 janvier à 11h au 1er février à 0h) et direction du vent résultant tenant compte de sa vitesse. B : MNT du secteur de page étudié de Beg Lann. C : fréquence d'occurrence de la direction du vent. 116
Figure III- 12 : Analyses spectrales de quatre enregistrements (*bursts*) représentatifs de chaque marée obtenus à Landrezac. Ces analyses sont synchrones des analyses spectrales de Beg Lann présentées en Figure III- 8. 118
Figure III- 13 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir des levés topographiques du 29 janvier 2010. Le profil central est représenté avec les résultats des analyses granulométriques du 30 janvier. En jaune : l'emplacement du courantomètre-houlographe S4*Adw*. 119
Figure III- 14 : MNT différentiels de la plage de Landrezac. De A à G : MNT réalisés entre deux levés topographiques successifs. En H : MNT bilan entre le premier et le dernier

levé topographique. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT sont indiqués en annexes 4 et 5. 120
Figure III- 15 : A : rose des vents moyens horaires (du 2 février à 0h au 6 février à 17h) et direction du vent résultant tenant compte de sa vitesse. B : MNT du secteur de page étudié de Landrezac. C : fréquence d'occurrence de la direction du vent. 122
Figure III- 16 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir des levés topographiques du 29 janvier 2010. Le profil central est représenté avec les résultats des analyses granulométriques du 30 janvier. En bleu : l'emplacement du courantomètre ADCP. 123
Figure III- 17 : MNT différentiels de la plage de Penvins. De A à G : MNT réalisés entre deux levés topographiques successifs. En H : MNT bilan entre le premier et le dernier levé topographique. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT sont indiqués en annexe 7. 124
Figure III- 18 : Représentation schématique du sens d'écoulement des courants tidaux et du sens de propagation de la houle au large et à l'approche du platier rocheux affleurant. La direction de propagation de la houle est supposée normale à la côte. Le platier atténue l'énergie de la houle incidente sur la plage de Penvins. Les normes des vecteurs sont arbitraires. 126
Figure III- 19 : Schéma de synthèse illustrant l'impact de la direction et de l'intensité du vent moyen et des paramètres de houle sur les variations topographiques pour chaque secteur de plage étudié. Au deux périodes de vents identifiées correspond un impact différé sur la morphologie de la plage considérée. La plage de Penvins, davantage abritée, fait exception et n'est pas considérée. AS : analyses spectrales présentées Figure III- 8 et Figure III- 12. 127
Figure III- 20 : Altitude moyenne de la rupture de pente et de deux isodistances au trait de côte de la plage de Kerver. L'échelle de la distance longitudinale n'est pas respectée. La localisation des profils de plage est présentée dans le chapitre I. 128
Figure III- 21 : En haut: carte de localisation du secteur de plage étudié. Les profils topographiques, distants de 50 m, levés au tachéomètre sont indiqués en rouge. En bas : représentation du profil de plage central levé le 18 janvier 2011 et localisation du courantomètre ADCP (croix noires). 129
Figure III- 22 : Hauteur significative de la houle (Hs) et sa période associée (Ts) enregistrées au plateau du Four du 18 au 28 janvier 2011. 130
Figure III- 23 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 18 et le 27 janvier 2011. Encadré 1 : vents de secteur nord-est associés à des vitesses comprises entre 10 et 4 m/s (direction moyenne : 56°). Encadré 2 : changement notable de la direction du vent associé à une intensité modeste de 4 m/s (direction moyenne : 313°). Encadré 3 : vent soutenu d'intensité moyenne de 8,9 m/s (direction moyenne : 65°). 131
Figure III- 24 : Vitesses et directions du courant moyen et de ses composantes longitudinales et transversales. Les barres verticales représentent les levés topographiques. Les numéros des MNT réalisés (6 à 9) et des marées enregistrées (M1 à M8) sont indiqués en encadrés. 133
Figure III- 25 : Photographie du dépôt d'algues rouges (*Soleria Chordalis*) sur la partie réfléchissante du saillant de Kerver. Cliché : A. Dubois ; 19 janvier 2011. 134
Figure III- 26 : MNT différentiels de la plage du saillant de Kerver. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT indiqués font référence au jour du levé topographique. 135
Figure III- 27 : A : MNT du 25 janvier, positions de chaque échantillon le long de chaque profil (étoiles). Les couleurs utilisées font référence à la taille moyenne des grains (μ) de l'encadré D. B : résultats du transport sédimentaire potentiel de sédiment déterminé par

le modèle de Gao et Collins (1996). C : représentations transversales de la localisation d'échantillonnage de chaque prélèvement suivant les cinq profils de plage. Les références des profils renvoient à l'encadré A. D : résultats des analyses granulométriques de chaque échantillon. 137
Figure III- 28 : Schéma de synthèse illustrant l'impact de la direction et de l'intensité du vent moyen sur les variations topographiques du saillant de Kerver. Au trois périodes de vents identifiées correspondent un impact sur la morphologie du saillant. 139
Figure III- 29 : A gauche : localisation des implantations du courantomètre-houlographe ADCP. L'appareil est successivement placé sur le domaine réfléchissant de la plage de Kerver, du 16 au 19 mars au sud-est (1), du 19 au 21 mars sur le saillant (2) et du 21 au 25 mars au nord-ouest (3). A droite : positions transversales de l'ADCP (croix noires). Son altitude (z) est indiquée pour chaque position. 141
Figure III- 30 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 15 et le 25 mars 2011. Vitesse moyenne : 5,9 m/s. Direction moyenne : 55°. Ces conditions sont similaires aux conditions enregistrées entre le 18 et le 25 janvier 2011 (Figure III- 23). 141
Figure III- 31 : Hauteur significative de la houle et période au pic enregistrées au large et sur la plage du 16 au 25 mars 2011. En encadrés : les périodes de temps correspondant aux trois sites successifs de déploiements. 143
Figure III- 32 : Hauteur d'eau, vitesses des courants des composantes longitudinales et transversales de la plage de Kerver enregistrés du 16 au 25 mars 2011. A partir de 0,3 la hauteur relative de la houle démarque le levé de vagues (*shoaling*) du déferlement (*surf*). En grisé : deux marées de forçage des courants longitudinaux et transversaux. 144
Figure III- 33 : A gauche : roses de la direction d'incidence de la houle au rivage pendant la totalité de l'expérience et par site de déploiement. A droite : illustration synthétique de la propagation de la houle sur chaque site de mesure. Le déferlement est perpendiculaire au trait de côte. 145
Figure III- 34 : Illustration de la mesure de la géométrie d'un saillant en fonction de la distance au trait de côte et à la largeur d'un obstacle émergé. Modifié d'après Black et Andrews (2001). 146
Figure III- 35 : Schéma synthétique illustrant les phénomènes d'accrétion et d'érosion observés sur un saillant soumis à un angle d'incidence des vagues oblique à la côte. D'après Ranasinghe et Turner (2006). 148
Figure III- 36 : Schémas de synthèse présentant trois conditions d'agitation variable ainsi que les courants marins induits et le transport sédimentaire potentiel résultant. 1 : les conditions modales de l'expérience. 2 : conditions d'agitations modérées avec des vents de nord-ouest (a) ou de sud (b) générant une mer de vent à l'origine d'un transport sédimentaire alimentant le saillant en sédiment. 3 : conditions de forte énergie (tempétueuses) pouvant être à l'origine de la différence géomorphologique et de la dynamique sédimentaire du front dunaire. Dans ces conditions, le saillant est entretenu. . 150
Figure III- 37 : A gauche : présentation et localisation du dispositif mis en place du 25 septembre au 1er octobre 2011 sur la plage de Fogeo. A droite : Altitude de la base de l'ouvrage de défense de la plage (trait de côte) et localisation du dispositif sur la portion de plage étudiée. 152
Figure III- 38 : MNT de la partie centrale de la plage de Fogeo obtenu à partir des levés topographiques effectués le 26 septembre 2011. Les segments noirs représentent les profils topographiques. En bleu l'emplacement de l'ADCP. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux. 152
Figure III- 39 : Hauteur significative de la houle (Hs) et période au pic (Tp) enregistrées par la bouée du plateau du Four entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011. 153

Figure III- 40 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011. Encadré 1 : vitesse moyenne : 3,7 m/s, direction moyenne : 207°. Encadré 2 : vitesse moyenne : 4,3 m/s, direction moyenne : 112°.....154
Figure III- 41 : Hauteur d'eau, vitesses des courants des composantes longitudinales et transversales de la plage de Fogeo enregistrés du 24 au 1er octobre 2011. A partir de 0,3 la hauteur relative de la houle démarque le levé de vagues (*shoaling*) du déferlement (*surf*).....155
Figure III- 42 : Hauteur significative de la houle (Hs) et période au pic (Tp) mesurées sur la plage de Fogeo entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011. AS : analyses spectrales présentées Figure III- 43. 156
Figure III- 43 : Analyses spectrales de quatre *bursts* lors de conditions de relative agitation. Dans chaque cas, le pic de plus haute énergie est atteint pour une fréquence d'environ 0,08 Hz. 157
Figure III- 44 : Orientation et hauteur significative de la houle mesurées par l'ADCP sur la plage de Fogeo. La direction moyenne de la houle est de 181° et forme un angle de 17° avec la normale au trait de côte. 157
Figure III- 45 : MNT différentiels de la plage de Fogeo. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT indiqués font référence au jour du levé topographique. 158
Figure III- 46 : Hauteurs d'eau mesurées sur la plage, hauteurs d'eau prédites à Port-Navalo et surcotes marines calculées entre le 25 septembre et le 1er octobre 2011 sur la plage de Fogeo. Les surcotes sont calculées pour chaque pleine mer précédant un suivi topographique (grisé). 159
Figure III- 47 : Altitudes mesurées du jet de rive entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011 sur la plage de Fogeo. Pour chaque date, les coefficients de marée sont indiqués entre parenthèses. 160
Figure III- 48 : A : altitudes théoriques et réelles du maximum runup calculées et mesurées sur la plage de Fogeo à partir des données hydrodynamiques au large et sur la plage. B : corrélation de l'altitude théorique calculée à partir des données hydrodynamiques au large et des mesures réelles. C : corrélation de l'altitude théorique calculée à partir des données hydrodynamiques sur la plage et des mesures réelles. 162
Figure III- 49 : Bilan synthétique de l'impact du vent d'afflux à la plage de Fogeo et des surcotes engendrées entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011.....164
Figure III- 50 : Corrélations entre la hauteur significative de la houle au large et sur les plages étudiées pendant chaque déploiement respectif. La plage de Fogeo est la plus abritée.....167
Figure III- 51 : Surcotes marines et trajectoire de la tempête *Xynthia* à l'approche du littoral atlantique français. Le maximum est atteint au port de La Pallice (station 4). D'après Bertin *et al.*, (2012). 169
Figure III- 52 : En haut : localisation des 3 secteurs de plage étudiés de la baie de Suscinio et des 3 profils topographiques, relatifs à chaque secteur de plage. En bas : représentation de chaque profil central de chaque secteur de plage effectué en Janvier 2010 et localisation de la position de chaque courantomètre sur l'estran (croix noires). Le courantomètre placé à Penvins n'est pas équipé de l'extension houlographe, aucun paramètre de houle n'est donc enregistré sur ce site. 170
Figure III- 53 : Conditions d'enregistrement de chaque courantomètre-houlographe disposé sur la bas de plage de Beg Lann et de Landrezac entre le 26 février et le 5 mars 2010. 171
Figure III- 54 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 19 février et le 1er mars 2011. Vitesse

moyenne : 8,5 m/s. Direction moyenne : 231°. En encadré : la période agitée des jours précédant le tempête *Xynthia*. Vitesse moyenne : 10,1 m/s. Direction moyenne : 223°..... 172
Figure III- 55 : Hauteur significative de la houle au large (Hs) et période associée (Ts) enregistrées entre le 19 février et le 5 mars 2010..... 172
Figure III- 56 : Hauteur significative de la houle, période au pic et orientation des vagues enregistrées à Beg Lann entre le 26 février et le 5 mars 2010. En grisé, la marée de la tempête *Xynthia*..... 174
Figure III- 57 : Analyses spectrales calculées à partir de deux enregistrements obtenus le 26 février et le 28 février 2010, au passage de la tempête. 175
Figure III- 58 : Hauteur significative de la houle, période au pic et orientation des vagues enregistrées à Landrezac entre le 26 février et le 5 mars 2010. En grisé, la marée de la tempête *Xynthia*..... 176
Figure III- 59 : Analyses spectrales calculées à partir de deux enregistrements obtenus le 26 février et le 28 février 2010, au passage de la tempête. Ces analyses sont synchrones avec celles effectuées à Beg Lann et présentées Figure III- 57. 177
Figure III- 60 : Hauteur d'eau relative entre les valeurs prédites au port de référence de Port-Navalo et les valeurs mesurées par les différents appareils disposés dans l'anse de Suscinio. Les hauteurs d'eau mesurées lors de la dernière marée de la campagne, la moins agitée, sont considérées égales à la hauteur d'eau prédites à Port-Navalo. Les hauteurs d'eau observées sont recalées par rapport aux hauteurs d'eau prédite lors de la marée du 5 mars 2010. 178
Figure III- 61 : Bilan des observations, des variations topographiques et volumétriques de chaque secteur de plage étudié à partir des levés topographiques du 27 et du 28 février 2010. Modifié d'après Dubois *et al.*, (2010). 180
Figure III- 62 : Photographie de la partie supérieure du perré de Penvins après la tempête *Xynthia*. Cliché : A. Dubois. Mars 2010. 181
Figure III- 63 : Localisation des profils topographiques suivis lors de la campagne d'acquisition au passage de la tempête *Joachim*. En 1 : rappel de la localisation des profils levés avant et après la tempête. En 2 : localisation des profils topographiques levés quotidiennement du 12 au 18 décembre. En 3 : représentation 2D du profil central du dispositif et emplacement du courantomètre-houlographe déployé du 14 au 16 décembre (croix noire). 190
Figure III- 64 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 11 et le 19 décembre 2011. Vitesse moyenne : 11,7 m/s. Direction moyenne : 288°. En encadré : la période agitée des jours précédant la tempête *Joachim*. Vitesse moyenne : 15,7 m/s. Direction moyenne : 272°. .. 192
Figure III- 65 : Hauteur significative de la houle au large (Hs) et période associée (Ts) enregistrées entre le 11 et le 19 décembre 2011..... 193
Figure III- 66 : Hauteur relative des vagues en fonction de la hauteur d'eau au dessus de l'appareil..... 194
Figure III- 67 : Analyses spectrales calculées à partir de deux enregistrements obtenus le 15 et le 16 décembre 2011, au passage de la tempête *Joachim*. 194
Figure III- 68 : Hauteur significative de la houle, période au pic, vitesse du courant longitudinal et transversal mesuré par l'appareil sur la plage des Govelins entre le 14 et le 18 décembre 2011. 195
Figure III- 69 : Hauteur d'eau et angle d'inclinaison de l'appareil (tangage et roulis) du 14 au 18 décembre 2011. La variation de l'angle du roulis et du tangage indiquent que l'appareil est mis en mouvement pendant la pleine mer de la matinée du 16 décembre. ... 196

Figure III- 70: Rose des houles incidentes sur la partie centrale de la plage des Govelins mesurées entre le 14 et le 17 décembre 2011. L'angle d'incidence moyen est de 8° par rapport à la normale au trait de côte. 196
Figure III- 71 : Modèle numérique de terrain obtenu à partir des levés topographiques effectués le 15 décembre 2011 sur la partie centrale de la plage des Govelins. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMME : basses mers de mortes eaux. En traits noirs, les profils topographiques. 197
Figure III- 72 : MNT différentiels du centre de la plage des Govelins obtenus à partir des levés topographiques de la période du 14 au 17 décembre 2011. 198
Figure III- 73 : Photographie du dépôt éolien au pied de l'enrochement de la plage des Govelins après la passage de la tempête *Joachim*. Cliché : A. Dubois. 17 décembre 2011. 198
Figure III- 74 : MNT différentiels de la plage des Govelins obtenus à partir des levés topographiques de la période du 15 au 17 décembre. En traits noirs, les profils topographiques. 199
Figure III- 75 : Variations d'altitude observées pour les six profils de plage de la plage de Fogeo entre le 13 et le 19 décembre 2011. Les variations d'altitudes sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. 200
Figure III- 76 : Photographie du dépôt éolien au pied des ganivelles de protection et sur le front dunaire de la plage de Fogeo. Clichés : A. Dubois. 19 décembre 2011. 201
Figure III- 77 : Variations d'altitude observées pour quatre profils de plage de la plage de Kerver entre le 12 et le 18 décembre 2011. Les variations d'altitude sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. 201
Figure III- 78 : Photographies de l'impact de la semaine d'agitation incluant la tempête *Joachim*. A : érosion du haut de plage du profil KP3. B : recul de la base du front dunaire du profil KP4. C : enchevêtrement de ganivelles. D : dépôt d'algues rouges au sud-est de la plage (KP5). Clichés : A. Dubois. 18 décembre 2011. 202
Figure III- 79 : Variations d'altitude observées pour les trois profils de plage de la plage des Govelins entre le 12 et le 18 décembre 2011. Les variations d'altitude sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. 203
Figure III- 80: Variations d'altitudes observées pour les neuf profils de plage de l'anse de Suscinio entre le 11 et le 17 décembre 2011. Les variations d'altitudes sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. 204
Figure III- 81 : Photographies du dépôt éolien observé après la semaine d'agitation incluant la tempête *Joachim*. A : sur la crête du front dunaire à proximité du profil SP6. B : sur le chemin piétonnier jouxtant la zone humide d'arrière dune. Clichés : A. Dubois. 17 décembre 2011. 205
Figure III- 82 : Variations des volumes sédimentaires obtenues à partir des levés topographiques effectués du 14 au 17 décembre sur le partie centrale de la plage des Govelins. Le levé initial du 14 décembre fait référence. La marge d'erreur est de 1 %. Localisation Figure III- 63. 206
Figure III- 83 : Variations des volumes sédimentaires de trois profils de plage de la plage des Govelins calculées pour les 12, 15, 16, 17 et 18 décembre 2011. Localisation Figure III- 63. La marge d'erreur des calculs est fixée à 1 %. 207
Figure III- 84 : Variations volumétriques de sédiment entre le 13 et le 19 décembre 2011 pour chaque profil de plage de la plage de Fogeo. La marge d'erreur de calcul de 1 % est indiquée par les pointillés. 208
Figure III- 85 : Variations volumétriques de sédiment entre le 12 et le 18 décembre 2011 pour chaque profil de plage de la plage de Kerver. La marge d'erreur de calcul de 1 % est indiquée par les pointillés. 208

Figure III- 86 : Variations volumétriques de sédiment entre le 11 et le 17 décembre 2011 pour chaque profil de plage de l'anse de Suscinio. La marge d'erreur de calcul de 1 % est indiquée par les pointillés. 209
Figure III- 87 : Représentation schématique de la plage de Fogeo et des possibles échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et le domaine intertidal facilités par l'absence de platiers rocheux et leur redistribution sur le domaine intertidal. 212
Figure III- 88 : Représentation schématique des transferts sédimentaires potentiels dans l'anse de Suscinio durant la période de forte agitation incluant la tempête *Xynthia*. Les dépôts sédimentaires subtidaux peuvent expliquer le bilan volumétrique négatif observé après la tempête. Le réseau de fracturation du socle est identifié à partir des orthophotographies IGN 2004. 214
Figure III- 89 : Représentation schématique des transferts sédimentaires potentiels dans l'anse de Suscinio durant la période de forte agitation incluant la tempête *Joachim*. Le réseau de fracturation du socle est identifié à partir des orthophotographies IGN 2004. 215
Figure III- 90 : Altitudes théoriques des niveaux d'eau pour les coefficients de marées 90, 98 et 115 sur la plage de Fogeo et valeurs associées des altitudes maximales du jet de rive nécessaires pour atteindre les ganivelles de défense installées dans la partie occidentale de la plage. Données sources : S.H.O.M. 218
Figure III- 91 : Fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au plateau du Four mesurée entre janvier 2010 et janvier 2012. 219
Figure III- 92 : Représentation 2D du cordon dunaire de la plage de Beg Lann (SP2). L'altitude de la crête du cordon dunaire est de 5,01 m N.G.F. 220
Figure III- 93 : Photographies de la crête du cordon dunaire au niveau du profil SP2 de la plage de Beg Lann en mars 2011, le 15 novembre 2011 et en février 2012. Flèche rouge : tête de station du profil. Flèches jaunes : érosion de la crête du cordon dunaire taillé en microfalaises. Noter la déstabilisation de la tête de station. 222
Figure III- 94 : Photographies de l'érosion du cordon dunaire de la plage de Beg Lann. En novembre 2011, l'érosion du haut de plage est supérieure à un mètre. La hauteur de l'antenne du DGPS présent sur les photographies de novembre 2011 est de 2 m. 222
Figure III- 95 : Vitesse et direction moyen du vent quotidien mesuré à la station de Belle-île, hauteur significative et période au pic de la au mesurées par la bouée au plateau du Four du 13 octobre au 14 novembre 2011. En grisé : la période d'impact du forçage météo-marin sur le cordon dunaire de la plage de Beg Lann. 224
Figure III- 96 : Représentation 2D du profil de la plage de Beg Lann (SP2) d'après les levés topographiques du 12 octobre et du 15 novembre 2011. Le bilan sédimentaire est conservé. 225
Figure III- 97 : Représentation cartographique de la migration du trait de côte de la plage de Beg Lann entre 2000 et 2011. Le trait de côte 2000 est obtenu à partir des orthophotographies IGN 2000 en utilisant la ligne de la limite de la végétation. Le trait de côte 2011 est obtenu par levés au DGPS. Date du levé : 7 janvier 2011. 225

Figure IV- 1 : Hauteur significative de la houle mesurée au plateau du Four entre janvier 2010 et janvier 2012 et périodes de suivis morphologiques effectués au DGPS. 230

Figure IV- 2 : Périodes au pic de la houle mesurée au plateau du Four entre janvier 2010 et janvier 2012. 230
Figure IV- 3 : Fréquence d'occurrence du vent moyen quotidien mesuré à Belle-île entre le 1er janvier 2010 et le 31 janvier 2012. 231
Figure IV- 4 : Fréquence d'occurrence du vent quotidien moyen par secteur de 90° mesuré à Belle-île entre le 1er janvier 2010 et le 31 janvier 2012. 232
Figure IV- 5 : Vitesse moyenne du vent moyen quotidien mesuré à Belle-île entre chaque suivi topographique entre janvier 2010 et janvier 2011. 232
Figure IV- 6 : Evolutions volumétriques des six profils de plage de la plage de Fogeo entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (FP1 à FP6). 235
Figure IV- 7 : Evolutions volumétriques des cinq profils de plage de la plage de Kerver entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (KP1 à KP5). En grisé : une importante phase d'accrétion du profil central. 237
Figure IV- 8 : Evolutions volumétriques des trois profils de plage de la plage des Govelins entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (GP1 à GP3). 238
Figure IV- 9 : Evolutions volumétriques des neuf profils de plage de l'anse de Suscinio entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (SP1 à SP9). 240
Figure IV- 10 : représentation cartographique de l'anse de Suscinio ainsi que des quatre zones identifiées à partir des évolutions volumétriques de chaque profil de plage. 241
Figure IV- 11 : Variabilité morphologique transversale du profil central (KP3) de la plage de Kerver observée entre le 3 février et le 20 février 2011. Pendant cette période de temps, la hauteur significative de la houle au large atteint un pic de 3,8 m. A la station de Belle-île, le vent horaire moyen est de 5,9 m/s pour une orientation moyenne de 220°. 243
Figure IV- 12 : Profil moyen, enveloppe morphologique et écart type du profil KP3 de la plage de Kerver. Les variations de l'écart type font apparaître trois sections transversales distinctes (A, B et C). 244
Figure IV- 13 : Exemple des valeurs des maximums de variation verticale calculées entre chaque levé topographique de la section A du profil KP3. La valeur moyenne du maximum de variation verticale est de 0,29 m entre janvier 2010 et janvier 2012. 245
Figure IV- 14 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la plage de Fogeo. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D. 248
Figure IV- 15 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage de Fogeo. 249
Figure IV- 16 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique du domaine intertidal de la plage de Fogeo. 252
Figure IV- 17 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la plage de Kerver. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à C. 253
Figure IV- 18 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage de Kerver. 254
Figure IV- 19 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique du domaine intertidal de la plage de Kerver. 257
Figure IV- 20 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la plage des Govelins. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections

transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D. 258
Figure IV- 21 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage des Govelins. 259
Figure IV- 22 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique du domaine intertidal de la plage des Govelins. 261
Figure IV- 23 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la partie la plus occidentale de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D. 262
Figure IV- 24 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la partie la plus concave de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à C. 263
Figure IV- 25 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la partie centrale de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D. 264
Figure IV- 26 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de l'extrémité sud-orientale de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D. 265
Figure IV- 27 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage de Beg Lann, à l'extrémité ouest de l'anse de Suscinio. 266
Figure IV- 28 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) au maximum de concavité de l'anse de Suscinio, au droit du château. 267
Figure IV- 29 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) dans la partie centrale de l'anse de Suscinio. 267
Figure IV- 30 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) à l'approche de la pointe de Penvins. 269
Figure IV- 31 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique sédimentaire du domaine intertidal de l'anse de Suscinio. 274
Figure IV- 32 : Représentation schématique des échanges transversaux existants sur le segment réfléchissant des plages. 275
Figure IV- 33 : Occurrence relative des processus de jet de rive, de déferlement et de levé de vagues calculés à partir d'un demi-cycle tidal pour une plage en terrasse de basse mer. Modifié d'après Masselink et Hegge (1995). 276

Figure V- 1 : Diagramme de phases synthétique conceptuel du comportement morphodynamique transversal des plages de poche de la presqu'île de Rhuys en fonction de la période et de la hauteur significative de la houle. 292

Figure V- 2 : Fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au large (Plateau du Four) calculée pour 525 heures d'enregistrement entre le 11 septembre et le 9 octobre 2010. $Hs_{90\%}$ = 2,27 m. 294
Figure V- 3 : Photographies de l'impact du déferlement et du jet de rive sur la crête du front dunaire de la plage de Beg Lann dans l'anse de Suscinio le 17 octobre 2012. Cliché : A. Dubois. 295
Figure V- 4 : Proposition d'un modèle évolutif de dynamique sédimentaire, hydrodynamique, et tendance évolutive possible du trait de côte de la plage de Fogeo à une échelle pluridécennale et coupe qualitative du cordon dunaire transgessif. 299
Figure V- 5 : Proposition d'un modèle évolutif de dynamique sédimentaire, hydrodynamique, et tendance évolutive possible du trait de côte de la plage de Kerver à une échelle pluridécennale et coupe qualitative du cordon dunaire transgessif. 301
Figure V- 6 : Proposition d'un modèle évolutif de dynamique sédimentaire, hydrodynamique, et tendance évolutive possible du trait de côte de la plage des Govelins à une échelle pluridécennale et coupe qualitative du cordon dunaire transgessif. 303
Figure V- 7 : Proposition d'un modèle évolutif de dynamique sédimentaire, hydrodynamique, et tendance évolutive possible du trait de côte de l'anse de Suscinio à une échelle pluridécennale et coupe qualitative du cordon dunaire transgessif. ……..305

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I- 1 : Subdivisions des différentes typologies de contact dune-plage rencontrées le long du littoral sud breton. Modifié d'après Pian (2010) et adapté à partir de la classification de Hesp (2002). La couverture végétale évoquée est le plus souvent *amophilia arenaria*. 38
Tableau I- 2 : Moyennes des pentes du haut et du bas de plage de Fogeo. 46
Tableau I- 3 : Distances et altitudes moyennes de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire, sur la plage de Fogeo. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69. 46
Tableau I- 4 : Moyennes des valeurs de la pente du haut de plage et du bas de plage de Kerver. Moyennes des levés effectués entre janvier 2010 et janvier 2012. 50
Tableau I- 5 : Distances et altitudes moyennes de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire sur la plage de Kerver. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69. 51
Tableau I- 6 : Moyennes des valeurs de la pente du haut de plage et du bas de plage des Govelins. 55
Tableau I- 7 : Distances et altitudes moyennes de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire sur la plage des Govelins. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69. 55
Tableau I- 8 : Moyennes des valeurs de la pente du haut de plage et du bas de plage dans l'anse de Suscinio. ... 62
Tableau I- 9 : Distance et altitude moyenne de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire dans l'anse de Suscinio. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69. 63

Tableau II- 1 : Valeurs des gisements (en grades et en degrés) pour chaque profil de plage levé au moyen terme au DGPS. 400 grades = 360 degrés. Localisation figure I-21. 82
Tableau II- 2 : Résultats des variations d'altitude mesurées et calculées entre le mois d'octobre et le mois de novembre 2011. Le segment considéré est de 15 à 20 m de distance à la tête de station. Profil FP3. 87
Tableau II- 3 : Description des sédiments à partir des indices de tri et d'asymétrie. Modifié d'après Folk et Ward (1957) dans Masselink et Hughes (2003). 95

Tableau III- 1 : Récapitulatif des dates et outils utilisés lors de chaque campagne. *Nombre de profils total levés chaque jour. **Nombre de modèles numériques de terrain (MNT) réalisés chaque jour. (h) renvoie à l'extension houlographe du courantomètre ADCP utilisé. 104
Tableau III- 2 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels de la plage de Beg Lann. Les bilans en volumes et pourcentages sont négligeables. Marge d'erreur: 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F. 115
Tableau III- 3 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels de la plage de Landrezac. Marge d'erreur: 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F. 121
Tableau III- 4 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels de la plage de Penvins. Marge d'erreur : 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F. 125
Tableau III- 5 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels du saillant de Kerver. Marge d'erreur : 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F. 136
Tableau III- 6 : Nombre d'Iribarren calculé à partir des paramètres hydrodynamiques enregistrés au large au maximum de hauteurs d'eau précédant un suivi topographique. 161
Tableau III- 7 : Relation entre les valeurs de *runup* mesurées et les différentes variables en fonction de la pente. Hs et L se rapportent aux mesures enregistrées *in situ* par l'ADCP. H_{m0} et L_0 se rapportent aux mesures enregistrées au large. 163
Tableau III- 8 : Récapitulatif des dates des levés topographiques effectués sur la plage des Govelins entre le 12 et le 18 décembre 2011. Chaque croix noire indique un levé topographique. L'encadré bleu marque la possibilité de réaliser des MNT de la partie centrale de la plage. L'encadré rouge marque la possibilité de réaliser des MNT de l'ensemble de la plage. 191
Tableau III- 9 : Tableau récapitulatif des valeurs de la hauteur significative de la houle au large théorique nécessaire pour saper et éroder la base des ganivelles implantées à l'ouest de la plage de Fogeo. Ces valeurs théoriques sont calculées pour trois coefficients de marée à travers trois exemples de conditions de vents d'afflux et de pressions atmosphériques variables. 219
Tableau III- 10 :Valeurs moyennes de la hauteur significative de la houle au large, de la période des vagues, de la pente de la plage et du nombre d'Iribarren correspondant au segment réfléchissant de la plage de Beg Lann. Lors des mesures topographiques effectuées au passage de la tempête *Xynthia*, la valeur moyenne de la pente de la plage est conservée. 221
Tableau III- 11 : Récapitulatif des paramètres hydrodynamiques enregistrés par le courantomètre-houlographe déployé lors du passage de la tempête *Xynthia* sur la plage de Beg Lann. 221

Tableau III- 12 : Résultats théoriques des amplitudes du *wave setup* (η_{max}), du runup ($R_{2\%}$), du maximum runup (R) et de l'altitude théorique du jet de rive atteint responsable de l'overwash observé après la passage de la tempête *Xynthia*..... 221

Tableau IV- 1 : Récapitulatif des distances d'investigation topographique retenues pour les calculs volumétriques..... 233
Tableau IV- 2 : Angles de rotation du vent appliqués à chaque plage ou secteur de plage..... 247
Tableau IV- 3 : Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de plage de la plage de Fogeo..... 251
Tableau IV- 4 : Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de la plage de la plage de Kerver..... 256
Tableau IV- 5: Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de la plage de la plage des Govelins..... 260
Tableau IV- 6 : Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de l'anse de Suscinio..... 272
Tableau IV- 7 : Tableau récapitulatif des valeurs seuils théoriques de la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) permettant d'atteindre la maximum de variation verticale moyen (MVV moyen) sur les plages de la presqu'île de Rhuys. $Hs_{90\%}$ minimum = 2,13 m. $Hs_{90\%}$ max = 2,34 m. $Hs_{90\%}$ moyen = 2,27 m..... 279

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, j'adresse un grand bonjour à tous ceux que ce projet m'a amené à rencontrer pendant ces trois (très courtes) années, de près ou de loin chacun a participé à cette grande aventure scientifique mais aussi tellement humaine. Le grand saut dans l'inconnu : la morphodynamique littorale. Avant tout, j'adresse un très grand merci à mon directeur de thèse, David Menier, qui m'a fait l'honneur de me proposer cet immense « challenge ». Merci pour toute la confiance que tu m'as accordé, pour les discussions scientifiquement humaines, ponctuées d'un recul qui n'a cessé d'aiguiser mon appétit de comprendre les sciences environnementales, qui plus que jamais, n'en finissent pas de nous dépasser. Merci pour la liberté dont j'ai pu bénéficier dans mes activités de recherche. Merci pour tes conseils, tes recadrages nécessaires et tes encouragements.

Un grand merci à mon co-directeur, Mouncef Sedrati (sans accent ;), qui m'a transmis les rudiments de la morpho. Merci de m'avoir initié aux stratégies de déploiements sur le terrain, quelque soit la météo, surtout quant elle est la plus mauvaise, quitte à risquer la baignade ou le crible douloureux des grains de sables. Je garderai un excellent souvenir de nos missions, de nos congrès, et du dépaysement des keftas et des sardines grillées de Moulay.

Je pense à toutes celles et ceux du GMGL, qui m'ont accompagnés, souvent sur le terrain, et qui se reconnaîtront (Mais non, il va faire beau !): Soazig,. Philippe, Cécile, Jimmy, Guihlem, Romain, Ong, Delphine, Nathalie, Sandrine, Evelyne, Alan (le terroriste de l'image numérique), Aurélie et Jocelyne (qui viennent de nous rejoindre), sans oublier Valérie à qui je dois toute ma reconnaissance pour avoir passé du temps à relire et proposer les améliorations nécessaires à ce manuscrit. A tous :Merci !

Je pense aussi particulièrement à Christine, qui depuis la bibliothèque, m'a toujours fait parvenir, au plus vite, les articles demandés. Merci aussi à Christophe Harmey de chez D3E qui, par téléphone uniquement, a incroyablement accéléré mon initiation à l'utilisation DGPS.

Merci au soutient sans faille de tous mes amis (et parmi eux les incontournables « buddyboys ») qui m'ont toujours boosté. Merci à ma famille, mes cousines, mes parents, mon frère, ma sœur qui m'ont supporté (dans tous les sens du terme).

Enfin, merci aux membres de mon jury qui acceptent d'examiner ce travail.

Merci à tous…

INTRODUCTION

Les littoraux, lieux d'interaction entre la terre, la mer et l'atmosphère, ont favorisé l'installation et le développement d'activités humaines. Les plus grandes agglomérations du monde sont situées sur la frange littorale et de récentes estimations font état d'un taux de 23% de la population mondiale vivant à moins de 100 km à l'intérieur des terres et à une altitude inférieure à 100 m. La nature du littoral est très diversifiée. Nous pouvons distinguer les fonds de baies, à sédimentation vaseuse des côtes strictement rocheuses où le sédiment est inexistant et des plages de sables fins à grossiers, appréciées pour des activités touristiques et récréatives. Dans cette diversité, les plages sableuses sont soumises à l'impact d'évènements brefs et intenses (tempêtes) mais aussi chroniques comme l'action de la houle et des variations du niveau marin. Ainsi, les plages sont sujettes au remaniement et au réajustement perpétuel des sédiments meubles et absorbent une grande partie de l'énergie apportée par les houles océaniques.

La dynamique des zones côtières est le produit croisé et imbriqué de plusieurs phénomènes complexes (météorologiques, climatiques, géologique) dont les échelles de temps et d'espaces sont extrêmement variables (Figure 1). L'échelle évènementielle intègre les évolutions morphologiques s'effectuant en quelques heures ou quelques jours dont l'impact peut rester localisé à une plage aux dimensions restreintes (quelques centaines de mètres). L'échelle saisonnière se rapporte aux mois jusqu'à quelques années. L'alternance des périodes énergétiques en hiver et relativement plus calme en été impose généralement une réponse morphologique contrastée aux littoraux meubles sur des régions entières. Au-delà, l'échelle décennale, centennale prend en considération plusieurs dizaines et centaines d'années. Enfin, à l'échelle géologique, un littoral de plusieurs dizaines à plusieurs milliers de kilomètres se transforme et évolue durablement voire définitivement. A titre d'exemple, cette échelle de temps prend en considération les variations eustatiques du niveau marin à l'échelle du globe.

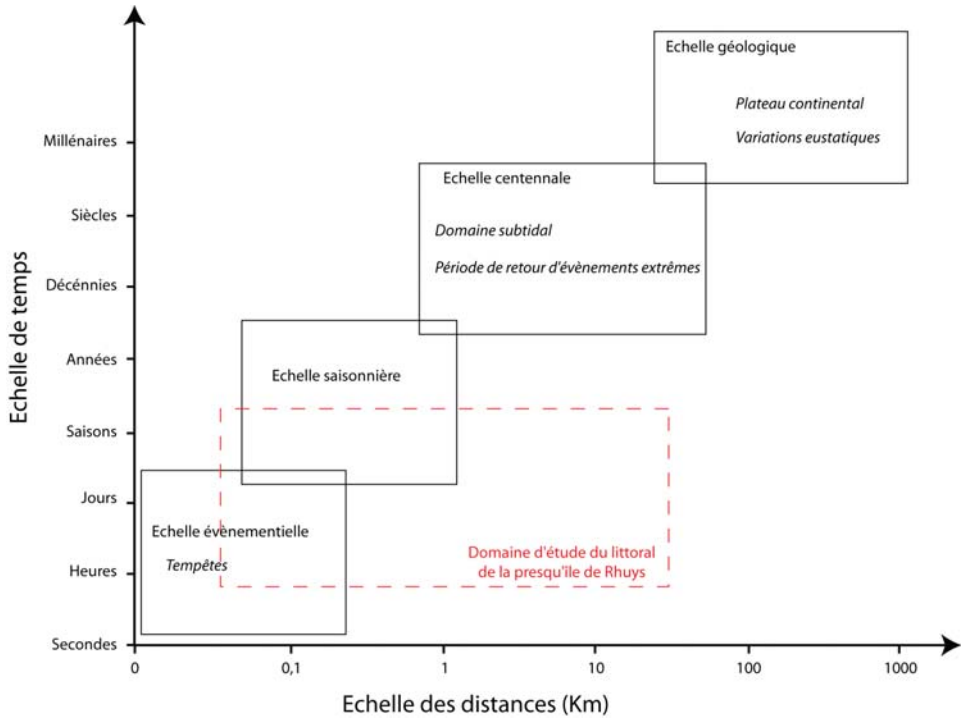


Figure 1: Représentation des échelles spacio-temporelles de l'analyse de l'évolution des systèmes littoraux. Modifié d'après Cowell et Thom (1994). Cette étude s'inscrit dans une échelle de temps allant de quelques heures à plusieurs mois pour une échelle spatiale allant de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres.

Depuis plusieurs décennies, les études visant à comprendre l'interaction de différents paramètres environnementaux (hauteur, période des vagues) et la topographie des côtes sableuses (pente de la plage) se sont accrues avec la nécessité de les préserver et de les protéger. Ces études ont abordé des sites expérimentaux répartis à travers le monde. A partir de mesures topographiques et hydrodynamiques et du type de sédiments présents, les travaux de Wright et al., (1979), Wright et Short (1982) et Short (1984) ont permis d'élaborer une première classification morphodynamique des plages australiennes, reprise et affinée par Masselink et Short (1993) et plus récemment adaptée aux plages du Royaume-Uni par Scott et al., (2011). Aux Etats-Unis, le site de Duck (Caroline du Nord) a fait l'objet de suivis de profils topographiques à haute fréquence (Lippmann et Holman, 1990 ; Larson et Kraus, 1994) puis par images vidéos Argus (Ruessink et al., 2003). Aux Pays-Bas, les plages de Noordwijk (Wijnberg et Terwindt, 1995) et d'Egmond ont été intensément étudiées Ruessink et Kroon, 1994 ; Quartel et al., 2008). Le site d'Hazaki au Japon a fait l'objet de suivis topographiques à très haute fréquence sur une durée de près de quinze ans (Kuriyama 2008).

L'acquisition systématique et répétée de toutes ces données a permis de déterminer et de discuter la migration cyclique annuelle ou pluri-annuelle, vers le large, de barres sableuses

intertidales parallèles au rivage (Ruessink et Kroon, 1994) dont l'amplitude dissipe l'énergie des vagues et protège le rivage des évènements extrêmes. La migration de ces formations morphologiques est contrainte par les variations des conditions d'agitation, évènementielles ou pluri-annuelles jusqu'à disparaître à une profondeur dite de « fermeture » (Nicholls et al., 1998). Cependant, par leurs natures variables, de nombreux systèmes littoraux ne suivent pas ce principe de fonctionnement.

Les sites ateliers, cités ci-dessus, à l'origine de ces premières études sont des systèmes principalement exposés, dominés par l'action de la houle et riches en sédiments. Par la suite, de nombreux auteurs se sont intéressés aux adaptations morphodynamiques contraintes par le contexte structural (Jackson et Cooper, 2005 ; Gallop et al, 2011a), le caractère abrité (Hegge et al., 1996 ; Goodfellow et Stephenson, 2005) ou par l'importance du vent généré localement en milieu estuarien (Jackson et Nordstrom, 1992 ; Jackson, 1995). En effet, l'étude du littoral semble être un sujet inépuisable tant nous pouvons observer une extrême diversité de côtes à travers le monde. Le contexte géologique, climatique, l'implication des phénomènes de marées, l'exposition même du trait de côte à l'énergie entrante dans le milieu ou encore la possible source d'apport sédimentaire sont autant de paramètres définissant le comportement dans l'espace et le temps d'une même plage (Short, 1999).

L'étude du littoral breton reste à ce jour faiblement documenté comparé à certains sites du littoral métropolitain. Dans le cadre de programme nationaux, financés par le CNRS (PNEC, PNOC)[1] ou européens, et à partir des travaux réalisés depuis les années 1980, les universités du Littoral-Côte d'Opale, de Caen, de Bordeaux, de Pau, de Perpignan et de Aix-Marseille ont investi des sites pilotes. La côte d'opale (Nord-Pas-de-Calais) (Sipka, 1998 ; ; Sipka et Anthony 1999; Anthony et al., 2004; Sedrati et Anthony, 2007 ; Reichmüth, 2007), Omaha Beach (Basse-Normandie) (Levoy et al., 2000 ; Stepanian et Levoy, 2003), la plage du Truc Vert (Aquitaine) (Castelle et al., 2007 ; Sénéchal et al., 2009; Brivois et al,. 2012) et la plage de Sète (Languedoc-Roussillon) (Certain, 2005) ont fait l'objet d'étude intensives depuis plusieurs années. Ces domaines d'études correspondent à de grands systèmes côtiers aux paramètres hydrodynamiques variables (marnage, hauteur significative de la houle, exposition) et illustrent la diversité des côtes métropolitaines.

[1] PNEC : Programme National d'Environnements Côtiers. PNOC : Programme National d'Océanographie Côtière.

En marge de ces grands systèmes, l'attrait pour la connaissance scientifique du littoral breton connaît un essor grandissant depuis les années 2000. De façon non exhaustive, la figure 2 présente les travaux les plus récemment effectués sur ces côtes, incluant la façade occidentale de la presqu'île du Cotentin (Basse Normandie). Sur ce dernier site, en régime mégatidal, Levoy et al., (2000) ont mesuré et ont mis en évidence l'importance des courants longitudinaux en domaine intertidal. Cette étude souligne également la prédominance du flot sur le jusant ainsi que l'apparition de courants de retour, orientés vers le large, pour des conditions agitées. Sur les côtes du nord de la Bretagne, le cordon dunaire de la plage de St-Michel-en-Grêve a été suivi à haute fréquence (Suanez et Stéphan, 2006). Son évolution a par la suite été comparée aux forçages météo-marins. Les auteurs proposent de classer cette formation littorale dans un stade de recul continu sur le long terme malgré des phases temporaires de réalimentation sédimentaire sur le court terme. En comparant le système dunaire de la plage Vougot (Guissény) à des contextes aux régimes hydrodynamiques et énergétiques hétérogènes (Mer du Nord, Océan Atlantique, Méditerranée), Sabatier et al., (2009) soulignent la relation linéaire originale entre l'intensité des tempêtes et le taux d'érosion de la dune de la plage de Vougot. Cette même plage, abritant une zone basse en amont de son cordon dunaire, est le site d'étude d'une proposition de scénarios de submersion marine pour le siècle en cours (Suanez et al., 2007). Les simulations, prenant en compte les phénomènes de surcote, l'agitation des vagues (*wave setup*), la vitesse du recul du front dunaire (ainsi que son temps de résilience) et les prédictions du niveau marin, prévoient une submersion, par rupture du cordon dunaire, possible avant la fin du siècle. En mer d'Iroise, Dehouck (2006), Dehouck et al., (2009) associent des mesures topographiques, bathymétriques et hydrodynamiques sur les plages de poche, exposées à la houle, de Corsen, des Blancs Sablons, et sur celles relativement abritées de Porsmilin et de Tregana. Leurs résultats mettent en évidence l'importance de l'effet du vent sur l'intensité des courants longitudinaux et le rôle des ondes infragravitaires, favorisées par les pointes rocheuses, dans l'apparition de barres sableuses longitudinales et le développement de croissants de plages (*cusps*). Ces travaux restent à ce jour les plus complets en terme d'étude morphodynamique sur des plages bretonnes. Dans l'anse de Dinan, Hallégouët et Hénaff (1995) attribuent l'approvisionnement et l'engraissement récent de la dune bordière par la remontée de sédiments coquillés depuis les fonds marins, sans toutefois préciser l'isobathe de clôture à partir duquel les bio-matériaux produits ne peuvent alimenter les dunes. L'importance de cette bio-production dans l'accumulation de sédiment en domaine littoral est démontrée qualitativement et quantitativement à la pointe de la presqu'île de Crozon, dans l'anse de

Combrit et du Pouldu (Hénaff et Bodéré, 2001). De Gâvres à la pointe de Penvins, l'évolution du littoral Sud breton depuis les années 1950, a été analysée par Pian (2010) qui attribut la mobilité du trait de côte de Gâvres à Quiberon à des courants de dérive littoral le long du massif dunaire dépendant de l'importance du *fetch* et de l'orientation des vents. Dans le Golfe du Morbihan, une forte corrélation entre la vitesse du recul du trait de côte et une végétation de type arborée est mise en exergue Pian (2010). En presqu'île de Rhuys, la complexité de la morphologie de l'avant côte et la zone de *fetch* qui induit des courants longitudinaux semble contraindre fortement le comportement de ces plages. Menier et Dubois (2010), publient en association avec le S.H.O.M, la carte sédimentaire du Golfe du Morbihan. Menier et al., (2011) expliquent l'architecture de ces dépôts par le contexte hydrodynamique et géomorphologique du Golfe du Morbihan. Côté océan, Juhel (1999) établit une corrélation entre les variations d'altitude de la zone intertidale de l'anse de Suscinio et l'intensité et la direction du vent. Face à des conditions changeantes, le temps de réponse morphologique de la plage semble être de l'ordre de deux à trois jours. Sur ce site, et à une échelle de temps plus longue (de l'ordre de plusieurs mois), Regnauld et Louboutin (2002) mettent l'accent sur les conditions météo-marines précédent l'impact d'une tempête, qui sembleraient imposer le caractère érosif ou non de celle-ci tempête.

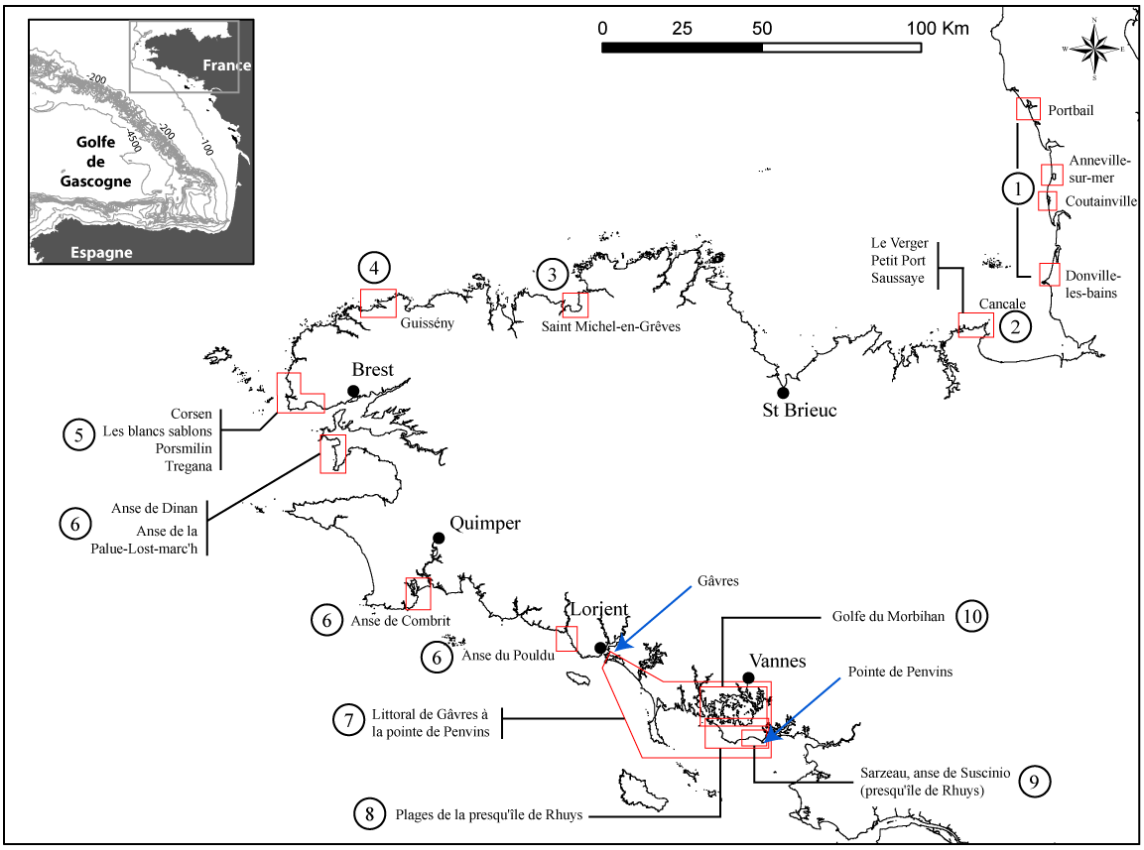


Figure 2: Cadre général et présentation non exhaustive des travaux antécédents sur le littoral breton et la façade occidentale de la presqu'île du Cotentin.

Enfin, à l'échelle du littoral du massif armoricain, Regnauld et al., (2004) insistent sur l'importance de la morphologie des fonds marins à l'origine de différentes réponses morphodynamiques de plages adjacentes aux évènements de hautes énergies actuelles et durant le transgression holocène.

A l'exception des travaux effectués sur les plages de la mer d'Iroise, les études du domaine littoral en Bretagne ne bénéficient pas de mesure *in situ* et souffrent ainsi de manque de données pour une analyse morphodynamique complète. De plus, les mesures hydrodynamiques, en domaine intertidal, pendant un évènement de forte énergie ainsi que la réponse morphologique immédiate de plages voisines pour un secteur côtier déterminé sont existantes. La connaissance de l'impact de tels évènements peut permettre d'adapter et de

disposer plus efficacement les aménagements de protection de la frange littorale et éviter ainsi la dégradation d'ouvrage de défense et de submersions marines (Figure 3).



Figure 3: Photographie de l'ouvrage de défense détruit à Gâvres. Ouest-France, le 27 avril 2012.

Dans le cadre de ce projet de recherche, il s'agit de compléter et améliorer la connaissance du littoral. Cette étude se focalise sur le littoral sableux de la presqu'île de Rhuys, en Bretagne Sud (Figure 2). L'objet de notre étude est de s'intéresser aux plages de poche constituées de cordons dunaires accrochés aux pointes rocheuses.

Cette thèse a ainsi différents objectifs :

- Présenter un état des connaissances du comportement morphodynamique des plages de la presqu'île de Rhuys.
- Mesurer les variations altimétriques et les volumes sédimentaires engagés entre chaque période de suivi morphologique. Evaluer et déterminer les tendances d'évolution morphologique actuelle.
- Fournir une exploitation statistique des variations topographiques, basée sur le moyen terme, déterminant l'importance relative des paramètres météo-marins à l'origine de ces changements.
- Déterminer l'interdépendance du transport sédimentaire longitudinal et transversal. Quantifier et évaluer la stabilité du stock sédimentaire présent au sein de chaque plage.

Déterminer la connectivité du stock sédimentaire intertidal avec le domaine subtidal et/ou avec une plage adjacente.

- Déterminer les conditions météo-marines nécessaires à l'érosion d'un secteur du trait de côte.
- Identifier les zones sensibles aux risques de submersions marines et le forçage nécessaire à de tels évènements. Comparer les zones les plus sensibles à la pression anthropique sur la frange littorale.

Pour atteindre ces objectifs, une méthodologie adaptée a été choisie. Les travaux de cette thèse s'appuient sur des mesures topographiques et hydrodynamiques à deux échelles de temps :

- A l'échelle d'un cycle de marée.

Plusieurs déploiements d'instruments de mesures hydrodynamiques, sur des sites spécifiques du domaine intertidal préalablement déterminés, ont ainsi été conduits sur une durée de l'ordre de quelques jours. Sur chaque secteur de plages étudiées, ces déploiements, accompagnés de levés topographiques quotidiens, ont pour but d'identifier les transferts sédimentaires éventuels provoqués par les agents hydrodynamiques et atmosphériques entre chaque basse mer diurne. L'amplitude des variations altimétriques et les volumes sédimentaires engagés sur un pas de temps très court sont ainsi mesurés et calculés.

- A l'échelle des mois et des saisons sur une durée de deux ans.

Chaque cycle de vives eaux mensuel est l'occasion d'effectuer une série de levés topographiques sur chacune des plages étudiées. Les variations morphologiques et volumétriques sont mises en relation avec l'agitation au large. Il est alors possible d'identifier et de comparer les différentes réponses apportées par chaque plage pour une énergie globale approchant l'intégralité du littoral de la presqu'île de Rhuys.

Cette méthodologie vise à classer, dans un premier temps, les plages de la presqu'île dans les principaux concepts morphodynamiques existants (Wright et Short, 1982 ; Scott et al., 2011) même si les schémas établis ne peuvent, par définition, s'appliquer qu'aux systèmes similaires à ceux qui ont permis leur élaboration. Aussi, à travers l'acquisition de mesures régulières à différents pas de temps, nous tenterons de déterminer, pour chaque plage ou chaque secteur de plage, les conditions et la durée nécessaire du forçage météo-marin responsable de la

vulnérabilité du trait de côte (crête du cordon dunaire, limite du couvert végétal, rupture de pente du front dunaire).

Cette thèse est découpée en 5 chapitres. Le chapitre 1 présente et décrit le contexte environnemental de la presqu'île de Rhuys et les caractéristiques morphologiques des plages sableuses. Le chapitre 2 aborde les méthodes d'acquisition topographiques et hydrodynamiques ainsi que les méthodes de calculs appliquées au traitement des données. Le chapitre 3 se focalise sur l'analyse, à court terme, du comportement morphodynamique par secteur de plage en relation avec le forçage météo-marin. Ce chapitre regroupe l'impact des tempêtes *Xynthia* et *Joackim* survenues respectivement le 28 Février 2010 et le 16 décembre 2011. Le chapitre 4 traite l'évolution des profils de plages à moyen terme à partir de levés topographiques mensuels sur une durée de deux ans. Ce chapitre présente, à l'aide d'une approche statistique, les principaux secteurs transversaux préférentiellement soumis à un plus grand remaniement sédimentaire ainsi que leur fréquence de réajustement aux variations conditions d'agitation. Ce chapitre illustre les tendances du transfert sédimentaire longitudinales pour chaque plage de poche et établit un bilan volumétrique sur la période de temps couverte. En chapitre 5, le comportement morphodynamique des plages de la presqu'île de Rhuys et discuter et comparé avec d'autres systèmes dunaires situés dans des contextes similaires. Enfin, une le point de vu d'une évolution possible de la morphologie des systèmes sableux de la presqu'île de Rhuys est proposée. Cette évolution à plus long terme tient compte de la dynamique actuelle de chaque système avec l'élévation du niveau marin actuelle globale.

CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE

Ce chapitre de présentation décrit dans un premier temps le littoral morbihannais dans son ensemble. Cette description s'appuie sur plusieurs travaux antérieurs concernant l'importance de l'héritage géologique régional. Dans un second temps, ce chapitre se concentre sur le domaine littoral à l'approche de la presqu'île de Rhuys. La sédimentologie et le régime hydrodynamique imposé par le contexte structural sont abordés. Enfin, à partir de données disponibles, les plages de poche étudiées sont individuellement décrites et inscrites dans les schémas de classification morphodynamique, largement reconnus, des systèmes littoraux sableux.

I- Contexte général

Le littoral du sud de la Bretagne s'étire de la pointe de Penmarc'h (à l'ouest) à la Pointe du Croizic (au sud-est) (Figure I- 1).

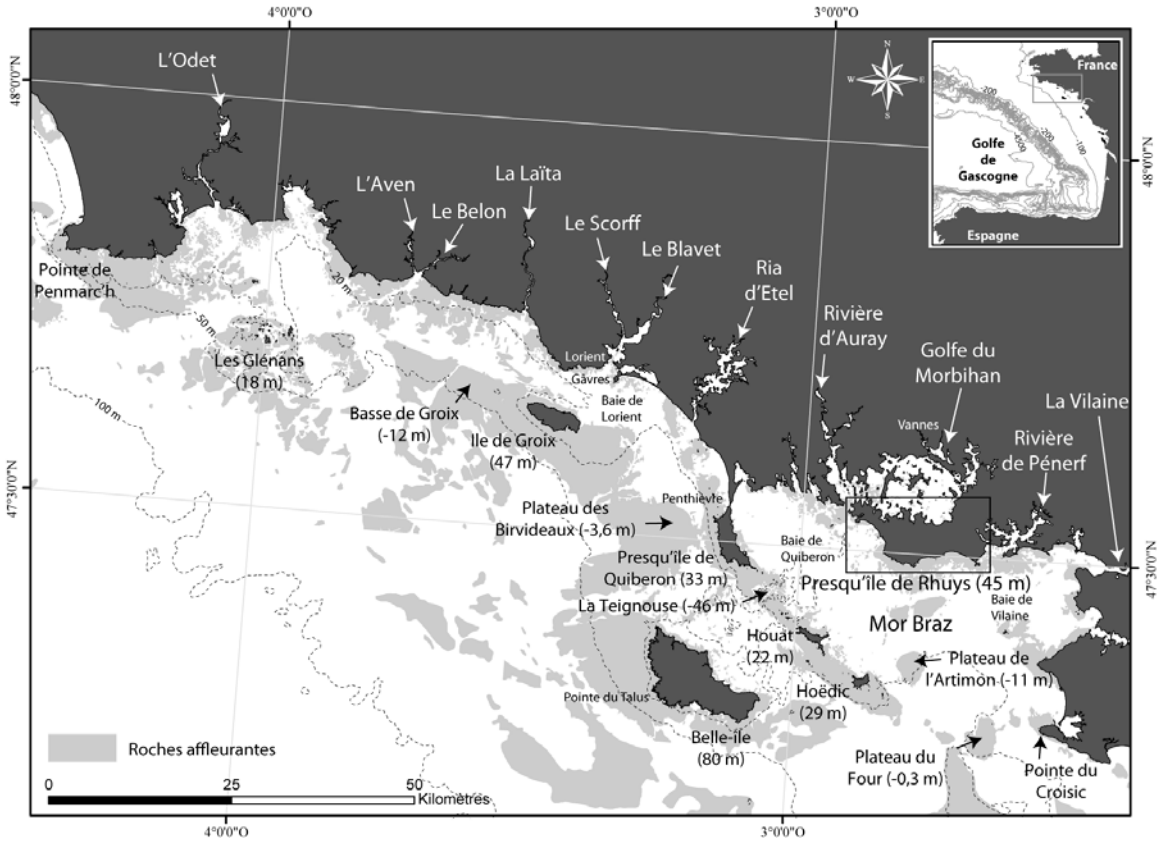


Figure I- 1 : Cadre général du domaine littoral Sud breton. Modifié d'après Menier (2004).

Vanney (1977) et Pinot (1974) ont décrit la physiographie et mis en évidence la présence d'une vaste dépression topographique ou « dépression prélittorale » proche de l'isobathe -20 m. Directement reliée à la côte, cette dépression correspond à des baies (baie de Lorient, baie de Quiberon et baie de Vilaine). Ces dépressions sont délimitées au large par « l'échine péri-littoral », un alignement rocheux sub-parallèle à la côte. Cette barrière rocheuse est composée d'îles, d'îlots et de hauts-fonds et s'étend des îles Glénans à l'ouest, au plateau des Birvideaux, de l'Artimon et du Four à l'est (Figure I- 1). Menier (2004) rappelle les valeurs bathymétriques (N.G.F) des hauts-fonds (les Birvideaux -3,6 m ; l'Artimon -11 m ; le Four -0,3 m) et altimétriques des îles (Groix 47 m ; Houat 29 m ; Hoëdic 22 m). L'échine péri-littorale protège le littoral continental des houles de l'Atlantique. Elle est entrecoupée de failles permettant la mise en relation, par des échanges sédimentaires, de la dépression prélittorale avec le reste de la plateforme continentale où les houles et les courants de marées s'engouffrent préférentiellement (Vanney, 1977).

I-1- Un littoral rocheux, un stock sédimentaire faible

I-1-1- Héritage géologique structural

Le littoral morbihannais fait partie du domaine métamorphique sud-armoricain. Les roches affleurantes, de nature cristalline résultent de deux principaux épisodes tectoniques successifs. Dans son ensemble, le Massif armoricain est caractérisé par trois grandes orientations de fracturation du socle. Les failles orientées N30 sont héritées de l'orogenèse cadomienne (620 à 540 Ma), les failles orientées N120 de l'orogenèse hercynienne (440 à 280 Ma) et les failles orientées N160, plus récentes, sont datées du Trias (Le Corre, 1991).

Le domaine sud-armoricain se différencie du domaine médio-armoricain par la nature des roches en place et par un accident tectonique majeur, contemporain de l'orogenèse hercynienne : le Cisaillement Sud Armoricain. Ce grand décrochement dextre, visible dans la topographie actuelle, s'étend de la pointe du Raz à l'ouest jusqu'au sud de l'estuaire de la Loire à l'est. Au sud de cet accident majeur, le socle cristallin est essentiellement composé d'unités métamorphiques de hauts grades qui caractérisent, par exemple, les micaschistes à grenats de l'île de Groix, les orthogneiss de Quiberon et les migmatites de Port-Navalo (presqu'île de Rhuys) (Figure I- 1).

L'héritage structural de l'histoire géologique du massif armoricain et l'érosion différentielle associée conduisent à un trait de côte actuel très irrégulier avec une alternance de baies et de pointes rocheuses. Ce découpage fait du littoral morbihannais une côte majoritairement rocheuse, à l'exception du cordon dunaire de Gâvre-Penthièvre, où de petites plages, séparées par des pointes rocheuses, peuvent se développer (Figure I- 1).

I-1-2- Plateau continental, Paléovallées et comblement sédimentaire

Le plateau continental sud-armoricain est parcouru par un réseau complexe de paléovallées partiellement ou totalement comblées de sédiments (Menier, 2004 ; Menier *et al.*, 2006 ; Menier *et al.*, 2010). Au Quaternaire, les variations eustatiques consécutives aux alternances de périodes glaciaires et interglaciaires (Imbrie *et al.*, 1984) ont permis la remobilisation des sédiments pléistocènes. Enfin, dans la zone la plus proximale du plateau continental, le stade terminal de la transgression holocène comble le réseau de paléovallées suivant leur morphologie. La Figure I- 2 présente le réseau de paléovallées identifiées dans le Mor Braz et les positions des profils sismiques. Ces profils sont présentés sur les Figure I- 3 etFigure I- 4. D'après les profils sismiques acquis lors des campagnes géophysiques, quatre unités principales de remplissage sédimentaire sont identifiées. La géométrie de l'unité inférieure U1 (Figure I- 3 et Figure I- 4) est associée à des dépôts fluviatiles. L'unité U2 correspond à un environnement de dépôt de faible énergie de type vasières de fond de baies. L'unité U3 est subdivisée en deux sous-faciès : le premier correspond à un faciès caractéristique de dépôt de chenaux tidaux avec des réflecteurs obliques, composé de matériaux grossiers ; le second correspond à des dépôts fins tidaux horizontaux aux réflecteurs continus et parallèles. L'ensemble de l'unité U3 est associé à un environnement estuarien dominé par la marée. L'unité U4 vient sceller le remplissage dont le sommet correspond au fond actuel de la mer. Elle est essentiellement composée de vase. Plus largement, dans les incisions larges et peu profondes, les sédiments identifiés sont de type hétérolithiques et d'offshore alors que dans les incisions plus encaissées, le remplissage est composé de sédiments correspondant à des vasières de fond de baies dans un contexte hydrodynamique dominé par la marée (Menier *et al.*, 2010).

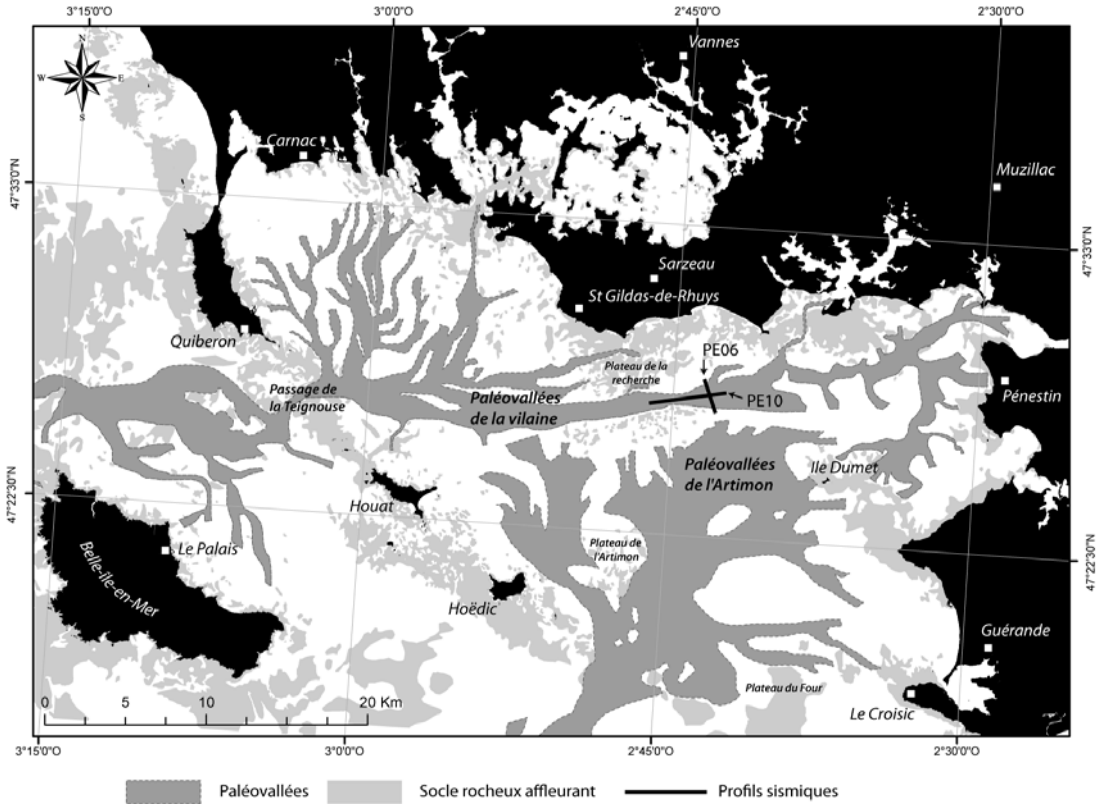


Figure I- 2 : Cartographie des paléovallées et des affleurements rocheux du Mor Braz. Les deux profils sismiques PE10 et PE06 sont décrits en Figure I- 3 et Figure I- 4. Modifié d'après Menier *et al.* (2010).

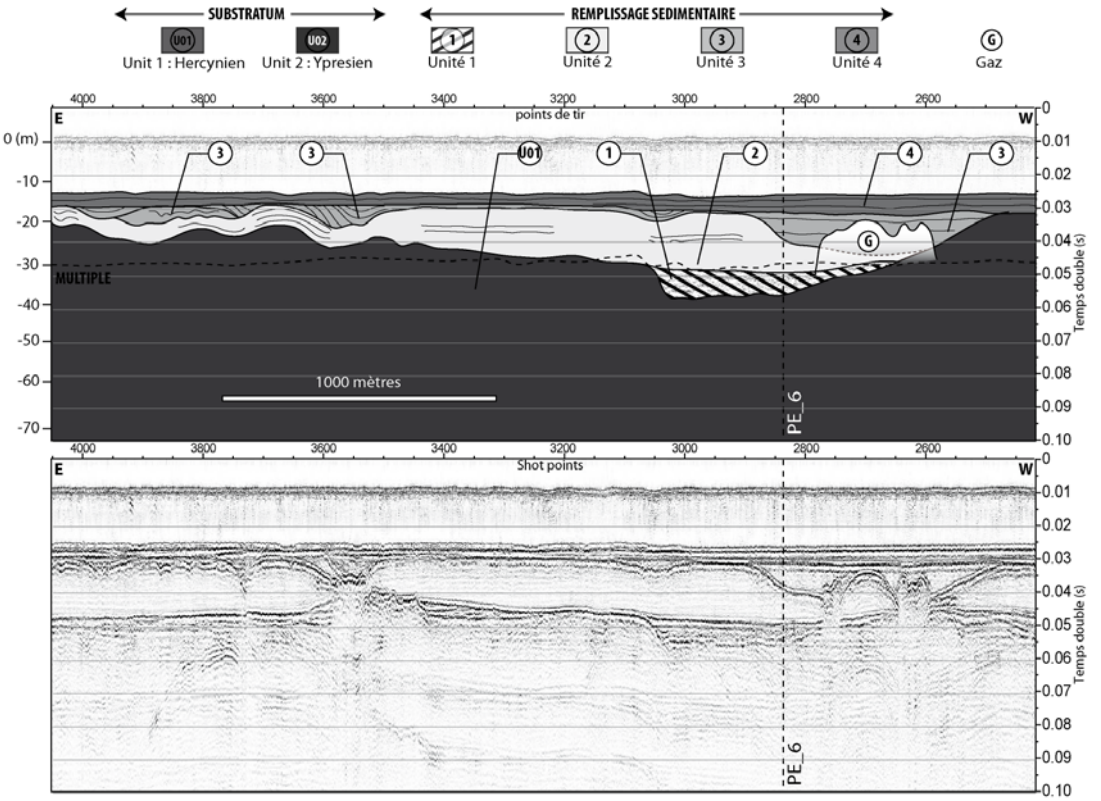


Figure I- 3 : Profil sismique sparker PE10. L'épaisseur des sédiments est calculée pour une vitesse de propagation des ondes P de 1800 m/s. Modifié d'après Menier *et al.* (2010).

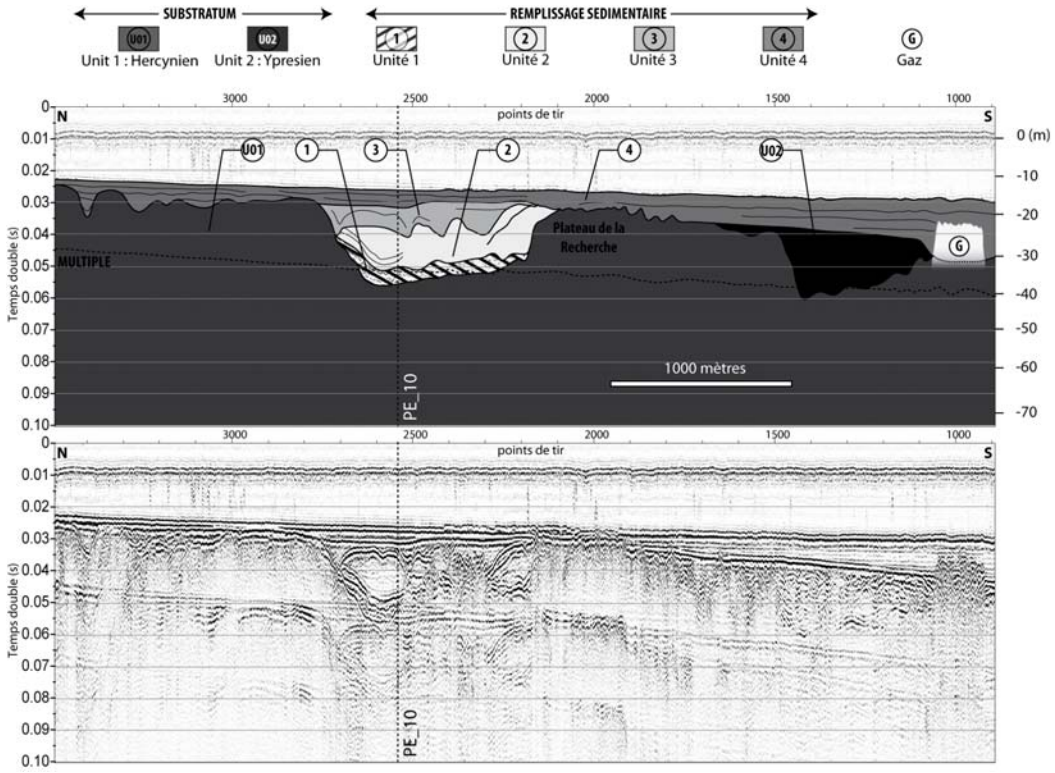


Figure I- 4 : Profil sismique sparker PE06. L'épaisseur des sédiments est calculée pour une vitesse de propagation des ondes P de 1800 m/s. Modifié d'après Menier *et al.* (2010).

Depuis la fin du Tertiaire jusqu'à la fin de la transgression holocène, à la suite d'épisodes tectoniques et de variations eustatiques, le plateau continental de la Bretagne sud a enregistré la chronologie des phases de remplissage sédimentaire successives. Cet enregistrement s'est effectué par le stockage, sous forme fossile, de sédiments de différentes natures. En l'absence de sources terrigènes suffisantes (Chaumillon *et al.*, 2010), ce stockage, associé au littoral sud breton très découpé, impose un volume extrêmement limité du stock sédimentaire disponible pour éventuellement alimenter les plages actuelles du Morbihan et plus précisément de la presqu'île de Rhuys. Seules les particules fines composant la surface du fond marin peuvent être remises en suspension lors d'évènements tempétueux.

Un corps sédimentaire, situé sur la plateau continental ou sur le littoral ne s'édifie, par définition, que s'il existe une quantité suffisante de sédiment. Ces matériaux proviennent soit des apports terrigènes apportés par le réseau fluviatile, soit des stocks disponibles sur la plate-forme ou le littoral adjacent et par exemple remobilisés lors d'une transgression. Des apports sédimentaires abondants ou une disponibilité sédimentaire importante entraîne l'édification de corps sédimentaire de plateforme et une ligne de rivage stable ou progradante. A l'opposé, des

apports sédimentaires faibles ou inexistants entraînent une érosion et l'accentuation de la transgression. Dans le Mor Braz, l'édification de corps sédimentaire est compromise, faute de disponibilité de matériaux. Les plages du littoral souffrent par conséquent d'aucun apport sédimentaire pouvant permettre une stabilité ou une progradation de la ligne de rivage.

I-1-3- Caractéristiques morphosédimentaires

La bathymétrie de la baie de Quiberon et de la baie de Vilaine n'excède pas -20 m. En surface, excepté les affleurements rocheux, l'essentiel du fond marin est occupé par des sédiments fins définis par l'unité U4 (Figure I- 3 ; Figure I- 4 ; Figure I- 5). Les sables et les graviers se concentrent entre Belle-île et Quiberon, où les courants de marées sont les plus intenses. A l'approche du sud du littoral de la presqu'île de Rhuys, les sables grossiers sont plus présents. La connectivité de ce substrat grossier avec le domaine intertidal semble compromise à cause du platier rocheux affleurant le long de la côte (Figure I- 5). Toutefois, dans sa partie occidentale, le domaine intertidal de la presqu'île semble directement connecté aux graviers des petits fonds compris entre 0 et -5 m (côte marine).

La faible bathymétrie et la forte présence des platiers et affleurements rocheux ne permettent pas l'instauration d'un prisme sédimentaire considérable. Celui-ci a, pour une grande partie, été stocké et fossilisé par le comblement du réseau de paléovallées parcourant le plateau continental. La fraction restante, accumulée à la côte, est par conséquent très limitée. Selon Pian (2010), les plages de la presqu'île de Rhuys sont de deux types : 1) Des plaquages sableux encastrés entre des pointes et des platiers rocheux intertidaux ou subtidaux aux fronts dunaires de faible altitude (< 1 m) protégés par des surfaces artificialisées ; 2) certaines plages correspondent à des systèmes plus développés, c'est-à-dire des cordons dunaires accrochés à des pointes rocheuses établis dans des zones topographiques littorales basses.

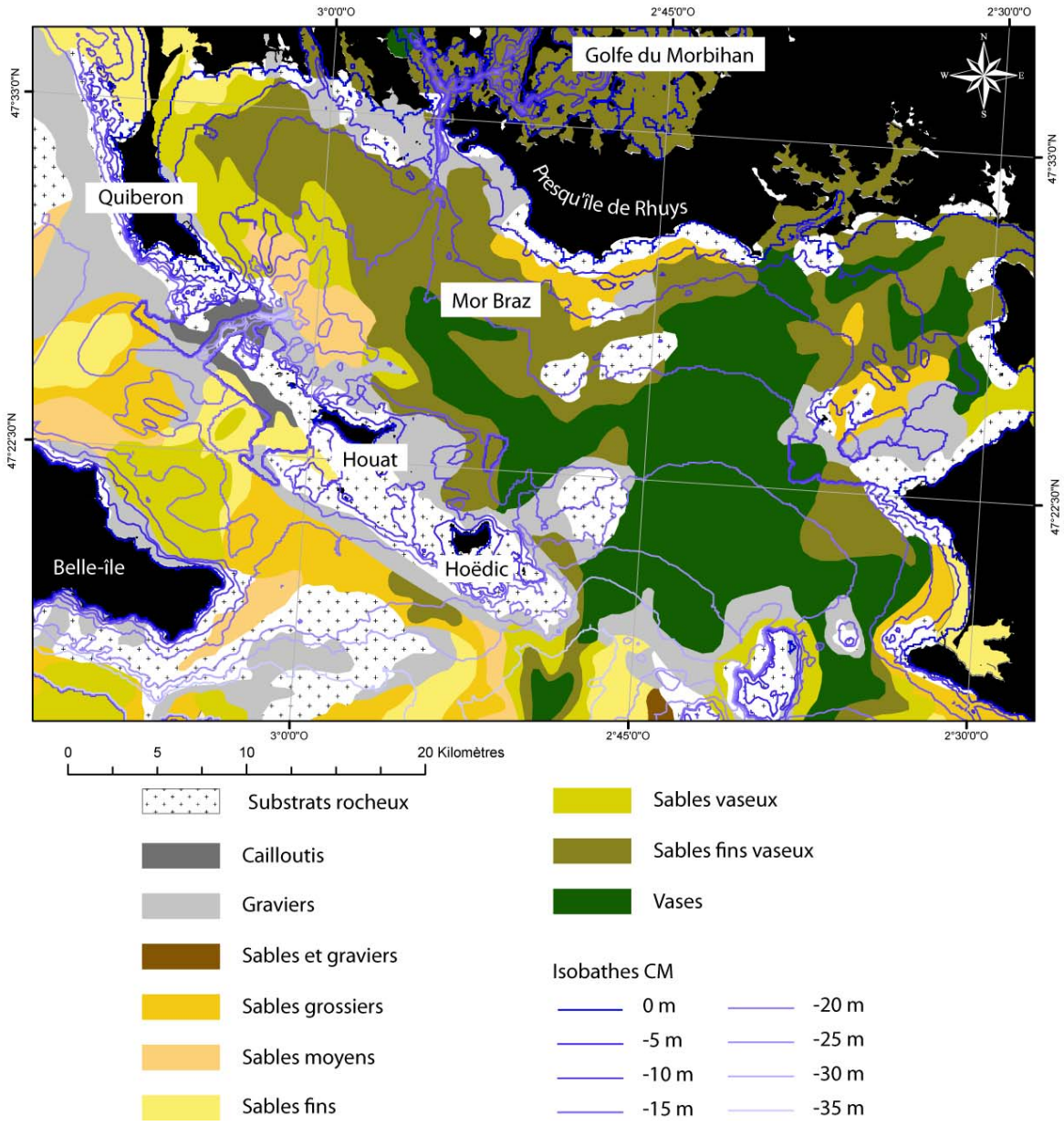


Figure I- 5 : Carte bathymétrique et sédimentaire du Mor Braz. Modifié d'après Lesueur et Klingebiel (1986).

I-2- Un littoral au régime hydrodynamique mixte

I-2-1- Régime de houle et de vent

En Bretagne sud, la climatologie des houles sur le long terme est présentée par Tessier (2006). Une série temporelle de 1979 à 2000 est obtenue en utilisant le modèle de vagues OWI 3-G en un point situé au sud-ouest de Belle-île (46,9°N 4,2°O), dans le golfe de Gascogne. Ces résultats indiquent une occurrence de houle supérieure à 2 m de près de 150

jours par an et supérieure à 6 m en moyenne 6 jours par an (Figure I- 6). En ce point, les houles sont globalement orientées ouest nord-ouest pour les plus longues périodes. A l'approche du littoral sud breton, les houles se réorientent dans une direction ouest à ouest sud-ouest (Figure I- 12). Par ailleurs, certaines sont orientées est, avec de faible hauteur et de courtes périodes, sans doute générées par le vent d'est. Tessier (2006) rapporte également que les mesures dans le Mor Braz, au sud de l'île Dumet, montrent une forte atténuation de la hauteur de la houle par rapport aux mesures au large (1 à 2 m dans le Mor Braz pour des houles au large de 4 à 5 m).

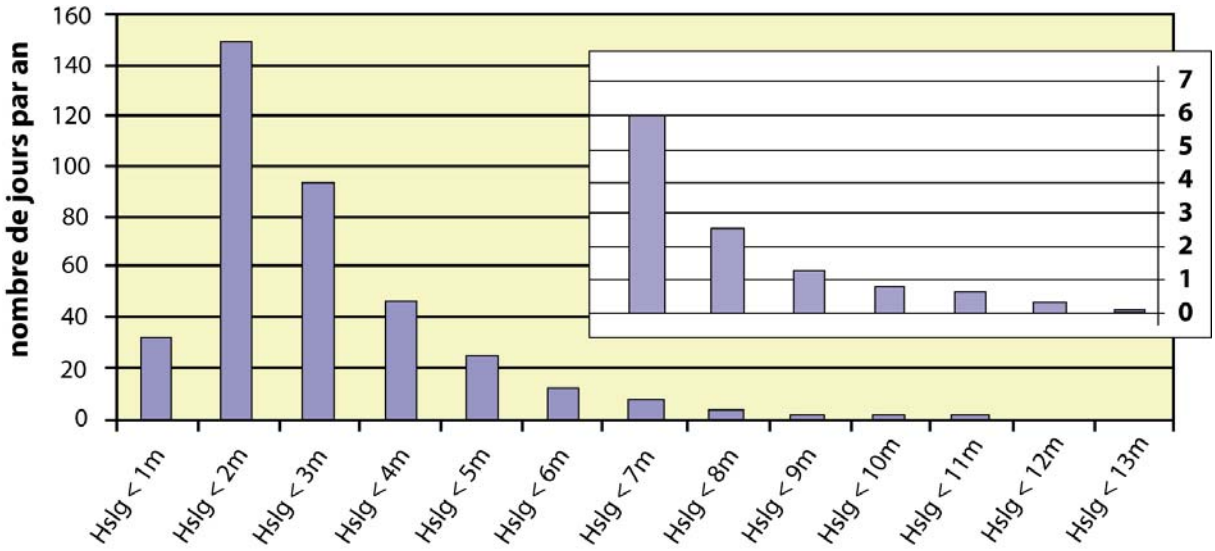


Figure I- 6 : Fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle dans le Golfe de Gascogne. Modifié d'après Tessier (2006).

Les travaux de Pirazzoli *et al.* (2000, 2004) rapportent l'évolution des régimes de vent affectant le littoral breton. Ces travaux montrent certaines disparités quant aux orientations des régimes de vent à l'échelle pluriannuelle. Cependant entre les années 1970 et 1999, la fréquence des vents d'ouest, enregistrée par la station météorologique de la pointe du Talus de Belle-île, augmente. Ils sont majoritairement orientés dans le quadrant nord-ouest sud-ouest (Figure I- 7) (Lemasson, 1999).

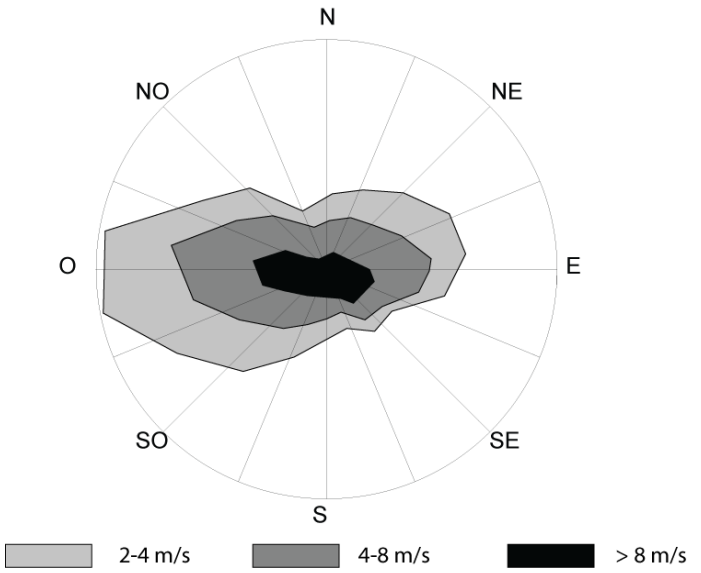


Figure I- 7 : Orientation et intensité des vents mesurés à la station de Belle-île (Le Talus) entre 1970 et 1999. D'après Lemasson (1999). Localisation Figure I- 1.

Plus récemment, entre 2000 et 2009, Cariolet (2011) reporte les mêmes tendances pour le secteur sud breton où la station de Lorient enregistre des vents, principalement de secteur ouest sud-ouest (Figure I- 8).

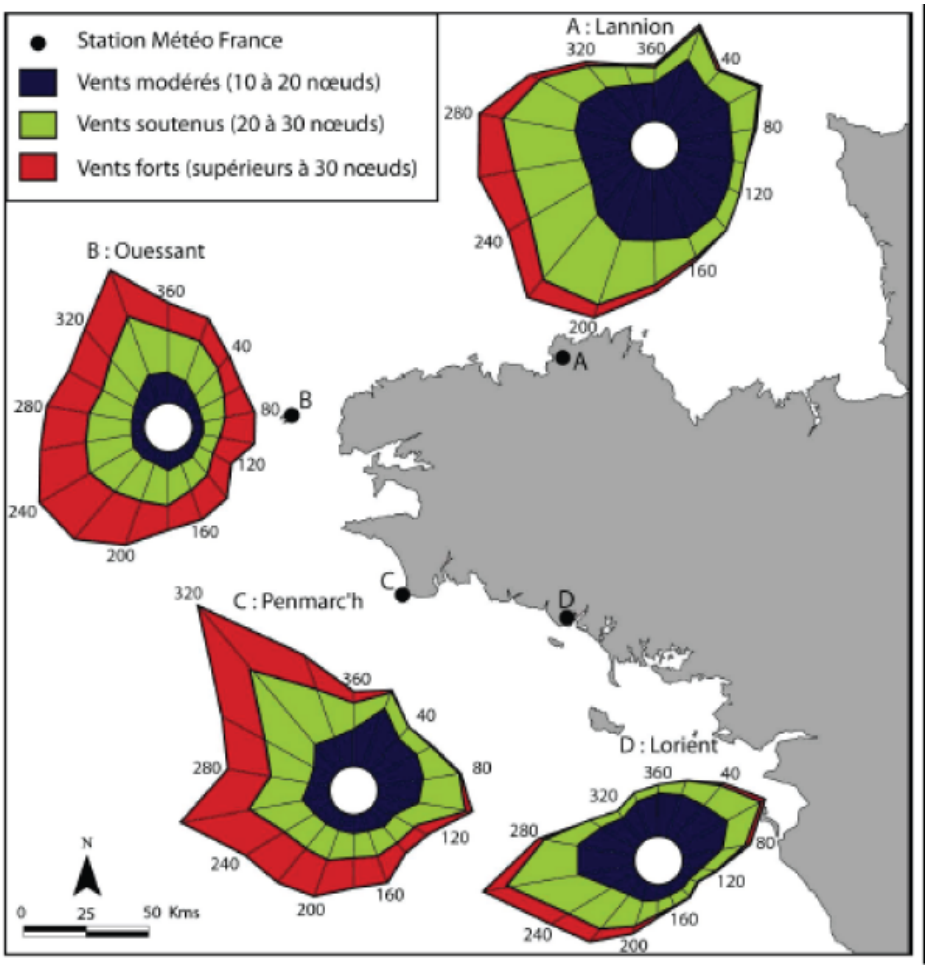


Figure I- 8 : Roses des vents au niveau des trois façades bretonnes entre janvier 2000 et décembre 2009. Réalisation : Cariolet (2011). Source : Météo-France.

La presqu'île de Rhuys est donc principalement soumise à des vents provenant du quadrant ouest à sud. Néanmoins, la part des vents soufflant du quadrant nord à est n'est pas négligeable. En effet, l'intensité et l'orientation des vents induiront un *fetch* plus ou moins limité. L'alignement structural formé par les îles et les hauts-fonds limite le *fetch* créé par des vents de secteurs ouest à sud-ouest à environ 33 km de Belle-île. En revanche, pour des vents de secteur sud, le *fetch* atteint un maximum de 450 km (Figure I- 9), ce qui peut engendrer des hauteurs de houle beaucoup plus importante, surtout sur la partie orientale de la presqu'île, globalement orientée est-ouest.

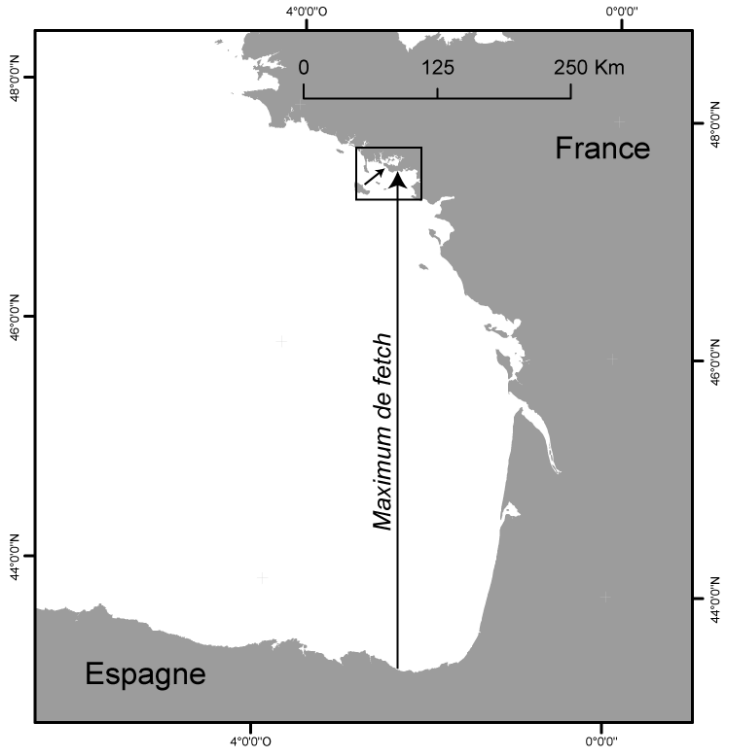


Figure I- 9 : Représentation du *fetch* minimum et maximum (flèches noires) du Mor Braz. Pour des vents de sud, la distance du *fetch* peut atteindre 450 Km.

I-2-2- Courant de marée

Dans la Golfe de Gascogne, l'onde de marée principale est de type M2 (lunaire moyenne) ce qui implique un régime semi-diurne. Le marnage est de l'ordre de 4 m sur le plateau continental. A Port-Navalo, à l'extrémité ouest de la presqu'île de Rhuys, le marnage en période de vives eaux est de 4.35 m et de 2.1 m en période de mortes eaux (Figure I- 10).

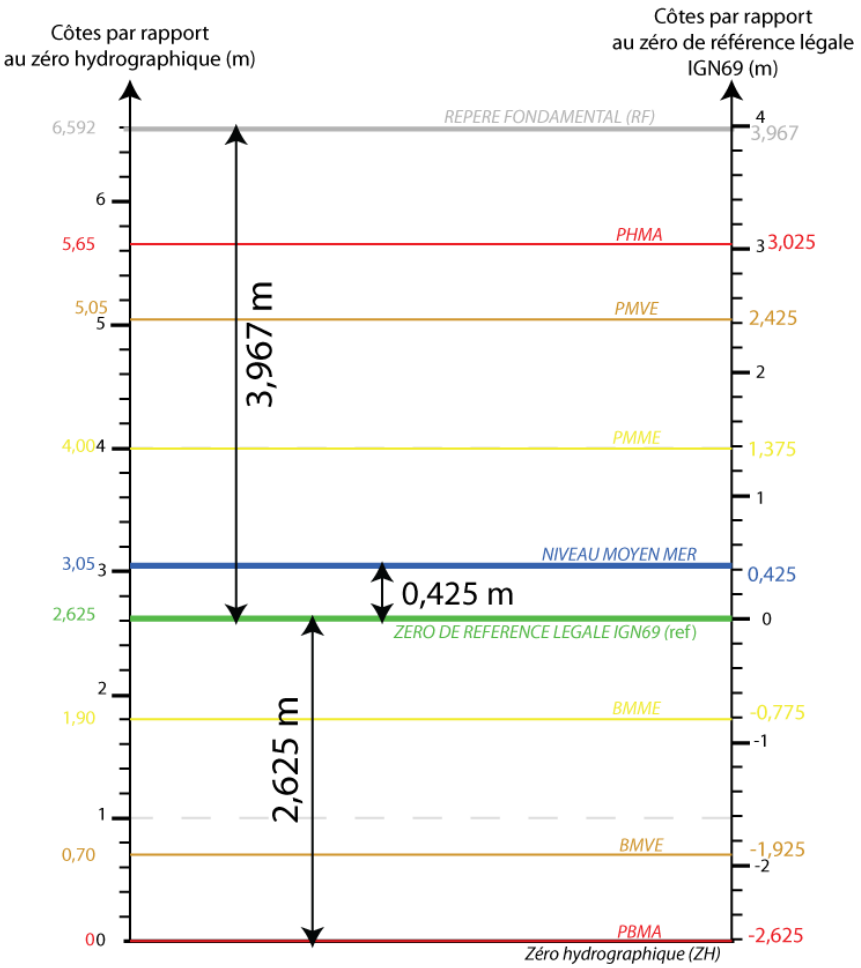


Figure I- 10 : Références altimétriques maritimes pour le port de Port-Navalo. Source : S.H.O.M (2011).

Les plages de la presqu'île de Rhuys sont sur un littoral méso-tidal à fort marnage. L'aspect découpé du domaine côtier sud breton contraint fortement les écoulements tidaux. Dans le Mor Braz, les courants s'intensifient fortement au niveau des goulets d'étranglement existant entre îles et hauts-fonds (Figure I- 11). Les courants atteignent les vitesses les plus importantes à l'ouverture du Golfe du Morbihan et entre la presqu'île de Quiberon et l'île d'Houat (La Teignouse) mais aussi dans les estuaires de Pénerf et de la vilaine. Les courants sont les plus faibles là où les contraintes structurales n'ont que très peu d'impact, c'est-à-dire là où les masses d'eaux en mouvement ne sont pas canalisées. Les plages de la presqu'île de Rhuys semblent davantage affectées par les courants tidaux à proximité de l'ouverture du Golfe du Morbihan.

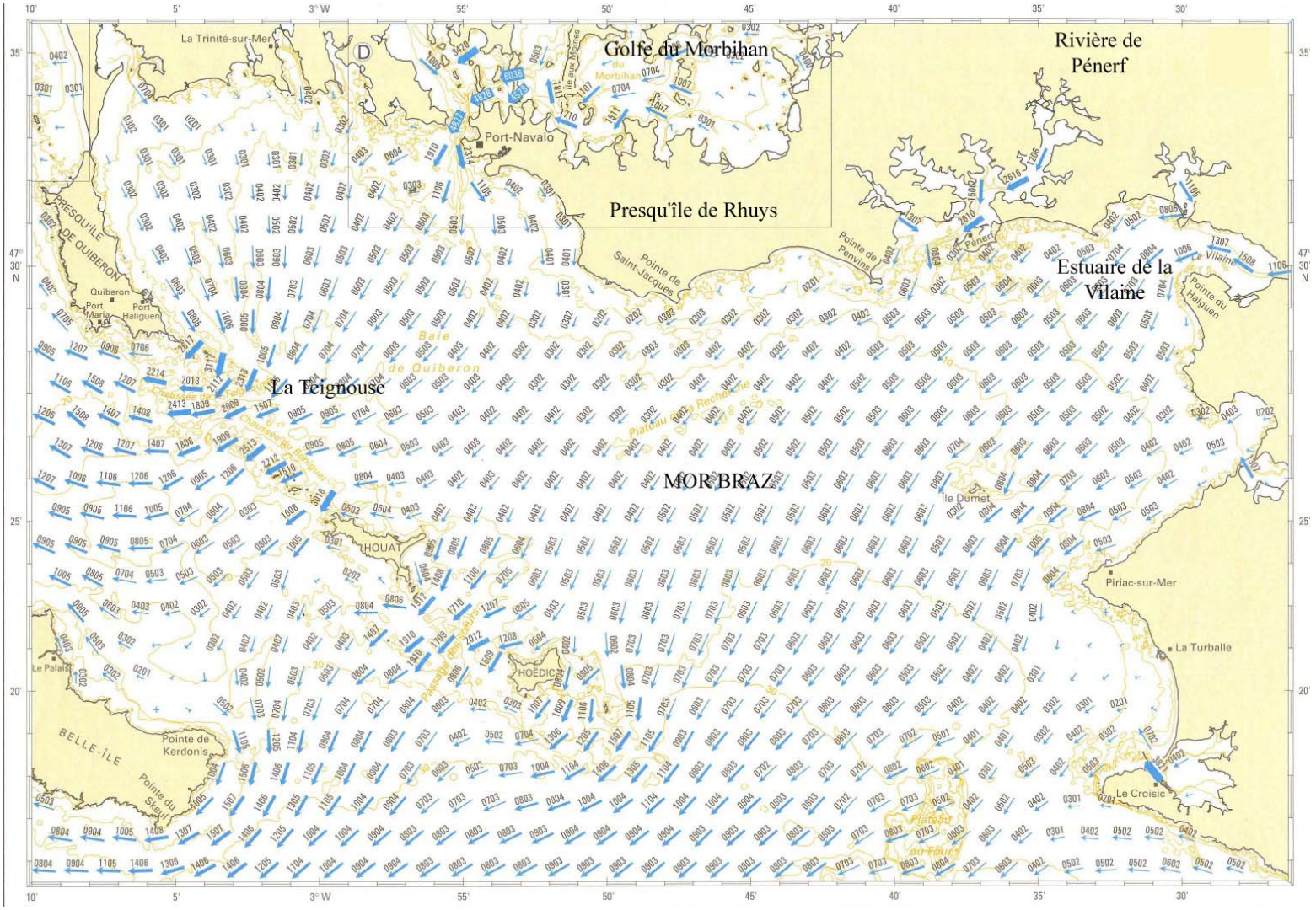


Figure I- 11 : Directions et intensités des courants de marées dans la Mor Braz 3 heures après la pleine mer de Port-Navalo. Les vitesses (en nœuds) sont indiquées par une série de quatre chiffres. Les deux premiers expriment la vitesse des courants lors des marées de vives eaux moyennes, les deux derniers lors des mortes eaux moyennes. Source : S.H.O.M : Courants de marées, côtes sud de Bretagne (2005).

Dans un contexte à fort marnage, et avec des houles majoritairement orientées dans un quadrant sud-ouest nord-ouest (Figure I- 12), l'ensemble structural formé d'îles (presqu'île de Quiberon, Belle-île, Houat, Hoëdic), d'îlots et de hauts-fonds doit influencer et modifier considérablement l'activité hydrodynamique à l'arrière de cette barrière, rempart naturel aux houles océaniques. A travers le monde, de nombreux systèmes littoraux peuvent apparaître plus ou moins abrités derrière une multitude d'obstacles, naturels ou anthropiques, contraignant la morphologie et la morphodynamique du système sableux situé en amont. Comment peut-on alors définir un système littoral abrité et à quel système appartient la zone côtière de la presqu'île de Rhuys ?

I-2-3- Incidence des barrières rocheuses

a- Etat de l'art des littoraux abrités

Parmi la classification des systèmes côtiers, les littoraux abrités renvoient à des systèmes de faible énergie. D'après Davies (1964), les plages de faible énergie se situent dans des mers partiellement fermées, abritées des houles océaniques où l'action des vagues au rivage est minimale comparé à la côte adjacente exposée. La définition d'une plage de faible énergie dépend avant tout, selon les auteurs, de la hauteur des vagues au déferlement. Ainsi, selon Tanner (1960), une plage est de faible énergie si la hauteur des vagues au déferlement est inférieure à 0,1 m. Pour David et Hayes (1984), la limite de la hauteur des vagues se situe à 0,3 m. Selon Hegge *et al.*, (1996), les plages d'Australie occidentale, situées à l'abri de récifs sont considérées comme de faible énergie avec une hauteur des brisants de l'ordre de 1 m. D'autres auteurs n'intègrent pas la notion de hauteur de déferlement, se basant uniquement sur les caractéristiques morphologiques des plages (Barruseau *et al.*, 1994). La littérature manque de définitions claires et objectives pour définir un système abrité. A partir de plusieurs sites étudiés à travers le monde et divers types de plages, Jackson *et al.*, (2002), proposent d'éclaircir cette classification. Les plages de faible énergie se rencontrent dans un large panel d'environnements (grandes baies, mers, estuaires, lagons, à l'abri d'un archipel ou de hauts-fonds, …). Dans ces types d'environnements, les houles océaniques sont atténuées par différentes structures (naturelles ou anthropiques) qui déterminent différents degrés d'atténuation. Dans ces environnements, les vagues peuvent être générées localement et dépendent directement du régime du vent local. Nous pouvons alors parler d'environnement à *fetch* limité dans des contextes géographiques semi-fermés (*semi-sheltered*) (baies, estuaires, golfes). Les houles gravitaires provenant du domaine océanique atteignant le rivage sont

caractéristiques des sites abrités (*sheltered*) (derrière des îles, des barrières rocheuses submergées). La plupart des environnements de faible énergie intègrent ces deux types d'activités hydrodynamiques et sont à la fois abrités et à *fetch* limité (Jackson *et al.*, 1992). Il peut y coexister des vagues générées, localement, par le vent et des vagues d'origine océanique pénétrant dans le système (Jackson, 1995).

Pour un environnement à *fetch* limité, la hauteur des vagues générées dépend directement du vent local (intensité, direction et durée) et de la taille du bassin concerné. Ces vagues sont généralement de courte période et approchent le littoral avec habituellement un large angle d'incidence, responsable de l'apparition de courants longitudinaux. Les vagues ainsi générées ont une réponse rapide au vent local conduisant à une alternance de périodes calmes et des évènements de fortes énergies.

Dans un environnement abrité, la hauteur des vagues incidentes dépend de l'activité énergétique au large et de la configuration du bassin abrité (taille des îles, dimension du bassin, géomorphologie et orientation du trait de côte, profondeur des hauts-fonds). Ces facteurs sont à l'origine d'une large variation d'énergie arrivant le long de la côte abritée. Par ailleurs, les houles océaniques entrantes dans ce type de système ont une plus longue période et un faible angle d'incidence. L'énergie du large arrivant à la côte varie également dans le temps mais avec une adaptation supérieure, comparée à celle observée dans un milieu à *fetch* limité.

Dans les environnements côtiers de faible énergie, l'action des marées associée à la hauteur des vagues ont une grande importance sur les processus hydrodynamiques et morphologiques (Masselink et Short, 1993). En effet, les variations du niveau d'eau entraînent une migration cyclique transversale des processus de déferlement (*swash*) et de levé de vagues (*shoaling*) (Kroon et Masselink, 2002). Les plages des environnements de faible énergie ont souvent un haut de plage étroit, de forte pente (Jackson et Nordstrom, 1992) en lien avec un bas de plage en pente douce ou « terrasse de basse mer » (*low tide terrace*) qui dissipe l'énergie des vagues. D'un point de vu dynamique, les changements morphologiques observés sur les plages de faible énergie se concentrent préférentiellement sur la partie supérieure du profil transversal où les variations de pente observées dépendent de la hauteur des brisants (Makaske et Augustinus, 1998).

b- Situation de la presqu'île de Rhuys

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la presqu'île de Rhuys, en domaine sud Breton, est située à l'arrière de l'échine péri-littorale décrite par Pinot (1974). Belle-île forme d'abord un premier obstacle à la houle, l'alignement de la presqu'île de Quiberon et des îles de Houat et Hoëdic en forme un second. Cette barrière structurale atténue les houles océaniques, majoritairement orientées sud-ouest, qui pénètrent à l'arrière et atteignent les côtes méridionales du continent alors que la presqu'île de Quiberon bloque les houles orientées ouest à nord-ouest. Le modèle *Previmer*, modèle de propagation de la houle, développé par le S.H.O.M (Service Hydrographique Océanographique de la Marine) et Ifremer (Institut Français de Rechercher et de l'Exploitation de la Mer) et basé sur le calcul WaveWach3 à partir de bouées de mesures au large, fournit en temps réel des indications (hauteur et direction de propagation de la houle) sur l'état de la mer à l'approche du littoral français. Ce modèle indique que par temps calme ou lors d'évènement tempétueux, les houles océaniques du golfe de Gascogne pénètrent dans le Mor Braz (Figure I- 12).

D'après le modèle *Previmer*, la propagation de la houle est ressentie sur les côtes méridionales de la presqu'île de Rhuys avec cependant une forte atténuation. La hauteur de la houle prédite à 2 m sur la façade occidentale de Belle-île décroît pour atteindre une hauteur comprise entre 0,25 et 0,5 m en baie de Quiberon et sur la façade occidentale de la presqu'île de Rhuys (Figure I- 12A). Pendant une tempête (par exemple la tempête *Joachim*), la hauteur significative à l'approche de Belle-île atteint 8 m pour une hauteur d'environ 2 m en baie de Quiberon et sur la côte occidentale de la presqu'île de Rhuys (Figure I- 12B). A travers ces deux exemples, nous constatons que le coefficient d'atténuation est du même ordre de grandeur pour la façade occidentale et orientale de la presqu'île. Le modèle prévoit donc, pour la hauteur significative de la houle, une atténuation d'un facteur d'environ 4 entre la façade la plus exposée de Belle-île et la côte de la presqu'île de Rhuys. La partie centrale de la presqu'île de Rhuys, la plus méridionale semble être la plus exposée.

Toutefois, il est important de noter que la propagation des houles du large se fait plus facilement par le sud, moins protégé par les hauts-fonds que par les îles. Les houles orientées sud (avec un *fetch* beaucoup plus important) auront alors plus de facilités, bien qu'elles soient atténuées par les plateaux du Four et de l'Artimon, à pénétrer le Mor Braz et affecteront

préférentiellement toute la moitié orientale de la presqu'île. Cette configuration suggère une atténuation croissante de la hauteur significative de la houle de l'est vers l'ouest.

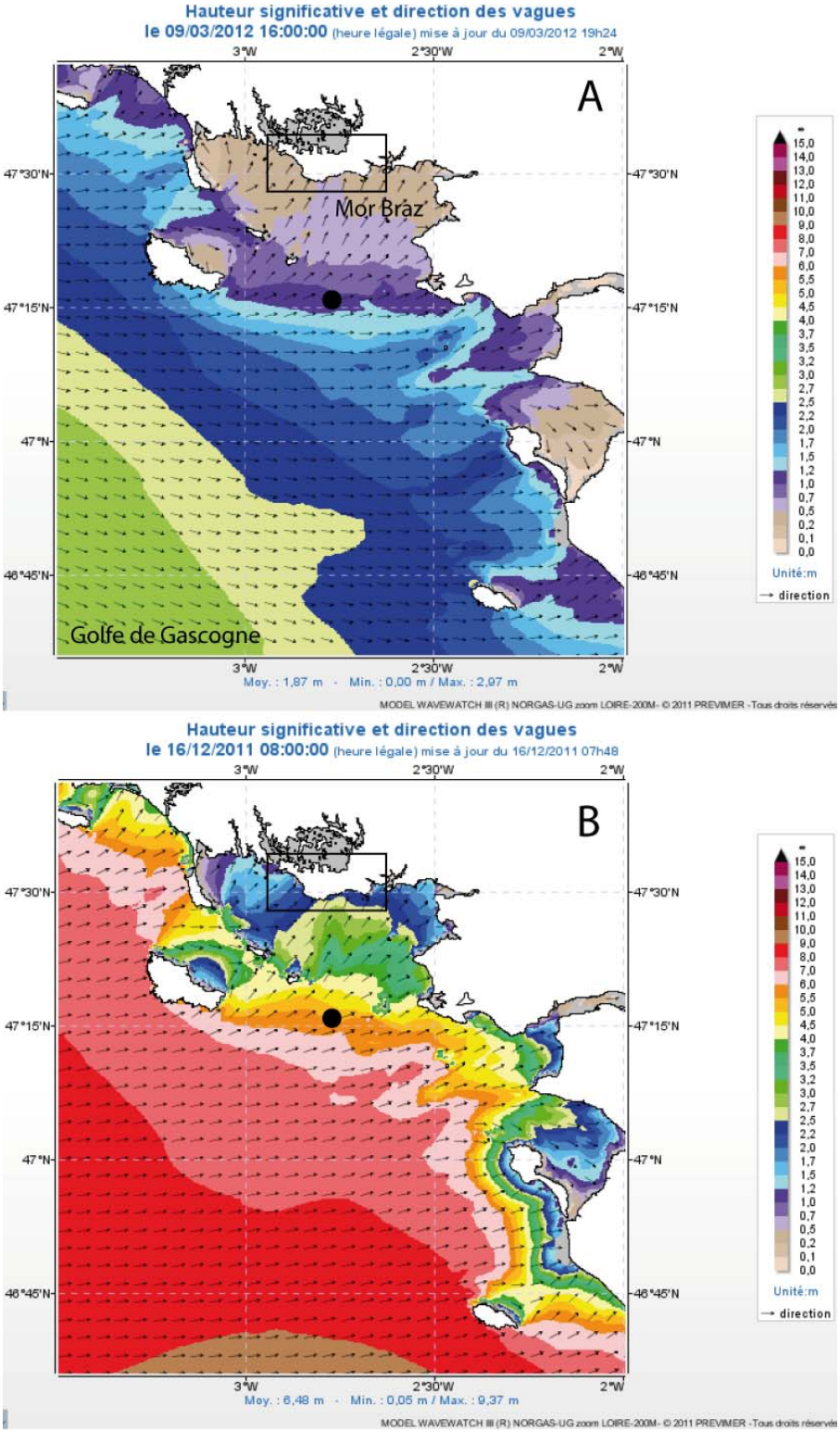


Figure I- 12 : Deux exemples de conditions d'agitation et de propagation de la houle au large. A : par temps calme. B : lors de fortes conditions d'agitation (Tempête *Joachim*, le 16 décembre 2011). En noir : localisation de la bouée d'enregistrement du plateau du Four. En encadré : la presqu'île de Rhuys. Source : Previmer.org

Par temps relativement calme (Figure I- 12A) et avec des houles orientées majoritairement ouest, à l'arrière des îles barrières, les houles sont fortement diffractées et orientées sud sud-ouest. Une forte diffraction est observée. Lors de la tempête *Joachim*, cette diffraction apparaît moins intense (Figure I- 12B).

Globalement, la géomorphologie du Mor Braz ainsi que son orientation aux houles dominantes (sud-ouest) correspond donc à un environnement semi-abrité selon Jackson *et al.*, (2002). Typiquement, lors de conditions modales, la hauteur significative de la houle est comprise entre 0,1 et 0,25 m.

Les houles océaniques majoritairement orientées sud-ouest peuvent très régulièrement être associées à des vents ayant une direction différente. Le maximum d'énergie transporté par les ondes gravitaires sera alors orientée sud-ouest. L'intensité et la direction des vents, par friction sur la surface de l'eau, conduisent à la formation d'ondes de plus courtes périodes mais d'intensité énergétique moindre.

La Figure I- 13 représente le spectre de houle enregistré par la bouée du plateau du Four (voir localisation Figure I- 12) au passage de la tempête *Joachim* le 16 décembre 2011 à 8h00. La quantité d'énergie spectrale transportée est indiquée en couleur. Les deux axes orientés indiquent les fréquences associées. La plus grande quantité d'énergie et de plus basse fréquence proviennent du sud-ouest (cercle noir, Figure I- 13). Un autre groupe de vagues, orienté nord-ouest est plus faiblement énergétique et de fréquence plus haute (cercle rouge, Figure I- 13). Ce dernier groupe correspond typiquement à une « mer de vent » créée dans un contexte de *fetch* limité. Ainsi, dans cet exemple, le Mor Braz peut être soumis à des houles gravitaires, de forte énergie, orientées sud-ouest et à une mer de vent dont les crêtes des vagues seront orientées nord-ouest.

Dans ce contexte, une mer de vent peut facilement se développer sans que la hauteur de la houle ne croisse significativement. L'apparition de vagues de mer de vent, de courte période, peut avoir une influence manifeste sur la réponse morphologique des plages bordant un tel environnement.

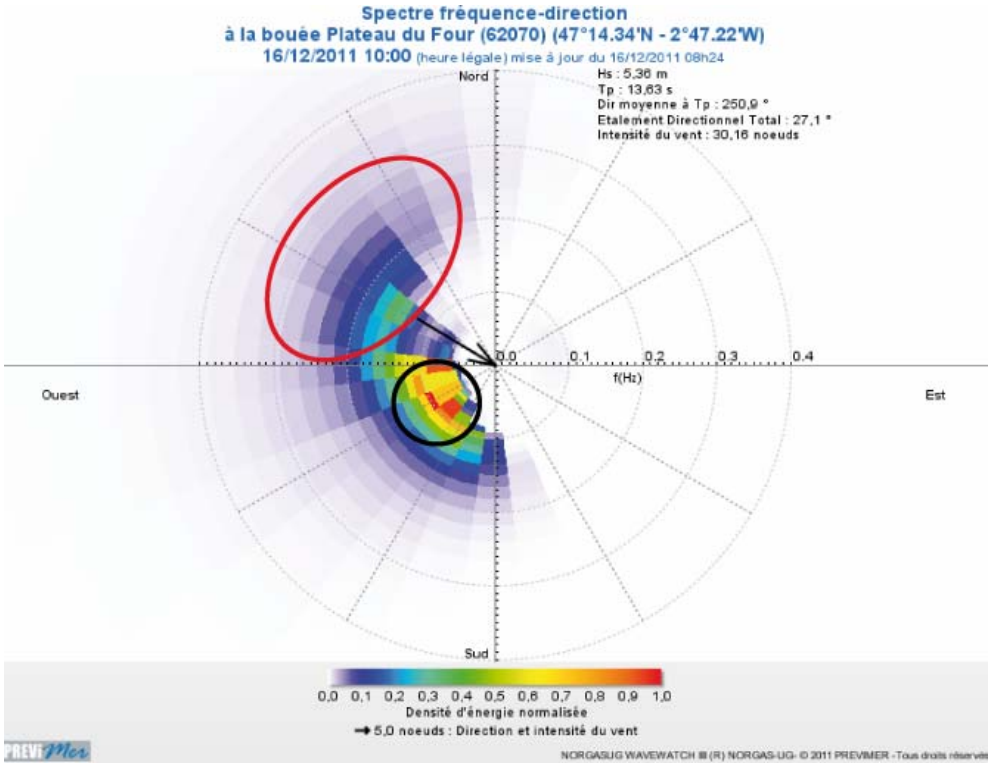


Figure I- 13 : Spectre de houle enregistré par la bouée du plateau du Four le 16 décembre 2011 à 8h00. Le cercle noir indique les ondes de plus forte énergie et de courte période (gravitaires). Le cercle rouge indique la présence d'un deuxième groupe de vagues, de plus faible énergie et de plus longue période (mer de vent). La flèche noire représente la direction et l'intensité du vent. Source : Previmer.

Le Mor Braz correspond donc à un environnement semi-abrité à *fetch* limité dans lequel peut exister une grande variabilité de conditions d'énergie dépendant de l'agitation au large et des paramètres locaux tels que l'intensité, la direction et la durée du vent. La combinaison de ces paramètres hydrodynamiques associés à un régime mésotidal suppose une grande variabilité de réponses morphodynamiques aux forçages météo-marins des plages bordant son littoral.

Les structures morphologiques délimitent différents secteurs où la houle de l'atlantique est progressivement atténuée (Figure I- 14). Au sud de Belle-île, les houles sont atténuées par la pente du plateau continental, à l'approche du rivage. Entre Belle-île et l'alignement Quiberon-Houat-Hoëdic, la hauteur de la houle est atténuée. Cette atténuation est ressentie de façon plus importante entre cet alignement structural et la presqu'île de Rhuys. Dans le Golfe du Morbihan, aucune houle océanique n'est observée. A l'inverse, l'influence des courants tidaux augmente du sud de Belle-île pour atteindre un maximum dans le Golfe du Morbihan.

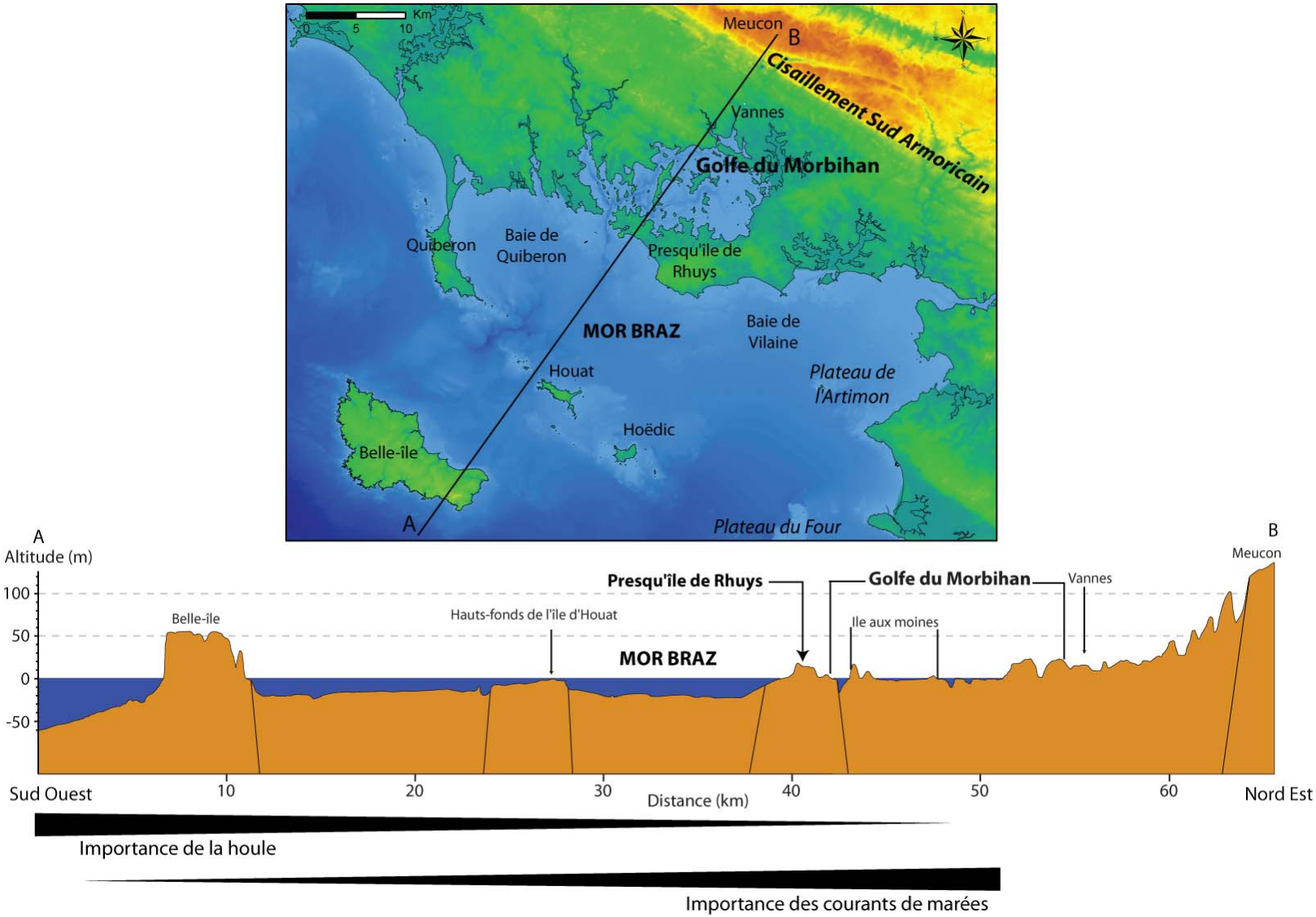


Figure I- 14 : Modèle numérique de terrain et coupe schématique du pré-continent breton. Modifié d'après Menier et Dubois (2010). Disponible en ligne sur le site du laboratoire Géosciences Marines et Géomorphologie du Littoral à l'adresse suivante : www.univ-ubs.fr/gmgl.

II- Géomorphologie de la presqu'île de Rhuys

II-1- La presqu'île dans son ensemble

La presqu'île de Rhuys ferme le Golfe du Morbihan par le sud et regroupe 5 communes (Arzon, Sarzeau, St Gildas-de-Rhuys, St Armel et Le Tour-du-Parc) (Figure I- 15 A). Cette péninsule, comprise entre 2°55'7 et 2°37'1 de longitude ouest et 47°33'55 et 47°28'6 de latitude nord, a un littoral nord très découpé formant une succession de pointes rocheuses et d'anses vaseuses resserrées (Figure I- 15 A et B), accompagné de modestes plaquages sableux faiblement remobilisés (Pian, 2010). La géométrie et la nature lithologique de ces formations reflètent celles du pourtour du Golfe du Morbihan. Il s'agit principalement de falaises de faible altitude (5 à 6 m) composées de roches métamorphiques très altérées, en érosion, enregistrant une importante vitesse de recul (< 10 m) entre 1952 et 2000 (Pian et Regnault, 2007).

Le littoral méridional présente, dans son ensemble, une morphologie et une nature sensiblement différente. Du Petit Mont à l'ouest jusqu'à la pointe de Penvins, à l'est, les falaises rocheuses se concentrent principalement sur la commune de St Gildas-de-Rhuys, entre la plage des Govelins et la Pointe St Jacques (Figure I- 15). Ces falaises, altérées par l'érosion marine, sont formées de micaschistes compétents d'une vingtaine de mètres de hauteur. Contrairement à ce qui a pu être observé sur la façade nord, ces formations n'enregistrent aucun recul. A l'ouest de ces grandes falaises, entre le Petit Mont et le Grand Rohu, trois plages sableuses se succèdent (plage de Fogeo, de Kerver et des Govelins), séparées par des pointes rocheuses d'une dizaine de mètres d'altitude. A l'est des falaises de St Gildas, de la Pointe St Jacques jusqu'à la Pointe de Beg Lann, la hauteur des falaises littorales diminue sensiblement pour atteindre 1 à 2 m d'altitude (Pian, 2010). De petits plaquages sableux s'encastrent entre des platiers rocheux subtidaux à intertidaux adossés à ces petites falaises. A l'est de la presqu'île, entre la Pointe de Beg Lann et la Pointe de Penvins s'étend l'anse de Suscinio. Cette anse constitue la plus longue plage de ce territoire (Figure I- 15). Les quatre grandes plages évoquées sont adossées à des massifs dunaires à l'arrière desquels se sont développés des marais maritimes le plus souvent asséchés et aménagés ou bien maintenu inondés et protégés (Figure I- 15C).

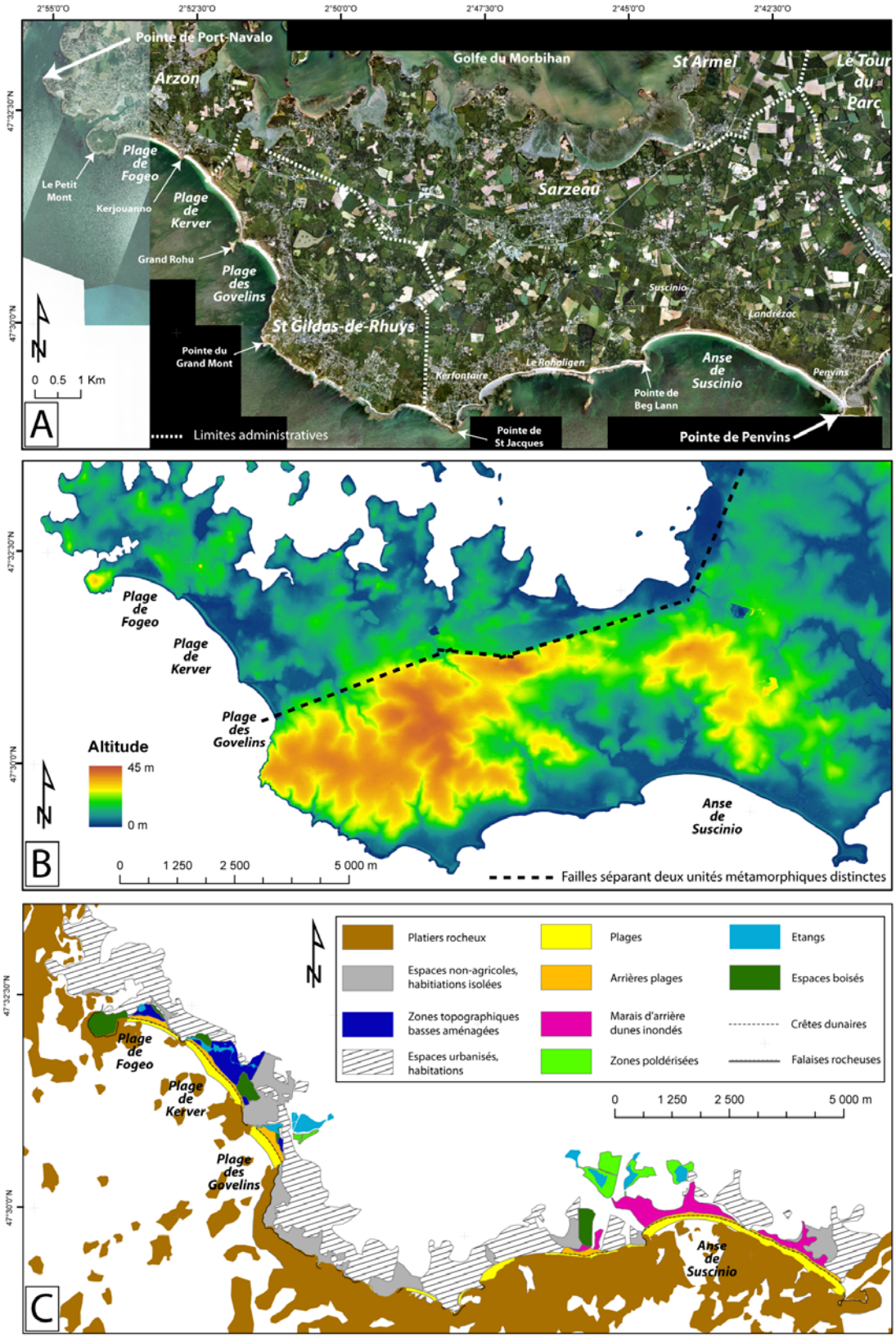


Figure I- 15 : Physiographie de la presqu'île de Rhuys. A : Orthophotographie aérienne. Données IGN BD alti 2004. Source: CG56. B : Modèle numérique de terrain. Données LIDAR aéroportées 2011. Réalisation R. Le Gall, Laboratoires GMGL UBS, LDO UBO UMR6538 CNRS. C : Carte géomorphologique de la zone littorale méridionale. Réalisation A. Dubois GMGL (2012).

Ces espaces, culminant à une altitude de 3 m (N.G.F), pourraient être inondés en cas d'évènements tempétueux extrêmes suite à la rupture du cordon dunaire. De plus, en tenant compte de l'élévation du niveau marin, l'espace disponible à l'arrière de ces plages permet une migration progressive vers les terres, à long terme, de l'ensemble de chaque cordon dunaire, modifiant ainsi considérablement la morphologie de chaque plage concernée.

II-2- Un littoral urbanisé et aménagé

En presqu'île de Rhuys, depuis les années 1950, l'urbanisation s'est principalement développée dans des zones proches de la mer et principalement sur sa façade méridionale (Figure I- 15 C) avec les centres villes d'Arzon et de St Gildas-de-Rhuys. Outre les habitants recensés de chaque commune, de nombreuses résidences implantées en bord de mer sont dédiées à des occupations sporadiques, souvent uniquement estivales (Arzon, à l'arrière de la plage de Fogeo, Kerfontaine, Le Rohaligen, Landrezac, les pointes de Beg Lann et de Penvins) (Figure I- 15).

Pour protéger les infrastructures des zones de bord de mer de faible altitude, le haut de plage a été fortement aménagé, particulièrement entre Kerfontaine et la Pointe de Beg Lann. Des enrochements ou des murs de défense, d'une hauteur de 1 m, sont érigés en haut de plage. Le recul possible du trait de côte est alors nul. D'autres types d'aménagements anthropiques sont implantés sur le haut de plage des cordons sableux. Sur les plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins, des enrochements, participant à fixer le trait de côte, sont installés au niveau du front dunaire. Ceux-ci sont le plus souvent associés à la mise en place de ganivelles (Figure I- 16). Les ganivelles participent au maintient voire à la progradation du front dunaire si l'apport sédimentaire est suffisant (Anthony *et al.*, 2008).



Figure I- 16 : Exemples des aménagements de protection existants. A : plage de Fogeo. B : plage de Kerver. C : plage des Govelins. Janvier 2012. Clichés : A. Dubois.

Entre la pointe de Beg Lann et la Pointe de Penvins, le haut de plage de l'anse de Suscinio n'est que faiblement aménagé, à l'exception de l'extrémité orientale, à l'approche de la pointe de Penvins. La jonction entre Penvins et la Pointe de Penvins, formant une presqu'île (Figure I- 15), est assurée par une digue de protection. Cette digue se prolonge sur quelques centaines de mètres vers l'ouest par un enrochement, suivi d'un front dunaire taillé en falaise abrupte (Figure I- 17A). A partir de ce point, jusqu'au droit de Suscinio, des ganivelles sont disposées le long du haut de plage (Figure I- 17C et D). Ensuite, jusqu'à l'extrémité ouest de l'anse, aucun aménagement de protection n'est installé (Figure I- 17B).

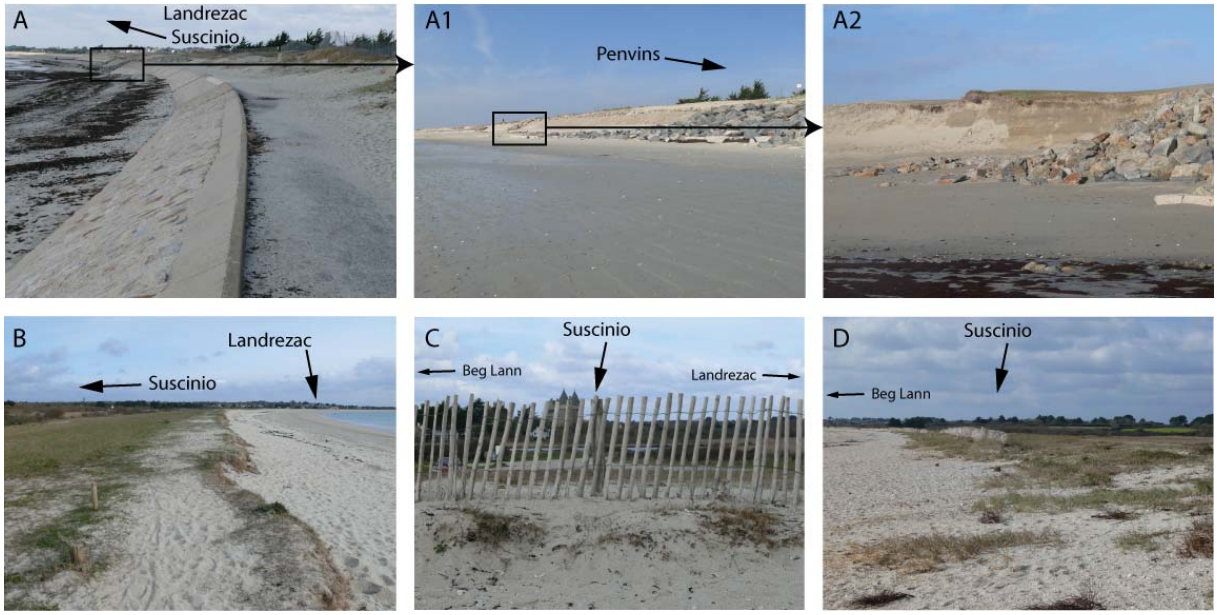


Figure I- 17 : Exemples des aménagements du haut de plage de l'anse de Suscinio. Novembre 2011. Clichés : A. Dubois.

II-3- Localisation du trait de côte et aménagement

II-3-1- Quelles définitions pour le trait de côte ?

Dans la littérature, la notion de trait de côte est controversée. Cette limite entre le domaine terrestre et le domaine marin pose, en effet, des problèmes de critères d'identification (fluctuation du niveau d'eau, nature et morphologie du rivage ou limite de la végétation). Par exemple, Guilcher (1951) définit le trait de côte comme « le niveau des plus hautes mers par temps calme ». Il est rejoint par Roubertou et Bonneval (1965) pour qui le trait de côte « est la ligne des plus hautes mers possibles mais compte non tenu des variations exceptionnelles dues à certains phénomènes météorologiques ». Ces définitions ne s'accordent pas avec celle

proposée par Baulig (1956) pour qui « le trait de côte est une limite entre la mer et le rivage qui se déplace avec l'état de la mer et avec la marée ».

Faye (2010) propose une synthèse des différentes définitions du trait de côte et distingue plusieurs lignes de référence utilisées en géomorphologie du littoral. Deux types de lignes de référence définissant le trait de côte peuvent être prises en compte : les lignes de référence géomorphologiques et les lignes de référence botaniques.

Les lignes géomorphologiques concernent, avant tout, les plages à cordons dunaires. Ces lignes correspondent à des ruptures de pentes (Figure I- 18a). Trois lignes sont alors utilisables. Le pied de dune, jonction entre la pente relativement douce et le front dunaire, plus abrupt (Guillén *et al.*, 1999). Celui-ci est assimilé à une ligne de dune (e.g. Stafford et Langfelder, 1971 ; Healy, 1991 ; Kraus et Rosati, 1997) si la base du front dunaire est sapé par les vagues (Bonnot-Courtois et Levasseur, 2002, 2003) ou à une limite de végétation si le front dunaire est végétalisé (Battiau-Queney *et al.*, 2003 ; Domingez *et al.*, 2005). Le sommet de la falaise dunaire, qui peut correspondre à une limite de végétation, peut aussi être utilisé (Pajak et Leatherman, 2002 ; Zuzek *et al.* 2003). Dans le cas des littoraux artificialisés (Figure I- 18b) par des ouvrages de défense (enrochements, murs, ganivelles), la limite de l'ouvrage côté mer (Morton et speed, 1998 ; Coyne *et al.*, 1999) ou côté terre (Moore *et al.*, 1999) peuvent être utilisées.

Les lignes de référence botaniques se rapportent aux limites de végétation et correspondent aux marqueurs du trait de côte. La limite inférieure de la végétation dunaire est assimilée au trait de côte (Moore et Griggs, 2002 ; Ferreira *et al.*, 2006).

Dans l'ensemble, la définition du trait de côte des quatre plages de la presqu'île de Rhuys se rapporte à des lignes de référence géomorphologique : le pied de dune, la crête dunaire ou la base des ouvrages de défense (Figure I- 18).

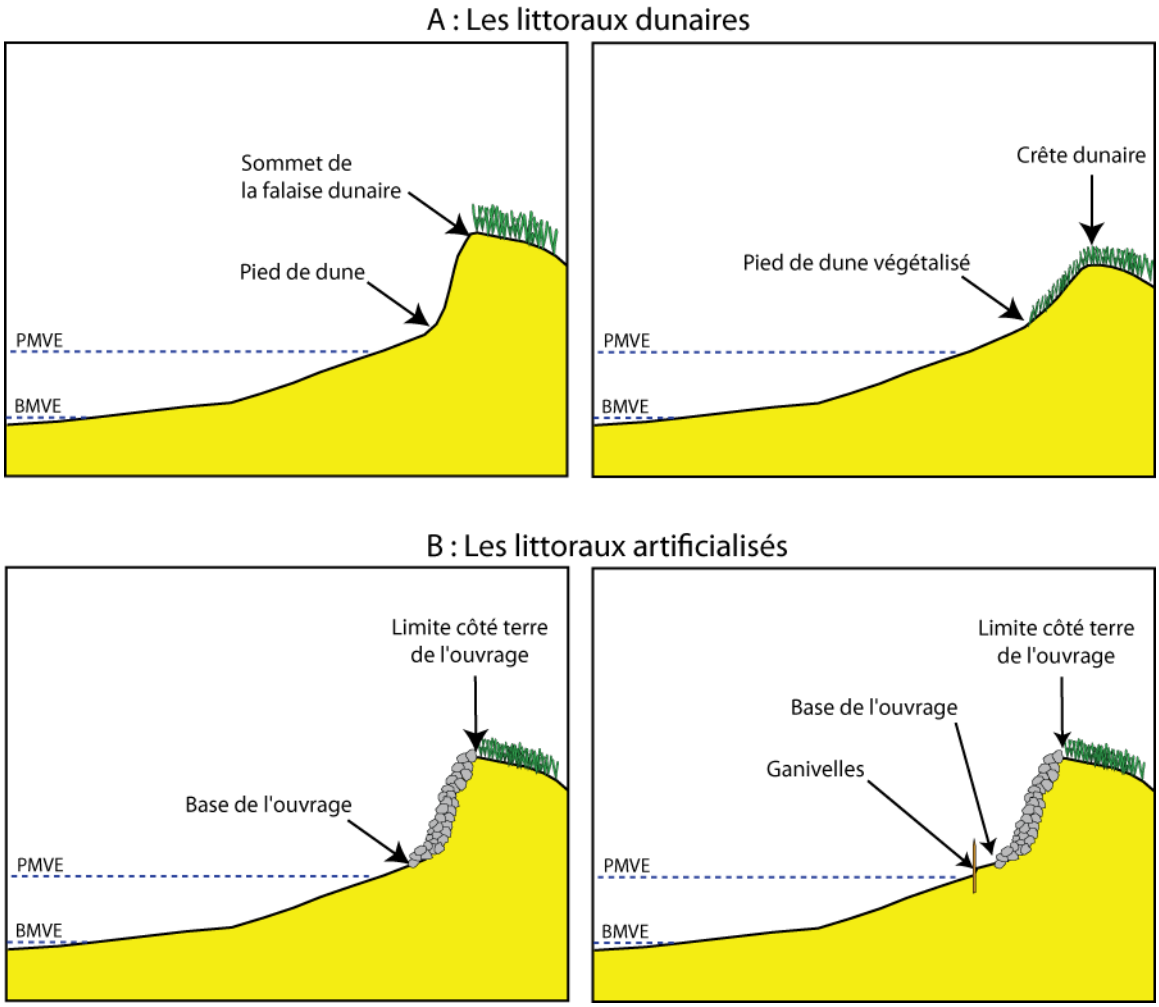


Figure I- 18 : Représentation schématique de quelques exemples de lignes de référence géomorphologiques. Modifié d'après Faye (2010).

II-3-2- Les grandes plages de la presqu'île de Rhuys : un trait de côte associé au pied de dune (contact dune-plage) et à la base des ouvrages de défense

Comme nous l'avons mentionné auparavant, les plages de la presqu'île de Rhuys sont des cordons dunaires accrochés aux pointes rocheuses qui les délimitent. Le contact dune-plage varie d'une plage à l'autre mais aussi au sein d'une même plage. Ce contact peut être naturel, sans installation d'origine anthropique, ou fixé par des ouvrages de défense (ganivelles et/ou enrochements). Un modèle basé sur l'évolution des dunes bordières des côtes microtidales de l'Australie a d'abord été proposé par Short et Hesp (1982). Ce modèle se base sur les relations existant entre la morphologie de la dune, de la plage et l'action des vagues. A partir de travaux plus récents, Hesp (2002) propose une classification largement acceptée de l'évolution des dunes bordières. Ainsi, Hesp (1982, 1988) classe les dunes bordières en 5

stades morpho-écologiques et Carter (1988) reprend cette classification originale. Plusieurs paramètres interviennent dans l'établissement d'une dune. L'abondance et le type de couverture végétale (Davies, 1980), la quantité de sédiments disponible (Davidson-Arnott, and Law, 1990 ; Law et Davidson-Arnott, 1990 ; Arens et Wiersma, 1994), la pente de la plage (Hesp, 1988 ; Ruz *et al.*, 1992), l'impact du vent (durée, vitesse, direction) (Carter, 1977), la variation du niveau marin (Saunders et Davidson-Arnott, 1990), sont autant de facteurs qui déterminent le développement morphologique des dunes bordières. Le modèle de Hesp (2002) décrit donc 5 types de dunes bordières qui comprennent la morphologie de la dune, son couvert végétal et son caractère évolutif (Figure I- 19) (Ruz et al., 2004). Les processus d'érosion et d'accrétion sont pris en compte dans cette classification avec un taux d'érosion croissant du type 1 au type 5. Chaque type de dune peut rester dans un état stable ou bien évoluer vers un autre type de morphologie. Selon cette classification, en phase d'érosion, la dune peut évoluer depuis l'état 1 vers l'état 5 alors que pendant une phase d'accrétion la dune évoluera depuis l'état 5 vers l'état 3.

Pian (2010) remarque que les contacts dune-plage sur le littoral sud breton appartiennent au type 1 et 2 de la classification de Hesp (2002). Cet auteur souligne que la hauteur des formations dunaires varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. En conservant les 5 stades, la classification de Hesp (2002) a alors été subdivisée et adaptée en fonction de la hauteur de la dune bordière. Le long du littoral sud breton, six types de contact dunes-plages ont été identifiés (Tableau I- 1).

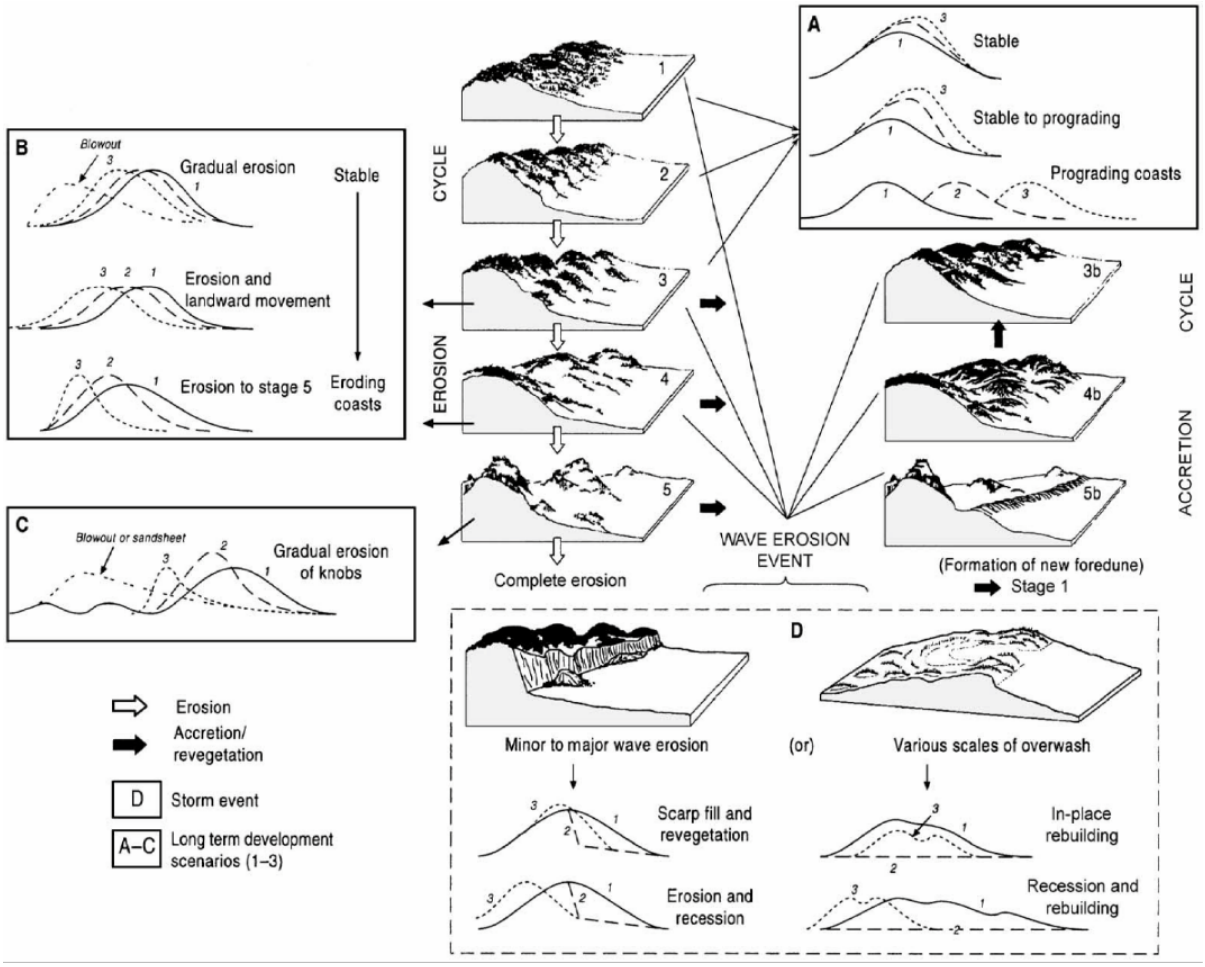


Figure I- 19 : Modèle de classification des types de dunes. D'après Hesp (2002).

Tableau I- 1 : Subdivisions des différentes typologies de contact dune-plage rencontrées le long du littoral sud breton. Modifié d'après Pian (2010) et adapté à partir de la classification de Hesp (2002). La couverture végétale évoquée est le plus souvent *amophilia arenaria*.

Typologie	Hauteur	Couverture végétale	pente	dynamique
Type 1a	< 0,5 m	Dense	Douce	Accrétion
Type 1b	> 1 m	Dense	Douce	Accrétion
Type 2a	< 1 m	Peu dense	Prononcée	Accrétion/érosion
Type 2b	> 1 m	Peu dense	Prononcée	Accrétion/érosion
Type 3	0,5 à 2 m	inexistante	Très forte (falaise)	Erosion
Type 4	> 0,5 m	inexistante	Très forte (falaise)	Erosion

A partir de cette classification adaptée par Pian (2010), bien qu'une large portion du linéaire côtier des plages de la presqu'île de Rhuys soit pourvue d'aménagement anthropiques

destinés à protéger les contacts dunes-plages, nous proposons de conférer une typologie à ces différents contacts en y incluant la dynamique sédimentaire correspondante.

II-4- Les plages de poche de la presqu'île de Rhuys

II-4-1- Définition et caractéristiques d'une plage de poche

Les plages de poche ou « pocket beaches » pour les anglo-saxons existent le long des côtes rocheuses, là où l'érosion différentielle a permis la mise en place de baies ou d'anses, endroits où les sédiments en présence ont pu être piégés par l'activité hydrodynamique locale ou lors de la transgression holocène. Leur dimension est variable, allant de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres (Figure I- 20). La granulométrie des sédiments présents dans les plages de poche peut être très hétérogène (des sables aux galets) et leur répartition est contrôlée par les pointes rocheuses qui les délimitent. Ces pointes réduisent l'énergie des houles en la redistribuant le long du rivage par des phénomènes de diffraction et de réfraction des vagues. Ainsi, plus la distance entre les pointes rocheuses diminue, plus l'énergie transportée par les vagues à la côte diminue (Short, 1999).

Généralement, les plages de poches présentent un trait de côte courbe, en équilibre avec l'orientation des houles dominantes. En effet, la diffraction engendrée par les pointes rocheuses détermine la position du trait de côte (Davies, 1958 ; Silvester et Hsu, 1993). Ce comportement morphodynamique de la position de la courbure du trait de côte des plages de poche a fait l'objet d'études prédictives à partir d'équations empiriques. Ces équations sont basées sur des modèles statiques (Hsu *et al.*, 1987), des spirales logarithmiques (Yasso, 1965) ou des modèles paraboliques (Hsu et Evans, 1989). La forme parabolique de la plage de poche est comprise entre deux points de contrôle (Figure I- 21).

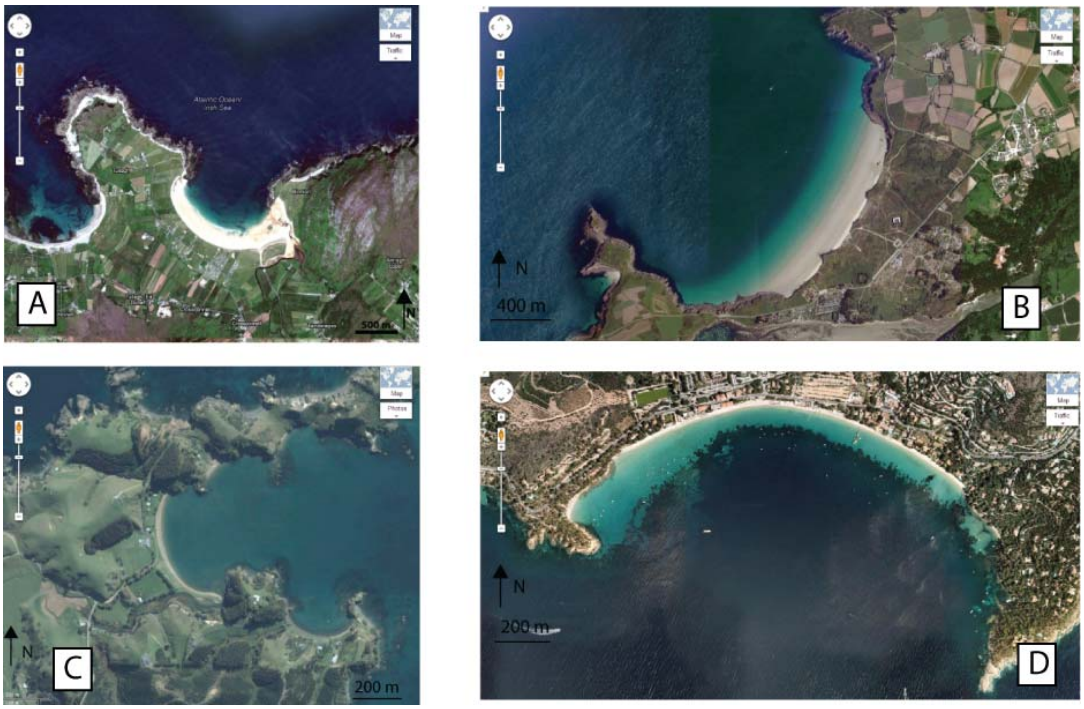


Figure I- 20 : Exemple de plages de poche le long de littoraux rocheux. A : Clonnmary beach (Irlande). B : Les Blancs sablons (France). C : Mahinepua Bay (Nouvelle-Zélande). D : L'anse de Cavalière (France). Source : Google.

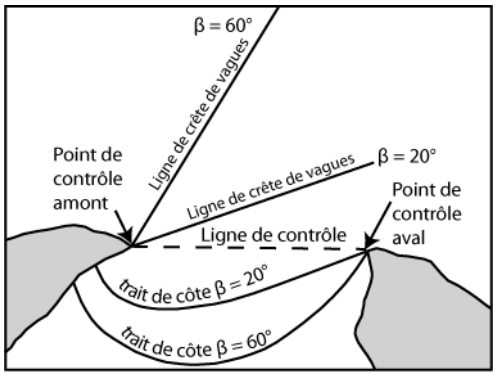


Figure I- 21 : Equilibre du trait de côte avec deux valeurs d'angles d'incidence de crêtes des vagues. Modifié, d'après Silvester et Hsu (1993).

La diffraction des houles est engendrée par le point de contrôle amont, point à partir duquel les vagues pénètrent dans la baie (Figure I- 21). L'angle d'incidence des houles dominante agit directement sur la géométrie curviligne du trait de côte. Plus l'angle d'incidence est grand et plus le trait de côte aura une position d'équilibre situé vers la terre (Silvester et Hsu, 1993). Le point de contrôle aval peut être une seconde pointe rocheuse ou le point de départ du trait de côte rectiligne dans le cas où cette seconde pointe serait absente (Short, 1999) ou

suffisamment éloignée pour que sont impact soit nul. Le caractère parabolique du trait de côte de ces plages de poche les définit comme des plages de baie (*embayed beaches*).

Dans des conditions d'équilibre, la diffraction de la houle à l'entrée de la plage de poche oriente les crêtes de houles parallèlement au rivage (Silvester, 1960). Par conséquent, le transport sédimentaire longitudinal est inexistant. Cependant, lors des variations des conditions d'agitation, la modification de l'angle d'incidence des houles au rivage entraîne une dérive littorale temporaire. Cette dérive littorale induite peut aboutir à une « rotation de plage » (*beach rotation*) par transport longitudinal (Short, 1999) et transversal (Harley *et al.*, 2011). Ces variations peuvent être saisonnières, annuelles ou pluriannuelles. Aux extrémités, les pointes rocheuses forment des barrières naturelles qui empêchent les sédiments de quitter le système. Les sédiments sont piégés ce qui confère à ces plages un fonctionnement morphodynamique clos. Dans ces conditions, chaque plage de poche est une cellule sédimentaire indépendante dont la morphologie du stock sédimentaire initial s'adapte continuellement aux variations des conditions hydrodynamiques et météo-marines.

Les plages de poche ont cependant une profondeur de renfoncement (*indentation width*) variable. Cette variation est due à l'exposition de la plage aux houles dominantes et à la topographie héritée. Dans certains cas, le rivage peut être parallèle à très faiblement courbe par rapport à la ligne de contrôle entre les deux pointes rocheuses délimitant la plage. La Figure I- 22 montre quelques exemples de plages de poche dont le renfoncement est très peu exprimé. Ces systèmes font face aux houles dominantes. L'angle existant entre les crêtes de houles et la ligne de contrôle existante entre les pointes rocheuses délimitant ces plages est nul ou très faible ce qui a pour conséquence une absence de diffraction prépondérante d'un côté ou de l'autre de ces limites structurales. Le trait de côte à l'équilibre est donc rectiligne et parallèle à la ligne de contrôle (Figure I- 22).

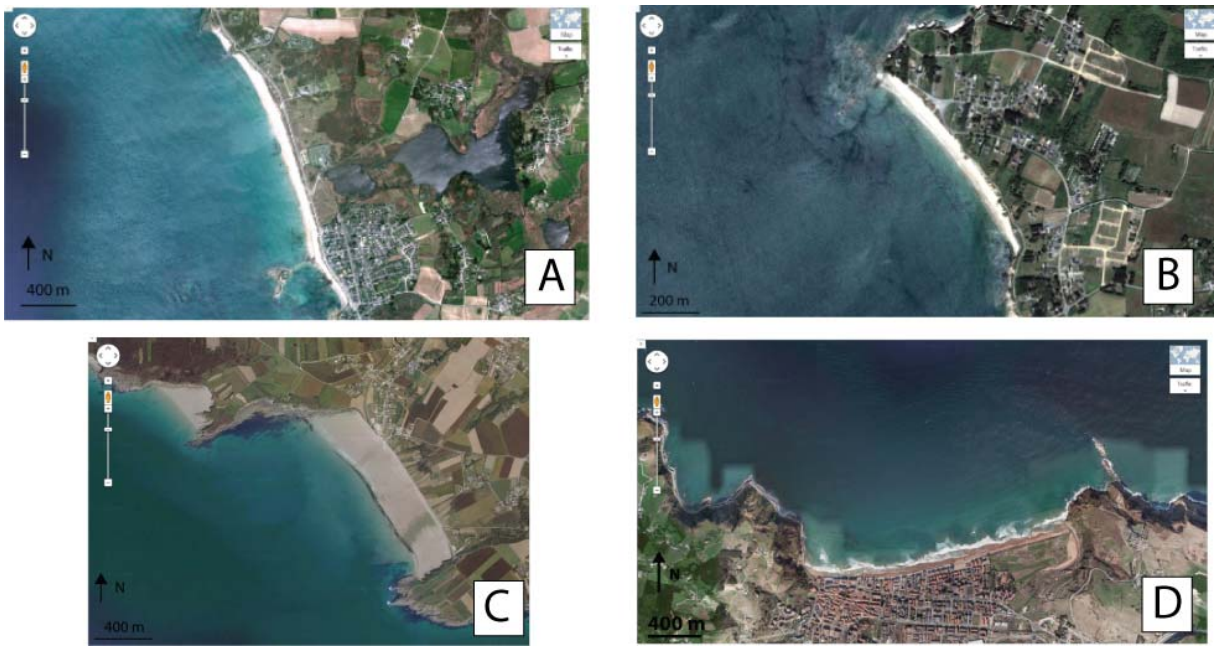


Figure I- 22 : Exemples de plages de poche aux linéaires côtier rectilignes à très faiblement courbe. A : Fort Bloqué (France) ; B: Pénestin (France) ; C : Telgruc-sur-Mer (France) ; D : Zarautz (Espagne).

L'orientation des crêtes de la houle par rapport à la direction de la ligne de contrôle entre les pointes structurales qui délimitent les plages de poche est déterminante pour leur morphologie et leur morphodynamique. Plus l'incidence est oblique et plus le trait de côte sera courbe et renfoncé. De plus, avec une augmentation des conditions hydrodynamiques et du forçage météo-marin à la côte, une plage de poche au trait de côte linéaire n'aura pas la même réponse morphodynamique qu'une plage de baie. Contrairement aux plages fermées présentées Figure I- 20, les systèmes clos de la Figure I- 22 peuvent être définis comme des plages de poche sans être pour autant qualifiées de plages de baie.

Le contrôle structural, hérité de la topographie, des plages de poche est un élément déterminant dans leur mise en place, leur dimension, leur orientation et donc sur leur comportement morphodynamique. L'existence d'affleurements rocheux influence l'écoulement des courants, le déferlement des vagues et la possibilité à la plage d'adapter sa topographie aux variations des conditions météo-marines (Jackson *et al.*, 2005 ; Jackson et Cooper, 2009). Dans de tels environnements, la réponse morphodynamique peut alors être très différente de celle décrite par les modèles de la littérature des plages ouvertes où le stock sédimentaire est abondant. Chaque plage de poche étant unique, chacune aura sa propre signature morphodynamique.

II-4-2- La plage de Fogeo (Arzon)

La plage de Fogeo est située à l'extrémité ouest de la façade méridionale de la presqu'île de Rhuys (Figure I- 23). Le cordon dunaire s'étend de la pointe rocheuse du Petit Mont (à l'ouest) à celle de Kerjouanno (à l'est). Il est globalement orienté ONO-ESE pour une longueur totale d'environ 1450 m (Figure I- 23).

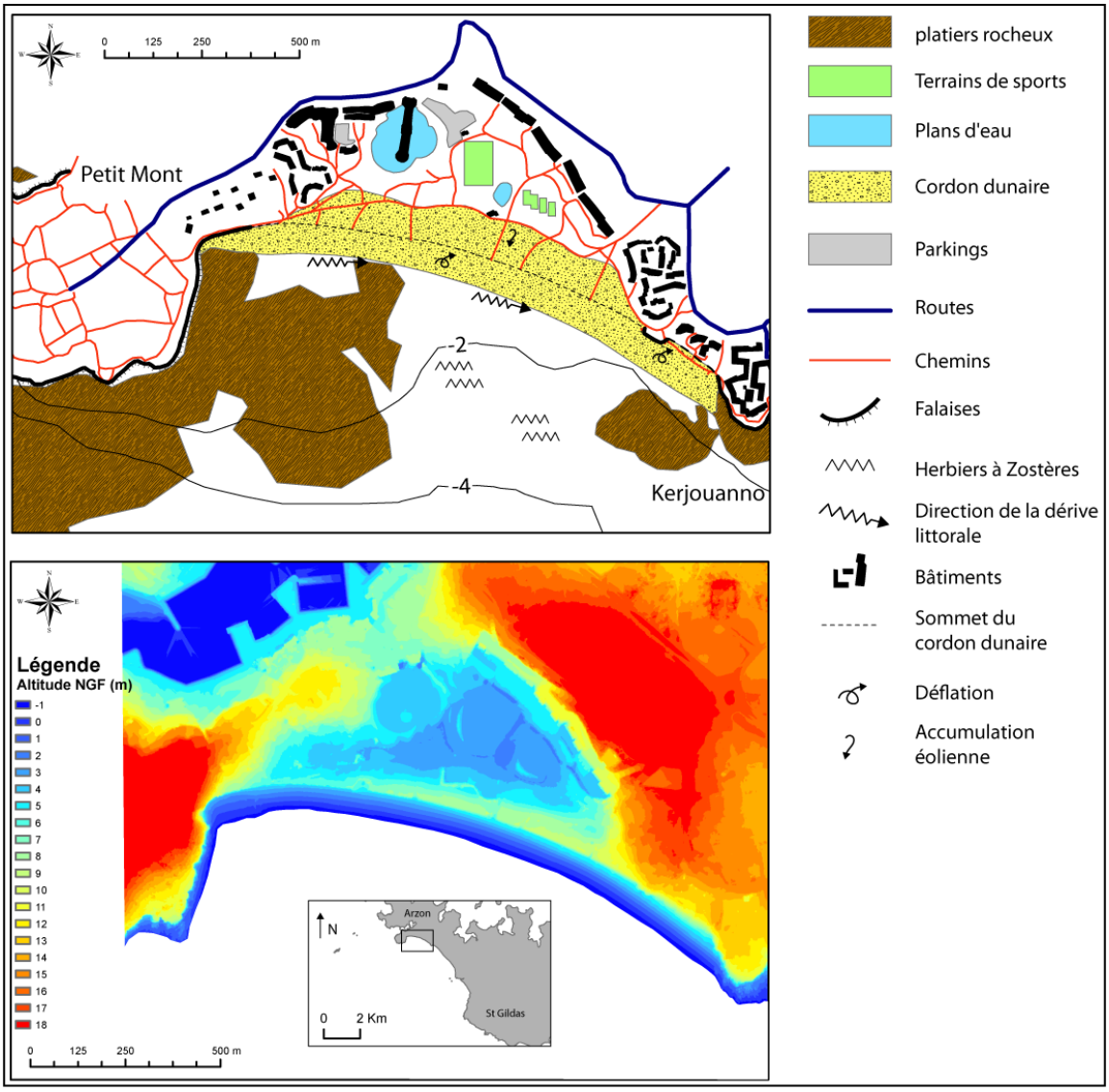


Figure I- 23 : Physiographie de la plage de Fogeo. En haut : Cadre géomorphologique de la zone littorale. En bas : Modèle numérique de terrain.

L'environnement est fortement aménagé et urbanisé. Toutefois, les bâtiments sont édifiés autour de la zone basse d'arrière dune. Cette aire est aménagée en espace dédié aux activités de promenades et de loisirs sportifs. En son centre, le cordon dunaire présente une largeur maximale d'environ 200 m. L'extrémité orientale de la plage, près de Kerjouanno est

comprise entre deux falaises rocheuses (Figure I- 23). Dans cette partie, longue d'environ 150 m, le massif dunaire est directement adossé à la falaise rocheuse.

L'avant plage est compris entre deux platiers rocheux affleurants, celui du Petit Mont à l'ouest et celui de Kerjouanno à l'est. La partie centrale de l'avant plage, au substrat sédimentaire à graviers (Figure I- 5) colonisé d'herbiers (*Zostera marina*), a une pente très douce (0.005) avec un dénivelé de 2 m sur environ 350 m de distance (isobathes -2 et -4 m, Figure I- 23). La présence d'herbiers a été confirmée par les plongeurs locaux.

Le volume du cordon dunaire de la plage de Fogeo a été calculé à partir de mesures topographiques transversales depuis le niveau des BMVE jusqu'à sa limite visible en arrière dune (Figure I- 24). A chaque section transversale correspond une référence. Le plancher de référence a été fixé à -3 m d'altitude N.G.F. La méthodologie appliquée est détaillée dans le chapitre II. Même si cette approche ne représente en aucun cas la stricte réalité, cette méthode de calcul permet d'estimer et d'obtenir un ordre de grandeur du volume de sédiment qui compose ce cordon dunaire. Le volume est ainsi estimé à 957 000 m^3.

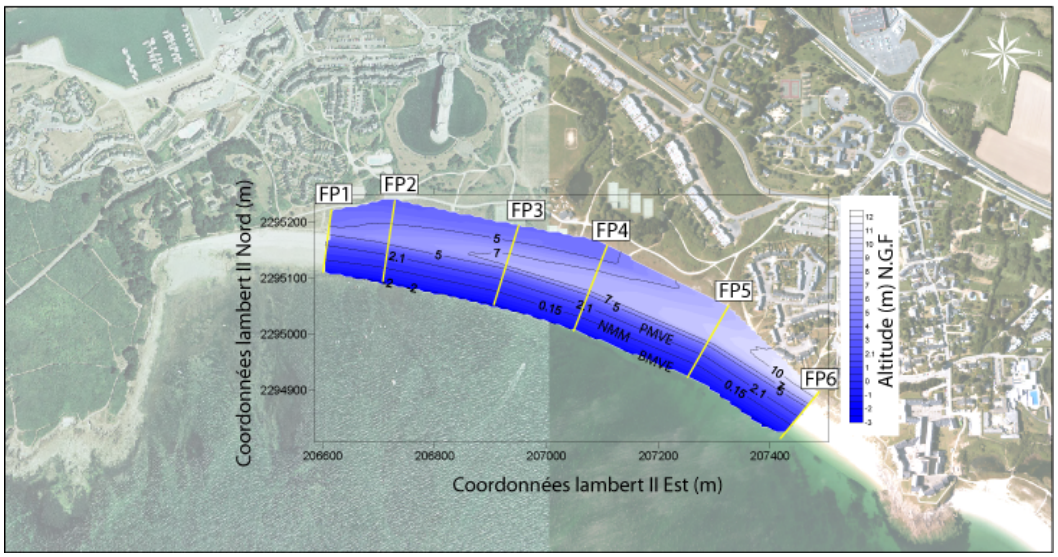


Figure I- 24 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de la plage de Fogeo obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (traits jaunes) daté du 23 janvier 2012. En arrière plan : orthophotographie aérienne IGN 2000. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux.

La crête du front dunaire croît en altitude, de 5 m à l'ouest pour atteindre 10 m à l'est (Figure I- 23 ; Figure I- 24), ce qui suggère un transport sédimentaire global orienté vers l'est.

Sur la plage de Fogeo, le contact dune-plage évolue graduellement du nord-ouest vers le sud-est. La hauteur de la dune augmente suivant cette direction. Dans sa partie occidentale (FP1), l'enrochement est à nu, les ganivelles disposées sont épisodiquement sapées par les vagues et de ce fait détériorées (Figure I- 24 ; Figure I- 25). Juste en amont de l'enrochement, le sommet du front dunaire, d'une hauteur relativement faible (environ 2 m), est taillé en falaise abrupte. Cette morphologie témoigne d'une dynamique érosive à la fois marine et éolienne. Dans sa partie centrale (FP3, FP4, FP5), la pente du front dunaire s'adoucit avec l'augmentation de sa hauteur. Le couvert végétal est plus dense. L'implantation des ganivelles amplifie la rétention de sable éolien. Aucune marque d'érosion n'est observée. A l'extrémité orientale de la plage de Fogeo (FP6, Figure I- 25), la hauteur du front dunaire diminue sans modifier sa dynamique en accrétion. La plage du Fogeo est caractérisée par une accrétion éolienne croissante du front dunaire accompagnée d'une augmentation globale de la hauteur de la dune de l'ouest vers l'est. Sur la plage de Fogeo, la base des ganivelles définit le trait de côte.



Localisation	h (m)	Dynamique sédimentaire	Pente	Aménagement	Typologie
FP1	2	érosion marine et météoritique	forte	enrochement, ganivelles	3
FP2	2	érosion au sommet, rétention de dépôts sableux éoliens et marins par ganivelles	forte	enrochement, ganivelles	2b
FP3	3	rétention de dépôts sableux éoliens par ganivelles	douce	enrochement partiellement ensablé, ganivelles	2b
FP4	3	rétention de dépôts sableux éoliens par ganivelles	douce	ganivelles	2b
FP5	3	rétention de dépôts sableux éoliens par ganivelles	douce	ganivelles	1b
FP6	1,5	accrétion éolienne	douce	aucun	1b

Figure I- 25 : Illustrations, descriptions et typologies du front dunaire de la plages de Fogeo. La typologie fait référence à la classification de Pian (2010). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011.

Le domaine intertidal et supratidal de la plage de Fogeo à une pente forte (Tableau I- 1), croissante d'ouest en est. Les sédiments qui composent ce segment transversal sont des sables grossiers à très grossiers, mal triés. Il est fréquent d'observer, surtout sur la partie occidentale de la plage, de petites barres d'accumulation de graviers et de petits galets (barres de *swash*)

d'environ 20 cm de hauteur. Lors des basses mers de vives eaux, le bas de plage du secteur oriental découvre une rupture de pente, en deçà de laquelle, le substrat est caillouteux avec une fraction de fines. La pente de ce segment est sensiblement plus douce (Tableau I- 2). En FP1, FP2 et FP3, la valeur moyenne des pentes du bas de plage a pu être obtenue à partir de mesures sur quelques mètres (en bas de plage, les longueurs à partir desquelles ces moyennes ont été calculées sont présentées en annexe 1). En revanche, en FP4, FP5 et FP6, aucune valeur n'a pu être calculée, faute d'accessibilité. Parallèlement à ces valeurs de moyennes des pentes, la distance et l'altitude de la rupture de pente, pour chaque section, ont été calculées.

D'ouest en est, la pente du domaine intertidal de la plage de Fogeo croît avec la hauteur du sommet du cordon dunaire ainsi qu'avec la distance de la rupture de pente au front dunaire (Figure I- 25, Tableau I- 2 et Tableau I- 3). Ces valeurs sont calculées à partir de levés topographiques mensuels effectués entre janvier 2010 et janvier 2012.

Tableau I- 2 : Moyennes des pentes du haut et du bas de plage de Fogeo.

	Moyennes (°)	
Sections	**Haut de plage**	**Bas de plage**
FP1	4.86	1.91
FP2	4.95	2.81
FP3	5.28	3.62
FP4	5.34	-
FP5	5.88	-
FP6	6.06	-

Tableau I- 3 : Distances et altitudes moyennes de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire, sur la plage de Fogeo. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69.

Sections	**distance (m)**	**altitude (m)**
FP1	59.4	-1.8
FP2	65.1	-2.1
FP3	67.7	-2.6
FP4	71.4	-2.6
FP5	72.1	-2.2
FP6	-	-

Dans son ensemble, la plage de Fogeo ne montre que de faibles variations morphologiques longitudinales (Figure I- 26), surtout entre le niveau moyen de la mer et le niveau des basses mers de vives eaux.

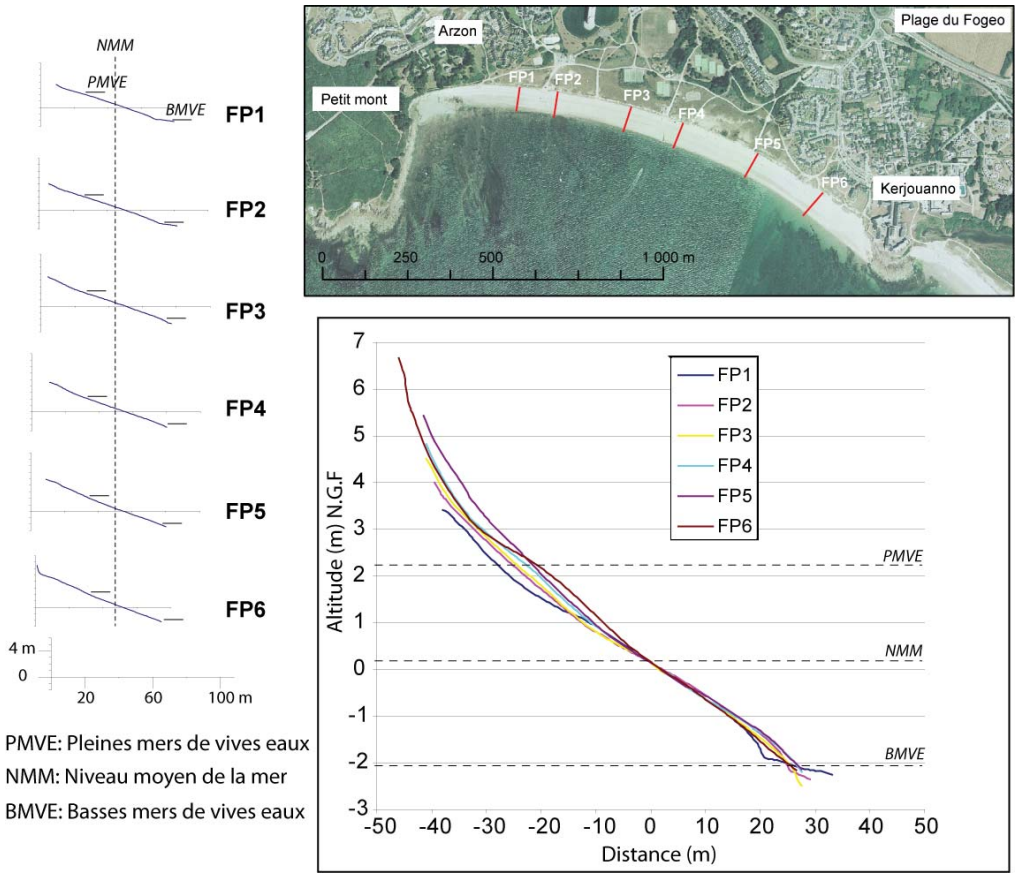


Figure I- 26 : Morphologie transversale de la plage de Fogeo. A gauche: levés topographiques de mars 2011. En encadré: levés topographiques représentatifs de la plage. Les profils présentés sont arbitrairement datés du 23 janvier 2012.

II-4-3- La plage de Kerver (Arzon-St Gildas-de-Rhuys)

La plage de Kerver, orientée NO-SE est adjacente à la plage de Fogeo. La pointe de Kerjouanno sépare ces deux entités. Le trait de côte de cette plage est plus rectiligne que celui de la plage de Fogeo. En son centre, la plage de Kerver présente une particularité morphologique : la convexité du cordon dunaire, appelée saillant (*salient*), face à l'affleurement rocheux du petit Rohu (Figure I- 27).

La convexité du cordon dunaire est en effet directement liée à la morphologie de l'affleurement rocheux. Bien que la compréhension détaillée du fonctionnement de ce type de système reste limitée, il est admis que la distance et l'altitude de telles structures en mer ont un impact direct sur les phénomènes d'accrétion ou d'érosion à la côte (Ranasinghe et Turner, 2006) par diffraction de la houle incidente.

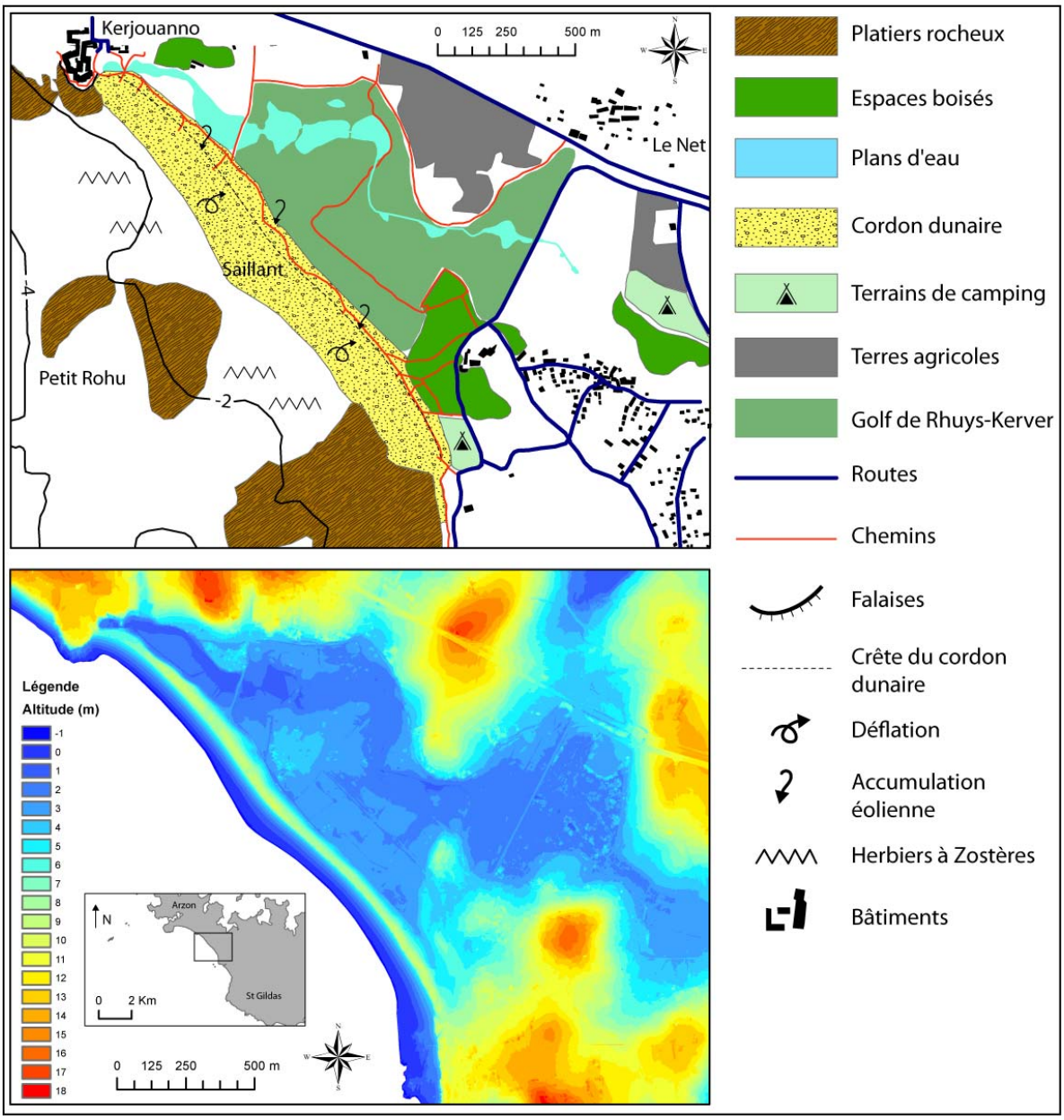


Figure I- 27 : Physiographie de la plage de Kerver. En haut: cadre environnemental. En bas: modèle numérique de terrain.

Le cordon dunaire de la plage de Kerver s'étire sur près de 2 000 m pour une largeur maximum de 170 m. En amont, la vaste dépression topographique est entièrement aménagée en terrain de golf parcouru par une succession de plans d'eau connectés à la mer par une canalisation traversant le cordon dunaire au niveau de son extrémité nord-occidentale. Le premier bassin est alors inondé et vidangé à chaque marée. Aucune habitation n'est répertoriée le long de la frange littorale. Les principales constructions sont situées à l'arrière, sur des zones plus élevées (Figure I- 27).

Avec un plancher de référence fixé à -3 m N.G.F, le volume total de sédiment est de l'ordre de 1 430 000 m^3. L'altitude maximale du cordon dunaire est atteinte dans sa partie centrale, au niveau du saillant (Figure I- 28). La hauteur du sommet est d'environ 8 m. De part et d'autre du saillant, l'altitude du sommet du cordon dunaire est proche de 5 m.

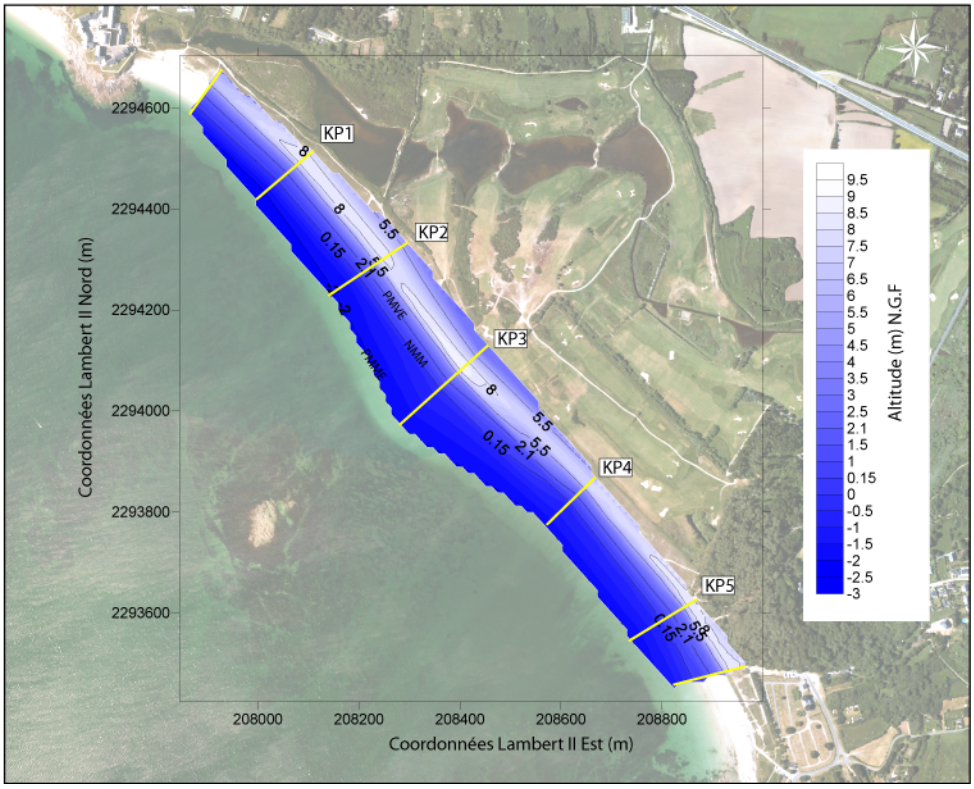


Figure I- 28 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de la plage de Kerver obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (en jaune) daté du 22 et 23 janvier 2012. En arrière plan: orthophotographie aérienne IGN 2004. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux.

Dans la partie nord-occidentale, le contact dune-plage est assuré par des ganivelles ensablées à l'arrière desquelles le front dunaire est en pente douce, colonisé par la végétation peu dense (Figure I- 29).

Sur cette section, aucune érosion n'est observée. Au centre de la plage (KP3), le front dunaire enregistre une accumulation éolienne sporadique avec un sommet en érosion. La pente s'accentue. Dans la partie sud-orientale, la pente du front dunaire reste importante avec des brèches ou siffle-vents (KP4). Dans cette zone, le contact dune-plage est plus sensible à l'érosion marine. Les ganivelles peuvent être détruites lors d'évènements de haute énergie. La

base du front dunaire est alors sapée par les vagues. Cependant, les ouvrages de défense ont une tendance à l'ensablement par accrétion éolienne. Sur la plage de Kerver, la base des ganivelles marque le trait de côte.



N° profil	h (m)	Dynamique sédimentaire	Pente	Aménagement	Typologie
KP1	2,5	accrétion éolienne	douce	ganivelles	1b
KP2	2,8	accrétion éolienne	douce	ganivelles	1b
KP3	4	érosion météoritique, accrétion éolienne	forte	ganivelles	3
KP4	3	érosion marine et météoritique, accrétion éolienne	forte	enrochement fortement ensablé, ganivelles	3
KP5	3	érosion marine et météoritique, accrétion éolienne	forte	enrochement fortement ensablé, ganivelles	3

Figure I- 29 : Illustration, description et typologie du front dunaire de la plage de Kerver. Les typologies font référence à la classification de Pian (2010). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011.

Transversalement, le modèle numérique de terrain (Figure I- 28) indique un domaine intertidal composé de deux segments, séparés par une rupture de pente. Entre le niveau des basses mers de vives eaux et le niveau moyen de la mer, le bas de plage a une pente douce. Le haut de plage a une pente plus forte (Tableau I- 4 ; Figure I- 30). La rupture de pente qui sépare ces deux segments a une distance maximale au front dunaire dans sa partie nord-occidentale. Cette distance maximale s'accompagne d'une altitude minimale (Tableau I- 5 ; Figure I- 30).

Tableau I- 4 : Moyennes des valeurs de la pente du haut de plage et du bas de plage de Kerver. Moyennes des levés effectués entre janvier 2010 et janvier 2012.

	Moyennes (°)	
Sections	Haut de plage	Bas de plage
KP1	5.59	1.93
KP2	6.06	1.85
KP3	6.32	1.23
KP4	6.19	1.84
KP5	5.58	1.77

Tableau I- 5 : Distances et altitudes moyennes de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire sur la plage de Kerver. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69.

Sections	Distance (m)	Altitude (m)
KP1	64.6	-1.4
KP2	50.6	-0.4
KP3	44.5	0.3
KP4	40.0	-0.3
KP5	44.0	0.0

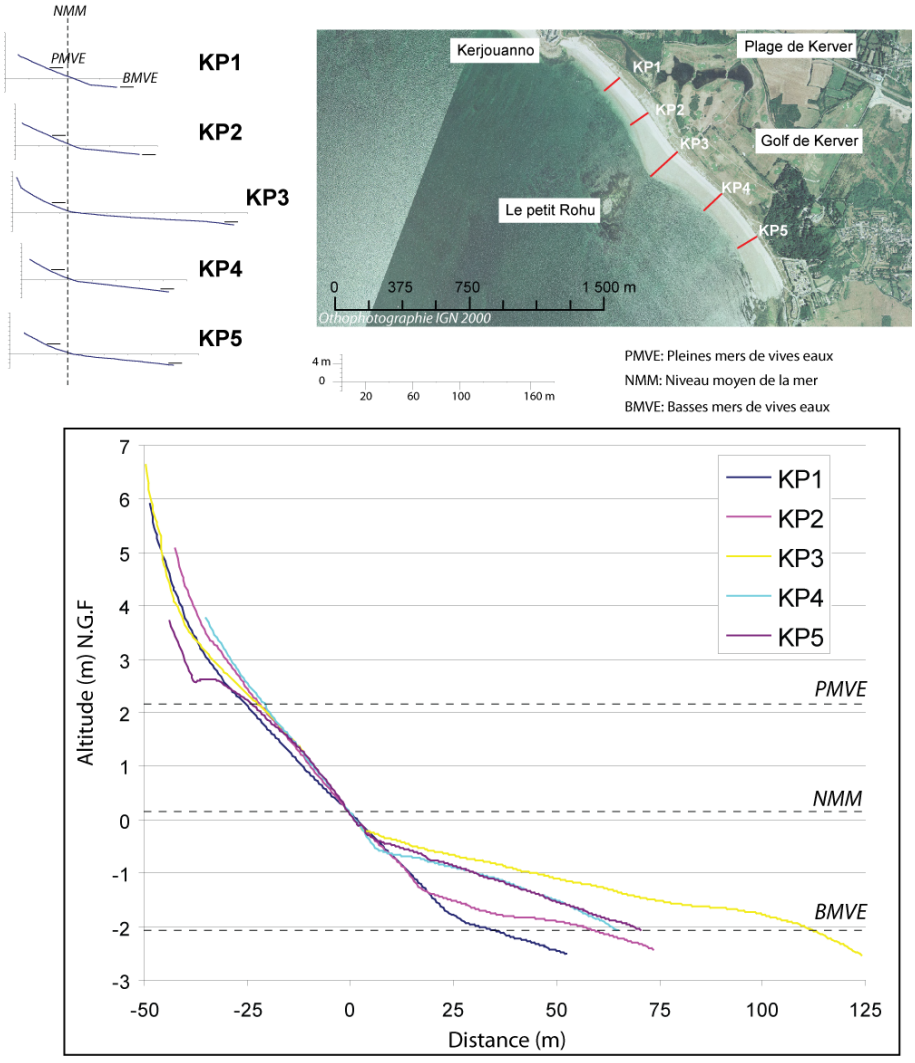


Figure I- 30 : Morphologie transversale de la plage de Kerver. En haut à gauche : levés topographiques de mars 2011. En encadré : levés topographiques daté du 22 et 23 janvier 2012.

II-4-4- La plage des Govelins (St Gildas-de-Rhuys)

La plage des Govelins, orientée NNO-SSE est adjacente à la plage de Kerver. Le massif rocheux du Grand Rohu sépare les deux plages. Avec un linéaire côtier d'environ 1 100 m, la plage des Govelins est de dimension modeste (Figure I- 31). L'arrière dune est partiellement

inondée. Au nord-est du cordon dunaire, le marais maritime est épisodiquement connecté à la mer. Lors des forts coefficients de marée, le marais est alimenté est eau de mer. La vidange s'effectue au jusant. Le chenal de vidange, traverse le cordon dunaire et la plage en changeant sa morphologie à chaque marée. Bien que de dimension modeste, le cordon dunaire atteint, en son centre, 500 m de largeur. A l'arrière, de nombreuses habitations sont implantées dans des zones basses (Figure I- 31), au niveau du lieu-dit de Kerpont. Les habitations, ainsi que le tracé de la route de Kerpont, interdisent la communication des plans d'eau situés en amont avec le marais maritime situé directement à l'arrière du cordon dunaire.

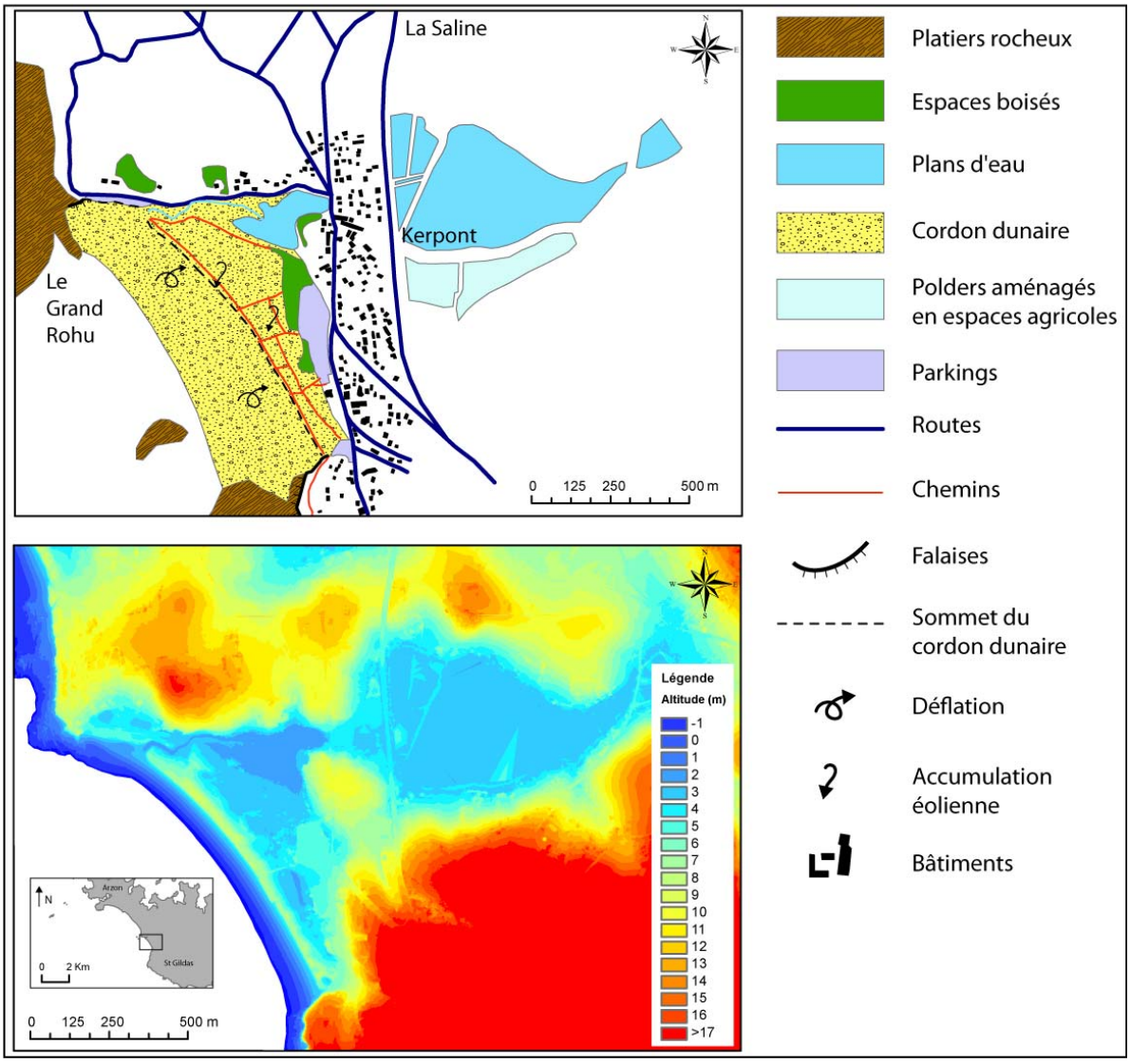


Figure I- 31 : Physiographie de la plage des Govelins. En haut : cadre environnemental. En bas : modèle numérique de terrain.

Le volume sédimentaire du système dunaire de la plage des Govelins est estimé à 1 135 000 m^3 (Figure I- 32). Ce volume est proche de celui calculé sur la plage de Kerver. La contrainte structurale délimitant les extrémités de la plage des Govelins impose au cordon dunaire de se développer en largeur. La hauteur du sommet du cordon dunaire est maximale dans la partie centrale avec une altitude supérieure à 8 m N.G.F. De part et d'autre la hauteur du sommet du cordon dunaire décroît pour une altitude d'environ 7 m N.G.F.

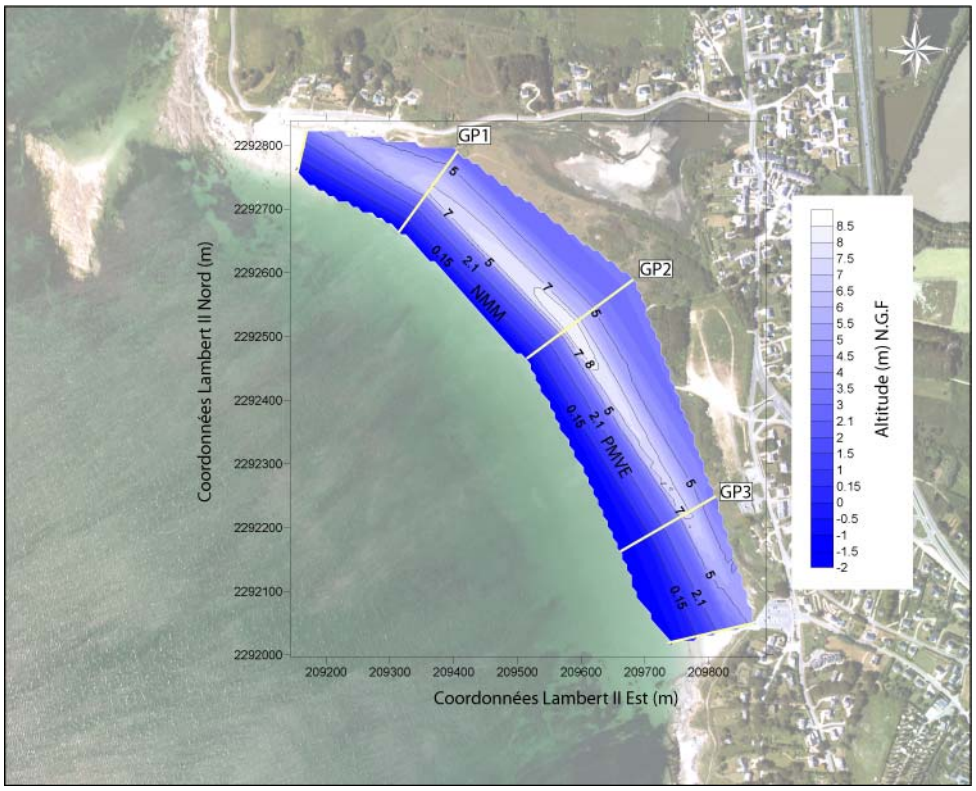


Figure I- 32 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de la plage des Govelins obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (en jaune) daté du 22 janvier 2012. En arrière plan : orthophotographie aérienne IGN 2004. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer.

Au centre de la plage des Govelins (GP2) (Figure I- 33), le trait de côte est fortement aménagé et fixé avec un enrochement de défense long de plusieurs centaines de mètres, d'une hauteur d'environ 3,5 m. Au nord-est (GP1), le front dunaire végétalisé est en pente douce et en accrétion éolienne. Toutefois, l'artificialisation de cette portion est aussi très forte. En effet, la hauteur du front dunaire est biaisée par l'existence sous jacente d'un enrochement entièrement ensablé et donc invisible actuellement. La hauteur de cet aménagement est cependant moindre qu'au centre de la plage. Dans son tiers sud-est, les ganivelles remplace l'enrochement (GP3). Dans cette partie, le trait de côte n'est que peu figé par cette

artificialisation légère. Cette ligne marquée par l'implantation des ganivelles est décalée en amont de quelques mètres par rapport à la ligne marquant la base de l'enrochement au centre de la plage (GP2). La fixation artificielle du trait de côte sur cette portion a donc été effectuée en aval par rapport à la position que le trait de côte aurait dû adopter naturellement. L'intégralité du linéaire côtier ne présente pas de trace d'érosion. Cette ligne est stable avec une tendance à l'accrétion éolienne. De plus, la hauteur de la dune bordière augmente du nord-ouest vers le sud-est. Au nord-ouest de la plage des Govelins (GP1), le trait de côte est assimilé à la ligne géomorphologique marquant la base du front dunaire. Au centre et au sud-est, le trait de côte est représenté par la base des ouvrages de défense (ganivelles et enrochement).



N° profil	h (m)	Dynamique sédimentaire	Pente	Aménagement	Typologie
GP1	1,5	accrétion éolienne	douce	enrochement totalement ensablé	1b
GP2	3,5	accrétion éolienne	forte	enrochement	(2b)
GP3	4	érosion au sommet, rétention de sable des ganivelles des dépôts éoliens	forte	ganivelles	2b

Figure I- 33 : Illustration, description et typologie du front dunaire de la plage des Govelins. Les typologies font référence à la classification de Hesp (2002). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011.

Au même titre que sur les plages de Fogeo et de Kerver, la plage des Govelins présente une dichotomie topographique séparant un haut de plage avec une forte pente d'un bas de plage à pente douce. Les moyennes des pentes calculées ainsi que les distances et les altitudes de la rupture de pente sont présentées Tableau I- 6 et Tableau I- 7 et sont obtenues à partir des levés topographiques mensuels effectués entre janvier 2010 et janvier 2012.

Tableau I- 6 : Moyennes des valeurs de la pente du haut de plage et du bas de plage des Govelins.

	Moyennes (°)	
Sections	**Haut de plage**	**Bas de plage**
GP1	5.60	1.75
GP2	5.09	1.63
GP3	4.77	1.42

Tableau I- 7 : Distances et altitudes moyennes de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire sur la plage des Govelins. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69.

Sections	**Distance (m)**	**Altitude (m)**
GP1	66.0	-1.8
GP2	59.2	-1.1
GP3	57.4	-0.8

Parallèlement à la côte, la distance de la rupture de pente au front dunaire décroît du NNO au SSE. Cette diminution s'accompagne d'une élévation en altitude de la rupture de pente.

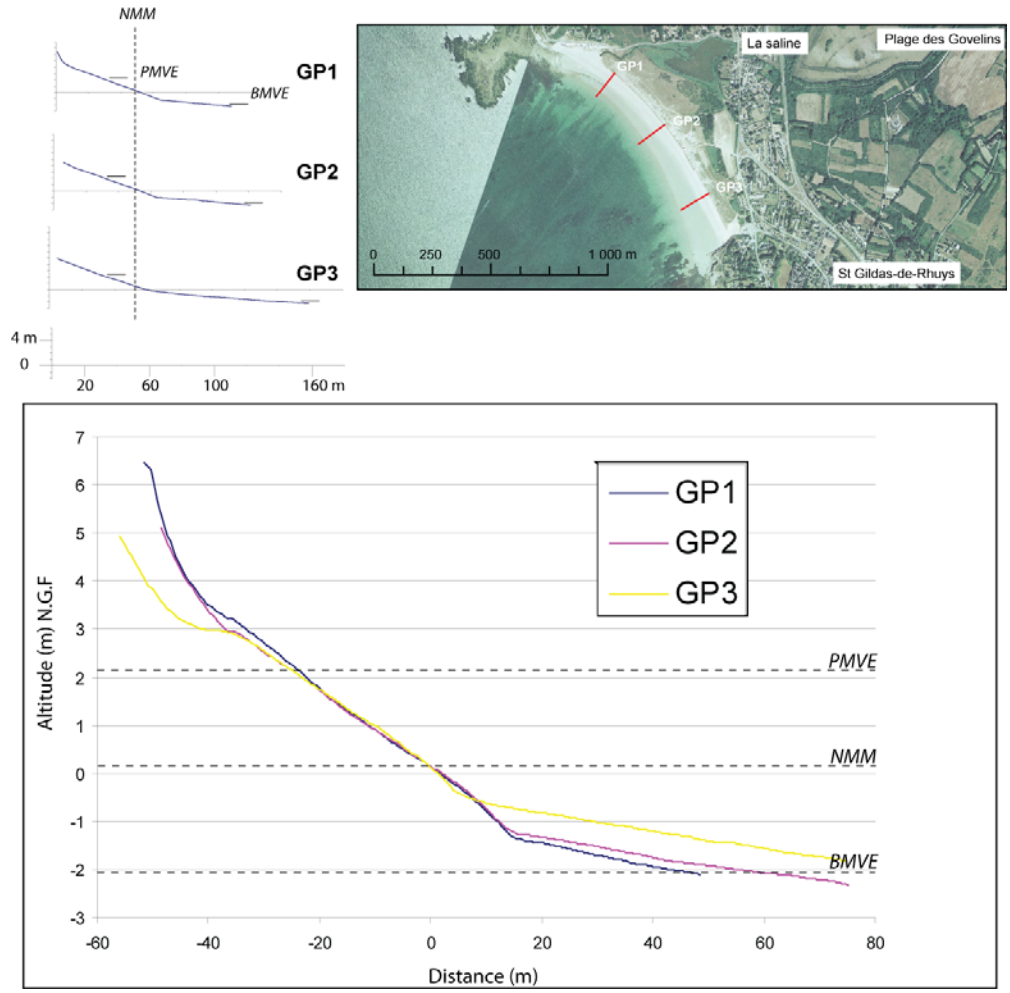


Figure I- 34 : Morphologie transversale de la plage des Govelins. En haut à gauche: levés topographiques de mars 2011. En encadré: levés topographiques du 22 janvier 2012.

II-4-5- L'anse de Suscinio (Sarzeau)

L'anse de Suscinio se situe à l'est de la presqu'île de Rhuys, entre la pointe rocheuse de Beg Lann à l'ouest et la pointe de Penvins à l'est (Figure I- 15 ; Figure I- 35). Cette anse est la plage la plus grande du littoral de la presqu'île de Rhuys et une des plus grandes du Mor Braz avec un linéaire côtier surmontant un étroit cordon dunaire de 5 500 m de long. La géométrie de cette plage est marquée par un trait de côte très concave dans sa partie occidentale au droit du château de Suscinio (Figure I- 35). La distance entre les extrémités rocheuses formées par les pointes de Beg Lann à l'ouest et de Penvins au sud-est est de 4 560 m pour une profondeur maximale de courbure de 930 m. Contrairement aux plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins, l'anse de Suscinio s'apparente entièrement à une plage de baie.

A l'arrière, deux vastes zones basses aménagées en zones humides protégées, dédiées aux réserves ornithologiques, sont séparées par le massif de Landrezac, où les habitations se concentrent (Figure I- 35). A l'ouest, la zone humide la plus étendue se divise en deux branches qui pénètrent à l'intérieur des terres sur plusieurs centaines de mètres. Le sondage effectué à la sonde Gik (Visset et Hauray, 1988) dans le marais à proximité du château révèle une puissance de 6,6 m de sédiments vaseux d'origine marine, pour un socle cristallin atteint à une altitude de -4,9 m N.G.F. Cette altitude correspond approximativement, en domaine marin, à l'isobathe -2 m, situé au droit du château. Ce sondage prouve l'existence passée d'une vasière maritime (slikke et schorre) en arrière de la dune actuelle entre -4 et -5 m (N.G.F) connecté à l'océan (Visset et Bernard, 2006). Il semble que cette connexion perdura jusqu'à l'époque médiévale (Regnauld, communication personnelle). La dépression topographique, orientée nord-sud, du substratum emprunté par ce bras de mer fossilisé correspond à une incision d'une modeste paléovallée dont l'écoulement s'orientait vers un paléo-littoral avant la fin de la transgression holocène. Cette incision est actuellement visible dans la morpho-bathymétrie du domaine subtidal entre les platiers rocheux de Beg Lann et de Landrezac. Elle est partiellement comblée et présente toujours une zone de dépression bathymétrique (Figure I- 35). Cette morphologie implique des phénomènes de réfraction de la houle dont les crêtes vont s'orienter vers les parties moins profondes (Masselink et Hughes, 2003). Par conséquent, dans la partie la plus concave de l'anse de Suscinio, la réfraction causée par une bathymétrie plus importante doit potentiellement favoriser une dérive littorale dans deux directions opposées : la première orientée vers l'ouest, la seconde vers l'est.

Les zones humides encerclant le château de Suscinio ont été fortement aménagées en marais salant. Les digues séparant les bassins de décantation, encore présentes aujourd'hui, témoignent de cette activité. Entre le château et le cordon dunaire, nous pouvons observer la présence de digues plus massives (Figure I- 35) dont l'usage n'était vraisemblablement pas lié à la production salinière. En effet, ces digues ont une certaine obliquité et semblent converger vers un axe suivant sensiblement la même orientation que celui de la dépression topographique évoquée plus haut. Ces digues, probablement d'époque médiévale, ont été érigées dans la but de contraindre puis de fermer le chenal existant afin de poldériser, de contrôler et d'exploiter les espaces situés en amont. La partie occidentale de la presqu'île de Rhuys est donc très fortement artificialisée avec la création d'un cordon dunaire entre la pointe de Beg Lann et le massif rocheux de Landrezac. Sans cette construction, la plage de Suscinio n'aurait absolument pas la même configuration. Sa partie occidentale se

rapprocherait de la morphologie d'un fond de baie avec des chenaux de marée et une sédimentation tidale de particules fines (vases).

L'extrémité orientale est aussi fortement anthropisée. Au sud de Penvins, l'extrémité de la baie de Suscinio se termine par une petite presqu'île raccordée au continent par un parking auquel est adossé un perré de protection sur sa façade sud-occidentale. A cet endroit, le bas de l'estran, laisse découvrir une tourbière fossile datée de 4 680 + /- 70 BP (non calibré) témoignant de la fin de la transgression holocène (donnée du laboratoire GMGL). Au rivage, le camping de la Grée Penvins est directement adossé au perré de Penvins.

Le volume total du cordon dunaire, calculé à partir de 9 levés topographiques transversaux depuis la limite du marais jusqu'au niveau des basses mers de vives eaux, est estimé à plus de 3 200 000 m^3 (Figure I- 36).

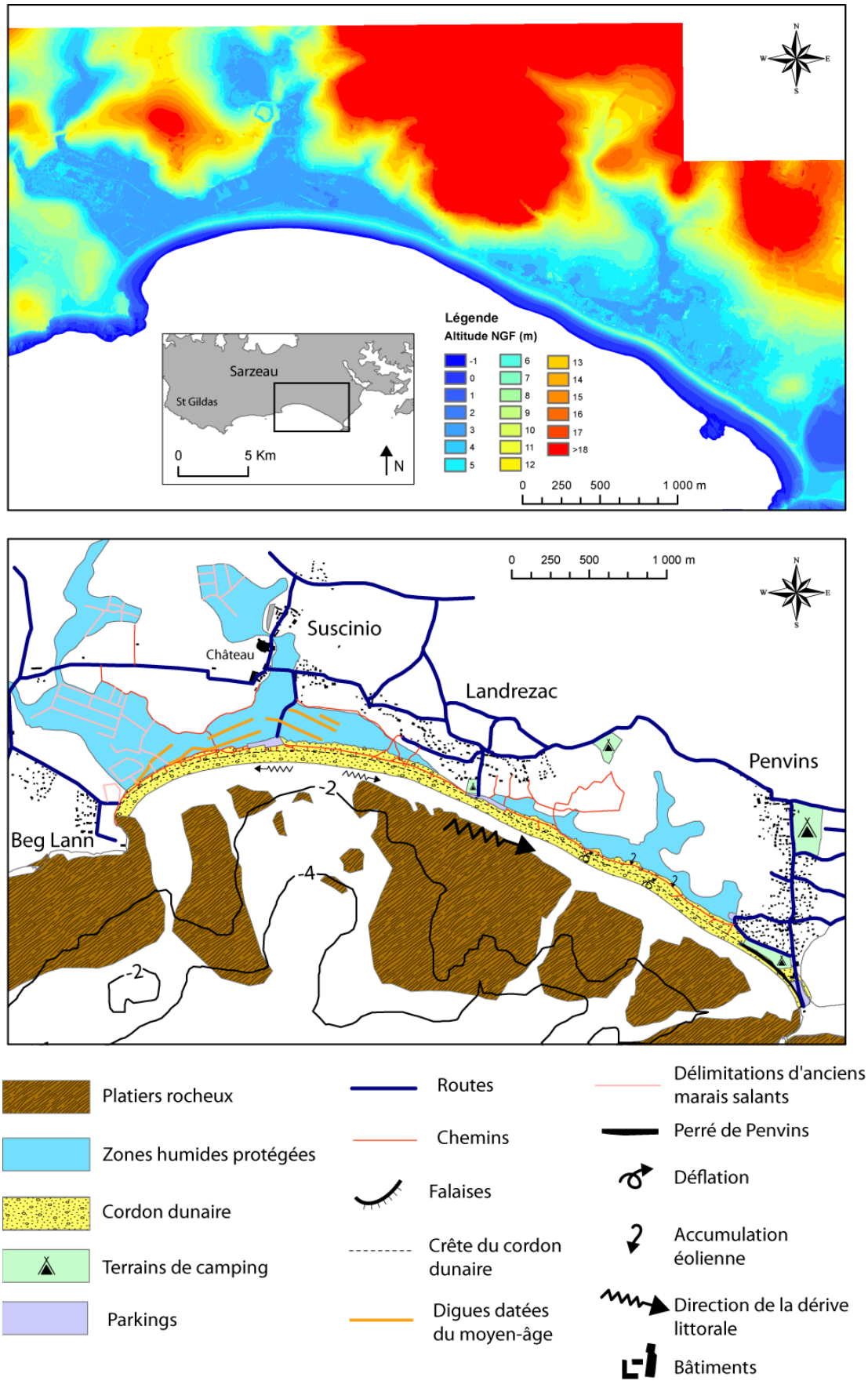


Figure I- 35 : Physiographie de l'anse de Suscinio. En haut : modèle numérique de terrain. En bas : cadre environnemental.

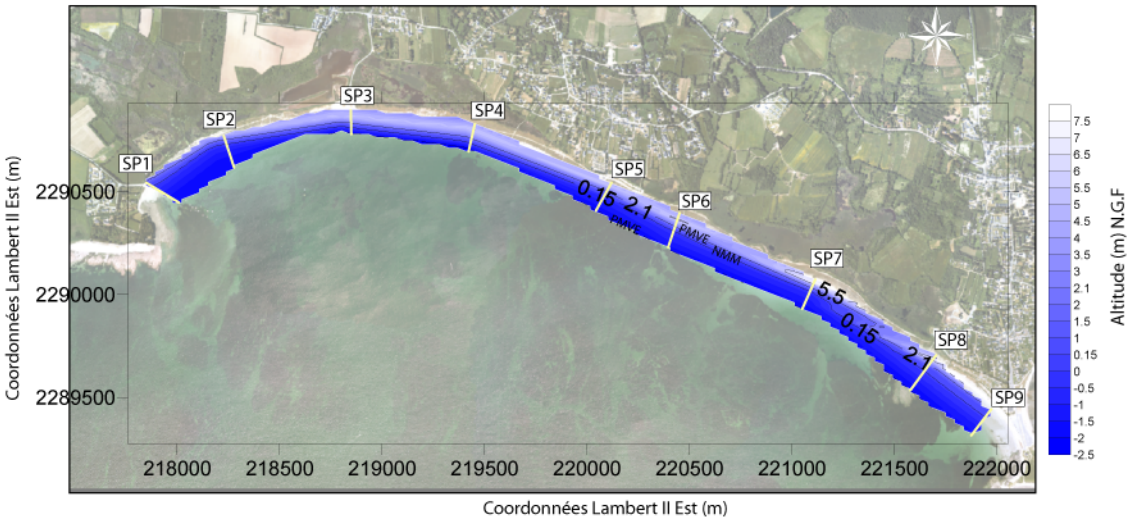


Figure I- 36 : Modèle numérique de terrain du cordon dunaire de l'anse de Suscinio obtenu à partir de mesures topographiques transversales à l'objet (en jaune) daté du 21 et 22 janvier 2012. En arrière plan : orthophotographie aérienne IGN 2004. Les isolignes d'altitudes sont données en mètres dans le système N.G.F. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux.

A cette échelle, la variation morphologique longitudinale du front dunaire n'est pas visible. Toutefois, les formations des dunes bordières présentent une plus grande variabilité morphologique (Figure I- 37). Dans son extrémité occidentale, le front dunaire est peu développé avec des hauteurs de l'ordre de 0,5 m, une forte pente et des marques d'érosion prononcées (SP1, SP2). En se déplaçant vers l'est, les ganivelles implantées permettent un adoucissement de la pente du front dunaire (SP4, SP5, SP6) et un mince couvert végétal peut se développer. Le centre de la baie est stable avec une tendance à l'accrétion. A l'est de la baie (SP7, SP8), la hauteur de front dunaire croît fortement en passant d'une hauteur négligeable (0,1 m) à des hauteurs importantes (supérieurs à 2 m). Cet accroissement s'accompagne de la disparition du couvert végétal et de l'augmentation régulière de la pente. A l'approche de l'aménagement (perré) situé au niveau du profil SP9 (Figure I- 37), le front dunaire de plus de 2 m de haut est taillé en une falaise verticale sapée par les vagues à sa base, ce qui détruit les ganivelles régulièrement installées. Cette zone présente une sensibilité particulière à l'érosion et au recul du trait de côte (base du front dunaire). A l'extrémité est (SP9), le haut de plage est totalement aménagé en un perré de protection. Globalement, d'ouest en est, la hauteur du front dunaire et la pente augmentent pour atteindre un maximum au niveau du profil SP8 ce qui suggère un transport sédimentaire favorisé de l'ouest vers l'est. L'anse de Suscinio présente en son centre une certaine stabilité du trait de côte, avec une tendance à l'accrétion. A l'inverse, chacune de ses extrémités montrent des signes ostensibles

d'érosion. Dans l'anse de Suscinio, le trait de côte est surtout marqué par des lignes géomorphologiques telles que la base du front dunaire (SP1, SP2, SP3, SP5, SP7, SP8) et la crête dunaire (SP4, SP6). En SP9, le trait de côte est défini par le contact sable-perré. A cet endroit, le trait de côte est donc considéré comme très mobile, fonction de la rythmicité des marées.

Nord Ouest







Sud Est







N° profil	h (m)	Dynamique sédimentaire	Pente	Aménagement	Typologie
SP1	0,5	érosion marine	forte	aucun	4
SP2	0,5	érosion marine	forte	aucun	4
SP3	0,5	accrétion marine et éolienne exeptionnelle	douce	ganivelles	2a
SP4	0,1	accrétion éolienne, végétalisation	douce	aucun (ganivelles endommagées éparses)	2a
SP5	0,6	accrétion marine évènementielle, rétention de sable par ganivelles	forte	ganivelles	2a
SP6	0,1	accrétion éolienne, végétalisation	douce	ganivelles	2a
SP7	2	accrétion éolienne	douce	ganivelles	2b
SP8	2,5	érosion marine, accumulation au pied de dune par éboulement	forte	ganivelles régulièrement détruites par l'activité	3
SP9	2	-	-	perré incliné	-

Figure I- 37 : Illustration, description et typologie du front dunaire de la plage des Govelins. Les typologies font référence à la classification de Pian (2010). Clichés : A. Dubois. Décembre 2011.

Comme il a été observé sur les plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins, la morphologie transversale de l'anse de Suscinio est marquée par la présence d'une rupture de pente. La géométrie de cette dichotomie est sujette à des variations spatio-temporelles. Celle-ci peut être très prononcée, angulaire, formant une ligne qui peut être très facilement suivie sur plusieurs centaines de mètres parallèlement au rivage (Figure I- 38). Au contraire, cette délimitation

morphologique peut adopter une forme beaucoup plus diffuse et concave où la définition de sa localisation devient plus difficile et relève souvent de l'interprétation de l'observateur.



Figure I- 38 : Photographie de la rupture de pente à Landrezac (flèche noire) sur la section transversale SP5. La transition entre le haut de plage et la base de plage s'effectue sur moins de 5 cm. Cette démarcation sépare distinctement le haut de plage composé de matériaux très grossier du bas de plage composé de sable fin. Décembre 2011. Cliché : A. Dubois.

Les moyennes des pentes du haut de plage et du bas de plage sont présentées par le Tableau I-8.

Tableau I- 8 : Moyennes des valeurs de la pente du haut de plage et du bas de plage dans l'anse de Suscinio.

	Moyennes (°)	
Sections	**Haut de plage**	**Bas de plage**
SP1	4.49	1.37
SP2	6.20	1.52
SP3	5.60	1.54
SP4	4.88	2.15
SP5	5.72	1.34
SP6	6.93	1.19
SP7	7.24	1.32
SP8	6.83	1.06
SP9	6.19	1.35

Parallèlement au rivage la distance moyenne de la rupture de pente au front dunaire, ainsi que son altitude associée varient sensiblement. Elle est localisée à environ - 2,2 m N.G.F. (niveau des basses mers de vives eaux) au niveau de la dépression topographique, au droit du château de Suscinio. C'est également dans cette zone qu'elle se situe à une distance plus importante du front dunaire (Tableau I- 9).

Tableau I- 9 : Distance et altitude moyenne de la rupture de pente calculées à partir de la base du front dunaire dans l'anse de Suscinio. Les altitudes sont données dans le système altimétrique IGN 69.

Sections	Distance (m)	Altitude (m)
SP1	36.9	0.3
SP2	44.8	-0.6
SP3	71.9	-2.2
SP4	79.6	-2.3
SP5	51.6	-0.8
SP6	46.8	-0.4
SP7	42.3	-0.8
SP8	36.9	0.5
SP9	22.5	0.2

En observant l'altitude moyenne et la distance au rivage de la rupture de pente, quatre secteurs peuvent être identifiés. Le premier se situe à l'extrémité occidentale (SP1 et SP2) avec une diminution de l'altitude de la rupture de pente en allant vers l'est (Figure I- 36 ; Tableau I- 9). Un deuxième secteur est identifié au niveau des sections SP3 et SP4, dont l'altitude de la rupture de pente atteint un minimum moyen de 2,2 et 2,3 m N.G.F. Un troisième secteur inclut les sections SP5, SP6 et SP7 pour lesquelles l'altitude moyenne de la rupture de pente varie entre – 0,8 et -0,4 m. Le quatrième secteur identifié correspond à l'extrémité orientale de l'anse (SP8 et SP9) avec des valeurs positives de 0,5 et 0,2 m N.G.F de l'altitude moyenne de la rupture de pente.

En mettant en relation ces variations de l'altitude et de la distance de la rupture de pente au rivage avec les affleurements rocheux subtidaux de l'anse (Figure I- 35 ; Figure I- 36 ; Tableau I- 9), il apparaît que la morpho-bathymétrie du substratum cristallin influence la position de la dichotomie topographique de la plage. Aux extrémités de l'anse (secteur 1 et 4) le substratum a une altitude plus élevée qu'au secteur 2, marqué par une incision du socle. Cette différence justifie l'adaptation de la rupture de pente en secteur 2 à une distance plus élevée et à une altitude moindre, par adaptation, du stock sédimentaire en fonction de l'espace disponible.

Conjointement à la pente transversale, il existe une importante pente longitudinale de l'anse de Suscinio, axée sur son maximum de concavité. En effet, l'altitude moyenne de la rupture de pente peut se rapprocher ou au contraire être en deçà du niveau moyen de la mer, référence altimétrique commune en tous points de l'anse (Figure I- 39).

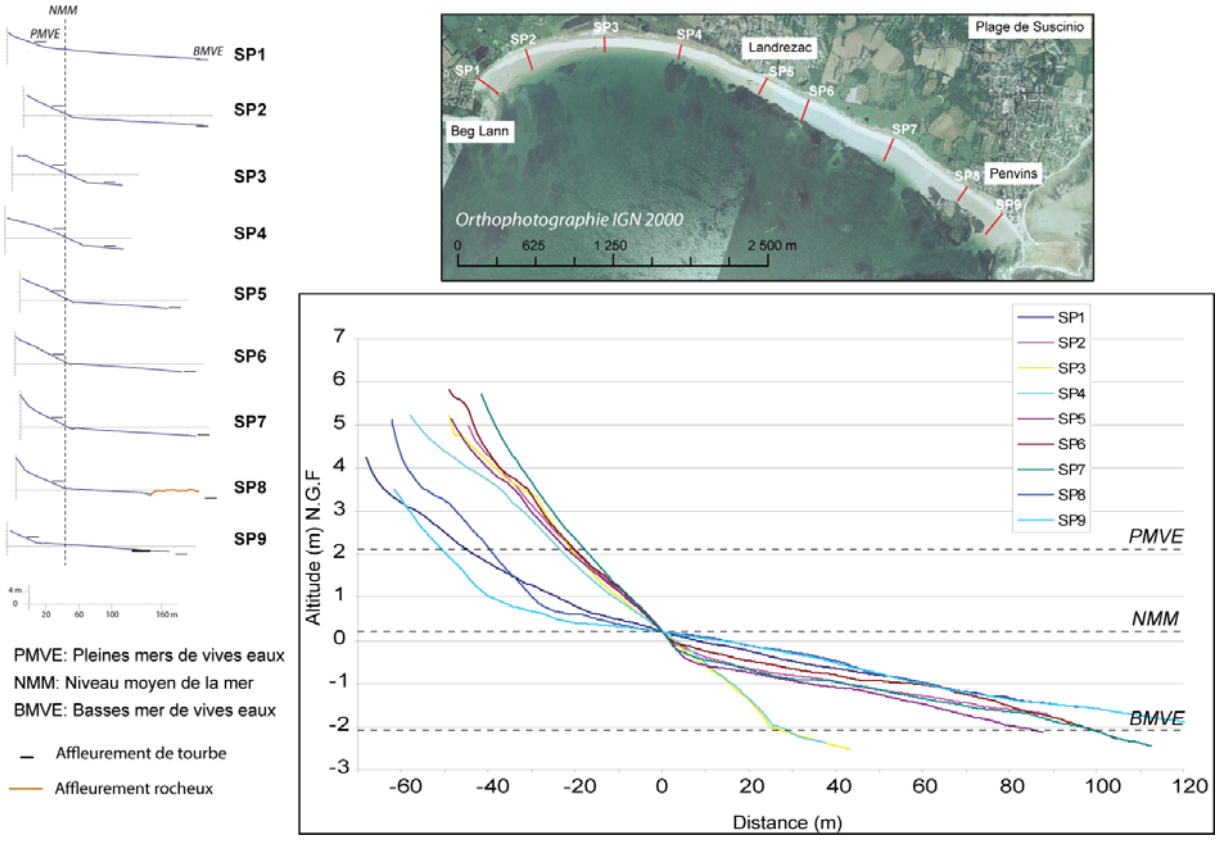


Figure I- 39 : Morphologie transversale de l'anse de Suscinio. Les profils topographiques transversaux sont mesurés à partir de la base du front dunaire. En encadré : profils topographiques calés sur le niveau moyen de la mer. Date des mesures : 21 et 22 Janvier 2012.

III- Classifications morphodynamiques des plages sableuses

Selon, les paramètres environnementaux d'un système côtier (caractéristiques granulométriques des sédiments, hauteurs et période des vagues déferlantes, pente de la plage, marnage) il est possible d'identifier et de caractériser le système étudié. Le paramètre ξ (*surf scaling parameter*) a été introduit par Carrier et Greenspan (1958) et permet d'estimer le caractère réflectif ou dissipatif des plages, c'est-à-dire la capacité du système à absorber l'énergie apportée par la houle (Guza et Inman, 1975). Repris par Battjes (1974), ce paramètre devient le *surf similarity parameter* et s'exprime tel que :

$$\xi = \tan\beta/(H_{mo}/L_o)^{0.5} \qquad \text{(eq. I-1)}$$

Avec tanβ la pente de la plage H_{mo} la hauteur de la houle au large (m), L_o la longueur d'onde de la houle au large (m) (1,561 T²).

Si $\xi < 0{,}23$, la plage est dite « dissipante » (ou dissipative) de l'énergie des vagues. Le déferlement est glissant (*spilling breakers*) sur une large zone. La pente est faible et le sédiment composé de sable fin.
Si $0{,}23 < \xi < 1$, la plage est dite intermédiaire. La pente est plus forte que celle d'une plage dissipante. Le déferlement est de type plongeant (*plunging breakers*) et s'effectue sur une zone moins large en générant des « tubes » appréciés des surfers.
Si $\xi > 1$, la plage est dite « réfléchissante » (ou réflective). L'énergie incidente au déferlement est réfléchie vers le large. Le déferlement est frontal (*surging breakers*) sur une zone très étroite. Ce type de plage est composé de sédiments grossiers.

Une alternative à ce paramètre est la vitesse de chute adimensionnelle du sédiment Ω (*dimensionless fall velocity*) (Gourlay, 1968). Ce paramètre a par la suite été adapté par plusieurs auteurs (Battje, 1974 ; Guza et Inman, 1975 ; Wright et Short, 1982) afin de décrire et prédire le comportement morphodynamique. La vitesse adimensionnelle de chute de sédiment s'exprime tel que :

$$\Omega = Hb/WsT \qquad \text{(eq. I-2)}$$

Avec Hb la hauteur des brisants (m), Ws la vitesse de chute du sédiment (m/s) et T la période des vagues (s).

Si $\Omega > 6$, la plage est dissipante, plate à barres.
Si $2 < \Omega < 5$, la plage est intermédiaire avec une ou deux barres.
Si $\Omega < 1$, la plage est réflechissante à forte pente et sans barre.

La classification de Masselink et Short (1993) prend en compte la vitesse adimensionnelle de chute de sédiment et la marnage du système côtier. Cette classification (*Relative Tidal Range*) quantifie l'occurrence des processus hydrodynamiques tels que le levé de vagues, le

déferlement et le jet de rive (*shoaling, surf and swash*) et l'influence de la marée. Le RTR s'exprime tel que :

$$RTR = MSR/Hb \qquad \text{(eq. I-3)}$$

Avec MSR (*Mean Spring Tide Range*), le marnage moyen de vives eaux (m). Masselink et Short (1993) définissent plusieurs morphologies en fonction du RTR et de la vitesse adimensionnelle de chute de sédiment (Ω) (Figure I- 40).

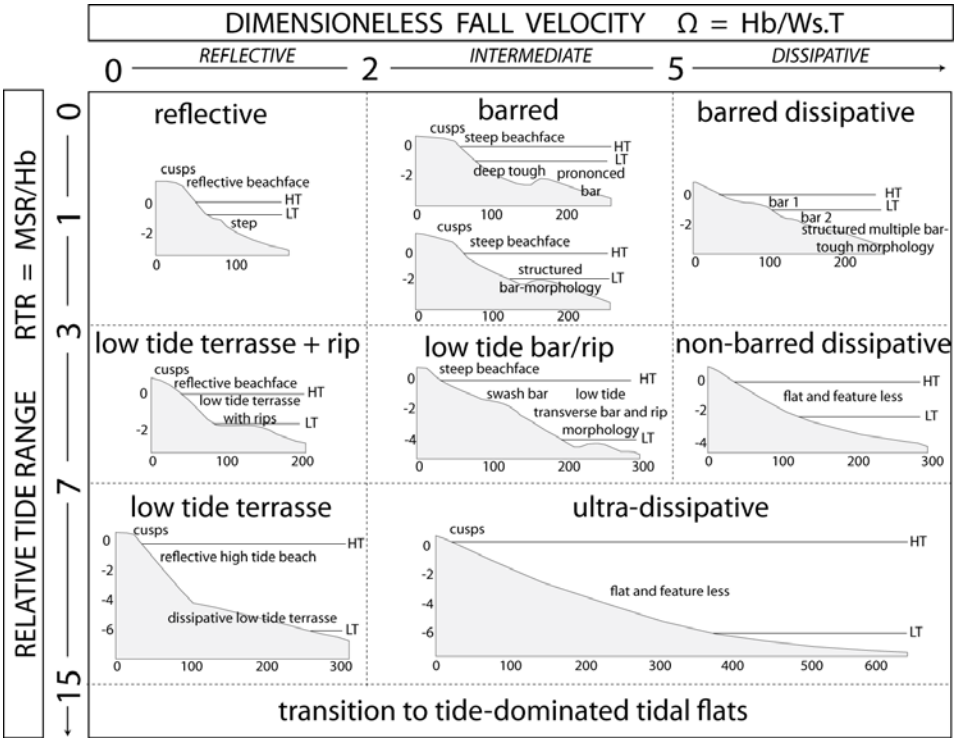


Figure I- 40 : Classification morphodynamique des plages sableuses. D'après Masselink et Short (1993).

A partir de cette classification, 3 grandes catégories morphodynamiques sont à distinguer :
- Les plages réfléchissantes (*reflective, low tide terrace + rip, low tide terrace*) pour $\Omega < 2$.
- Les plages intermédiaires (*barred, low tide bar/rip, ultra dissipative*) pour $2 < \Omega < 5$.
- Les plages dissipantes (*barred, non-barred dissipative, ultra dissipative*) pour $\Omega > 5$.

Cette classification, adaptée par Scott *et al.*, (2011) à partir des caractéristiques morphodynamiques de 92 plages du Royaume-Uni, ne prévoit pas de valeurs numériques cloisonnant chaque domaine morphologique d'une plage en fonction des paramètres

environnementaux (taille moyenne des grains, hauteur moyenne des vagues, marnage) (Figure I- 41).

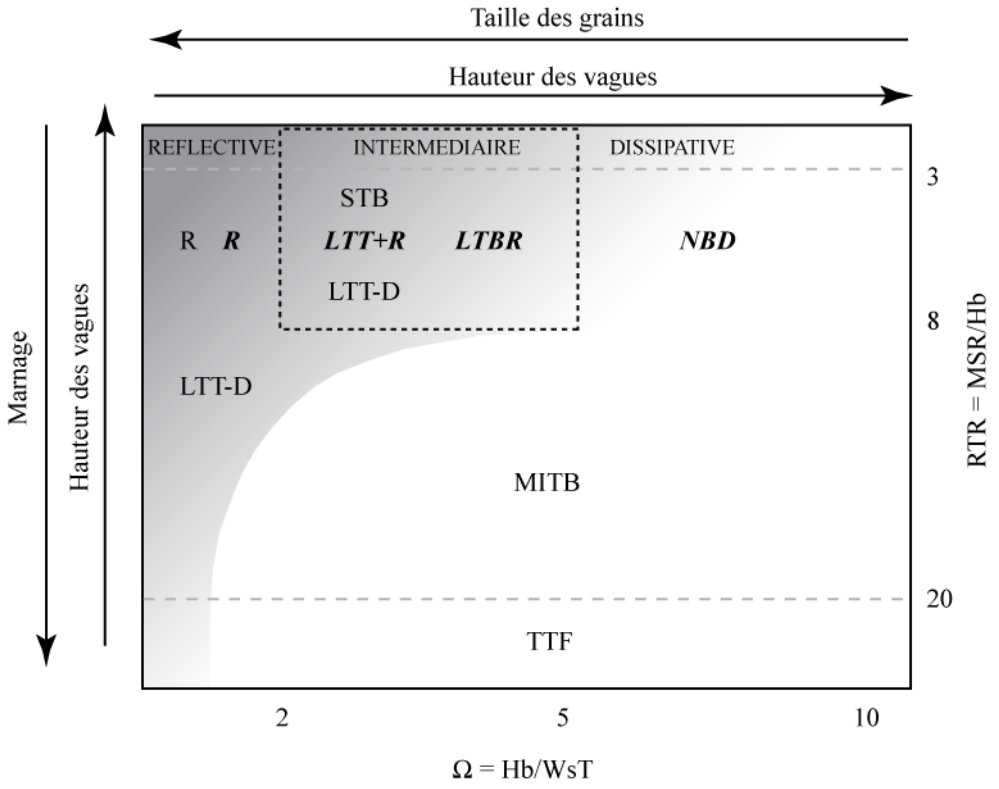


Figure I- 41 : Classification morphodynamique des plages de l'Angleterre et du Pays de Galles. R : reflective. B : barred. D: dissipative. LTTR: low tide terrasse+rips. LTBR : low tide bar/rip. NBD : non-barred dissipative. LTT : low tide terrace. TTF : transition to tidal flats. Modifié d'après Scott *et al.*, 2011.

IV Synthèse du chapitre I

L'environnement auquel les plages de poche du littoral méridional de la presqu'île de Rhuys sont exposées peut être qualifié de rocheux, abrité à *fetch* limité, au marnage mésotidal. A l'est, la plage de Suscinio s'apparente à une plage de baie (*embayed beach*) contrairement aux plages de l'ouest (Fogeo, Kerver, Les Govelins). Les houles sont principalement orientées sud-ouest et les vents d'un large quadrant ouest à sud. Les plages ne montrent pas de forme bi ou tri-dimentionnelle à l'exception de barre de *swash* de faible amplitude. Les profils transversaux montrent un haut de plage réfléchissant, de forte pente composé de matériaux grossiers faiblement triés. Le bas de plage, dissipant, à pente douce est composé de sables fins bien triés. Avec un marnage moyen de vives eaux d'environ 4 m, et avec des conditions modales, estimées à partir d'observations directes, de l'ordre de 0,25 m, le RTR défini par Masselink et Short (1993) atteint des valeurs proche de 16, bien que celles-ci varient dans le temps et l'espace. En haut de plage, la vitesse de chute adimensionnelle du sédiment (Ω) a de

faibles valeurs, comprises entre 0 et 2. Ces valeurs sont plus importantes sur le bas de plage composé de sables fins. Suivant les classifications de Masselink et Short (1993) et de Scott *et al.*, (2011), les plages étudiées dans ces travaux s'apparentent à des plages dites en « terrasse de basse mer » (Figure I- 40 ; Figure I- 41) avec un haut de plage réfléchissant (déferlement frontal) et un bas de plage dissipant (déferlement glissant), à l'exception de la plage de Fogeo (réfléchissante). Ce type de morphologie a déjà été identifié dans divers environnements comme des baies (Jackson, 1995 ; Goodfellow et Stephenson, 2005), ou des systèmes plus ouverts mais abrités (Scott *et al.*, 2011 ; Wright et Short, 1984). L'héritage géomorphologique (taille des plages, orientation), les houles au large, le vent (vitesse, orientation et durée) ainsi que les cycles des marées sont donc les composantes déterminant les principaux facteurs contrôlant la morphodynamique des plages de la presqu'île de Rhuys.

CHAPITRE II : METHODES ET TECHNIQUES

Ce chapitre présente les principales techniques et outils utilisés lors des campagnes d'acquisition de mesures sur le terrain. Une méthodologie appropriée a été mise au point suivant le dispositif mis en place à une échelle de temps considérée. Plusieurs campagnes de mesure ont été réalisées sur les différentes plages avec un pas de temps court ou court terme (quelques marées à quelques jours). Ces mesures ont pour principal objectif de mettre en évidence les aspects morphologiques, hydrodynamiques d'une plage suivant les conditions d'agitations. Une deuxième approche est basée sur un pas de temps plus long, le moyen terme, à l'échelle des mois et des saisons. Cette deuxième approche a pour objectif de suivre l'évolution morphodynamique du système littoral en fonction de l'agitation au large et des conditions atmosphériques à la côte (vent).

I- Acquisitions topographiques

I-1- Au moyen terme : topographie au GPS différentiel

I-1-1- Principe de fonctionnement

Le GPS ou *Global Positioning System* a été conçu au départ pour des applications militaires américaines. Cette technologie de positionnement a été lancée dans les années 1960 et grandement développée dans les années 1970. En 2000, les décisions gouvernementales américaines autorisent la diffusion des signaux GPS à des fins civiles. Cet outil est alors utilisé dans de nombreux domaines (navigation routière, aérienne et maritime, géodésie, topographie, etc).

Le système GPS se compose de trois parties distinctes :

- Le secteur spatial, constitué d'une constellation de satellites.
- Le secteur de contrôle qui pilote le système.
- Le secteur utilisateur (civil ou militaire).

a- Le secteur spatial

Actuellement, une constellation complète de 31 satellites répartis autour de la Terre garantie la vision simultanée de 4 à 8 satellites (jusqu'à 9 ou 10) avec une élévation d'au moins 15° par rapport à l'horizon (Figure II- 1).

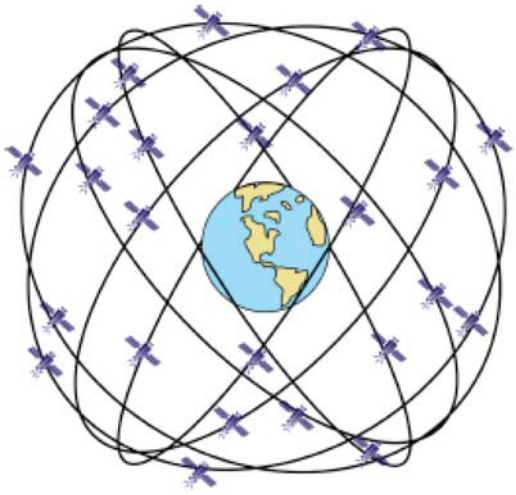


Figure II- 1 : Constellation du système GPS. Les satellites sont répartis sur 6 orbites d'inclinaison 55° par rapport à l'équateur. D'après Biessy (2009).

Chaque satellite est muni d'un émetteur-récepteur, d'horloges atomiques et d'ordinateurs destinés au fonctionnement du système GPS. La période de révolution de chaque satellite est de 11 heures, 58 minutes et 2 secondes. Ils reprennent la même position dans le ciel en 1 jour sidéral (23 heures, 56 minutes et 4 secondes). Ainsi, au fil des jours, au sol, la visibilité des satellites se décale progressivement.

b- Le secteur de contrôle

Cinq stations de contrôle enregistrent en continu les signaux GPS sur les deux fréquences L_1 et L_2. Les données sont envoyées à la station principale de Colorado Springs (Colorado, USA) (Figure II- 2). Cette station principale calcule les prédictions des éphémérides[1] des satellites et les paramètres d'horloges. Ces informations sont ensuite envoyées aux autres stations (Ascension, Diego Garcia, Kwajalein) qui les retransmettent aux satellites en orbite. Les éphémérides précises sont calculées, entre autres, par des réseaux civils pour surveiller et

[1] Les éphémérides se rapportent aux éléments képlériens de l'orbite et leurs dérivées premières par rapport au temps.

garantir le bon fonctionnement du système GPS (Biessy, 2009). L'IGS (*International GNSS Service*), service scientifique de l'association Internationale de Géodésie depuis 1984, est le principal réseau civil utilisé.

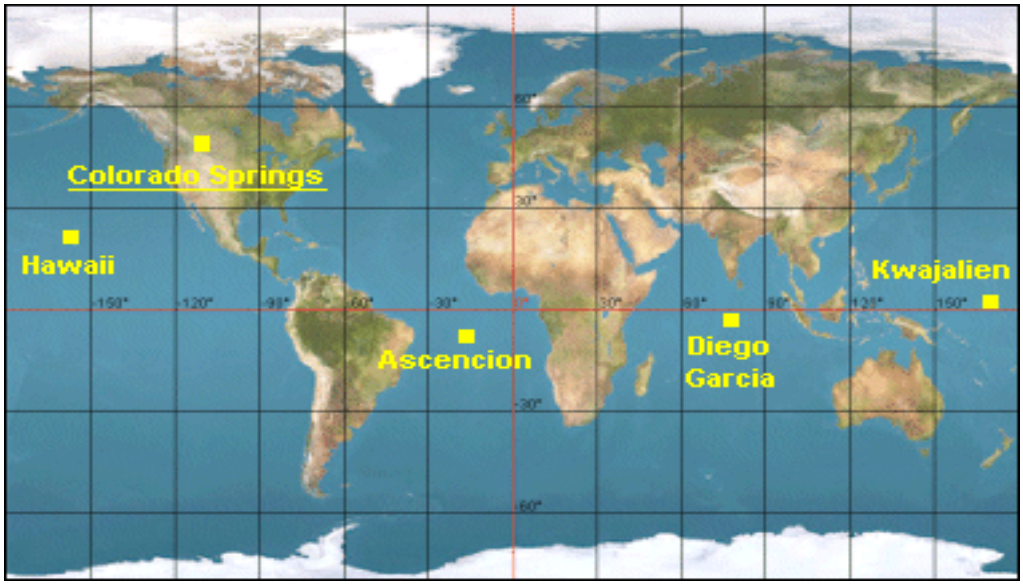


Figure II- 2 : Stations de contrôle du système GPS.

c- Le secteur utilisateur

Ce secteur représente tous les utilisateurs, civils ou militaires du GPS. L'utilisateur doit être muni d'un récepteur qui se compose d'une antenne de réception, et d'un boîtier de traitement du signal et de l'enregistrement des données.

Le récepteur peut faire des mesures sur :

- une seule fréquence L_1 (mono-fréquence).
- les deux fréquences L_1 et L_2 (bi-fréquence).
- la pseudo-distance des codes (C/A et P).
- la phase des ondes porteuses.

d- Le positionnement par triangulation

Les distances entre le récepteur et plusieurs satellites sont calculées à partir du temps de propagation des ondes électromagnétiques. Le temps mis par un signal est proportionnel à la distance parcourue. La vitesse de propagation des ondes électromagnétiques est proche de celle de la lumière soit 300 000 Km/s. Une erreur de 1 ms sur le mesure du temps de

propagation entre un satellite et le récepteur induit un erreur sur la distance de près de 300 Km (Biessy, 2009) d'où l'importance de mesurer le plus précisément possible le temps de propagation du signal.

En trois dimensions, le récepteur se trouve sur une sphère centrée sur le satellite émetteur ayant pour rayon la distance satellite-récepteur calculée à partir du temps de propagation des ondes électromagnétiques. Ce calcul est répété à partir d'un deuxième satellite. Le récepteur se trouve donc sur le cercle d'intersection des deux sphères. Un fois encore, le calcul est répété avec un troisième satellite. Le récepteur est donc positionné sur un des deux point d'intersection des trois sphères (Figure II- 3).

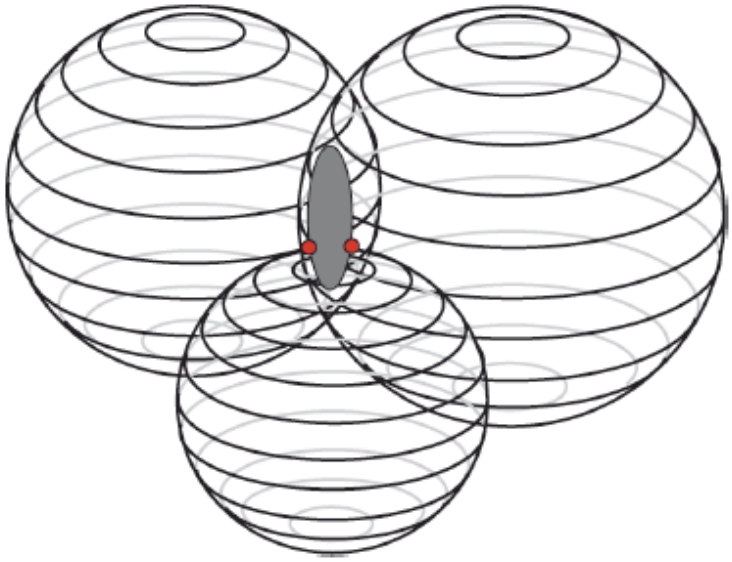


Figure II- 3 : Détermination de la position du récepteur GPS par triangulation sphérique.

Deux possibilités de position du récepteur sont déterminées par triangulation sphérique. L'une d'elles correspond à un point situé à l'intérieur de la Terre ou dans l'espace. La position réelle du récepteur est déduite par l'élimination de la position aberrante.

A partir de trois satellites, il est possible de calculer la position du récepteur à la surface de la Terre. Pourtant, un quatrième satellite est nécessaire pour obtenir la précision de positionnement attendue. Les satellites possèdent des horloges atomiques embarquées. Ces horloges sont très précises et synchronisées au temps universel (UTC). En revanche, les récepteurs GPS sont munis d'horloges à quartz, qui dérivent dans le temps, de précision et de stabilité inférieure aux horloges atomiques. Les logiciels internes des récepteurs GPS détectent les erreurs de temps mesurées engendrées par les horloges à quartz si les mesures ne

s'intersectent pas en un point. Le quatrième satellite permet aux logiciels internes d'ajouter ou de retirer la même quantité de temps à toutes les mesures pour annuler l'effet de cette erreur. La constellation de satellites (31 au total) permet de visualiser, depuis le sol, au moins quatre satellites en n'importe quel point du globe. Le quatrième satellite permet d'éliminer l'un des deux points d'intersection déterminé par les trois sphères et de synchroniser les horloges du récepteur et des satellites.

I-1-2- Le signal GPS

Chaque satellite envoie vers la Terre un signal très stable en fréquence assuré par les horloges atomiques (césium et rubidium) embarquées. La fréquence fondamentale GPS est de 10,23 MHz. A partir de cette fréquence, l'émetteur génère deux ondes (L_1 et L_2) de fréquence respective 1575,42 MHz et 1227,60 MHz (Duquenne *et al.*, 2005). Ces fréquences sont codifiées avant d'être envoyées (Figure II- 4).

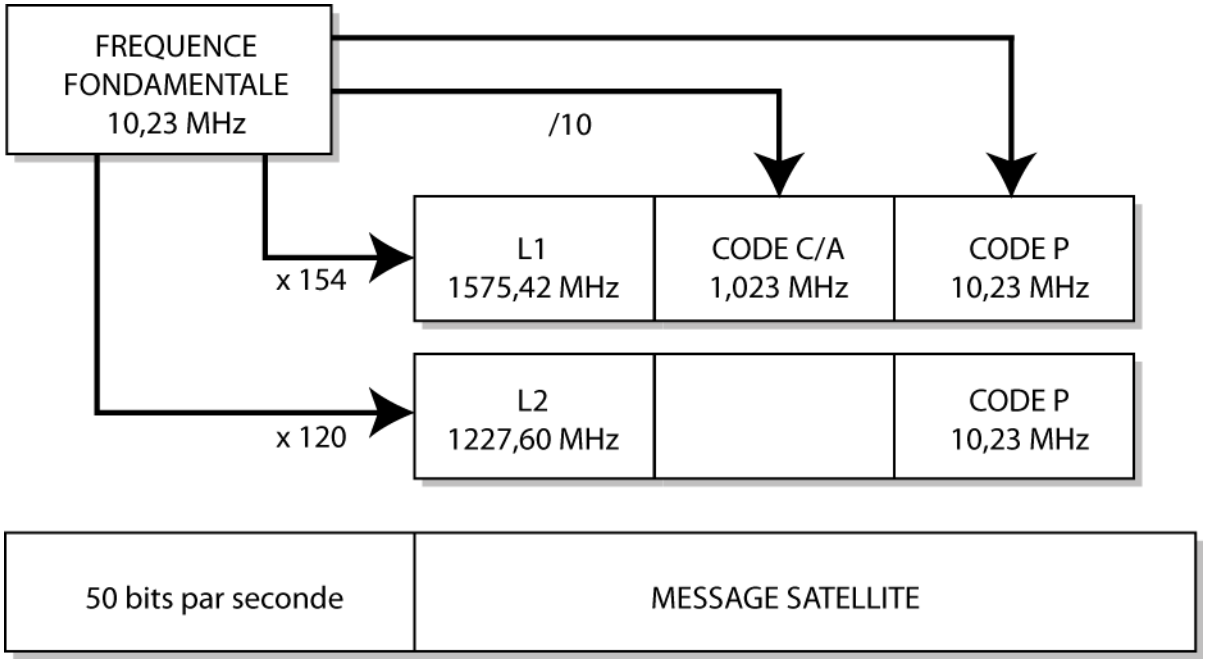


Figure II- 4 : Structure du signal GPS. D'après Duquenne *et al.*, (2005).

Le signal émis par le satellite comprend les fréquences L_1, L_2 ainsi que les codes C/A (*Coarse Acquisition Code*) et P (*Precision Code*). Le code P utilise les fréquences L_1 et L_2 et détermine la distance exacte entre le satellite et le récepteur GPS. Ce code a une longueur d'onde de 30 m et est réservé à l'armée américaine ou l'utilisateur autorisé. Le code C/A est

accessible pour tous les utilisateurs. Il utilise la fréquence L1 et contient des données pour le code P. Sa longueur d'onde est de 300 m et sa fréquence de transmission de 1,023 MHz.

Il existe une autre code : Le code D (Data Code). Ce code contient des informations telles que le numéro du satellite, sa trajectoire (éphémérides), l'état de fonctionnement du satellite et de ses horloges ou encore des coefficients de modèle ionosphérique simplifié. Ce code a une longueur d'onde de 6140 m et une vitesse de transmission de 50 bits/s. A partir de toutes ces informations, le récepteur GPS est capable de déterminer sa position.

I-1-3- Les mesures GPS

a- Mesures sur le code

La distance récepteur-satellite est obtenue par la mesure du temps de propagation des signaux entre l'émetteur et le récepteur. La mesure de code consiste en une mesure de pseudo-distance, mesure indirecte de la distance entre le satellite et le récepteur par le repérage du décalage temporel (Δt) entre une réplique du code satellite généré par le récepteur et le code reçu du satellite émetteur, multiplié par la vitesse de la lumière. Avec la synchronisation entre satellite et récepteur, ce décalage temporel est la différence entre le temps de réception et le temps d'émission (Figure II- 5). De plus, pour qu'un satellite soit reconnu, chacun transmet un code qui lui est propre.

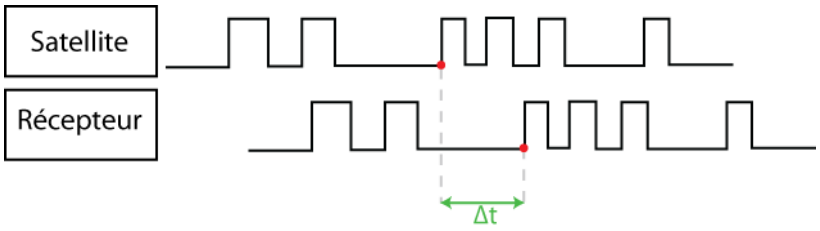


Figure II- 5: Comparaison entre le signal émis par le satellite et le signal reçu par le récepteur sur les codes.

b- Mesures sur la phase

La mesure sur la phase se fait sur les ondes porteuses sinusoïdales L_1 et L_2. La phase de l'onde porteuse est la pulsation obtenue entre la phase porteuse reçue, générée par le satellite et la phase d'un signal générée par le récepteur. Sans entrer dans les détails, la mesure sur la

phase du signal contient plusieurs similitudes avec la mesure sur les codes. Il s'agit de mesurer le décalage de phase ($\Delta \varphi$) entre l'émetteur et le récepteur (Figure II- 6).

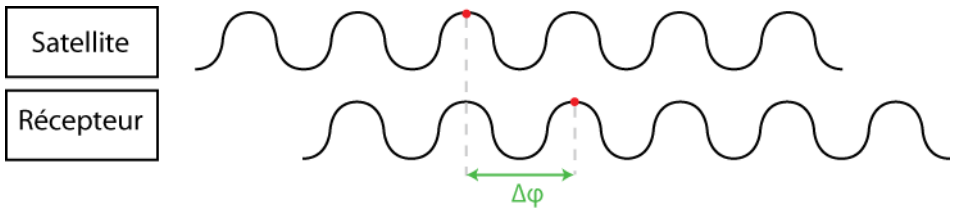


Figure II- 6 : Comparaison entre la phase émise par le satellite et la phase reçue par le récepteur.

I-1-4- Corrections différentielles

Le mode différentiel, qui caractérise les GPS différentiels ou DGPS, est utilisé pour améliorer considérablement la précision des mesures. Dans le cas de l'utilisation d'un DGPS, l'utilisation d'une station de référence aux coordonnées connues, située à proximité de l'utilisateur mobile, est nécessaire. Les corrections différentielles peuvent s'effectuer en post-traitement ou en temps réel. Les précisions obtenues sont alors inférieures à 0,05 m en X, Y et Z.

a- Corrections différentielles en post-traitement

Dans le cas des corrections différentielles en post-traitement, une station de référence enregistre en continu les corrections différentielles dans un fichier informatique pendant que l'appareil mobile enregistre ses positions dans son propre fichier. Dans ces deux fichiers, les corrections différentielles sont parfaitement datées. La station ou base de référence doit être située à une position parfaitement connue et dans une zone dégagée. Celle-ci doit « voir » les mêmes satellites que le récepteur mobile pendant les acquisitions de mesures sur le terrain. Le récepteur mobile doit se situer dans un rayon de moins de 500 Km de la base de référence pour le post-traitement par le code et dans un rayon de moins de 10 Km pour le post-traitement par la phase. Plus le récepteur acquière des mesures proche de la base de référence, plus la précision sera grande. Ainsi, suivant le modèle du récepteur GPS, la précision des corrections décroît de 10 cm pour un éloignement de 100 Km à la base. En France métropolitaine, les fichiers de corrections différentielles sont récupérés via les serveurs Internet du réseau IGN. Par la suite, un logiciel spécifique corrige les positions du récepteur

mobile en comparant les distances aux satellites observées et les distances aux satellites calculées, en utilisant les éphémérides et la position connue de la base.

b- Corrections différentielles en temps réel

Ce mode différentiel est largement utilisé en « navigation », pour trouver un point aux coordonnées précises sur le terrain. Lors des acquisitions de mesures par corrections différentielles en temps réel, les corrections sont calculées par une base de référence aux coordonnées parfaitement connues. Cette base envoie, via une communication radio, les erreurs de pseudo-distance calculées vers le récepteur mobile (Figure II- 7). Toutefois, ce système est limité par l'étendu de la couverture radio. Le principal avantage de cette méthode est un travail en autonomie complète. Cependant, pour utiliser les corrections différentielles en temps réel, il faut se munir d'une base de référence et d'un système de radio. Il faut aussi avoir accès à une borne géodésique fiable, dégagée et déplacer la base dès que l'on sort de sa zone de couverture radio.

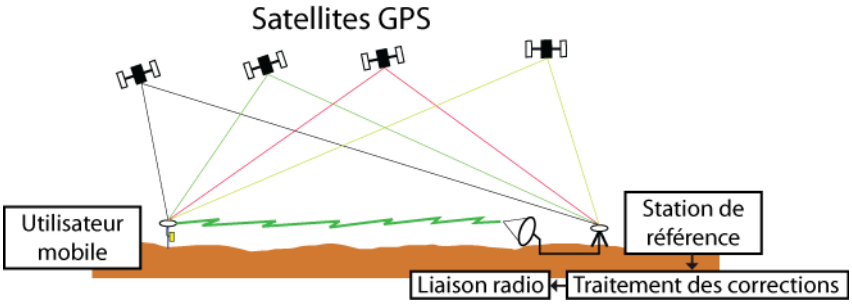


Figure II- 7 : Schéma d'illustration du dispositif nécessaire pour les mesures GPS en temps réel.

I-1-5- Les principales sources d'erreur

Deux grandes sources d'erreur peuvent perturber le signal. Les erreurs liées au système global et les erreurs liées à l'environnement.

a- Les erreurs liées au système global

Les erreurs d'éphémérides : ces erreurs sont liées aux sorties des satellites de leur orbite, ce qui engendre une erreur de positionnement au sol de l'ordre d'une dizaine de mètres. Les cinq stations de références réparties à la surface du globe (Figure II- 2) observent les positions réelles des satellites et recalculent leurs trajectoires.

Les erreurs liées à la propagation du signal dans les couches de l'atmosphère : le signal est légèrement ralenti lorsqu'il traverse la ionosphère et la troposphère. La ionosphère est une couche de l'atmosphère dont l'altitude est comprise entre 50 et 500 Km. Elle est principalement constituée de particules ionisées par le vent solaire. La troposphère a une altitude moindre, comprise entre 0 et 15 Km. Cette couche est principalement composée de vapeur d'eau et varie fortement en pression et température. Lors de la traversée de ces couches, le ralentissement du signal et les erreurs occasionnées peuvent être corrigées par un modèle mathématique. De ce fait, plus le satellite sera proche de l'horizon, plus la distance parcourue par le signal dans ces couches sera grande, ce qui affectera d'autant plus la qualité du signal. Généralement, les signaux transmis par des satellites positionnés en deçà d'un angle de 15° au dessus de l'horizon ne sont pas pris en compte lors des calcules de position.

b- Les erreurs liées à l'environnement

Les trajets multiples : ces phénomènes apparaissent lorsque le signal émis par un satellite est reçu par l'appareil au sol après avoir été réfléchi sur des obstacles proches. Les ondes empruntent alors un chemin indirect. Puisqu'il n'existe aucune correction possible, Il convient à l'utilisateur d'éviter au maximum toute surface réfléchissante. Cependant, le choix d'utiliser les satellites les plus élevés dans le ciel permet d'atténuer les effets des trajets multiples, les satellites les plus bas (proche de l'horizon) étant les plus sensibles aux phénomènes de réflexion des ondes électromagnétiques.

La mauvaise géométrie des satellites : la géométrie des satellites correspond à leur répartition dans le ciel. Si les satellites sont trop proches les uns des autres, les points d'intersection des sphères, correspondant à la position du récepteur se font de manière tangentielle (Figure II- 8-B). Le fabricant américain de GPS *Trimble* introduit un coefficient de géométrie des satellite : Le PDOP (coefficient de dilution de la précision) qui indique à l'utilisateur le niveau de qualité des mesures effectuées sur le terrain.

Si PDOP < 6, la géométrie est bonne, la mesure sera de bonne qualité (Figure II- 8-A).
Si PDOP > 6, la géométrie est mauvaise, la mesure sera de mauvaise qualité (Figure II- 8-B)

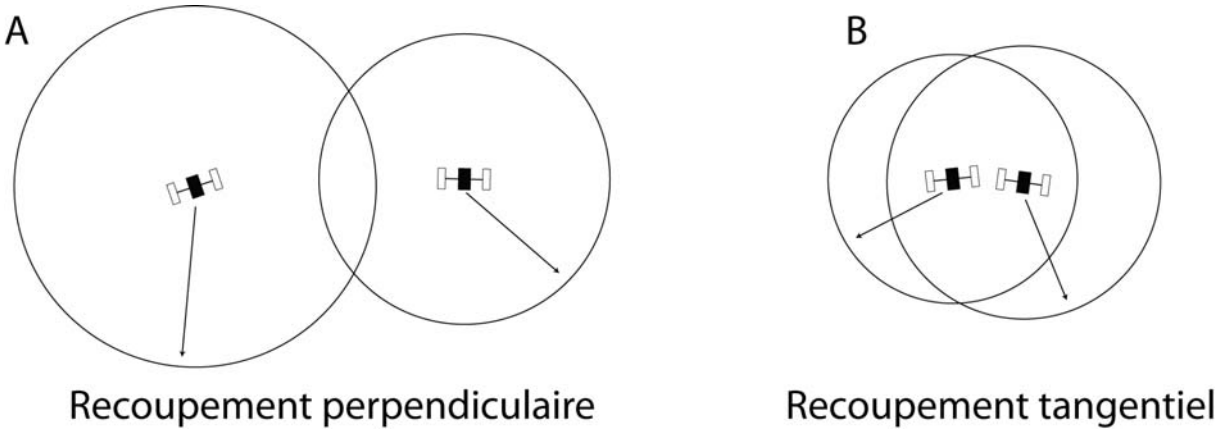


Figure II- 8 : Exemples de deux géométries différentes de positionnement des satellites dans le ciel. A : bonne géométrie. B : mauvaise géomètrie.

I-1-6- Obtention des coordonnées géographiques à partir des acquisitions sur le terrain.

Le système GPS, et son application au mode différentiel, permet une utilisation précise dans de nombreux domaines et notamment la topographie. La précision centimétrique (X, Y, Z) obtenue par corrections différentielles en temps réel ou en post-traitement autorise les utilisateurs à mesurer précisément la morphologie d'une surface terrestre ou de mesurer des altitudes. Des variations d'altitudes de quelques centimètres peuvent alors être détectées.

L'utilisation du DGPS pour mesurer la topographie du domaine intertidal des plages sableuses a plusieurs avantages. La possibilité d'effectuer les corrections différentielles post-traitement, à partir d'une base RGP-IGN proche, permet à l'opérateur de travailler en totale autonomie, ce qui simplifie considérablement la logistique de mise en place du protocole d'acquisition de mesures.

Dans cette étude, le DGPS utilisé est un modèle *Trimble* GéoXH série 2008 (Figure II- 9-A). Le fabricant garantit une précision altimétrique inférieure à 0,05 m. Toutefois, lors de plusieurs dizaines de prises de mesures en un point unique, l'écart type en X, Y et Z est de l'ordre de 0,01 m. cette précision est très satisfaisante pour des levés topographiques en domaine intertidal des plages sableuses. Cependant, pour garantir la comparaison entre chaque levé, en terme de volume et d'altitude, la marge d'erreur altimétrique est estimée à 0,03 m. Un inconvénient demeure quant aux mesures topographie sur un substrat meuble. En effet, la partie inférieure de la canne de maintien comporte une pointe correspondant précisément à l'emplacement des coordonnées géographiques mesurées (Figure II- 9-B).

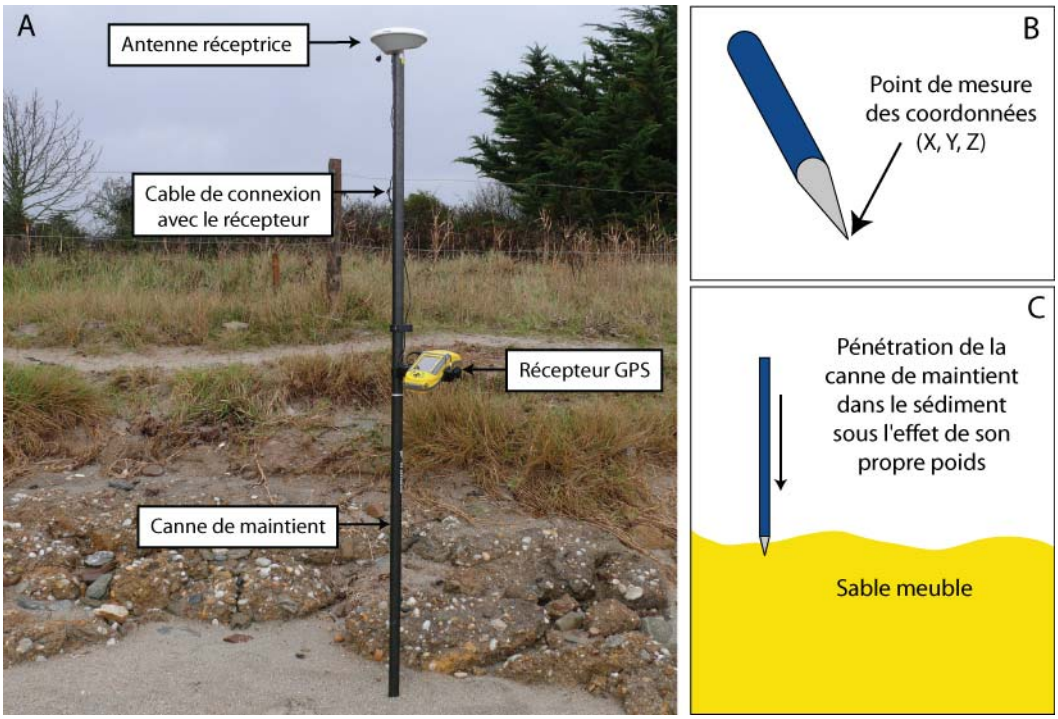


Figure II- 9 : Photographie du DGPS *Trimble* GéoXH 2008 (A). Illustration de la partie inférieure de la canne de maintien (B). Pénétration de la partie inférieure de la canne de maintient dans un substrat meuble (C). Pour toute les acquisition de cette étude, la hauteur de la canne est fixée à 2 m. Lors des acquisitions, le dispositif doit être maintenu le plus proche possible de la verticale.

Comme il est extrêmement difficile de maintenir la pointe de la canne de maintient exactement à l'interface air/eau-sédiment, l'opérateur laisse l'ensemble pénétrer le sédiment sous l'effet de son propre poids (Figure II- 9-C). La masse du dispositif étant constante, la différence d'altitude entre le point réellement mesuré et l'interface air/eau-sédiment reste constante entre chaque levé (de l'ordre de 2 cm). Cependant, les variations granulométriques locales peuvent réduire ou augmenter le taux de pénétration du dispositif. L'opérateur prend alors la décision d'abaisser ou de relever l'ensemble pour garantir une homogénéité des conditions de relevés topographiques.

Le DGPS *Trimble* GéoXH exécute le logiciel *Terra Sync* pour l'acquisition des mesures topographiques. Avant d'appliquer les corrections différentielles, le fichier brut enregistré par le récepteur comporte l'extension « .ssf ». Ce fichier est ensuite transféré, via port USB, à un ordinateur pour être traité. Le logiciel GPSPathfinder Office (fourni avec le matériel) permet d'effectuer les corrections différentielles du fichier brut (Figure II- 10). Le fichier ainsi corrigé comporte l'extension « .cor ». Les fichiers de correction sont gratuitement disponibles sur le serveur rgp-ign du réseau permanent GNSS. Au niveau national, le réseau GNSS fournit des fichiers de correction de plusieurs dizaines de bases de référence réparties sur tout

le territoire. La station de référence utilisée pour obtenir les fichiers de correction est située sur la commune de Sarzeau. Les plages de la presqu'île de Rhuys sont situées à moins de 10 Km de cette station de référence, ce qui garantit une précision de correction optimale. Le fichier « .cor » obtenu après correction est exporté vers un format de système d'information géographique (SIG). Dans cette étude le format d'exportation est de type ESRI shapefile (d'extension « .shp ») de l'application Arcview. Lors de l'exportation, plusieurs propriétés sont définies par l'utilisateur. Le fichier est exporté dans le système France (GR3DF97A) de la zone Lambert II étendue et du système altimétrique N.G.F (Nivellement Géographique Français, en mètres). Le zéro altimétrique de référence est alors le zéro du système IGN69, le zéro de référence légale. Lors de l'exportation, les paramètres suivant sont choisis pour figurer parmi les attributs du fichier exporté (.shp) : dates et heures des levés, coordonnées (X, Y, Z en Lambert II étendue) et indice de précision de la mesure (PDOP). Les coordonnées géographiques de tous les points levés sur le terrain sont ainsi récupérées et stockées dans un tableur de type excel (.xls). Le fichier final comporte alors trois colonnes pour les coordonnées X, Y et Z et autant de lignes que de points levés (Figure II- 10).

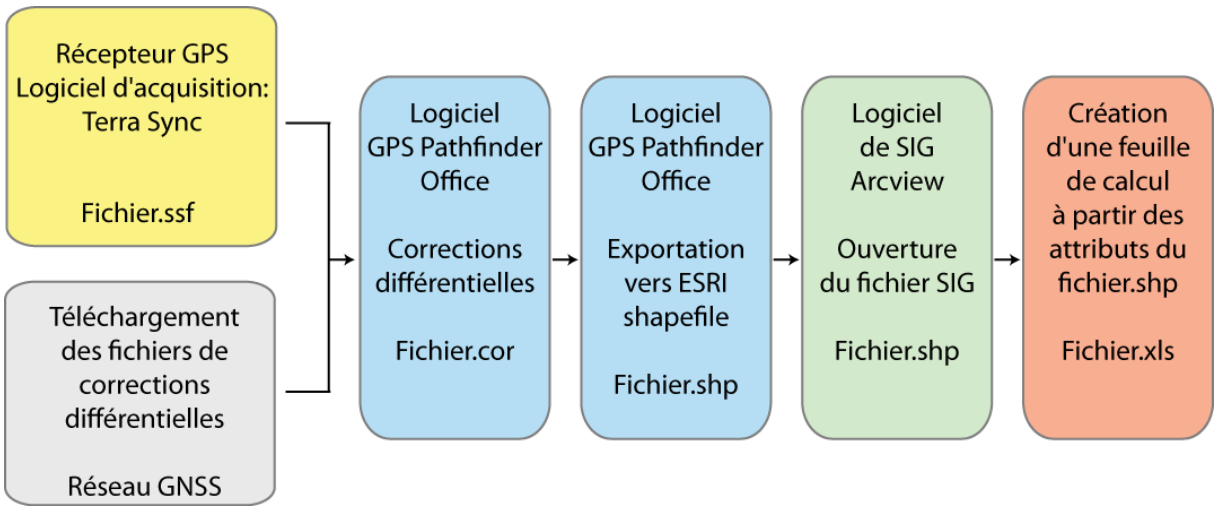


Figure II- 10 : Schéma conceptuel du processus d'acquisition du fichier brut vers l'obtention des coordonnées X, Y, Z des points levés sur le terrain.

Le DGPS est utilisé pour mesurer les variations topographiques au court terme. Les profils de plage levés au DGPS sont réalisés environ tous les mois, aux basses mers de vives eaux entre janvier 2010 et Janvier 2012.

Le DGPS permet aussi d'obtenir les coordonnées de repères implantés sur le haut de la dune. De ce fait, un tachéomètre laser peut être mis en station et orienté dans l'espace. L'utilisation d'un tel outil permet d'affiner les mesures lors de suivis topographiques quotidiens.

I-2- Court terme : topographie au tachéomètre laser

Au cours des campagnes de mesure topographique quotidienne, nous avons utilisé un tachéomètre laser très haute résolution de type Leica TS02. Cet appareil est constitué d'un trépied, d'une mire et d'un prisme réflecteur (Figure II- 11).



Figure II- 11 : A gauche : Mire et prisme réflecteur de mesure. A droite : Tachéomètre Laser très haute résolution sur trépied.

Le fabricant de l'instrument indique une précision de l'ordre de +/- 1,4 mm en distance et de +/- 0,0008° pour la direction. Pourtant, l'utilisation de cet outil ne permet pas d'atteindre un tel degré de précision. En effet, l'opérateur ne peut que difficilement maintenir la mire et le prisme réflecteur dans une position verticale parfaite. Ceci implique un biais qu'il est difficile de corriger. La résolution de l'appareil et compte tenue de l'imprécision de l'opérateur sur le terrain, la marge d'erreur des mesures verticales est estimée à +/- 2 cm. A cela s'ajoute le problème de pénétration de la partie inférieure de la base de la mire dans le sédiment meuble. Comme lors de l'utilisation du DGPS, la mire pénètre le sédiment sous l'effet de son propre poids. Cette marge d'erreur est alors considérée comme constante et s'annule d'un levé sur l'autre. Les données de l'appareil sont exportées au format ASCII, qui permet un traitement de base avec des logiciels de topographie largement répandus.

Le tachéomètre est implanté sur un repère ou « tête de station » géoréférencé à l'aide du DGPS. Un deuxième repère, lui aussi géoréférencé par DGPS, est nécessaire pour orienter l'appareil. Le tachéomètre est alors opérationnel dans le système France (GR3DF97A) de la zone Lambert II étendue où le zéro altimétrique correspond au zéro de référence légal IGN69.

I-3- Représentation d'un profil de plage et analyses

Les levés topographiques effectués au DGPS ou au tachéomètre laser se font généralement du haut de plage vers le bas de plage. Pour toute la durée de cette étude, il est indispensable de conserver un gisement constant pour chaque transect (cf. chapitre I). Les gisements de chaque profil, levés mensuellement au DGPS et répartis sur les quatre plages (Figure I-21) sont indiqués Tableau II- 1.

Tableau II- 1 : Valeurs des gisements (en grades et en degrés) pour chaque profil de plage levé au moyen terme au DGPS. 400 grades = 360 degrés. Localisation figure I-21.

		Gisements	
Plages	Profils	grades	degrés
Fogeo	FP1	207	187
	FP2	209	188
	FP3	218	196
	FP4	219	197
	FP5	231	208
	FP6	244	219
Kerver	KP1	255	229
	KP2	261	235
	KP3	252	227
	KP4	253	227
	KP5	265	239
Gov.	GP1	243	219
	GP2	258	233
	GP3	254	238
Suscinio	SP1	140	126
	SP2	180	162
	SP3	198	178
	SP4	216	195
	SP5	231	208
	SP6	225	202
	SP7	226	203
	SP8	235	212
	SP9	251	226

I-3-1- Intérêt des têtes de station

Les têtes de station sont des repères visuels, géoréférencés, implantés au haut de chaque profil. Pour chaque profil, ils sont au nombre de deux dont la direction correspond aux gisements indiqués Tableau II- 1. Ces repères permettent à l'opérateur, lors de la prise de mesures topographiques, de conserver la même direction lors de levés successifs. Par conséquent, les levés effectués au temps t, t_{+1}, t_{+2},… t_n sont superposables et donc comparables (Figure II- 12).



Figure II- 12 : Exemple de la superposition des levés topographiques du profil FP3. En haut de plage, les trois points superposés correspondent à la tête de station du profil (cercle noir).

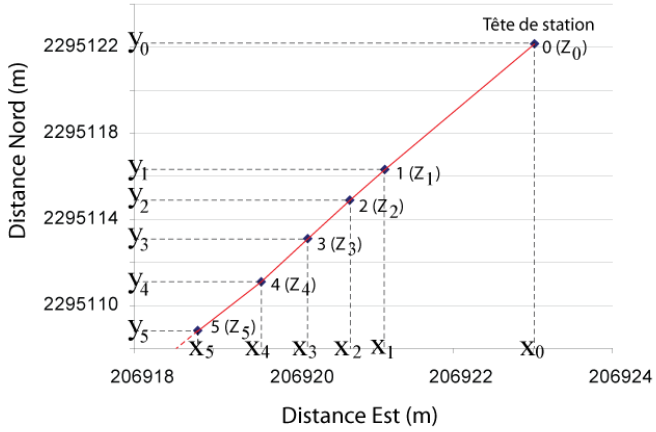
Pour chaque profil, les coordonnées (X, Y, Z) d'au moins une des deux têtes de station sont systématiquement ajoutées au jeu de données des levés topographiques de chaque session d'acquisition. Les coordonnées de la tête de station sont alors l'origine commune à toutes les mesures et les profils de plages peuvent être représentés avec la même origine.

I-3-2- Conversion des coordonnées des points levés

Les points levés ont des coordonnées métriques Lambert II étendue. Pour représenter un profil 2D (2 dimensions, distance en fonction de l'altitude), il est nécessaire de connaître la distance entre chaque point (distance partielle), puis de les additionner pour obtenir la distance totale du profil (distance cumulée) (Figure II- 13).

Point N°	Coordonnée X	Coordonnée Y	Coordonnée Z (altitude)
Tête de station 0	206923.012	2295122.133	6.826
1	206921.141	2295116.338	4.469
2	206920.696	2295114.887	4.191
3	206920.172	2295113.093	3.956
4	206919.599	2295111.092	3.593
5	206918.793	2295108.862	3.354
-			
n			

A



B

Distance cumulée = Somme des distances partielles

$$= \sum_{0}^{n} \sqrt{(x_{n-1}-x_n)^2 + (y_{n-1}-y_n)^2}$$

C

Point N°	Coordonnée X	Coordonnée Y	Distance partielle	Distance cumulée	Coordonnée Z (altitude)
0	206923.012	2295122.133	0.000	0.000	6.826
1	206921.141	2295116.338	6.090	6.090	4.469
2	206920.696	2295114.887	1.518	7.607	4.191
3	206920.172	2295113.093	1.869	9.476	3.956
4	206919.599	2295111.092	2.081	11.558	3.593
5	206918.793	2295108.862	2.371	13.929	3.354
-					
n					

D

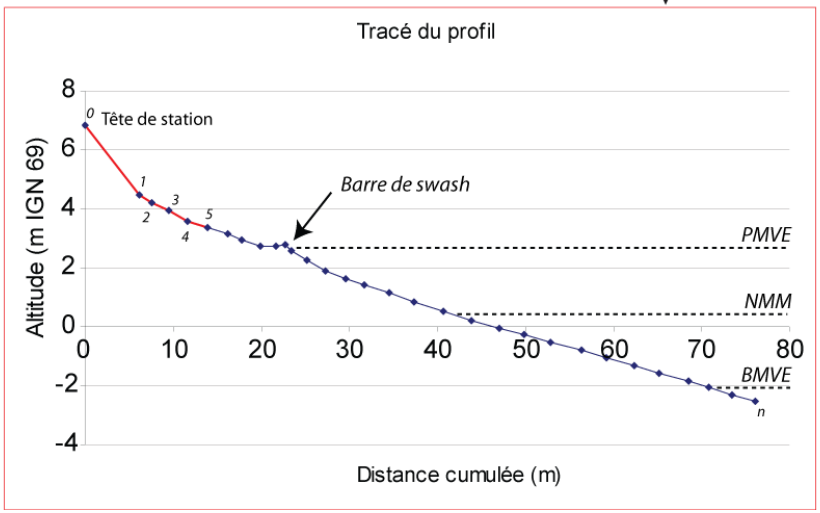


Figure II- 13 : Méthode de l'obtention d'un profil 2D à partir des coordonnées Lambert II des points levés sur le terrain. Profil FP3, 29 août 2011. PMVE = Pleines Mers de Vives Eaux. NMM = Niveau Moyen de la Mer. BMVE = Basses Mers de Vives Eaux.

Les coordonnées (X et Y) des points permettent de replacer, en carte, les mesures topographiques effectuées le long du profil (Figure II- 13, flèche A). A partir de ces mêmes coordonnées, les distances partielles et les distances cumulées sont calculées (Figure II- 13, flèches B et C). A partir des distances cumulées et de chaque valeur d'altitude correspondantes, le profil 2D peut être représenté (Figure II- 13, flèche D).

I-3-3- Standardisation d'un profil

Les levés topographiques successifs ont pour principal objectif de pouvoir être comparés les uns aux autres qualitativement et quantitativement. Nous venons de voir que l'existence, en haut de profil, d'une tête de station permet d'attribuer une référence commune. Toutefois, celle-ci n'est pas suffisante. En effet, dans la pratique, il est impossible de mesurer précisément l'altitude Z d'un point situé à la même distance X de la tête de station lors de levés successifs (par exemple d'un mois à l'autre).

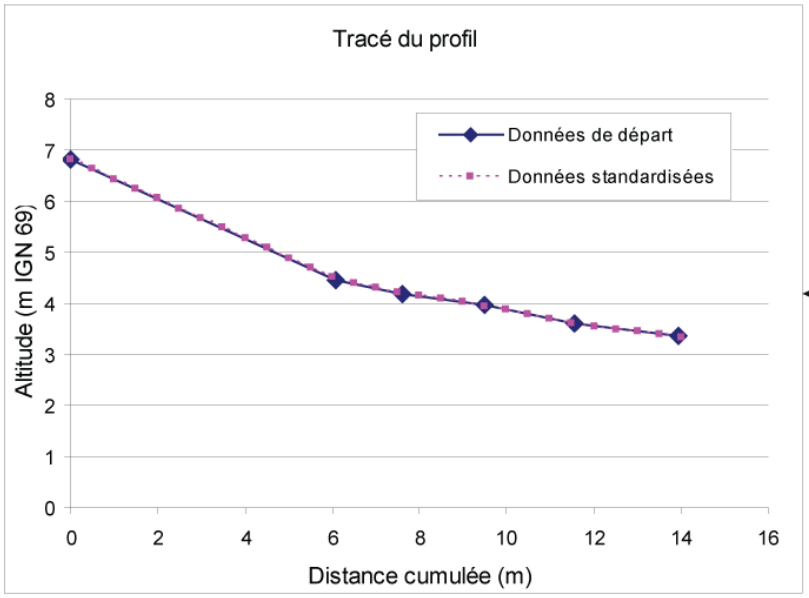
Il convient alors de « standardiser » le profil. A partir d'un profil de plage 2D, la distance cumulée totale est divisée en segments égaux, appelés sections. La longueur de ces segments définit le « pas de standardisation ». Dans cette étude, le pas de standardisation a été fixé à 0,5 m. A chaque valeur de pas de standardisation est attribuée une altitude « théorique » définie par calcul mathématique (Figure II- 14, flèche A) non détaillé ici. Avec les distances standardisées et les altitudes théoriques correspondantes, un nouveau profil 2D peut être représenté (Figure II- 14, flèche B). Nous observons que plus le pas de standardisation est court, plus les valeurs d'altitudes théoriques calculées sont proches des altitudes réellement mesurées.

L'avantage de la standardisation est la conservation d'un pas d'échantillonnage constant des altitudes mesurées à partir de la tête de station quelle que soit la régularité de l'espacement des mesures de terrain le long de la section. De cette façon, suivant le pas de standardisation, les variations d'altitudes peuvent être calculées point par point entre deux levés et comparées sur différents pas de temps.

Distance cumulée	Coordonnée Z
0.000	6.826
6.090	4.469
7.607	4.191
9.476	3.956
11.558	3.593
13.929	3.354

A

Distance standardisée	Coordonnée Z théorique
0.0	6.826
0.5	6.632
1.0	6.439
1.5	6.245
2.0	6.052
2.5	5.858
3.0	5.665
3.5	5.471
4.0	5.278
4.5	5.084
5.0	4.891
5.5	4.697
6.0	4.504
6.5	4.394
7.0	4.302
7.5	4.211
8.0	4.142
8.5	4.079
9.0	4.016
9.5	3.952
10.0	3.865
10.5	3.777
11.0	3.690
11.5	3.603
12.0	3.548
12.5	3.498
13.0	3.448
13.5	3.397
14.0	3.347



B

Figure II- 14 : Méthode appliquée à la standardisation d'un profil à partir des données mesurées vers la représentation d'un profil standardisé. Le pas de standardisation est fixé à 0,5 m. Avec un pas de standardisation court (0,5 m), les deux profils sont superposables. Les valeurs d'altitude (Z) sont données en mètres dans le système altimétrique IGN69.

I-3-4- Synthèse d'un profil

L'application Virtual basic Profiler 3.0 pour Microsoft Excel© développée par Olivier Cohen du Laboratoire GéoDal (Géomorphologie Dynamique et Aménagement des Littoraux) de l'Université du Littoral (côte d'Opale) automatise les calculs intermédiaires (conversion, standardisation) afin d'obtenir la synthèse d'un profil topographique.

La synthèse fournit plusieurs résultats pour chaque section du profil :

- la distance partielle (m)
- la distance cumulée (m)
- l'altitude (m)
- le dénivelé (m)
- le volume (m^3 à partir d'un niveau ou plancher de référence)
- la pente (%)

Les caractéristiques générales du profil sont aussi déterminées :

- Le volume total (m^3 à partir d'un niveau ou plancher de référence)
- La pente générale (degrés et pourcents)
- La longueur totale
- Le dénivelé total

Tous ces paramètres permettent les calculs d'altitude et de volume de chaque section de chaque profil. En domaine intertidal des plages sableuse, ces résultats sont déterminant dans la mise en évidence, au cours du temps, de changements morphologiques associés ou non à des variations de volume de sédiment. L'existence des transports sédimentaires longitudinaux et/ou transversaux peuvent alors être qualitativement et quantitativement observés.

I-3-5- Calculs des variations d'altitude et de volume

- Comme nous venons de l'évoquer précédemment, les altitudes par section de profil sont calculées suivant le pas de standardisation appliqué. Pour mesurer les variations d'altitude éventuelles entre deux levés, il suffit de calculer leur différence. A titre d'exemple, Le Tableau II- 2 montre les variations d'altitude calculées sur le profil FP3 entre le 14 octobre et le 14 novembre 2011 pour une distance transversale à la tête de station de 15 à 20 m. L'intégralité des résultats de cet exemple sont présentés Figure II- 15.

Tableau II- 2 : Résultats des variations d'altitude mesurées et calculées entre le mois d'octobre et le mois de novembre 2011. Le segment considéré est de 15 à 20 m de distance à la tête de station. Profil FP3.

	14/10/2011	14/11/2011	
Distance cumulée	Coordonnée Z	Coordonnée Z	Variation d'altitude
15.000	3.220	3.226	0.007
15.500	3.158	3.172	0.014
16.000	3.098	3.117	0.019
16.500	3.039	3.063	0.024
17.000	2.980	3.002	0.022
17.500	2.920	2.933	0.013
18.000	2.865	2.865	0.000
18.500	2.813	2.796	-0.017
19.000	2.761	2.728	-0.034
19.500	2.710	2.659	-0.050
20.000	2.658	2.597	-0.061

.

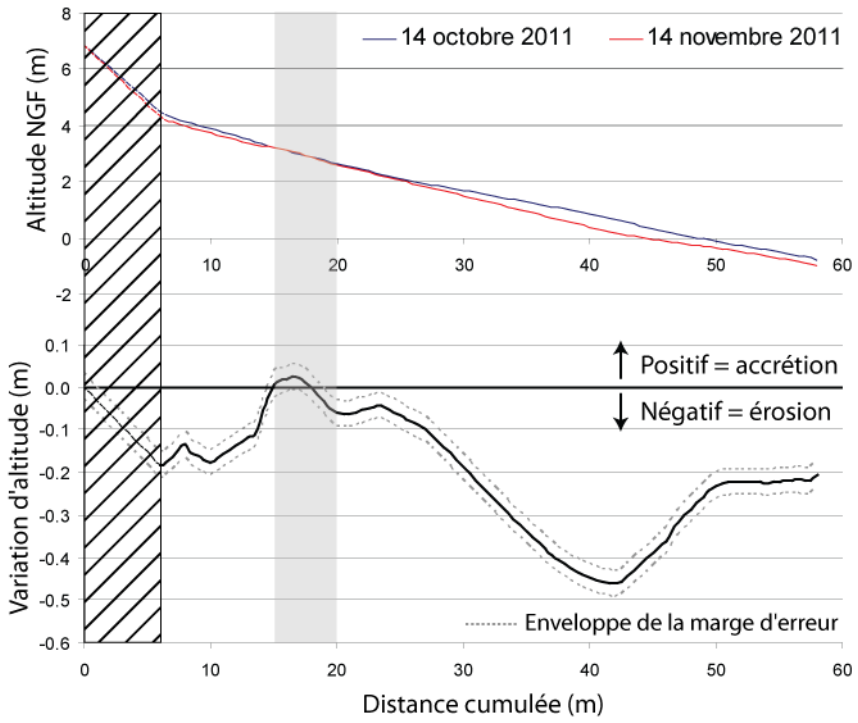


Figure II- 15 : En haut: profils 2D de deux levés topographiques successifs. En bas: variations d'altitude calculées entre ces deux levés. En grisé: les résultats présentés par le Tableau II- 2 . En hachuré : artéfact causé par l'éloignement de la tête de station. Nous observons, en un mois, une importante érosion du profil, surtout dans sa partie inférieure (40 à 42 m).

- D'un point de vu géométrique, un profil standardisé en 2D est une succession de trapèzes (Figure II- 16) dont l'aire de chacun est le somme de l'aire d'un rectangle et d'un triangle rectangle.

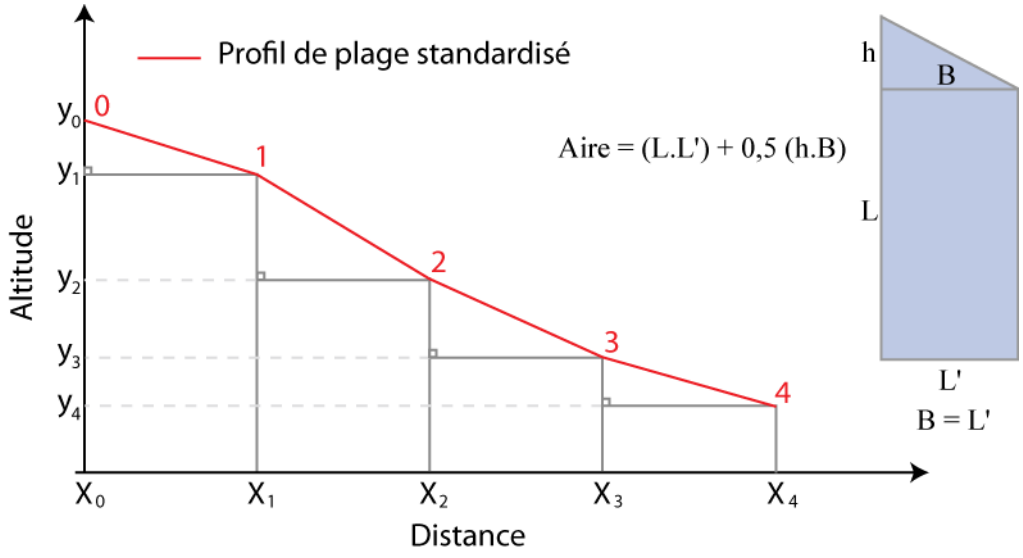


Figure II- 16 : Exemple d'un profil de plage standardisé simplifié à quatre sections et expression de l'aire d'un trapèze. Unités arbitraires.

La surface (aire totale) entre la courbe (profil standardisé) et le niveau du plancher de référence est donc la somme des aires de chaque trapèzes et s'exprime suivant :

$$\text{Aire totale} = \sum_{0}^{n} y_n(x_n - x_{n-1}) + \frac{1}{2}(x_n - x_{n-1})(y_{n-1} - y_n) \quad \text{(eq II-1)}$$

Le calcul du volume de sédiment est déduit de la valeur de la surface du profil standardisé. Il est alors nécessaire d'introduire une dimension longitudinale au profil. Nous considérons que la topographie est homogène et identique 0,5 m de part et d'autre du profil transversal mesuré. Ainsi, le volume de sédiment d'un profil correspond à sa surface multipliée par 1 (Figure II-17).

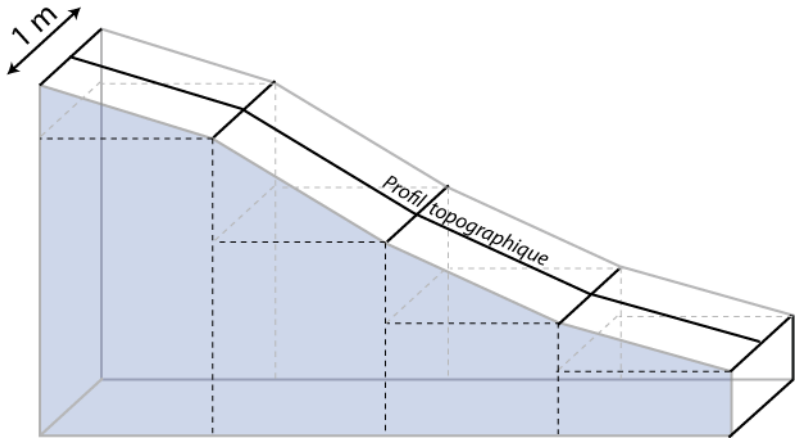


Figure II- 17 : Représentation en 3 dimensions d'un profil standardisé pour une extension longitudinale de 1m.

Comme pour le calcul des variations d'altitude, les variations volumiques sont calculées par différence entre deux suivis topographiques. Ces variations, calculées section par section et sur la distance totale du profil permettent de faire apparaître les quantités érodées ou accrétées, ainsi que le caractère conservatif ou non du système. Les calculs des bilans sédimentaires de chaque profil impliquent une longueur de coupe invariable dans le temps.

Le DGPS ou le tachéomètre laser sont des outils très largement utilisés dans le domaine de la topographie littoral. Ces méthodes d'acquisition sont fiables et précises. Dans cette étude, l'utilisation du DGPS s'inscrit dans un suivi morphologique régulier (pas de temps mensuel) sur les quatre plages de la presqu'île de Rhuys entre Janvier 2010 et Janvier 2012. Généralement, en période de vives eaux, trois basses mers diurnes sont nécessaires pour effectuer l'intégralité des levés topographiques des quatre plages étudiées (Figures I-26, Figure I-30, Figure I-34 et Figure I-39). Ces résultats donnent à chaque période de suivi un « instantané » de la morphologie de chaque plage. L'intérêt d'une telle méthodologie est alors d'analyser les réponses morphodynamiques, en terme de transport sédimentaire transversal et longitudinal, aux conditions météo-marines à l'échelle de la presqu'île de Rhuys mais aussi à l'échelle d'une même plage.

Au cours de différentes campagnes de mesures, le tachéomètre laser a été utilisé, sur une portion de plage, dans le but de déterminer les mouvements de sédiments à l'échelle d'une marée et d'identifier à cette échelle les principaux facteurs responsables des changements observés (morphologiques et volumétriques) lors de conditions modales ou de plus fortes conditions d'agitations.

II- Traitement des données hydrodynamiques

II-1- Hydrodynamisme au Large

Les données de l'activité hydrodynamique au large sont fournies par la bouée du plateau du Four (47°14,340'N 2°47,220'W) délivrées par le réseau C.A.N.D.H.I.S (Centre d'Archivage National de Houle In Situ) C.E.T.M.E.F (Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales). Les données horaires ou semi-horaires couvrent la période de Janvier 2010 à Janvier 2012. Les principaux paramètres recueillis sont la hauteur significative $(H_{m0})^2$ de la houle et sa période associée.

[2] Hm0 est l'analyse spectrale des vagues définie par Hm0 =

II-2- Hydrodynamisme en domaine intertidal

Plusieurs déploiements d'appareils de courantométrie ont été effectués en domaine intertidal des plages de la presqu'île de Rhuys. Ces appareils sont des courantomètres-houlographes de type S4*Adw* et ADCP (*Acoustic Doppler Currentmetre Profiler*).

- Les S4*Adw* sont munis d'un capteur de pression. Ce type d'appareil est développé par la société *InterOcean*. Ces appareils sont des courantomètres électromagnétiques. Ils fonctionnent selon le principe de Faraday qui précise qu'un courant électrique est généré par un conducteur traversant un champ magnétique. Le champ magnétique est produit par deux électrodes situées à l'équateur de l'appareil (Figure II- 18). La traversée de l'eau de mer (conductrice) génère un courant électrique proportionnel à la vitesse du courant marin. Un compas interne oriente les courants (vitesses et intensités) au nord magnétique. Le S4*Adw* déployé dans cette étude a été lesté à un corps mort en béton de 30 kg. Les capteurs sont situés à 34 cm au dessus du leste.

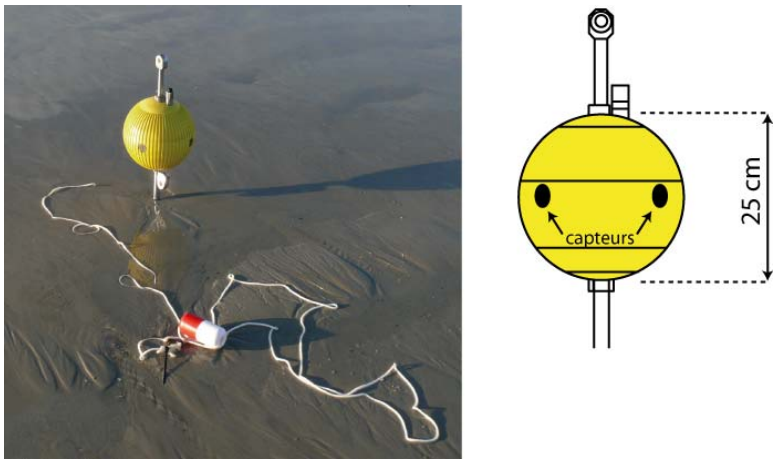


Figure II- 18 : Photographie du S4adw déployé à Landrezac (anse de Suscinio) et schéma de l'appareil.

Les données hydrodynamiques ont été traitées avec le logiciel S4app 5.0 délivré avec l'appareil. Les paramètres de la houle telle que la hauteur significative Hs (m), la période significative Ts (s) et au pic Tp (s), la direction d'incidence (degré) sont issus des fluctuations de la surface d'eau par transformées de Fourrier utilisant de la théorie linéaire d'Airy.

- Les ADCP (équipés de capteur de pression) sont des courantomètres-houlographes (Figure II- 19). Lestés sur le fond marin, leur fonctionnement se base sur le principe de l'effet

Doppler. L'appareil émet une onde acoustique de 1200 Hz à travers la colonne d'eau. Les particules fines en suspension, transportées par les courants marins réfléchissent l'onde émise par l'appareil qui en déduit une vitesse et une direction de mouvement de celles-ci. L'ADCP utilisé est de type Workhouse *Sentinel* (Figure II- 19).

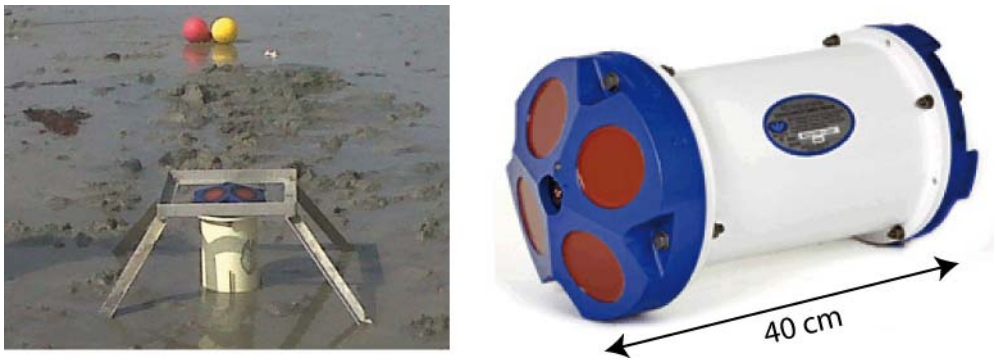


Figure II- 19 : ADCP en place dans une structure métallique en domaine intertidal et photographie de l'appareiL

Ces deux appareils orientent les courants par rapport au nord magnétique selon deux composantes : nord et est (Vn et Ve). Dans le but de mesurer l'impact des courants transversaux et longitudinaux au trait de côte, il est nécessaire de projeter les vitesses mesurées suivant les axes nord et est sur l'axe transversal (Vt) et longitudinal (Vl) au trait de côte sur chaque secteur de plage où l'appareil a été implanté (Figure II- 20). Pour cela, il faut effectuer une rotation (α) du repère nord-est.

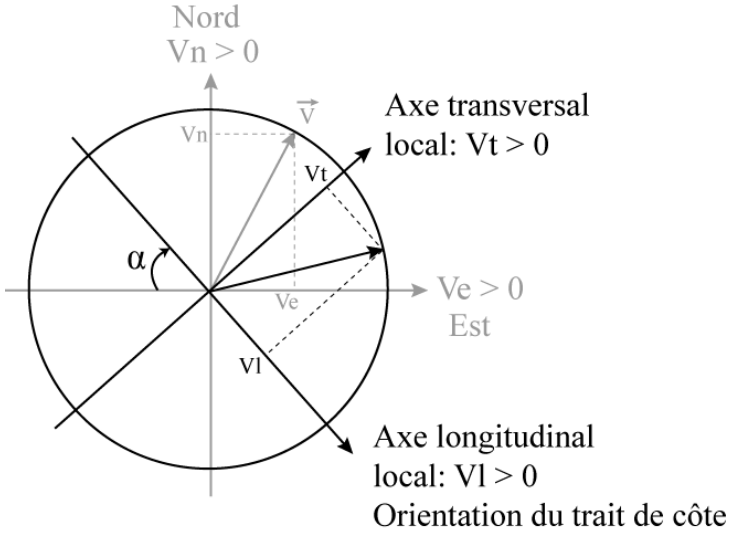


Figure II- 20 : Détermination des composantes Vt et Vl par rotation (α) du repère Nord-Est.

Cette méthodologie s'applique également pour calculer les composantes transversales et longitudinales du vent local pour chaque plage ou secteur de plage.

III- Morphométrie et la création de modèles numériques de terrain (MNT)

Lors des différentes campagnes de mesures, plusieurs profils transversaux sont levés. Ces profils sont parallèles entre eux et régulièrement espacés (50 m) avec un pas de mesure transversal de 2 à 3 m. Les profils transversaux levés sont centrés sur un profil de plage mensuellement suivi. Le gisement de ces profils correspond au gisement du profil central levé tous les mois (Figure II- 21).

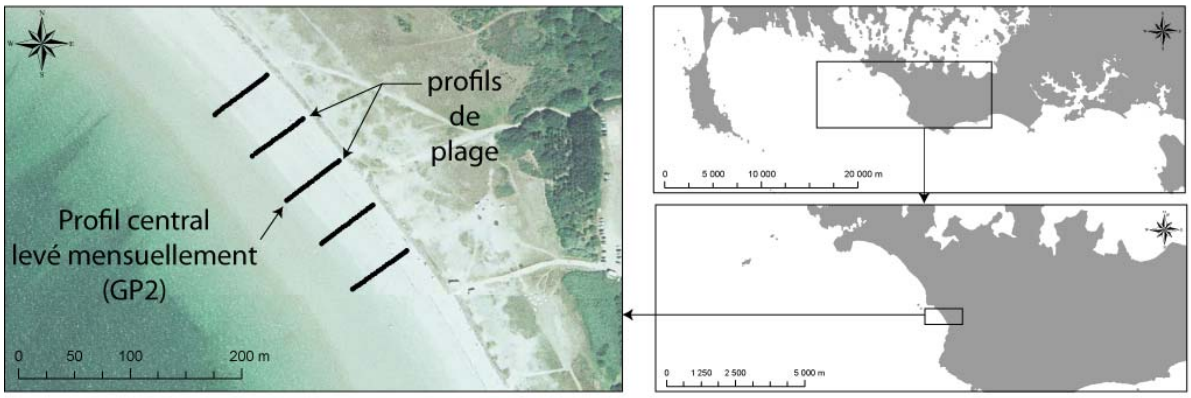


Figure II- 21 : Exemple de semi de points réalisé à partir de cinq profils de plages parallèles. Semi réalisé le 16 décembre 2011, plage des Govelins.

Ce dispositif de levé topographique permet une visualisation en trois dimensions de la morphologie du secteur de plage étudié (Modèle Numériques de terrain ou MNT. Les données brutes sont d'abord traitées par tableur (*Excel*) afin d'obtenir des fichiers simples à trois colonnes (X, Y et Z). Ensuite le logiciel de topographie *Surfer (Golden Software)* crée un MNT par une méthode d'interpolation par triangulation linéaire. Cette méthode (méthode de Delaunay) permet de conserver les discontinuités dans les données. L'algorithme créé des triangles entre les points dont les côtés ne se coupent pas. Cette méthode permet une meilleure représentativité de la morphologie du secteur étudié et de créer par différence des cartes isopaques mettant en évidence les zones en accrétion et les zones en érosion entre deux acquisitions au temps t et t_{+1}.

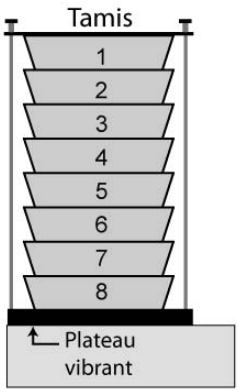
IV- Analyses granulométriques

Un certain nombre de prélèvements sédimentaires ont été conduits sur les estrans des plages de la presqu'île de Rhuys afin de caractériser les types de sédiments présents. Les prélèvements ont été effectués le long de profils topographiques puis séchés en étuve et enfin tamisés.

IV-1- Outil de tamisage

Chaque échantillon a été tamisé à sec dans une colonne à tamis. Ce processus trie les grains en fonction de leur taille (Figure II- 22). Chaque tamis a une taille de maille (norme AFNOR) dont le refus est pesé par balance électronique (précision à 0,1 g). Les échantillons sont essentiellement composés de sables dont le diamètre est compris entre 2 mm et 0,063 mm. La très faible proportion de fines ne justifie pas l'utilisation d'un granulomètre laser.





	Diamètre de la maille	classe du sédiment
Tamis 1	2 mm	gravillons
Tamis 2	1 mm	sable très grossier
Tamis 3	0,5 mm	sable grossier
Tamis 4	250 µm	sable moyen
Tamis 5	125 µm	sable fin
Tamis 6	90 µm	sable très fin
Tamis 7	63 µm	sable très fin
Tamis 8	45 µm	silts

Figure II- 22 : Photographie de la colonne à tamiser, schéma de l'appareil, diamètre des mailles et classe du sédiment retenu dans chaque tamis.

IV-2- Méthode calcul des indices statistiques descriptifs

Le tri des particules sédimentaires par tamisage permet le calcul statistique, basé sur la méthode des moments, de plusieurs paramètres statistiques descriptifs dont la taille moyenne des particules (*mean* D_{50} *ou* μ), l'indice de tri (*sorting* σ) et l'indice d'asymétrie (*skewness sk*) (Petitjohn *et al.*, 1987).

La taille moyenne d'un échantillon de sédiment (D_{50}) peut être exprimée en mm ou en unité φ (adimensionnelle). Ces deux expressions sont liées par l'équation II-3 :

$$D = 2^{-\varphi} \quad \text{(eq. II-3) et sa réciproque } \varphi = -\log 2\, D$$

La description d'un échantillon à partir de l'indice de tri et d'asymétrie est donné par le Tableau II- 3.

Tableau II- 3 : Description des sédiments à partir des indices de tri et d'asymétrie. Modifié d'après Folk et Ward (1957) dans Masselink et Hughes (2003).

Unité φ	Indice de tri	Unité φ	Indice d'asymétrie
< 0,35	Très bien trié	> 0,3	Très asymétrique vers les fines
0,35 à 0,5	Bien trié	0,3 à 0,1	Asymétrique des fines
0,5 à 0,71	Moyennement bien trié	0,1 à -0,1	symétrique
0,71 à 1	Moyennement trié	-0,1 à -0,3	Asymétrique vers les grossiers
1 à 2	Peu trié	< -0,3	Très asymétrique vers les grossiers
> 2	Très peu trié		

Les résultats des tamisages de chaque échantillon sont traités par l'application Gradistat sous *Microsoft Virtual Basic* (Blott, 2000). Les résultats, calculés à partir de la méthode des moments, sont exprimés à la fois de façon arithmétique (μm) et logarithmique (φ).

IV-3- Modèle de transport potentiel de sédiment (Modèle de Gao et Collins)

Les indices statistiques des sédiments prélevés ont été appliqués au modèle semi-statistique de Gao et Collins (1992, 1994). Ce modèle, basé sur les variations dans l'espace des paramètres granulométriques des sédiments de surface, ne peut s'appliquer aux sédiments très grossiers de types granules, graviers et galets. C'est la raison pour laquelle cette méthode d'analyse n'a pu être appliquée qu'aux sables. McLaren et Bowles (1985) concluent, à partir des processus impliqués, que le tri s'améliore en amont alors que la taille moyenne des grains (μ) augmente avec une diminution de l'indice d'asymétrie (sk) ou avec μ décroissant et sk croissant. Gao et Collins (1991, 1992, 1994) améliorent cette méthode et détermine, à partir des indices (μ, σ et sk), 8 cas possibles de variations spatiales entre deux échantillons dont 4 sont les plus fréquemment observés dans la nature (Leroux et Rojas, 2007) :

1er cas : $\sigma 1 > \sigma 2$; $\mu 1 < \mu 2$; $Sk1 > Sk2$
2ème cas : $\sigma 1 > \sigma 2$; $\mu 1 > \mu 2$; $Sk1 < Sk2$
3ème cas : $\sigma 1 > \sigma 2$; $\mu 1 > \mu 2$; $Sk1 > Sk2$
4ème cas : $\sigma 1 > \sigma 2$; $\mu 1 < \mu 2$; $Sk1 < Sk2$

Le premier cas correspond à une diminution du tri, une augmentation de la taille moyenne des particules et une diminution de l'asymétrie (représentation plus grande des particules les plus grossières) d'un point 1 vers un point 2.

L'application de ce modèle pour les prélèvements des plages de la presqu'île de Rhuys a été effectuée à l'aide du logiciel GSTAT (*Grain Size Trend Analysis*) développé par Gao (1996). Cette application permet d'obtenir, en carte, des vecteurs de directions potentielles de transport sédimentaire entre deux points. L'intensité du transport potentiel est proportionnelle à la longueur du vecteur.

V- Estimation des surcotes et des risques de submersions.

Les surcotes sont souvent associées à des phénomènes liés à de faibles pressions atmosphériques (*Barometric setup*) qui élèvent le niveau marin pour une perte de 1 hPa de pression (sous des pressions de 1013 hPa), au vent d'afflux (*wind setup*) qui accumule les masses d'eau en soufflant perpendiculairement à la côte et aux processus de déferlements à la côte. En effet, l'agitation générée par le vent et la houle au large crée une pente du plan d'eau dans la zone de déferlement (*wave setup*) (Figure II- 23). L'action des vagues déferlantes, la pente de la plage ainsi que les caractéristiques granulométriques du sédiment détermine le niveau maximal atteint par le jet de rive (*swash run up*) (Komar, 1998).

Ces phénomènes, conjugués à des pleines mers de vives eaux exceptionnelles, peuvent aboutir à des risques de submersions marines de zones basses par franchissement ou rupture de cordons dunaires naturels (Garry *et al.*, 1997 ; Sallenger, 2000 ; Suanez *et al.*, 2007) ou artificiels (Perhein et Roche, 2010).

V-1- Estimation des surcotes

Les surcotes peuvent être déterminées suivant trois méthodes. Les deux premières se rapportent à des mesures directes : 1) L'utilisation d'un marégraphe qui enregistre les hauteurs d'eau observées. Ces mesures sont ensuite comparées aux hauteurs d'eau prédites par les harmoniques[3]. Les variations observées sont ensuite déduites par différence. 2) L'utilisation d'un houlographe (ou d'un capteur de pression) qui enregistre in-situ les hauteurs d'eau. L'avantage de cette deuxième méthode est la mesure directe de la hauteur d'eau d'une part et de l'agitation hydrodynamique d'autre part. Ces mesures de l'agitation peuvent entrer dans les calculs d'estimation des niveaux d'eau engendrés par les processus de déferlement à la plage. Une troisième estimation de la surcote se base sur des équations empiriques définies par Bowden (1983) :

$$D\xi = (\rho a.Cd.W^2/g.\rho.h).dx \qquad \text{(eq.II-4)}$$

Avec, ρa densité de l'air (1,21 Kg/m3), Cd une fonction de la vitesse du vent, W la vitesse du vent (m/s), g l'accélération de la pesanteur, ρ la densité de l'eau de mer (1026 Kg/m3 à 12°C), h la profondeur de clôture introduite par Hallermeier (1981) et dx le fetch du centre de la dépression à la côte (m).

V-2- Estimation des niveaux d'eau dus au déferlement

Avec les conditions atmosphériques, les conditions de déferlement des vagues peuvent créer des submersions marines. Komar (1998) définit l'élévation du plan d'eau à la côte (*runup*) comme la somme de la hauteur atteinte par le jet de rive (ou laisse de mer) et de l'amplitude du *wave setup* (Figure II- 23). L'altitude maximale atteinte par le jet de rive dépend aussi fortement du niveau de la marée au maximum d'intensité des paramètres atmosphériques.

[3] Les prévisions des hauteurs d'eau à partir des harmoniques sont les calculs basés sur la somme des ondes (astronomiques) de périodes variables de type M2, S2, K2, K1…

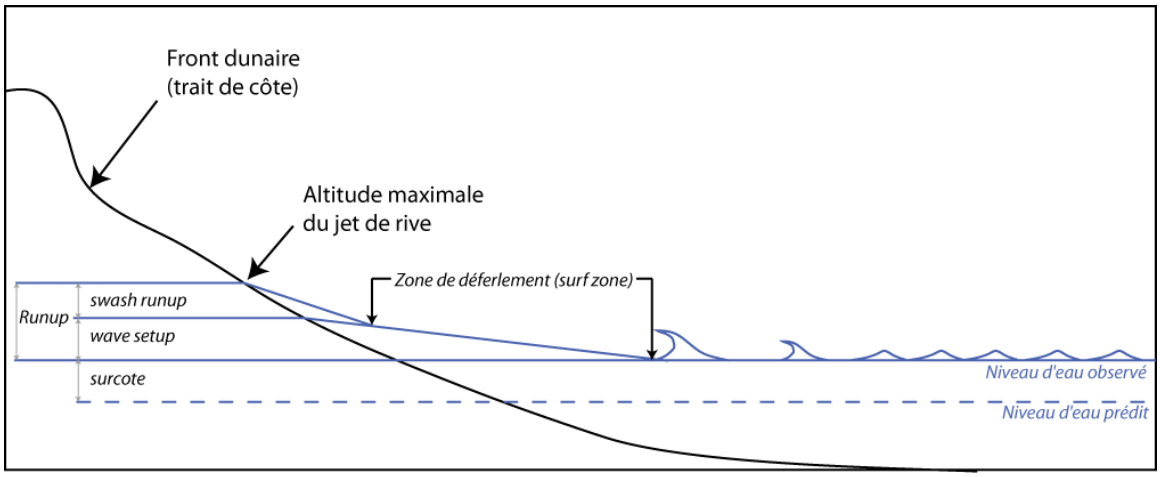


Figure II- 23 : Coupe schématique des différents paramètres responsables du niveau d'eau atteint par le jet de rive sur la plage.

V-2-1- Estimation du *wave setup*

De nombreuses études portées sur des observations (Guza et Thornton, 1981 ; Holman et Sallenger, 1985), des mesures en laboratoire (Guza et Thornon, 1981 ; Raubenheimer *et al.*, 2001 ; Smith, 2003) où à partir de nombreuses mesures en milieu naturel (Stockdon *et al.*, 2006) ont permis d'élaborer plusieurs équations empiriques dans le but de quantifier l'amplitude du *wave setup* (η).

Komar (1998) adapte des travaux antérieurs (Holman, 1986) et retient une expression du *wave setup* qui prend en compte le nombre d'Iribarren (*surf similarity parameter*) :

$$\eta_{max} = 0{,}45\ H_{mo}.\ \xi_0 \quad \text{(eq. II-4)}$$

avec η_{max} l'amplitude du *wave setup* (m), H_{mo} la hauteur significative de la houle au large (m) et ξ_0 le *surf similarity parameter* ($\xi_0 = \tan\beta/(H_{mo}/L_o)^{0.5}$).

Raubenheimer *et al.* (2001), introduit la pente moyenne de la zone de surf (β_{av}) plutôt que la pente moyenne de la plage ($\tan\beta$) tel que :

$$\eta = H_{mo}\ (0{,}027 + 0{,}004\ \beta_{av}) \quad \text{(eq. II-5)}$$

Stockdon *et al.*, (2006) distinguent les valeurs du *wave setup* des plages intermédiaires (η) avec :

$$\eta = 0{,}35 \tan\beta \, (H_{mo} \, L_o)^{0,5} \qquad \text{(eq. II-6)}$$

et des plages dissipantes (η_d) avec :

$$\eta_d = 0{,}016 \tan\beta \, (H_{mo} \, L_o)^{0,5} \qquad \text{(eq. II-7)}$$

V-2-2- Estimation du *runup*

L'estimation du *runup* (*swash runup* + *wave setup*) a également fait l'objet de recherche en conditions naturelles et sur le terrain. (Hunt, 1959) montre que dans un cas idéal, c'est à dire une pente uniforme sur un substrat lisse et imperméable, l'amplitude du *runup* peut s'exprimer ainsi :

$$R = H_{mo} \, \xi_0 \qquad \text{(eq. II-8)}$$

Avec R, l'amplitude du *runup* (m).

Dans un environnement côtier microtidal, les mesures in situ introduisent une constante variant en fonction du contexte morphologique de la plage. Komar (1998) reprend ces valeurs pour une grande variabilité de plages dont les pentes varient de 0,026 à 0,14 :

$$R_{2\%} = 0{,}92 \, H_{mo} \, \xi_0 \qquad \text{(eq. II-9)}$$

$$R_{max} = 1{,}07 \, H_{mo} \, \xi_0 \qquad \text{(eq. II-10)}$$

Avec $R_{2\%}$ l'amplitude atteinte par 2% des plus hauts jets de rive et R_{max} la valeur maximale du jet de rive.

Les travaux de Stockdon *et al.*, (2006) proposent une valeur de *runup* pour les plages dont le nombre d'Iribarren est supérieur à 1,25. Les parties supérieures des plages de la presqu'île de Rhuys ont une forte pente (segments transversaux réflectifs) et le nombre d'Iribarren est très

souvent supérieur à 1 voire 1,25. La relation établie par ces auteurs s'applique à cet environnement et est donnée par :

$$R_{2\%} = 0{,}73 \tan\beta \, (H_{mo} \, L_o)^{0,5} \qquad \text{(eq. II-11)}$$

Ces équations développées grâce à des mesures sur des plages naturelles sur une dizaine de sites n'ont pas intégrées d'environnement macrotidaux, faute de données. Elles s'appliquent à des milieux ouverts, exposés aux houles océaniques. Déterminer l'amplitude du *runup* en domaine semi-abrité à partir des paramètres hydrodynamiques mesurés au large semble compromis par la particularité géomorphologique du linéaire côtier des littoraux rocheux. Aussi, l'acquisition de mesures hydrodynamiques in situ, sur les plages de la presqu'île de Rhuys peut permettre d'affiner les amplitudes théoriques attendues des niveaux d'eau extrêmes lors d'évènement tempétueux et d'anticiper un phénomène de submersion ou d'érosion importante du front dunaire.

VI- Analyses statistiques

VI-1- Analyses statistiques des données topographiques

Les séries temporelles des levés topographiques de chaque profil de plage sont traitées par analyses statistiques simples. Pour chaque profil, l'enveloppe morphologique est calculée par différence, le long des distances standardisées, entre la valeur maximale et la valeur minimale d'altitude mesurée. L'écart type (σ) des variations est ensuite calculé suivant l'équation (eq. II-12) :

$$\sigma = \text{Racine}\left(\left((n \text{ sigma } x^2) - (\text{sigma } x)^2\right) / n^2\right) \qquad \text{(eq. II-12)}$$

VI-2- Analyses statistiques des données météorologiques

Entre chaque période de suivi morphologique, les données météorologiques concernant la vitesse et la direction du vent moyen à 10 m mesuré à la station météorologique du talus de Belle-île (Figure I-1), ont été recueillis. Suivant la période de temps étudiée, les données horaires ou quotidiennes ont été utilisées. Les données horaires ont été utilisées pour illustrer les conditions atmosphériques pendant la durée de chaque campagne d'acquisition de mesures

à court terme. Les données quotidiennes ont été utilisées pour illustrer les conditions atmosphériques entre chaque levé topographique mensuel.

Pour chaque période de temps donné, la moyenne de la vitesse du vent moyen a été calculée suivant la méthodologie traditionnelle. Cependant, il est indispensable de tenir compte de la direction du vent. Le calcul de la moyenne de la direction du vent, en degrés par rapport au nord, doit tenir compte du référentiel utilisé, c'est-à-dire un quadrant de 0 à 360°. Le calcul de la moyenne des angles peut renvoyer à des résultats illogiques et non représentatifs de la réalité. Par exemple, si pendant une période de temps donnée, le vent souffle pour la moitié du temps d'une direction 350° et passe pour l'autre moitié du temps, à une direction 10° par rapport au nord, la direction moyenne calculée indiquera une valeur de 180°. Moyenne non représentative de la réalité. Ces résultats non souhaités viennent du fait que pour une direction correspondent deux valeurs d'angles.

Pour calculer une direction moyenne cohérente, les nombres complexes (ou imaginaires) de type a + bi (avec $i^2 = -1$, a étant sa partie réelle et bi sa partie imaginaire. Si a = 0, le nombre imaginaire est appelé imaginaire pur) sont introduits. En effet, l'avantage est que deux directions diamétralement opposées auront chacune un et un seul nombre complexe la représentant.

Pour calculer la valeur moyenne du vecteur vent, sur un pas de temps donné, la formule donnée par l'équation II-13 est utilisée :

$$V(z) = V(k).\ \exp(i*\theta(k)) \qquad \text{(eq.II-13)}$$

Avec V(z) le vecteur vent, V(k) la vitesse (m/s) et θ(k) la direction du vent (radians).

- Nous pouvons choisir de calculer une direction moyenne sans tenir compte de la vitesse du vent. Dans ce cas, V(k) = 1 et donc $V(z) = \exp(i*\theta(k))$

Le facteur $\exp(i*\theta(k))$ de l'équation (II-13) est la somme des exponentiels des imaginaires purs des valeurs des angles (en radians) d'un nombre d'échantillon de mesures données. Pour être utilisable dans l'équation II-13, l'argument de ce nombre complexe doit être calculé, c'est

le nombre réel correspondant à son angle. Le résultat est exprimé en radians, qu'il faut ensuite de convertir en degrés.

- Si nous choisissons de tenir compte de la vitesse du vent, alors V(k) est différent ou égale à 1.

Il est important de tenir compte de la vitesse du vent car une vitesse de 0,5 m/s n'aura pas le même impact qu'une vitesse de 15 m/s. Le facteur V(k) de l'équation II-13 est la somme des vitesses du vent, exprimée en nombre complexe dont la partie imaginaire sera nulle. L'argument du produit des deux nombres complexes V(k) et exp(i* θ(k)) est la direction moyenne du vent prenant en compte sa vitesse. L'angle obtenu est exprimé en radians qu'il faut ensuite convertir en degrés.

Dans ces deux cas de figure, le résultat peut être négatif ou supérieur à 360°. Il faut alors « moduler » le résultat en ajouter ou en soustrayant autant de fois que nécessaire le nombre 360. La Figure II- 24 schématise la méthode de calcul.

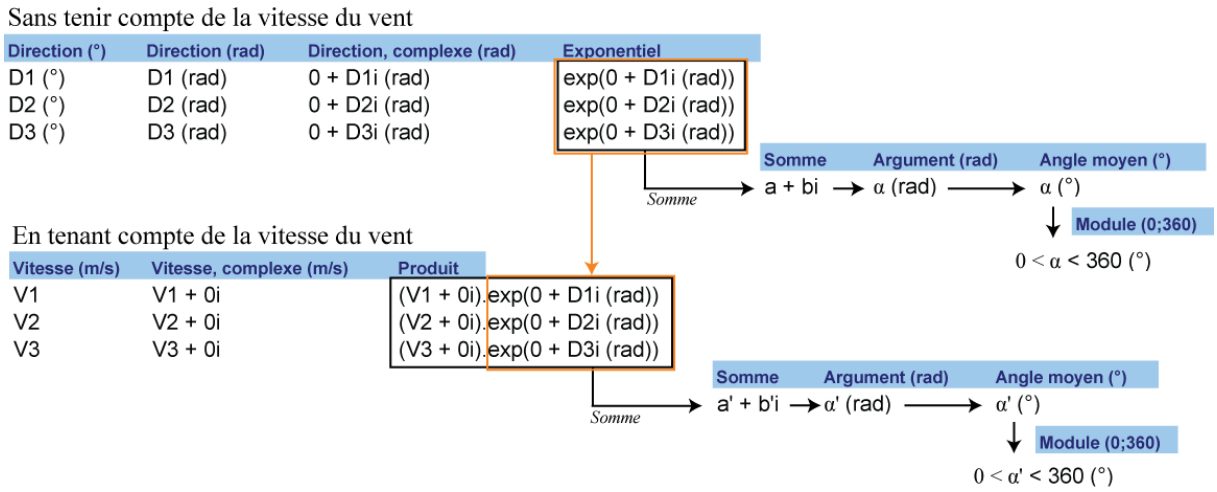


Figure II- 24 : Schéma synthétique de la méthode de calcul du vent moyen à partir de trois mesures de directions (D1, D2, D3) et de vitesses (V1, V2, V3).

CHAPITRE III : COMPORTEMENT MORPHODYNAMIQUE A COURT TERME DES PLAGES DE LA PRESQU'ILE DE RHUYS

Comprendre la morphodynamique des plages implique de connaître les processus physiques qui contrôlent son évolution. Pour améliorer cet état de connaissance, il est indispensable de mesurer le forçage à l'origine du transport sédimentaire et de la variation morphologique observée d'une plage sableuse. Les mesures incluent des mesures topographiques (variation de la morphologie, bilans volumétriques), hydrodynamiques (paramètres du courant marin et de la houle) et atmosphériques (intensité et direction du vent).

Ce chapitre se divise en trois parties. La première partie aborde les campagnes d'acquisition topographiques et hydrodynamiques lors de conditions modales à faiblement agitées. La seconde partie présente l'impact des évènements brefs de très hautes énergies aux passages des tempêtes *Xynthia* et *Joachim*. Enfin, à partir des résultats obtenus, la troisième partie propose de déterminer les valeurs seuil d'agitation au large nécessaires à l'altération des ouvrages de défense, au risque de submersion marine ou encore au recul du front dunaire. Dans cette dernière partie, deux sites spécifiques, sensibles, seront étudiés.

Partie 1

Cette partie présente un bref rappel des conditions d'acquisition de chaque campagne de mesure, les dispositifs mis en œuvre, les résultats obtenus ainsi qu'un bilan interprétatif synthétique pour chaque site étudié.

I- Rappel des conditions d'acquisition

Entre janvier 2010 et Décembre 2011, un total de 6 campagnes d'acquisition de mesures a été mené à divers moments de l'année et lors de conditions d'agitation au large variables (Tableau III- 1 ; Figure III- 1).

Tableau III- 1 : Récapitulatif des dates et outils utilisés lors de chaque campagne. *Nombre de profils total levés chaque jour. **Nombre de modèles numériques de terrain (MNT) réalisés chaque jour. (h) renvoie à l'extension houlographe du courantomètre ADCP utilisé.

Plages	nombre de campagnes	dates	outils de mesures hydrodynamiques	outils de mesures topographiques	nombre de profils*	nombre de MNT**	nombre de sites
Suscinio	2	28/01 au 5/02/10	ADCP ADCP (h) S4 (h)	Tachéomètre	15	3	3
		26/02 au 05/03/10	ADCP ADCP (h) S4 (h)	DGPS	3	0	3
Kerver	2	18/01 au 25/01/11	ADCP	tachéomètre	5	1	1
		18/03 au 25/03/11	ADCP (h)	tachéomètre	10	2	2 (successifs)
Fogeo	1	24/09 au 01/10/11	ADCP (h)	tachéomètre	8	1	1
Les Govelins	1	11/12 au 17/12/11	ADCP	DGPS	7	1	1

Toutes ces campagnes ont été conduites en hiver (Suscinio, les Govelins, Kerver), à la fin de l'hiver (Kerver) ou au début de l'automne (Fogeo). Ces périodes de l'année sont propices à des conditions atmosphériques instables ou les vents sont orientés dans un quadrant ouest à sud (vents dominants) entraînant une agitation marine renforcée, susceptible de déclencher d'importantes adaptations morphologiques des plages.

Toutefois, certaines campagnes se sont déroulées lors de conditions modales. Sur les plages de Kerver et de Fogeo, les déploiements sont effectués lors de conditions très calme au large, avec une hauteur significative de la houle (Hs) inférieure à 1 m (Figure III- 1) et des vents de terre, de secteur NE à ESE (Figure III- 2C, D, E). La première campagne de mesures dans l'anse de Suscinio (du 28/01/2010 au 05/02/2010) débute avec des conditions relativement calmes ($0,8 < Hs < 1,8$ m). A la fin de cette campagne, l'état de la mer au large forcit pour atteindre près de quatre mètres de hauteur significative de la houle avec des vents forts (12 à 16 m/s) orientés ONO (Figure III- 2A). Sur ce même site, un déploiement exceptionnel est réalisé au passage de la tempête *Xynthia*, du 26 février au 5 mars 2010. Ce déploiement intervient après une période de forte agitation débutée le 14 février 2010. Pendant, la tempête, les vents forts et brefs de secteur ONO entraînent trois mètres de hauteur significative de la houle au large (Figure III- 1 ; Figure III- 2B). Le pic de houle de la tempête est cependant assez modeste comparé à ceux des jours précédents, atteignant jusqu'à 6 m deux jours avant le début du déploiement. Compte tenu de la dimension longitudinale de l'anse de Suscinio, trois sites sont retenus de façon à optimiser la représentativité de la réponse morphodynamique de l'ensemble de l'anse (Tableau III- 1). Le dernier déploiement est accompli sur la plage des Govelins la semaine du passage de la tempête *Joachim*. Pendant ce déploiement, les vents tempétueux de secteur ouest à nord-ouest culminent à près de 25 m/s, engendrant une houle significative au large de 8 m à la bouée du plateau du Four (Figure III- 1 ; Figure III- 2F).

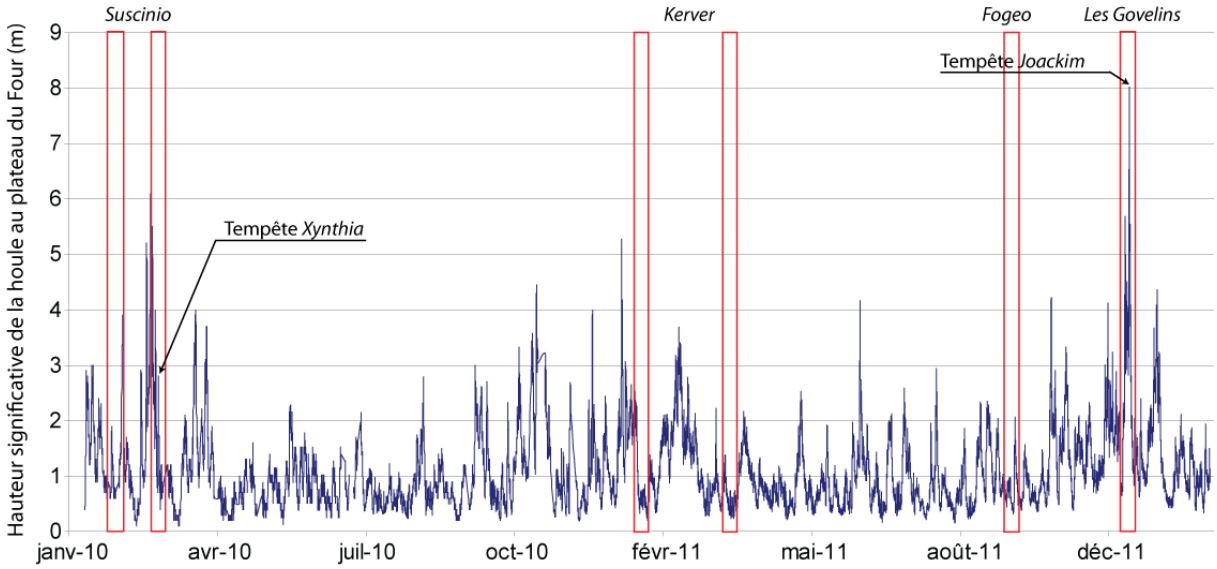


Figure III- 1 : Conditions d'agitation mesurées par la bouée du plateau du Four (localisation figure I-9). En encadrés rouges : les différentes campagnes de mesures et les plages concernées.

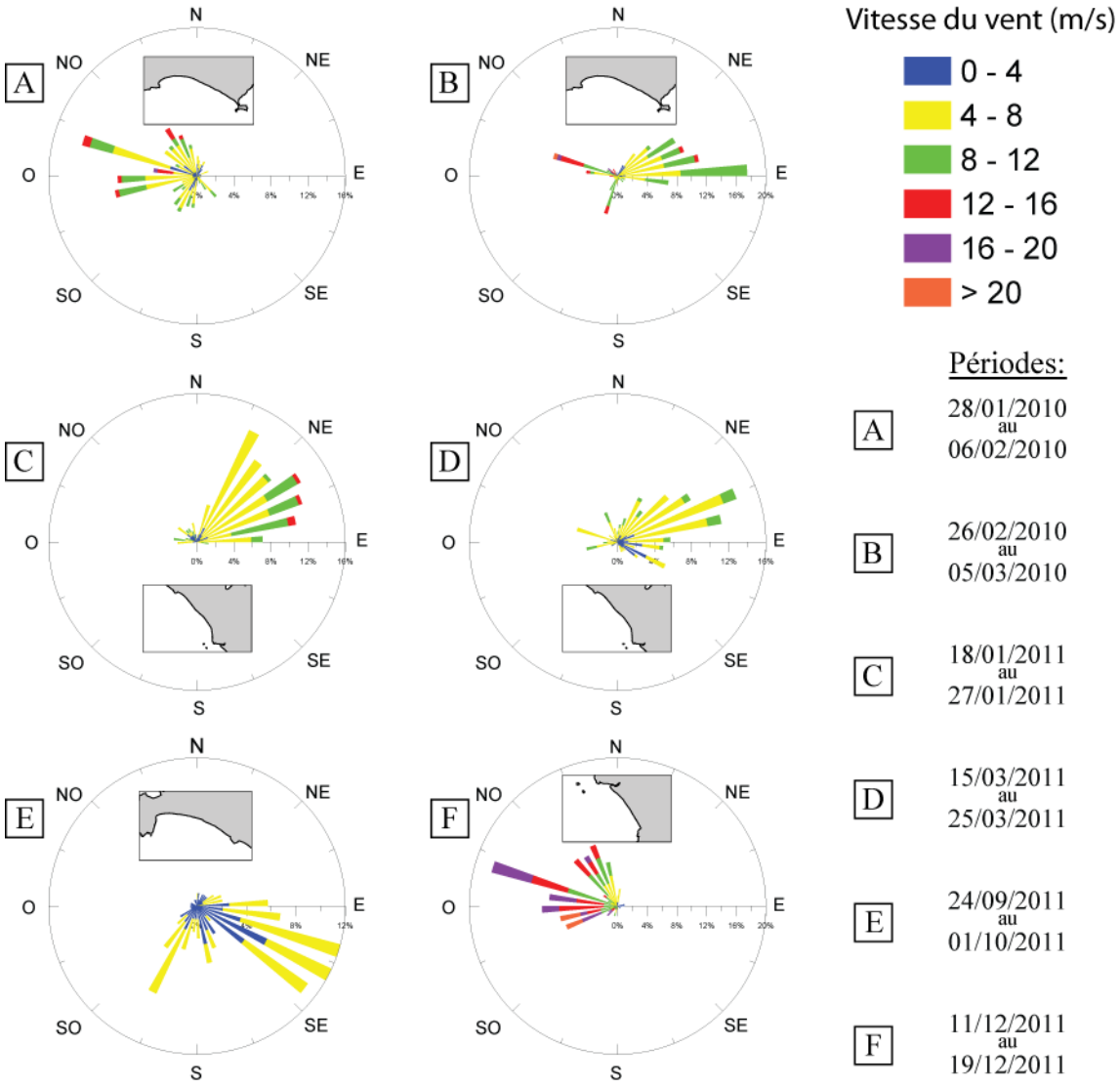


Figure III- 2 : Roses des vents de chaque campagne de mesures. A et B : Suscinio. C et D : Kerver. E : Fogeo. F : les Govelins. Pour chaque rose des vents, l'orientation du trait de côte est indiquée en encadré.

II- La campagne du 28 janvier au 5 février 2010 à Suscinio

II-1 Présentation et dispositif

L'anse de Suscinio est une plage de baie. Comme les autres plages étudiées, elle présente, sur son domaine intertidal, une rupture de pente dont l'altitude et la distance au trait de côte varie longitudinalement (Chapitre I). L'ensemble de la plage est longitudinalement concave. Cette concavité est très marquée par la rupture de pente au-delà de 60 m de distance au trait de côte (Figure III- 3).

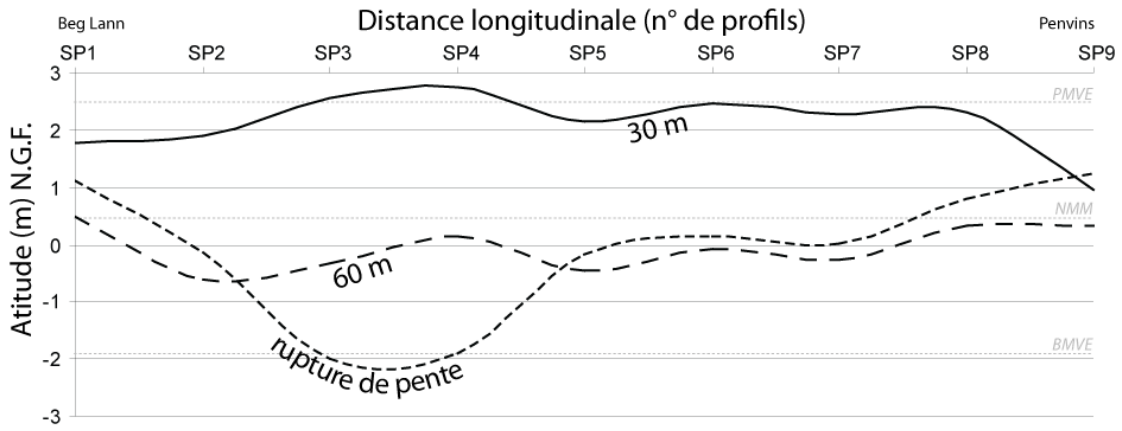


Figure III- 3 : Altitudes moyennes de la rupture de pente et de deux lignes d'isodistances au trait de côte. L'échelle de la distance longitudinale n'est pas respectée. La localisation des profils est présentée dans le chapitre 1.

L'exposition du trait de côte est très variable. A proximité de la pointe de Beg Lann, la plage est exposée sud-est, passant sud dans sa partie le plus concave (SP3 et SP4) et enfin Sud-ouest.

Comment cet ensemble géomorphologique peut-il répondre aux modifications du niveau d'énergie (vent, vagues, courant) entrant (*input*) dans le système ? Quelles sont, qualitativement et quantitativement, les variations morphologiques observables ? Sont-elles uniformes dans la baie au cours du même intervalle de temps ? Quelle direction préférentielle présente le transit sédimentaire ?

Pour répondre à ces interrogations, un dispositif approprié a été mis en place. Afin d'étudier la morphodynamique à court terme de l'anse de Suscinio, trois secteurs de plage, représentatifs de l'ensemble de l'anse, ont été choisis en fonction de leur exposition et de la morphologie du substratum aval et de leur altimétrie (Figure III- 4) :

1. A l'ouest, sur la plage de Beg Lann.
2. Au centre, sur la plage de Landrezac.
3. A l'est, sur la plage de Penvins.

A l'ouest, à Beg Lann, le secteur de plage étudié est orienté sud-est. Les secteurs de Landrezac et de Penvins ont une orientation sud-ouest similaire. Cependant, un large platier rocheux intertidal contraint le secteur de la plage de Penvins (Figure III- 4).

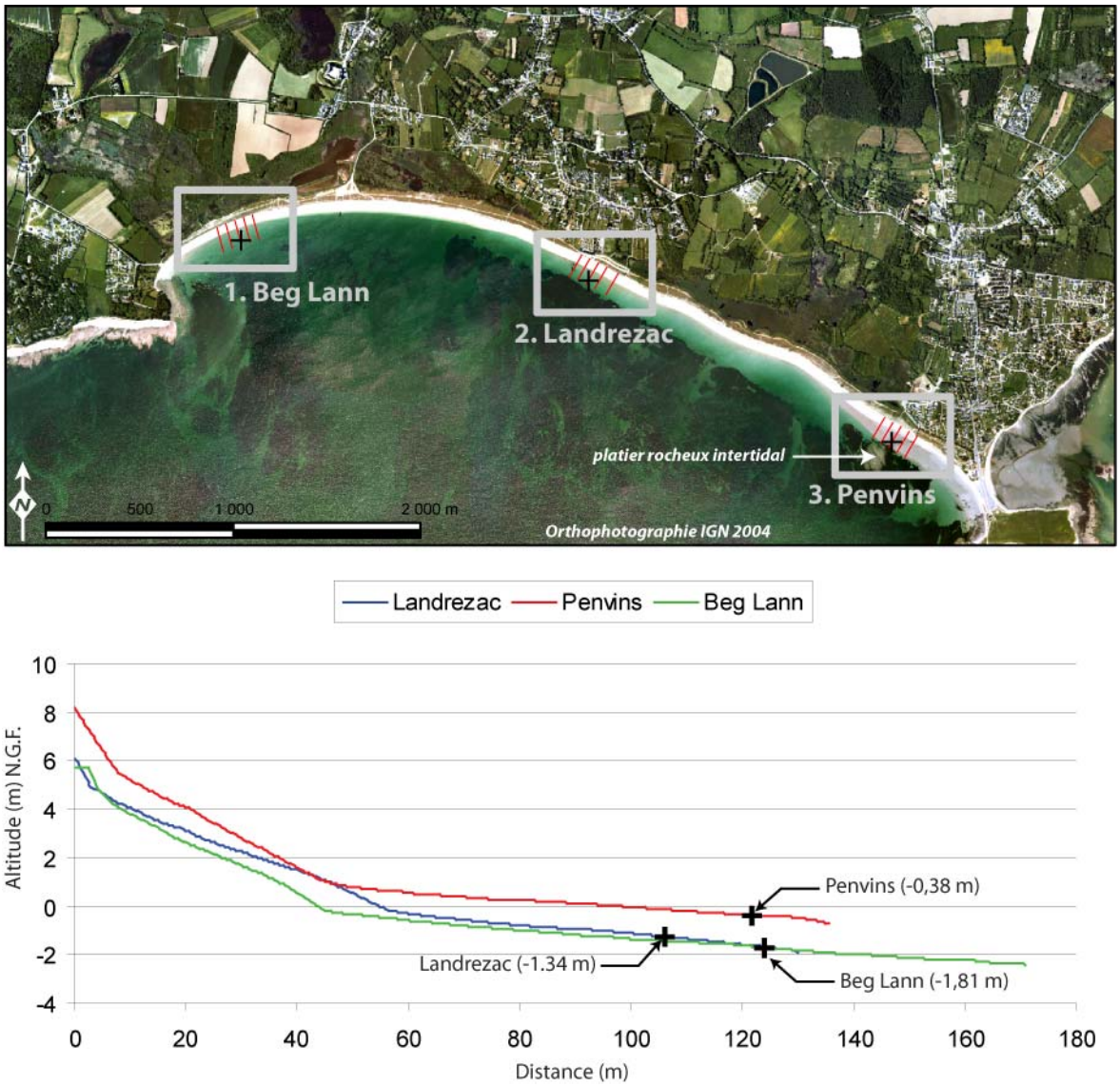


Figure III- 4 : En haut : localisation des 3 secteurs de plage étudiés de la baie de Suscinio et des cinq profils topographiques, espacés de 50 m, relatifs à chaque secteur de plage. En bas : représentation du profil central de chaque secteur et localisation de la position de chaque courantomètre sur l'estran (croix noires).

A Landrezac, le platier rocheux, observable par transparence sur les orthophotographies, est subtidal et ne découvre donc jamais. Le substratum rocheux est à une altitude supérieure à Penvins ce qui implique que l'ensemble du domaine intertidal de la plage de Penvins est à une altitude supérieure de plus d'un mètre par rapport aux domaines intertidaux de Beg Lann et de Landrezac (Figure III- 4).

Les levés topographiques sont effectués aux basses mers diurnes. En bas de plage de chaque secteur de plage, un courantomètre est déployé. A Beg Lann, un courantomètre-houlographe de type ADCP *sentinel* est déployé. A Landrezac, un courantomètre-houlographe de type

S4*Adw* est utilisé. A Penvins, le courantomètre de type ADCP *sentinel* est déployé. Ce dernier n'étant pas équipé d'un capteur de pression, aucun paramètre de houle n'est enregistré. La programmation d'acquisition de chaque appareil est fixée à 2 Hz avec des enregistrements de 9 minutes (*burst*) toutes les 15 minutes.

II-2- Conditions hydrodynamiques au large

Bien que la bouée du plateau ait cessé d'enregistrer entre le 1er février à 8h et le 3 février 2010 à 9h, nous remarquons deux phases d'agitation distinctes (Figure III- 5). Le première phase est caractérisée par une agitation modérée (0,5 < Hs < 1,8 m) avec des périodes oscillant entre 6 et 8 s. A la fin de la campagne, une deuxième phase est identifiée. Le 6 février, la hauteur significative de la houle atteint près de 4 m et sa période augmente jusqu'à environ 10 s.

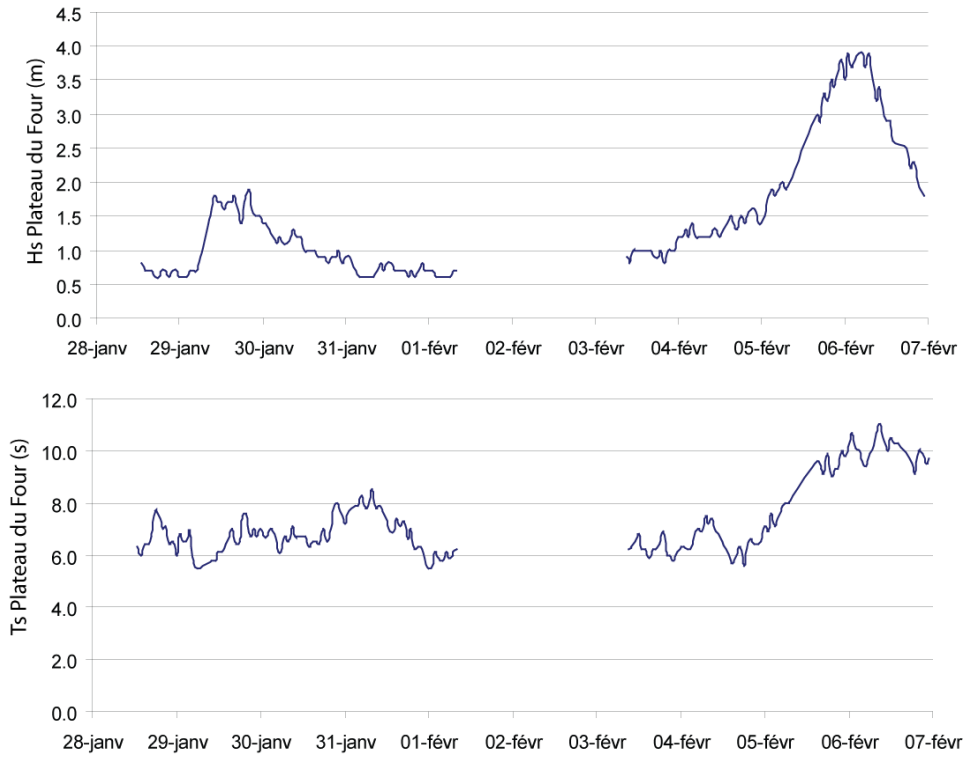


Figure III- 5: Hauteur significative de la houle (Hs) et sa période associée (Ts) enregistrées au plateau du Four du 28 janvier au 7 février 2011.

II-3- Chronologie des Conditions météorologiques

Jusqu'au 29 janvier, la vitesse des vents de secteur ouest à nord-ouest croît jusqu'à atteindre près de 14 m/s (Figure III- 6). Cette augmentation est ressentie par l'état de la mer avec une

hauteur significative de la houle de près de 2 m au large (Figure III- 5). Du 30 janvier au 2 février, les vents s'orientent au nord puis dans une large partie est à sud-ouest avec des vitesses modérées souvent inférieures à 4 m/s (Figure III- 6). Par la suite, les vents gagnent en intensité (de 4 à 10 m/s) en même temps qu'ils s'orientent progressivement de secteur ouest à sud et de secteur sud-est à la fin de la journée du 4 février. Finalement, après une brève chute de sa vitesse, son intensité connaît un pic à 16 m/s au début de la journée du 6 février pour une orientation ouest-nord-ouest.

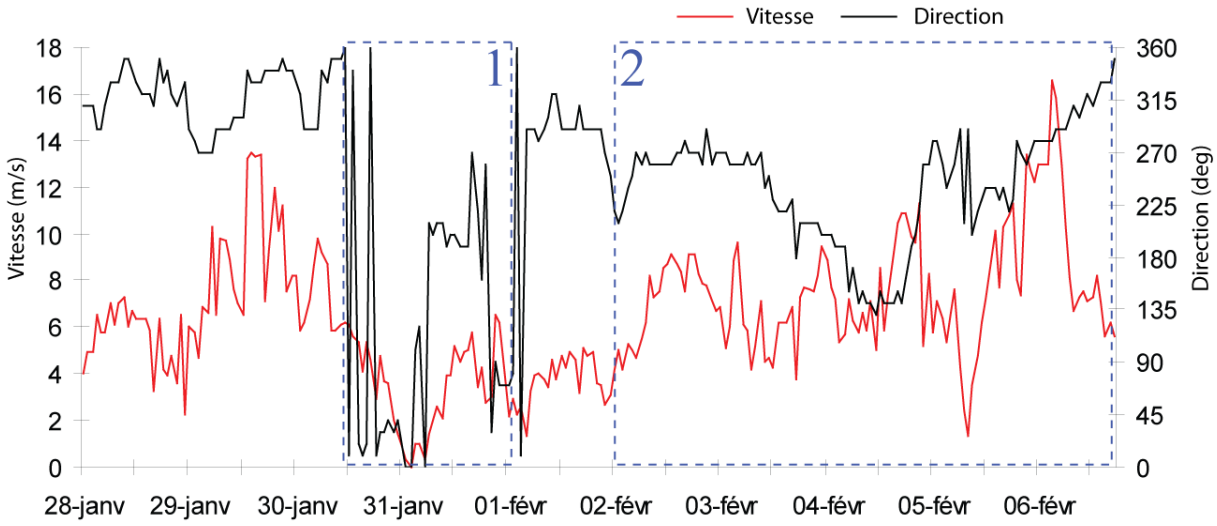


Figure III- 6 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 28 janvier et le 6 février 2010. Encadré 1 : changement notable de directions des vents associé à de faibles vitesses (vitesse moyenne : 3,5 m/s ; direction moyenne : 40°). Encadré 2 : changement notable de la direction du vent associé à une intensité croissante (vitesse moyenne : 7,5 m/s ; direction moyenne : 247°).

II-4- Résultats expérimentaux

II-4-1 Conditions d'enregistrement des appareils

Afin de garantir un temps d'immersion maximal à chaque pleine mer, les courantomètres ont été placé en bas de plage, sur sa partie dissipante (Figure III- 4). Pendant 16 marées consécutives, la majorité des enregistrements (*burst*) a été effectué en condition de levé de vagues (*shoaling*) (Figure III- 7). Par conséquent, il est difficile d'interpoler les observations faites en bas de plage sur les conditions hydrodynamiques du haut de plage réfléchissant.

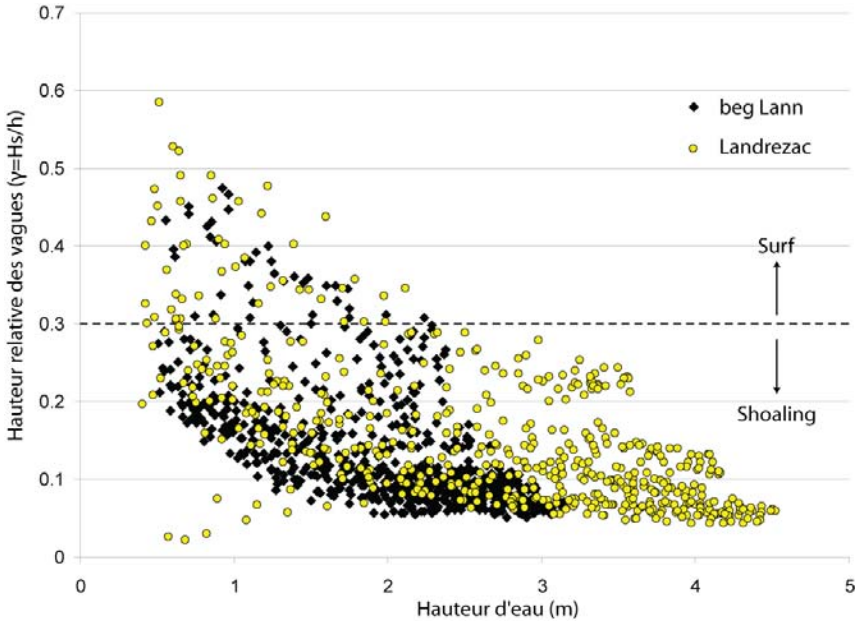


Figure III- 7 : Conditions d'enregistrement des courantomètres de Beg Lann et de Landrezac. La hauteur relative des vagues (γ) est le rapport entre la hauteur d'eau au dessus de l'appareil et la hauteur significative de la houle. Ici, la valeur délimitant les conditions de déferlement (*surf*) et de levé de vagues (*shoaling*) est fixé à 0,3. Dans les deux cas, l'agitation relative diminue avec l'augmentation de la hauteur d'eau. A Penvins, les conditions d'enregistrements sont sensiblement équivalentes.

II-4-2 Plage de Beg Lann

a-Hydrodynamisme

L'enregistrement des paramètres de la houle et des courants est présenté en annexe 2 et 3. Jusqu'au 3 février, la hauteur significative de la houle est modérée et ne dépasse pas 0,3 m (M1 à M10), excepté pour les marées du 30 janvier (M4 et M5). A partir du 3 février, l'agitation augmente et atteint un pic à près de 0,7 m de Hs à la fin de la journée du 4 février (M15).

Bien qu'une importante variabilité de l'angle d'incidence de la houle soit identifiée, la direction préférentielle de celle-ci est sud sud-est. Cette direction est très marquée aux marées M11, M15 et M16.

La période de la houle au pic (Tp) varie modérément au début de la campagne de 6 à 12 s. Les plus grandes variations sont enregistrées aux marées (M12, M13 et M14) avec des périodes allant de 4 à 17 s (M12) et de 4 à 15 s (M13 et M14). Les plus courtes périodes sont enregistrées aux marées M11 et M15 avec des variations respectivement de 4 à 10 s et de 4 à

6 s. A Partir du 31 janvier (M7), de plus courtes périodes de vagues sont enregistrées. A titre d'exemple, les analyses spectrales de quatre marées indiquent, au cours de la campagne, une augmentation de l'importance de la mer de vent (*wind wave*) sur les ondes gravitaires (Figure III- 8).

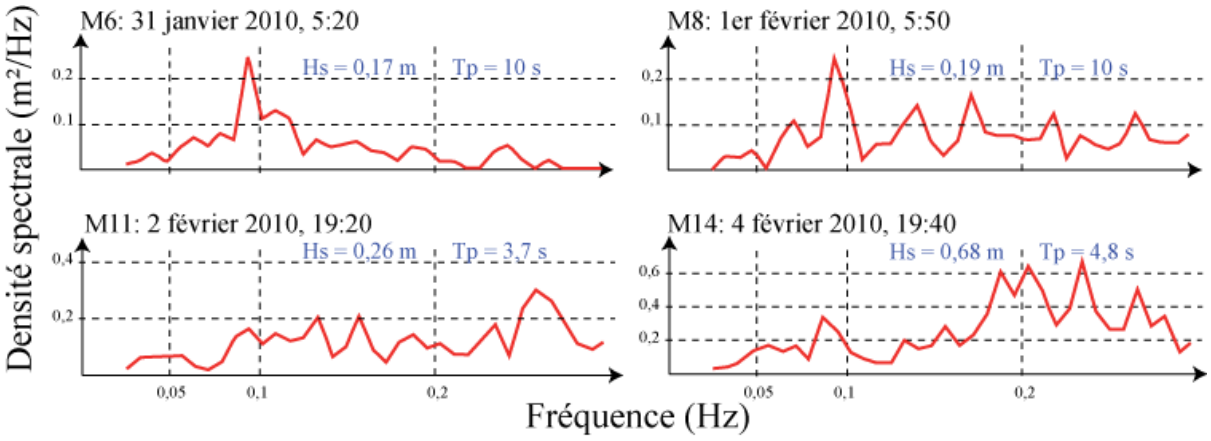


Figure III- 8 : Analyses spectrales de quatre enregistrements (*bursts*) représentatifs de chaque marée obtenus à Beg Lann pendant les pleines mers, moments où les vagues déferlent sur le haut de plage réfléchissant.

La vitesse du courant moyen varie entre 5 et 10 cm/s. A la fin de la campagne, aux marées M13, M14, M15 et M16, elle croît en dépassant 15 cm/s à Beg Lann. L'augmentation de la vitesse du courant moyen s'accompagne d'une plus forte agitation.

Au flot, le courant longitudinal s'oriente vers le sud-ouest. Cette direction s'inverse à la mi-marée, reflétant le déplacement de l'onde de marées. Le courant longitudinal s'oriente alors vers le nord-est (jusant). Durant les marées les plus agitées (M14 et M15), le courant transversal s'intensifie et s'oriente préférentiellement vers le large, comme un courant de retour (*undertow*).

b- Variations morphologiques et volumétriques

Les profils topographiques, levés au tachéomètre laser sont effectués pendant 8 basses mers diurnes consécutives, du 29 janvier au 5 février 2010 (annexes 2 et 3). La Figure III- 9 présente le modèle numérique de terrain de la plage de Beg Lann, réalisé à partir des 5 profils de plages. Les analyses granulométriques indiquent la présence de sables très grossiers à moyens en haut de plage et de sables fins en bas de plage.

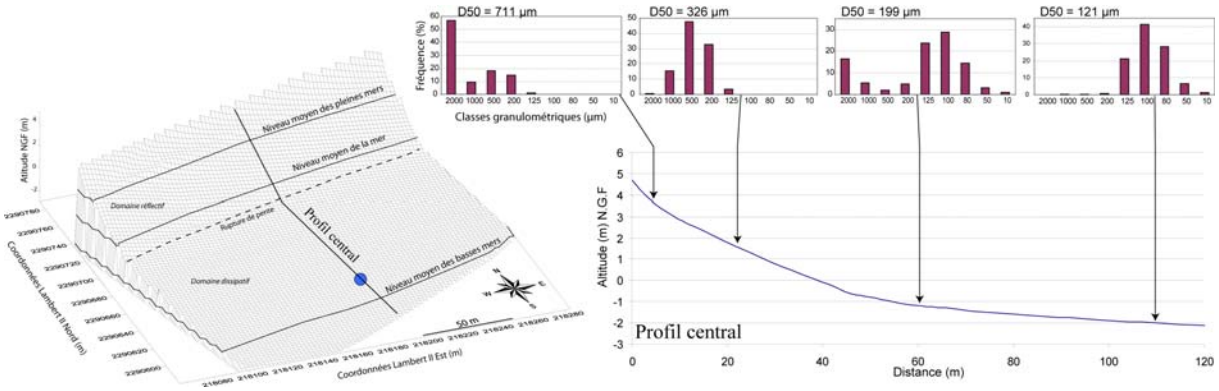


Figure III- 9 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir des levés topographiques du 29 janvier 2010. Le profil central est représenté avec les résultats des analyses granulométriques du 30 janvier. En bleu : l'emplacement du courantomètre-houlographe ADCP.

Les levés successifs permettent de construire des modèles numériques de terrain différentiels. La Figure III- 10 présente l'ensemble des MNT différentiels sur la période du 29 janvier au 5 février 2010.

D'une manière générale, nous pouvons constater que les variations d'altitudes affectent principalement le domaine réfléchissant de la plage. Ces variations illustrent l'importance relative d'occurrence des processus de déferlement (*surf*) et de jet de rive (*swash*) par rapport au processus de levé de vagues (*shoaling*) (Masselink et Hegge, 1995). A Beg Lann, ce domaine connaît particulièrement d'importants changements morphologiques entre le 31 janvier et le 2 février (Figure III- 10C et D). Ces changements semblent principalement longitudinaux. A partir du 2 février, jusqu'à la fin de la campagne, le domaine réfléchissant est marqué par l'apparition d'une zone d'accrétion longitudinale, correspondant à une barre de *swash*, à un niveau proche du niveau moyen des pleines mers (Figure III- 10E, F, G et H).

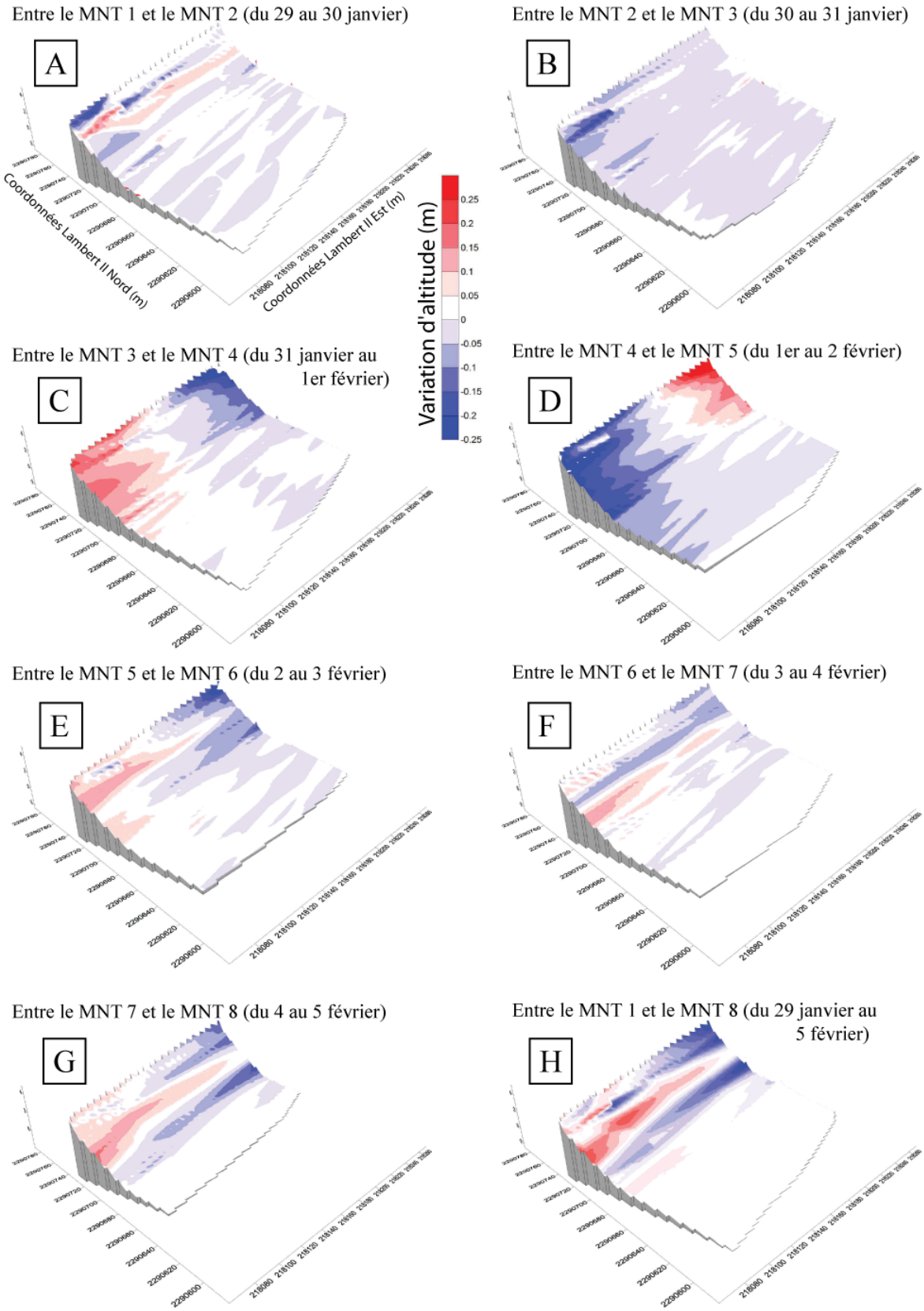


Figure III- 10 : MNT différentiels de la plage de Beg Lann. De A à G : MNT réalisés entre deux levés topographiques successifs. En H : MNT bilan entre le premier et le dernier levé topographique. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT sont indiqués en annexes 2 et 3.

Bien que certains MNT différentiels rendent compte de changements morphologiques remarquables, les bilans sédimentaires calculés sont au contraire négligeables et en deçà de la marge d'erreur occasionnée par la mesure (Tableau III- 2). Il existe donc un transfert de sédiment sans variations volumétriques notables au sein du secteur de plage étudié. Toutefois, les transferts sédimentaires principalement longitudinaux ne peuvent se limiter au secteur de plage représenté par chaque MNT. En effet, celui-ci n'illustre qu'une infime portion du secteur occidental de l'anse de Suscinio. Longitudinalement, un certain volume de sédiment peut s'engager, dans le système mesuré, par une extrémité alors que pendant le même pas de temps, une quantité équivalente de sédiment peut quitter le système par l'extrémité opposée. Ce processus met en évidence une dérive littorale, contrôlée par un déferlement oblique au trait de côte.

Tableau III- 2 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels de la plage de Beg Lann. Les bilans en volumes et pourcentages sont négligeables. Marge d'erreur: 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F.

	Beg Lann			
MNT	Jour J-1 (m3)	Jour J (m3)	Bilan (m3)	%
A	49923.12	50167.94	244.82	**0.49**
B	50167.94	49678.97	-488.97	**-0.98**
C	49678.97	49926.59	247.62	**0.50**
D	49926.59	49505.87	-420.72	**-0.85**
E	49505.87	49678.5	172.63	**0.35**
F	49678.5	49668.04	-10.46	**-0.02**
G	49668.04	49705.71	37.67	**0.08**
H	49923.12	49705.71	-217.41	**-0.44**

c- Synthèse

Le secteur de plage étudié, proche de la pointe de Beg Lann et orienté sud-ouest nord-ouest, connaît une phase plus active en terme d'échanges sédimentaires. Il s'agit de la période du 31 janvier au 2 février 2010 (Figure III- 10C et D). Ces changements morphologiques, affectant principalement le domaine réfléchissant de la plage, s'accompagnent de variations négligeables du volume sédimentaire présent. Cette période active n'est pas synchrone avec la période agitée observée à partir du 3 mars (Annexe 2, Houle). Les paramètres hydrodynamiques enregistrés en condition de levé de vagues ne peuvent expliquer à eux seuls de tels changements morphologiques.

La relative importance de ces transferts sédimentaire intervient après une période d'inversement de l'orientation des vents (Figure III- 6, encadré 1). Pendant cette courte période, bien que la direction du vent soit très variable, les vents de plus fortes intensités, donc les plus efficaces, proviennent du quadrant nord-est (Figure III- 11A). La direction moyenne du vent résultant (40°) forme un fort angle avec la normale au trait de côte de ce secteur de plage. Au nord-ouest de l'anse de Suscinio, cette direction favorise l'apparition de vagues de plus courtes périodes (annexe 2) associées à un déferlement oblique. Les changements morphologiques observés du 31 janvier au 2 février (Figure III- 10C et D) illustrent la réponse morphodynamique de cette portion de plage à ces conditions par un transfert sédimentaire longitudinal orienté vers le sud-ouest. Cette réponse morphodynamique est différée d'environ une journée (Figure III- 6 encadré 1 ; Figure III- 10C et D), soit le temps de rétroaction nécessaire à l'adaptation de la plage aux conditions décrites.

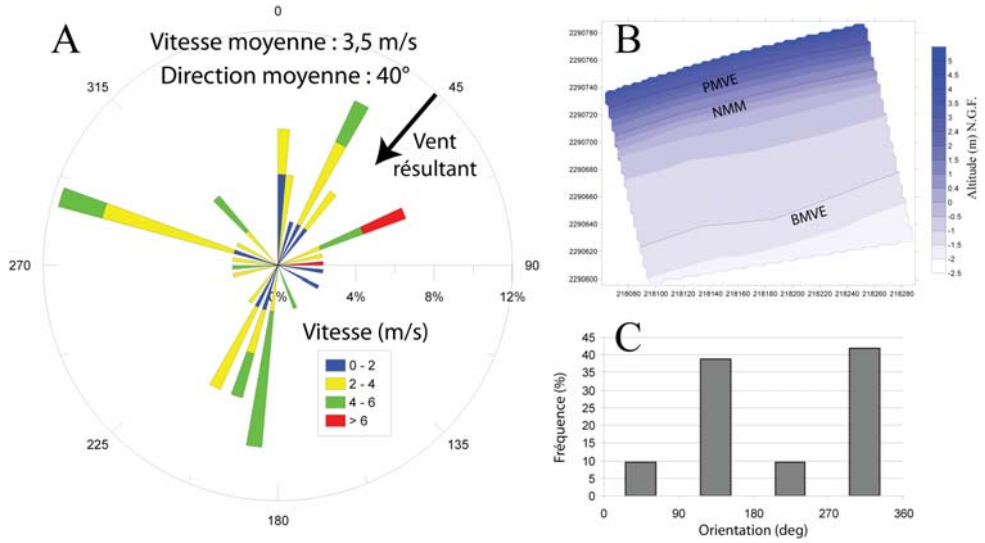


Figure III- 11 : A : rose des vents moyens horaires (du 30 janvier à 11h au 1er février à 0h) et direction du vent résultant tenant compte de sa vitesse. B : MNT du secteur de page étudié de Beg Lann. C : fréquence d'occurrence de la direction du vent.

De plus, l'accrétion sédimentaire longitudinale observée à partir du 2 février (Figure III- 10E, F et G), correspondant à une barre de *swash*, s'établit avec un marnage décroissant et une agitation croissante (annexe 2).

La morphologie de ce secteur de la plage de Beg Lann répond à la fois longitudinalement et transversalement aux conditions atmosphériques et hydrodynamiques. Il apparaît qu'un vent orienté nord-est à est de plus de 6 m/s et d'une durée d'au moins 24 heures impacte

significativement la dynamique sédimentaire longitudinale, sans changement volumétrique notable en créant une dérive littorale orientée vers le sud-ouest. De plus, une agitation (Hs) supérieure à 0,3 m semble responsable de changements morphologiques transversaux significatifs.

II-4-3- Plage de Landrezac

a- Hydrodynamisme

Les enregistrements des paramètres hydrodynamiques du courantomètre-houlographe S4*Adw* à Landrezac sont présentés en annexes 4 et 5. Les valeurs de Hs à Landrezac sont légèrement supérieures à celles mesurées à Beg Lann (annexes 2 et 4). Jusqu'au 2 février la hauteur significative de la houle varie entre 0,2 et 0,4 m (M1 à M10). Ensuite, ces valeurs atteignent un maximum entre le 5 et le 6 février (M15 et M16) supérieur à 0,8 m.

Tout au long de la campagne, la direction de la houle reste stable avec une orientation sud sud-ouest. Jusqu'au 3 février, la période au pic (Tp) de la houle varie modérément de 8 à 12 s (excepté pour les marées M7 et M8). Ensuite, à partir du 3 février (M12), la période au pic varie intensément de 4 à 16 s. Cependant, des ondes de courtes périodes (4 à 8 s) sont enregistrées le 2 février (M11). Le même phénomène est observé pendant la même marée à Beg Lann (annexe 2). Les analyses spectrales synchrones à celles de Beg Lann, effectuées à partir des enregistrements du houlographe de Landrezac indique la même tendance : au court de la campagne, les vagues de courtes périodes prédominent les ondes gravitaires, de périodes plus longues.

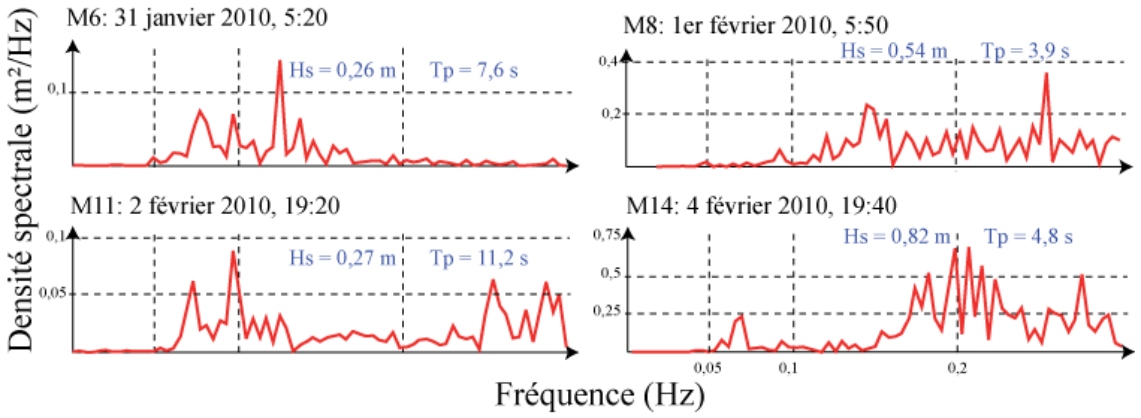


Figure III- 12 : Analyses spectrales de quatre enregistrements (*bursts*) représentatifs de chaque marée obtenus à Landrezac. Ces analyses sont synchrones des analyses spectrales de Beg Lann présentées en Figure III- 8.

La vitesse du courant moyen est globalement inférieur à 5 cm/s (annexe 5). Pourtant, lors des conditions de plus fortes agitations (M15), le courant moyen atteint des vitesses supérieures à 25 cm/s dont la composante longitudinale est exclusivement orientée vers le nord-ouest. En M16, pour des conditions d'agitations similaires, ce forçage n'est pas observé. La composante transversale du courant est visiblement orientée de façon régulière vers le large, appuyant l'existence de courants de retour (*undertow*) sur cette partie de plage, située au centre de l'anse de Suscinio. La composante longitudinale reflète le déplacement de l'onde de marée, orienté vers le nord-ouest au flot et vers le sud-est au jusant.

b- Variations morphologiques et volumétriques

Le principe d'acquisition topographique est identique à celui de la plage de Beg Lann. 5 profils de plages permettent d'établir un MNT initial de la plage de Landrezac. Les analyses granulométriques effectuées le long du profil central révèlent la présence de sables très grossiers sur le domaine réflectif et de sables fins sur le domaine dissipant de la plage intertidale (Figure III- 13).

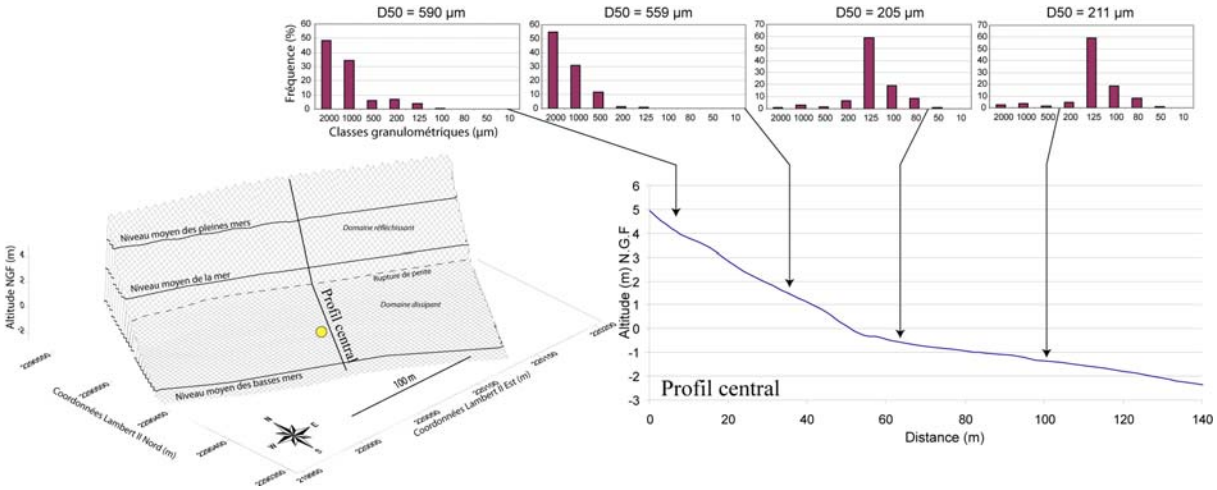


Figure III- 13 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir des levés topographiques du 29 janvier 2010. Le profil central est représenté avec les résultats des analyses granulométriques du 30 janvier. En jaune : l'emplacement du courantomètre-houlographe S4*Adw*.

Les MNT différentiels réalisés entre le 29 janvier et le 5 février sont présentés Figure III- 14. Jusqu'au 2 février, les changements morphologiques observables sont peu significatifs (Figure III- 14A, B, C et D). Du 2 au 5 février (Figure III- 14E, F, G), des variations morphologiques longitudinales sont davantage remarquables avec l'extrémité nord-ouest en accrétion et l'extrémité sud-est en érosion (Figure III- 14E). Cette tendance s'inverse les jours suivants (Figure III- 14F et G) avec une accentuation de l'accrétion, dans la moitié sud-est du secteur de plage mesuré, entre le 4 et le 5 février.

Comme il a pu être observé sur la plage de Beg Lann, le transfert sédimentaire apparaît, dans un premier temps, principalement longitudinal. Ensuite, à la fin de la campagne de mesure, sur le dernier MNT différentiel (Figure III- 14G), une accrétion longitudinale, assimilée à une barre de *swash* et centrée sur le domaine réfléchissant se dessine. Celle-ci est proéminente sur la partie sud-est de la plage de Landrezac. Cette formation est concomitante à celle de Beg Lann, lors de conditions plus agitées.

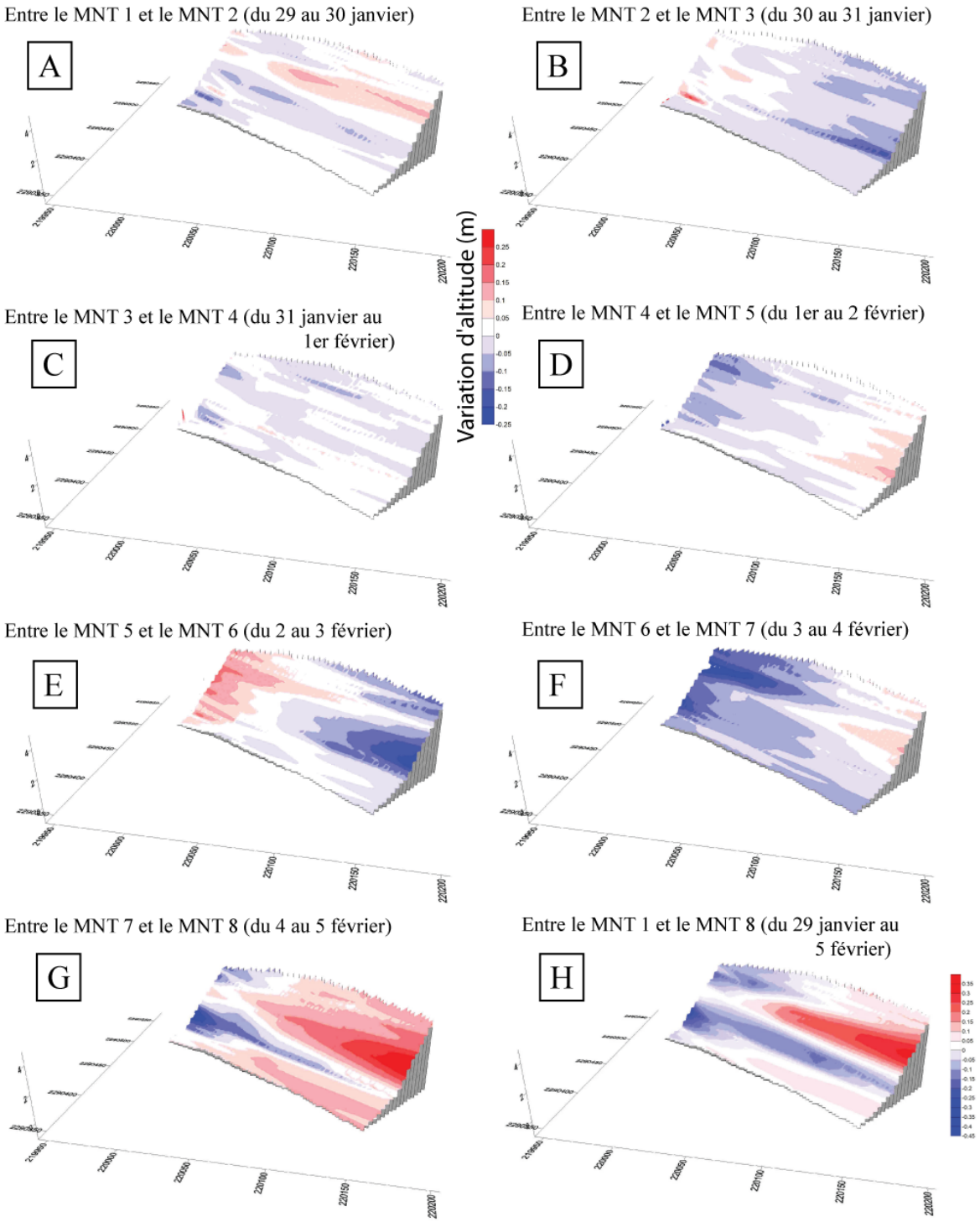


Figure III- 14 : MNT différentiels de la plage de Landrezac. De A à G : MNT réalisés entre deux levés topographiques successifs. En H : MNT bilan entre le premier et le dernier levé topographique. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT sont indiqués en annexes 4 et 5.

Les bilans volumétriques sont négligeables jusqu'au 3 février bien qu'un changement morphologique remarquable s'opère entre le 2 et le 3 février (Figure III- 14E ; Tableau III- 3). L'érosion constatée au sud-est entre le 2 et le 3 février est équilibrée par une accrétion au nord-ouest (Figure III- 14E). Le bilan sédimentaire est alors quasi nul. Ensuite, la plage de Landrezac est érodée (Figure III- 14F), principalement dans sa partie nord-ouest. Cette érosion est ensuite équilibrée par une accrétion principalement située dans sa partie sud-est (Figure III- 14F). Ces tendances illustrent un transfert sédimentaire longitudinal du domaine réfléchissant et met en évidence une dérive littorale.

Tableau III- 3 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels de la plage de Landrezac. Marge d'erreur: 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F.

	Landrezac			
MNT	Jour J-1 (m3)	Jour J (m3)	Bilan (m3)	%
A	63792.15	63956.3	164.15	**0.26**
B	63956.3	63717.7	-238.6	**-0.37**
C	63717.7	63749.7	32	**0.05**
D	63749.7	63622.7	-127	**-0.20**
E	63622.7	63764.4	141.7	**0.22**
F	63764.4	62824.7	-939.7	**-1.50**
G	62824.7	63891	1066.3	**1.67**
H	63792.15	63891	98.85	**0.15**

c- Synthèse

La hauteur significative de la houle oscille entre 0,2 et 0,3 m avec un maximum de 0,4 m le 29 janvier (annexe 4, M3). Sur l'ensemble du déploiement, la direction sud sud-est de la houle reste stable. Jusqu'au 2 février, le domaine réfléchissant de la plage de Landrezac n'enregistre pas de changements morphologiques notables. Les changements morphologiques remarquables interviennent à partir du 2 février (Figure III- 14E) avec un modeste transfert longitudinal sans variation volumétrique (Tableau III- 3, MNT E). Par la suite, les changements morphologiques, accompagnés de variations de volumes sédimentaires s'intensifient (Figure III- 14F et G ; Tableau III- 3). Ces changements sont synchrones avec une augmentation de l'agitation (Hs > 0,5 m, annexe 5) accompagnée d'une plus grande variabilité des périodes au pic (4 < Tp < 16 s, annexe 4).

A partir du 2 février, les vents orientés ouest augmentent en intensité, dépassent 4 m/s (Figure III- 6). Ils augmentent progressivement jusqu'à la fin de la campagne, excepté une brève perte

de vitesse le 5 février. Jusqu'au 4 février, les vents s'orientent progressivement de secteur ouest à sud-est puis se renforcent en intensité pour atteindre 9 m/s à deux reprises le 3 février (Figure III- 6, encadré 2). Cette phase correspond à un premier changement morphologique notable (Figure III- 14F). Ensuite, les vents s'orientent sud-est à ouest nord-ouest et impulsent une deuxième phase de transport sédimentaire longitudinal. Compte tenu de la direction du vent moyen résultant, la dérive littorale est orienté vers le sud est (Figure III- 15). L'intensité du vent résultant diminue considérablement le temps d'adaptation de la morphologie de la plage. Ainsi, le temps de rétroaction est quasi nul.

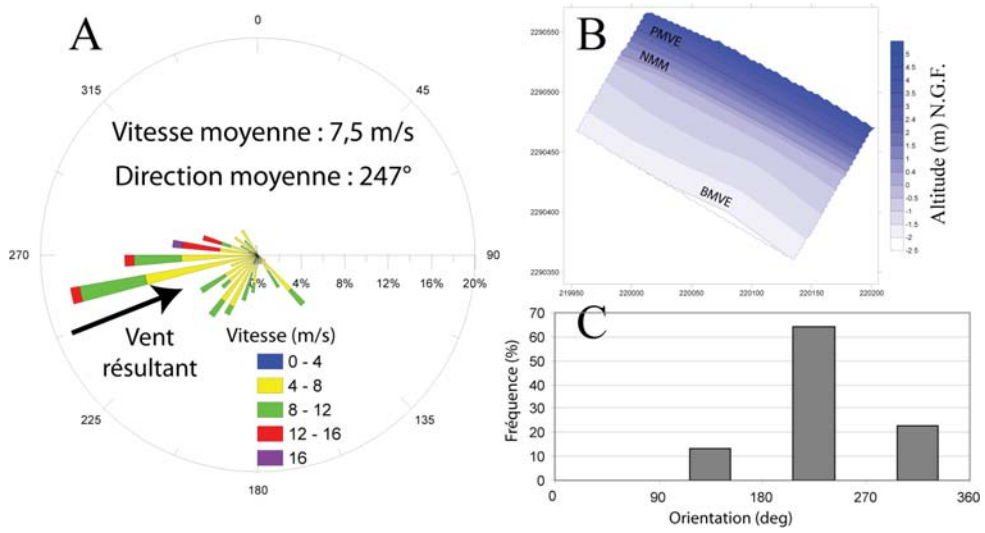


Figure III- 15 : A : rose des vents moyens horaires (du 2 février à 0h au 6 février à 17h) et direction du vent résultant tenant compte de sa vitesse. B : MNT du secteur de page étudié de Landrezac. C : fréquence d'occurrence de la direction du vent.

II-4-4- Plage de Penvins

a- Hydrodynamisme

Le secteur de plage étudié, à l'extrémité sud-orientale de l'anse de Suscinio, est situé à l'arrière d'un large et irrégulier platier rocheux dont l'altitude est proche de celle du niveau moyen de la mer. Sa distance au front dunaire est d'environ 130 m.

Les enregistrements du courantomètre ADCP sont présentés en annexe 6. La direction du courant moyen est plus aléatoire que sur les enregistrements des capteurs placés à Beg Lann et à Landrezac. Toutefois, avec des vents du secteur nord-est (Figure III- 6, encadré 1), le courant tend à s'orienter vers le sud avec une intensité de 10 à 25 m/s (annexe 6, M6, M7,

M8, M9). La composante transversale du courant (orientée vers le large) prédomine en intensité la composante longitudinale (orientée vers le nord-ouest).

b- Variations morphologiques et volumétriques

Les analyses granulométriques effectuées le long du profil central du MNT initial indiquent la présence de sables grossiers à très grossiers sur le domaine réfléchissant et des sables fins sur le domaine dissipant de la plage (Figure III- 16). Ces résultats se rapprochent des résultats d'analyses des échantillons prélevés sur la plage de Beg Lann et de Landrezac.

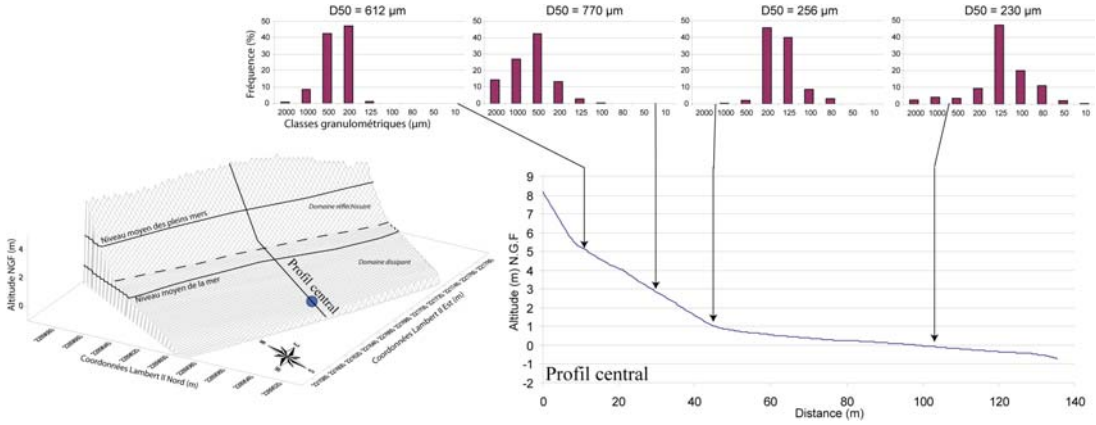


Figure III- 16 : Modèle numérique de terrain réalisé à partir des levés topographiques du 29 janvier 2010. Le profil central est représenté avec les résultats des analyses granulométriques du 30 janvier. En bleu : l'emplacement du courantomètre ADCP.

Les MNT différentiels réalisés sur la plage de Penvins sont présentés Figure III- 17. Aucun changement morphologique remarquable n'apparaît. Seul le MNT différentiel A laisse apparaître une érosion le long de la rupture de pente assortie d'une accrétion longitudinale, de faible amplitude, parallèle à la ligne érodée (Figure III- 17A). Cependant, le bilan morphologique entre le début et la fin de la campagne (Figure III- 17H) indique que la moitié sud-est du domaine réfléchissant de la plage est relativement érodé avec une variation d'altitude négative supérieure à 0,1 m. De plus, chaque MNT indique une pente longitudinale, décroissante vers le nord-ouest, du bas de plage.

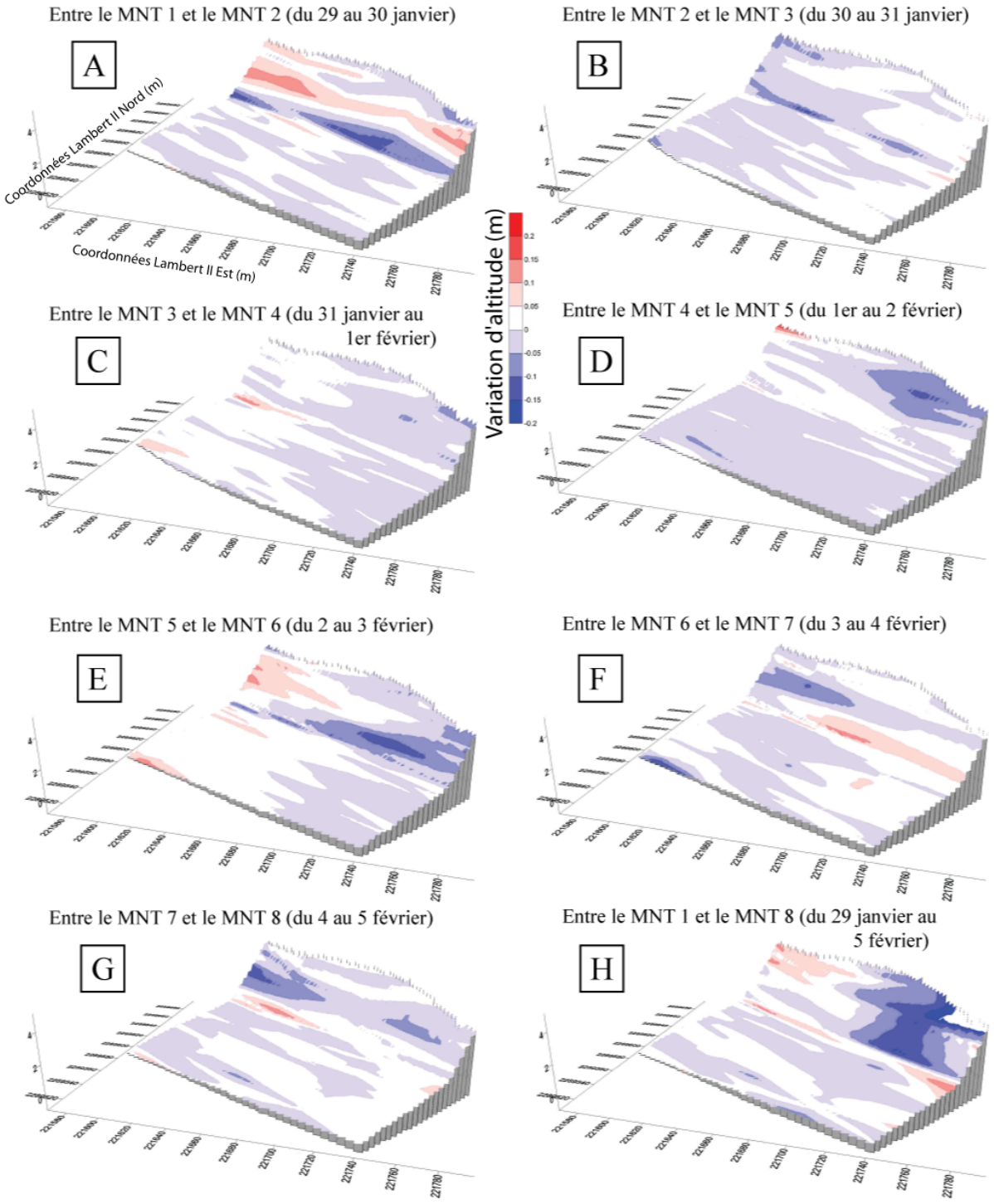


Figure III- 17 : MNT différentiels de la plage de Penvins. De A à G : MNT réalisés entre deux levés topographiques successifs. En H : MNT bilan entre le premier et le dernier levé topographique. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT sont indiqués en annexe 7.

Les volumes sédimentaires mis en jeu sont négligeables et en deçà de la marge d'erreur liée à la précision de la mesure (Tableau III- 4). Par conséquent, la plage de Penvins est considérée comme stable tout au long de l'expérimentation.

Tableau III- 4 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels de la plage de Penvins. Marge d'erreur : 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F.

	Penvins			
MNT	Jour J-1 (m3)	Jour J (m3)	Bilan (m3)	%
A	85007.8	84762.7	-245.1	**-0.29**
B	84762.7	84485	-277.7	**-0.33**
C	84485	85054.1	569.1	**0.67**
D	85054.1	84697.6	-356.5	**-0.42**
E	84697.6	84870.9	173.3	**0.20**
F	84870.9	84890.1	19.2	**0.02**
G	84890.1	84841.5	-48.6	**-0.06**
H	85007.8	84841.5	-166.3	**-0.20**

c- Synthèse

Les vitesses des courants marins sur le bas de plage de Penvins sont sensibles à la direction et à l'intensité du vent entrant dans le système. La composante longitudinale du courant s'oriente manifestement vers le nord-ouest avec l'occurrence de vents d'est (Figure III- 6, encadré 1 ; annexe 6) alors que la composante transversale s'oriente vers le large. Sur cette portion de plage, les courants ont une intensité variable, oscillant entre 5 et 25 cm/s. L'existence du platier rocheux en aval de la plage peut expliquer une canalisation des courants de marées. De plus, une tendance nette se dégage quant à la direction d'écoulement des courants longitudinaux. Le flot est orienté vers le sud-est et à l'inverse, le jusant est orienté vers le nord-ouest. Ces directions des courants tidaux ne corroborent pas la dynamique du déplacement de l'onde de marée observée plage de Beg Lann et de Landrezac.

En se déplaçant au gré des marées, les masses d'eau « contournent » l'affleurement rocheux intertidal, par l'ouest, avant d'inonder (au flot) l'extrémité sud-orientale de l'anse jusqu'à la presqu'île de Penvins. Le phénomène inverse s'opère au jusant (Figure III- 18). S'ajoute à ce processus, l'atténuation de l'énergie des vagues par le platier. De ce fait, l'énergie des vagues déferlantes sur la plage abritée en amont est insuffisante pour permettre, lors des conditions de l'expérience, un transfert sédimentaire et des échanges de volumes significatifs.

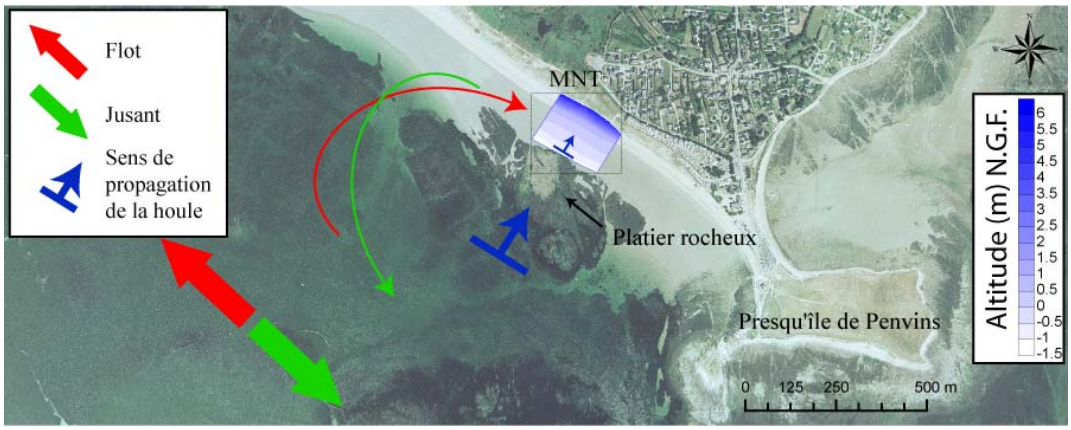


Figure III- 18 : Représentation schématique du sens d'écoulement des courants tidaux et du sens de propagation de la houle au large et à l'approche du platier rocheux affleurant. La direction de propagation de la houle est supposée normale à la côte. Le platier atténue l'énergie de la houle incidente sur la plage de Penvins. Les normes des vecteurs sont arbitraires.

II-5- Synthèse de la campagne

La campagne de mesure menée dans l'anse de Suscinio du 29 janvier au 6 février 2010 permet de déterminer et de quantifier les principaux facteurs à l'origine du comportement morphodynamique en trois secteurs distincts de l'anse : un secteur occidental (Beg Lann), un secteur central (Landrezac) et un secteur oriental (Penvins).

Sur l'ensemble de ces trois secteurs, les bilans volumétriques de sédiments sont conservés pendant toute la durée de la campagne. Le secteur occidental et le secteur central montrent certaines variations morphologiques, principalement sur le domaine réfléchissant de leur plage. Cependant, ces secteurs ne répondent pas au forçage météo-marin pendant la même période de temps. L'orientation du secteur de plage, par rapport au vent moyen, et l'existence de vagues de courtes périodes sont deux paramètres déterminants quant aux transferts sédimentaires longitudinaux sur la partie réfléchissante. A Beg Lann, un vent moyen faible orienté nord-est (40°) permet des transferts sédimentaires longitudinaux significatifs du 31 janvier au 2 février (Figure III- 19). Bien que les vagues de courtes périodes se maintiennent au-delà de cette date, le vent moyen orienté à 247°, plus intense, ne permet plus de transferts sédimentaires longitudinaux sur ce secteur de l'anse de Suscinio. De tels transferts sont détectés sur la plage de Landrezac à partir du 3 février. Les mesures font apparaître un délai de réponse de chaque système d'environ 24 heures, soit 2 pleines mers. Les échanges de volumes de sédiments, toutefois modestes, augmentent avec l'intensité du vent efficace.

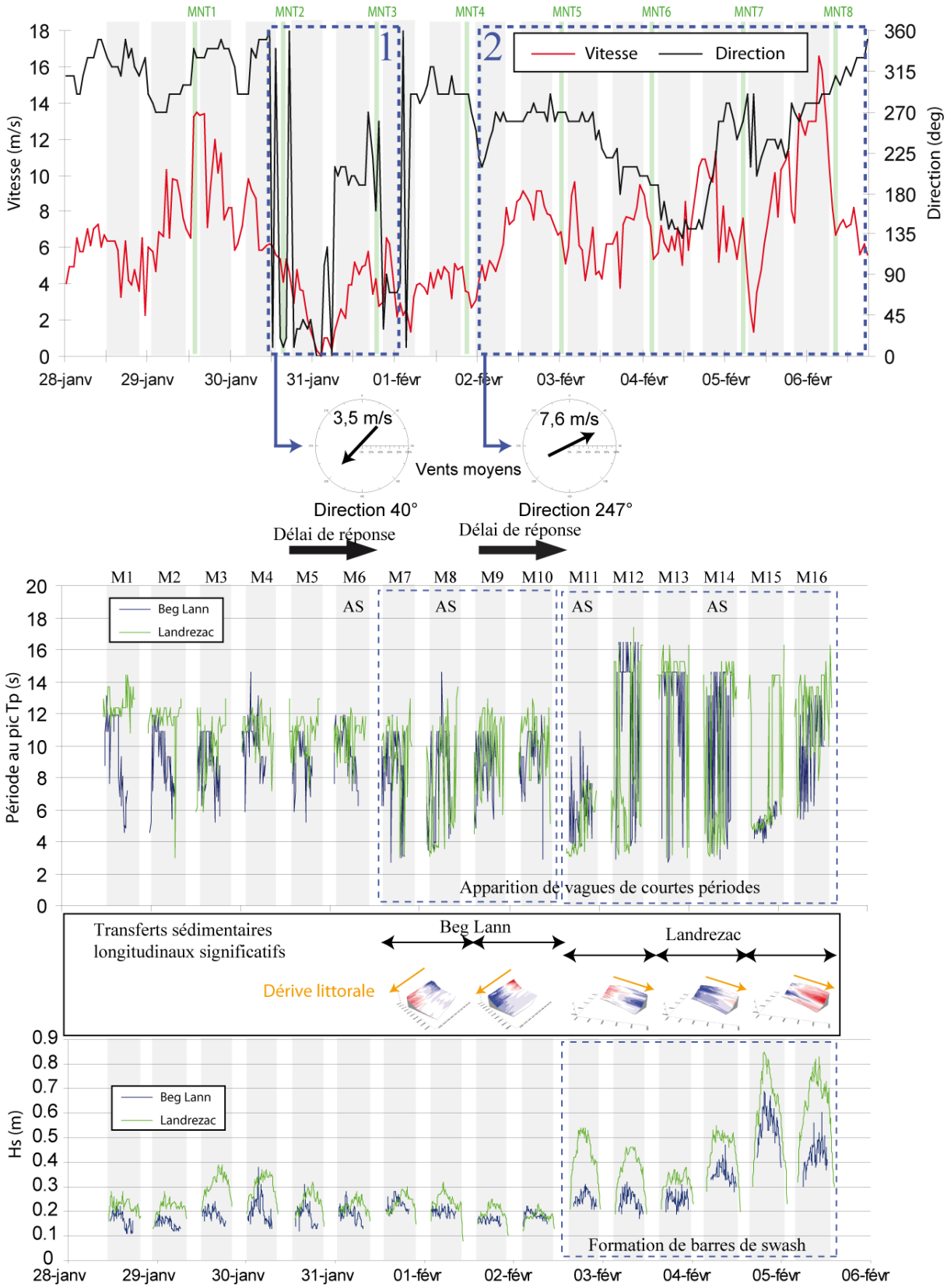


Figure III- 19 : Schéma de synthèse illustrant l'impact de la direction et de l'intensité du vent moyen et des paramètres de houle sur les variations topographiques pour chaque secteur de plage étudié. Au deux périodes de vents identifiées correspond un impact différé sur la morphologie de la plage considérée. La plage de Penvins, davantage abritée, fait exception et n'est pas considérée. AS : analyses spectrales présentées Figure III- 8 et Figure III- 12.

Enfin, à Penvins, la morphologie du substratum contrôle la direction d'écoulement des courants tidaux et semble protéger le secteur de plage situé en amont, des vagues susceptibles de déclencher des transferts sédimentaires longitudinaux, comme cela a été observé sur la plage de Landrezac. Les transferts sédimentaires sont alors singulièrement amoindris.

III- La campagne de Kerver du 18 au 25 janvier 2011

III-1- Présentation et dispositif

S'étirant entre les communes d'Arzon et de St Gildas-de-Rhuys, la plage de Kerver présente un trait de côte quasi rectiligne avec toutefois en son centre une morphologie longitudinale convexe attribuée à l'existence du massif rocheux du petit Rohu (chapitre I). Pour chaque ligne d'isodistance au trait de côte, la convexité apparaît sans discontinué sur l'ensemble du domaine intertidal (Figure III- 20). Le maximum d'altitude est atteint au centre de la plage, au niveau du profil KP3. De part et d'autre de cet axe, pour une distance donnée au trait de côte, l'altitude diminue, dans un premier temps puis augmente en s'approchant de ses extrémités.

Dans la partie nord-ouest, la rupture de pente de l'ensemble de la plage ne suit pas la même géométrie. Dans ce secteur, sont altitude décroît jusqu'à -1,4 m d'altitude N.G.F. au niveau du profil KP1, comme cela a été observé dans l'anse de Suscinio. Les faibles altitudes de la rupture de pente s'accommodent d'une plus grande distance au trait de côte (Figure III- 20).

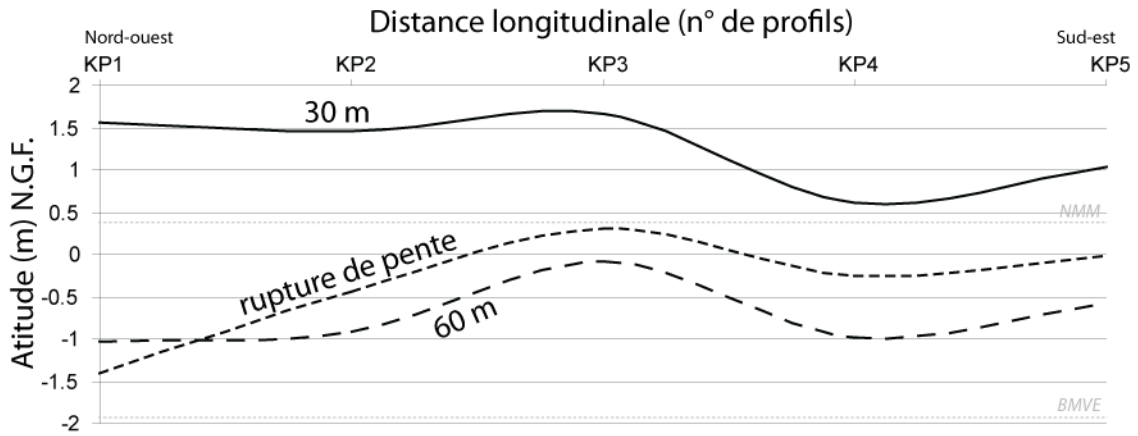


Figure III- 20 : Altitude moyenne de la rupture de pente et de deux isodistances au trait de côte de la plage de Kerver. L'échelle de la distance longitudinale n'est pas respectée. La localisation des profils de plage est présentée dans le chapitre I.

Le Petit Rohu affecte considérablement la morphologie globale de la plage de Kerver. Le stock sédimentaire disponible tend à s'accumuler directement à l'abri de la structure rocheuse pour former un saillant de près de 200 m de longueur transversale. Vers le large, l'altitude de la limite morphologique de l'axe transversal du saillant de Kerver est de -2,9 m N.G.F., altitude proche du niveau des basses mers astronomiques.

Pour mesurer l'impact du Petit Rohu sur la morphodynamique du domaine intertidal du saillant, le dispositif établi pour cette campagne de mesure se concentre sur cette portion de plage. Cinq profils de plage parallèles, positionnés et centrés sur le saillant de Kerver (Figure III- 21) sont levés quotidiennement, au tachéomètre laser, du 18 au 26 janvier 2011. Le profil central se superpose au profil KP3 dont les levés topographiques sont effectués mensuellement.

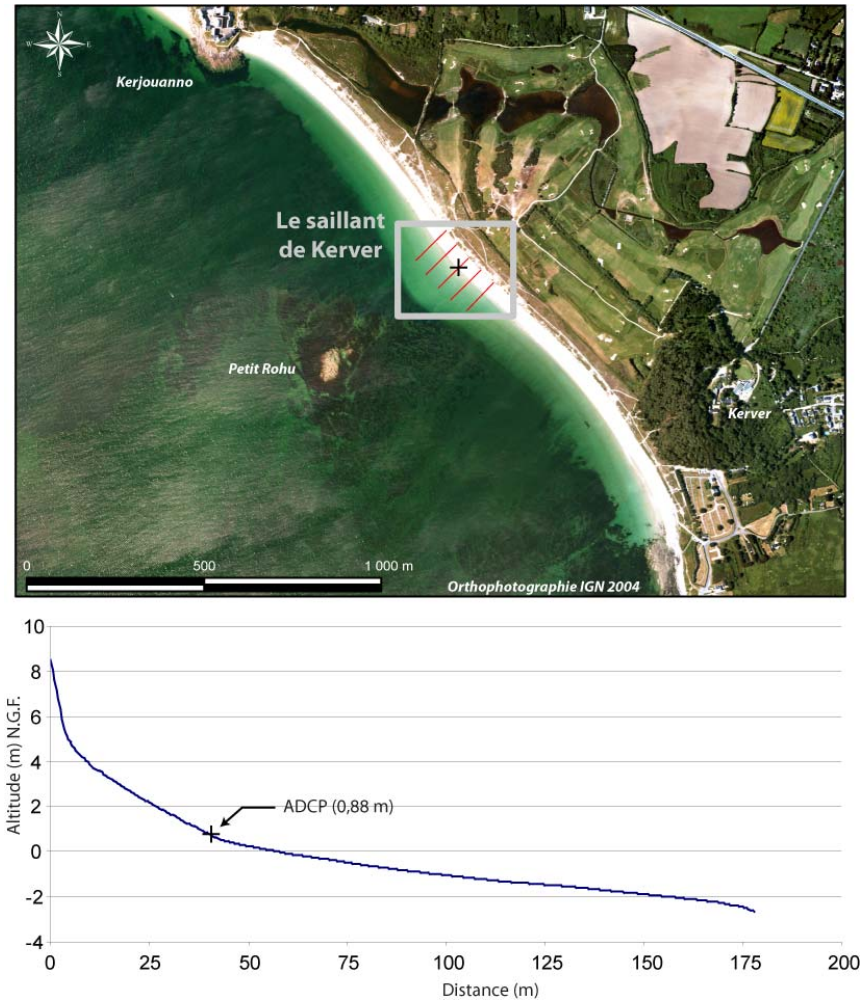


Figure III- 21 : En haut: carte de localisation du secteur de plage étudié. Les profils topographiques, distants de 50 m, levés au tachéomètre sont indiqués en rouge. En bas : représentation du profil de plage central levé le 18 janvier 2011 et localisation du courantomètre ADCP (croix noires).

Au centre du dispositif, un courantomètre de type ADCP *sentinel* est déployé à quelques mètres de la rupture de pente. Cet appareil n'était pas équipé de l'extension houlographe permettant l'enregistrement des paramètres de la houle. De plus, pour des raisons techniques, l'appareil n'a pu être déployé qu'à partir du 24 janvier. Cependant, le déploiement de l'appareil permet de mesurer les intensités des courants tidaux à un niveau proche du niveau moyen de la mer et des conditions de déferlement. Des analyses granulométriques complètent les mesures topographiques et hydrodynamiques.

La campagne de mesures débute le 18 janvier avec un coefficient de marée de 68. Les coefficient augmentent jusqu'au 22 janvier et atteignent 105. Ils décroissent jusqu'à une valeur de 56 le 27 janvier 2011.

III-2- Conditions hydrodynamiques au large

Les paramètres de la houle au large, enregistrés par la bouée du plateau du Four, indiquent que la campagne menée sur la plage de Kerver s'est déroulée pendant des conditions modales (Figure III- 22). Du 19 au 27 janvier, la hauteur significative de la houle oscille entre 0,25 et 0,75 m. Pendant cette période de temps, sa période associée est courte et comprise entre 3 et 6 s.

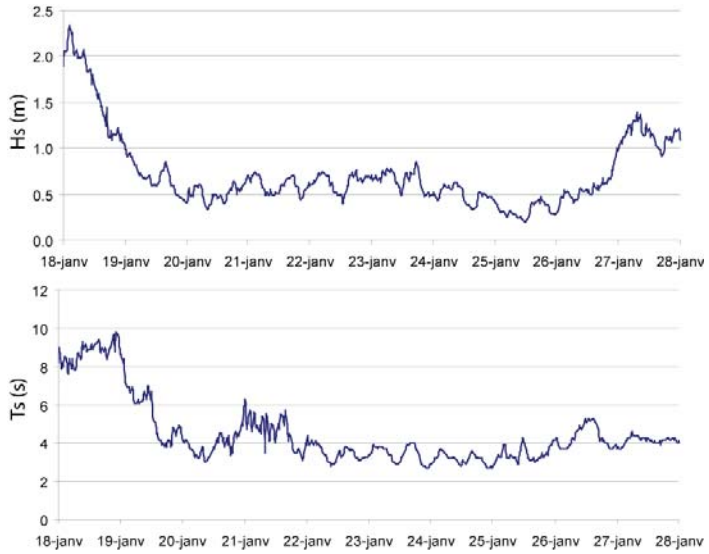


Figure III- 22 : Hauteur significative de la houle (Hs) et sa période associée (Ts) enregistrées au plateau du Four du 18 au 28 janvier 2011.

Cependant, au premier jour de la campagne, du 18 au 19 janvier, la hauteur significative de la houle (Hs) et sa période associée (Ts) diminue sensiblement. Hs décroît de 2,3 m à 0,6 m et Ts de 8 à 6 s. Cet intervalle de temps correspond à la transition d'un régime hydrodynamique énergétique, dominé par des houles gravitaires océaniques, vers un régime hydrodynamique de plus faible énergie, dominé par une mer de vent.

III-3- Chronologie des conditions météorologiques

A partir du 18 janvier, les vents de secteurs nord-ouest s'orientent secteur nord-est. Ce changement d'orientation s'accompagne d'une intensité diminuant progressivement de 10 à 4 m/s (Figure III- 23). Jusqu'au 25 janvier, les vents de secteur nord-est sont dominants avec une intensité comprise entre 4 et 10 m/s (Figure III- 23, encadré 1). Le 25 et 26 janvier, un brusque changement de direction intervient. Les vents s'orientent alors dans le quadrant nord-ouest avec une intensité faible à modérée autour de 4 m/s (Figure III- 23, encadré 2). Ensuite, les vents s'orientent de nouveau dans le quadrant nord-est redoublant d'intensité pour atteindre des vitesses comprises entre 10 et 12 m/s (Figure III- 23, encadré 3).

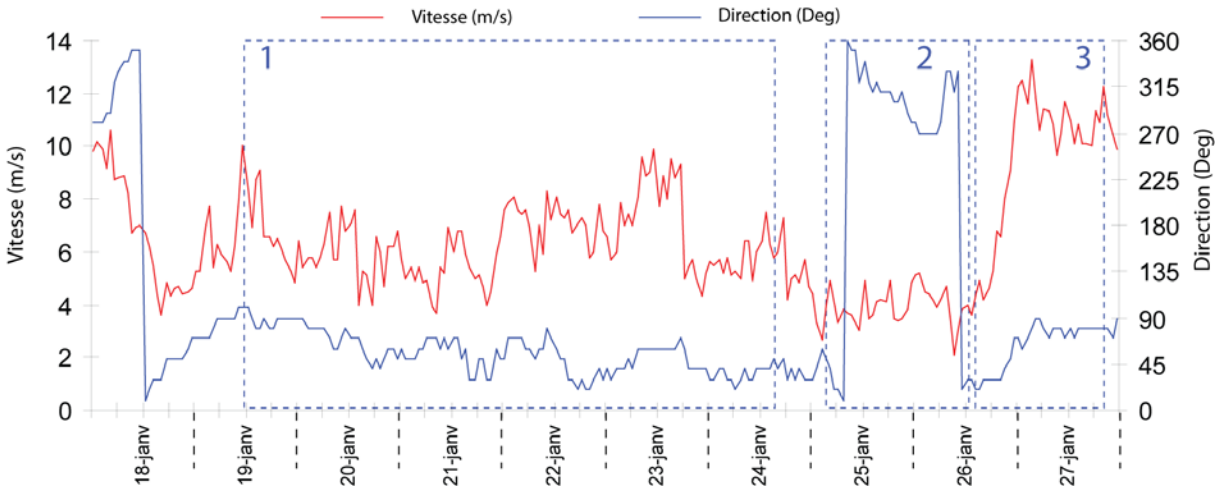


Figure III- 23 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 18 et le 27 janvier 2011. Encadré 1 : vents de secteur nord-est associés à des vitesses comprises entre 10 et 4 m/s (direction moyenne : 56°). Encadré 2 : changement notable de la direction du vent associé à une intensité modeste de 4 m/s (direction moyenne : 313°). Encadré 3 : vent soutenu d'intensité moyenne de 8,9 m/s (direction moyenne : 65°).

III-4- Résultats expérimentaux

III-4-1- Hydrodynamisme

Les directions et intensités des courants marins enregistrés par le courantomètre ADCP, déployé à proximité de la rupture de pente de l'axe central du saillant, font apparaître deux périodes de temps auxquelles correspondent deux comportements hydrodynamiques singuliers (Figure III- 24). Du 24 au 26 janvier, le courant moyen atteint 15 cm/s en intensité et s'oriente préférentiellement vers le nord-ouest au flot et est à sud-est au jusant, illustrant le déplacement de l'onde de marée décrit auparavant. Du 26 au 29, le courant moyen gagne en intensité jusqu'à 20 à 25 cm/s. Sa direction préférentielle est d'avantage contraint vers le nord-ouest (longitudinalement) et vers la plage (transversalement).

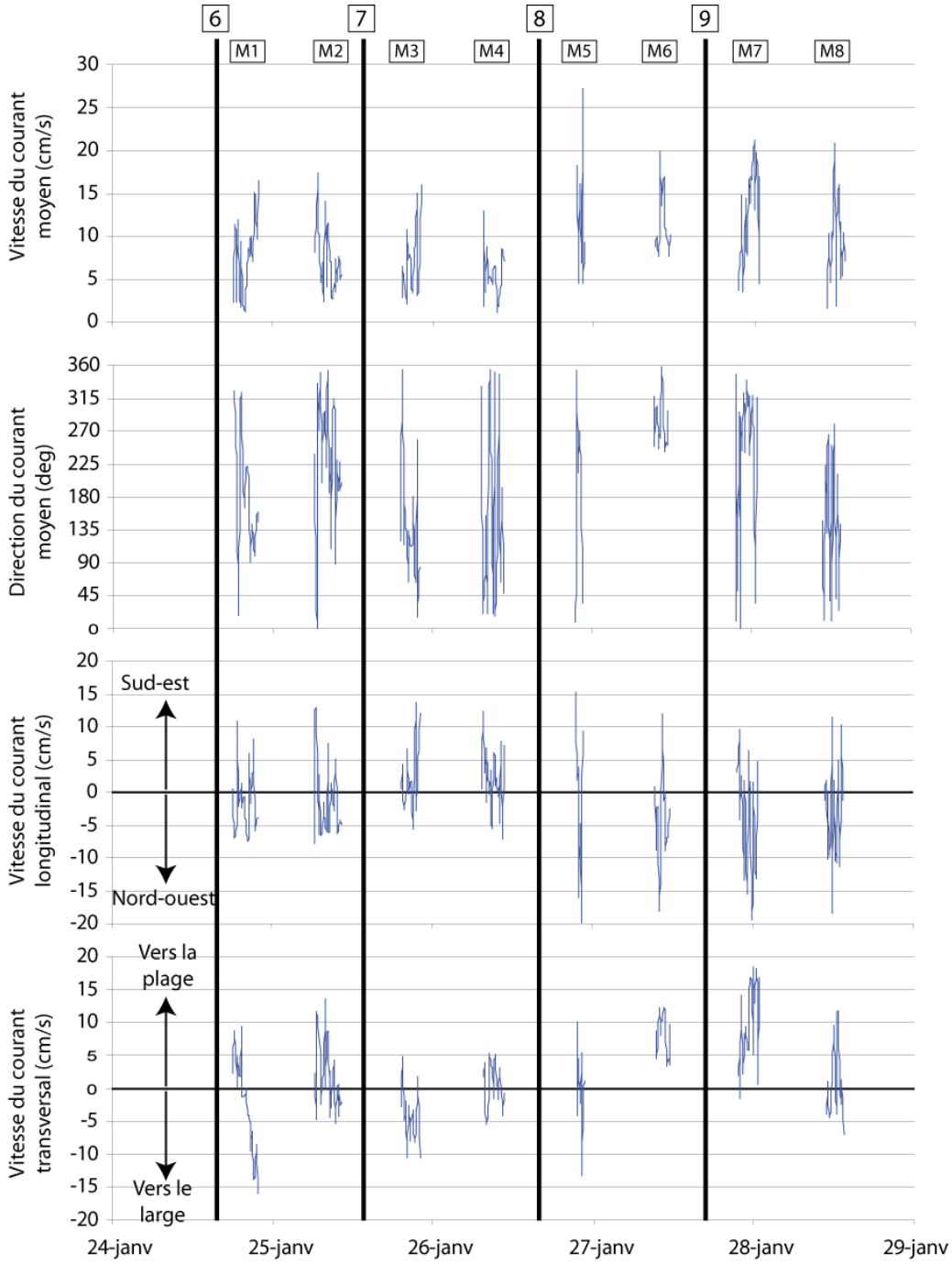


Figure III- 24 : Vitesses et directions du courant moyen et de ses composantes longitudinales et transversales. Les barres verticales représentent les levés topographiques. Les numéros des MNT réalisés (6 à 9) et des marées enregistrées (M1 à M8) sont indiqués en encadrés.

III-4-2- Variations morphologiques et volumétriques

Les MNT différentiels réalisés à partir des levés topographiques quotidiens du 18 au 27 janvier sont présentés Figure III- 26. Entre la 18 et le 19 janvier (Figure III- 26 A), un important dépôt d'algues rouges (*Soleria Chordalis*) est observé au niveau de la laisse de mer, dans l'axe transversal du saillant. L'accrétion observée sur le MNT A (Figure III- 26) n'est

pas d'origine sédimentaire mais d'origine biologique. Cette accrétion apparente s'accompagne d'une érosion parallèle, située quelques mètres en amont. Ce dépôt intègre une fraction sédimentaire dont la proportion est difficilement mesurable. Sa hauteur est d'environ 0,6 m (Figure III- 25). A partir du 20 janvier, aucun dépôt de cette amplitude n'est observé. Seuls quelques dépôts épars d'algues rouges subsistent, n'ayant aucun impact apparent sur la dynamique sédimentaire du saillant. Cependant, jusqu'au 21 janvier, le domaine réfléchissant du saillant cache à l'observateur une singularité. En effet, sur la partie réfléchissante du saillant, la force de tension verticale opposée au poids du marcheur (exercé par la gravité), garantissant son équilibre au contact sédiment/air, diminue brutalement et soudainement. L'incapacité du matériau à garantir cet équilibre trahit l'existence sous jacente d'un mélange algues/sédiments inégalement réparti sous un très mince plaquage de sable. Dans ces conditions, la dynamique sédimentaire est fortement biaisée par la présence d'algues. Par conséquent, aucune conclusion formelle quant à la morphodynamique du saillant ne peut être établie.



Figure III- 25 : Photographie du dépôt d'algues rouges (*Soleria Chordalis*) sur la partie réfléchissante du saillant de Kerver. Cliché : A. Dubois ; 19 janvier 2011.

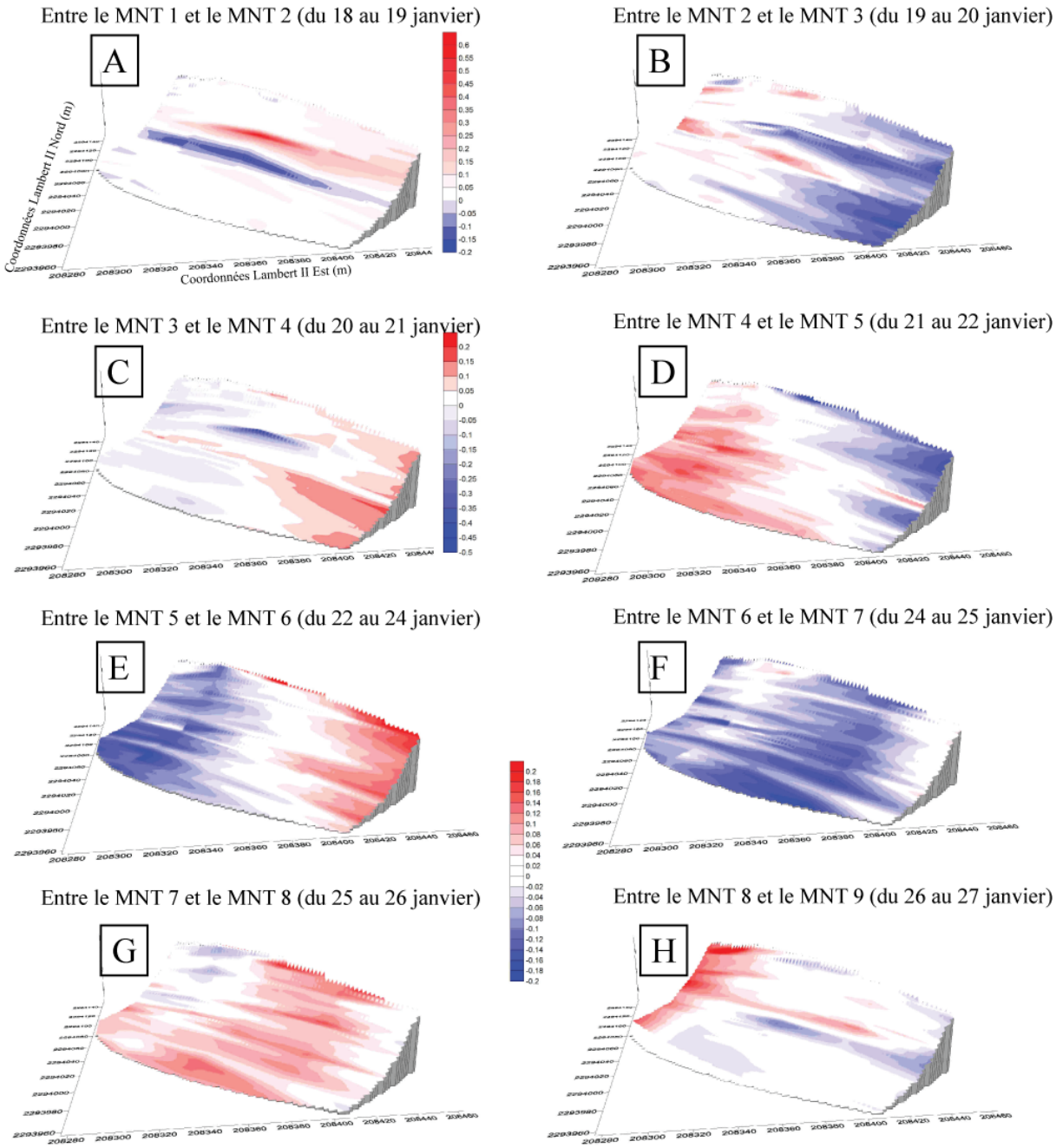


Figure III- 26 : MNT différentiels de la plage du saillant de Kerver. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT indiqués font référence au jour du levé topographique.

A partir du 21 janvier, le mélange algues/sédiment n'est plus détecté. Par la suite, une dynamique sédimentaire pertinente se dégage. Les MNT D et E (Figure III- 26) sont partiellement accrétés et érodés. A l'approche de la fin de la campagne, entre le 24 et le 25 janvier, le saillant est intégralement et faiblement érodé (Figure III- 26F). Un jour plus tard, l'inverse est constaté, l'accrétion de faible amplitude est généralisée (Figure III- 26G). Entre le 26 et le 27 janvier (Figure III- 26H), les variations morphologiques sont négligeables. Pour chaque variation morphologique significative (Figure III- 26D, E, F et G), la composante

longitudinale du transport sédimentaire domine la composante transversale. Le transport sédimentaire longitudinal suggère une dérive littorale, imposée par la direction du vent.

Les variations de volumes des MNT successifs sont globalement inférieures à la marge d'erreur liée à la précision de la mesure (Tableau III- 5). Les variations volumétriques des MNT différentiels de A à E ne sont pas significatives. La quantité de sédiment présente dans le système est alors considérée comme stable. Les MNT F et G enregistrent des variations de volumes modestes mais non négligeables. Ces variations concernent la période allant du 24 au 26 janvier.

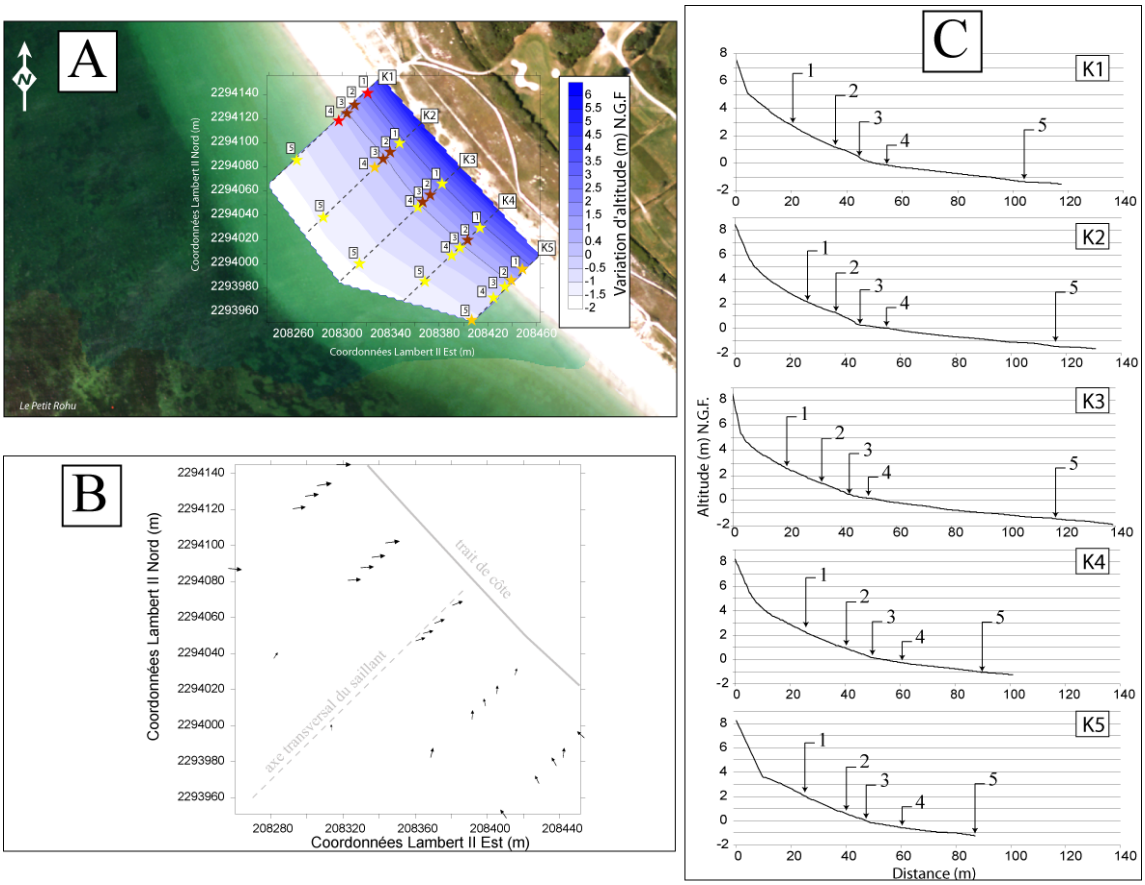
Tableau III- 5 : Bilans volumétriques calculés à partir des MNT différentiels du saillant de Kerver. Marge d'erreur : 1%. Les calculs sont effectués par différence. Plancher de référence : -3 m N.G.F.

	Saillant de Kerver			
MNT	Jour J (m3)	Jour J-1 (m3)	Bilan (m3)	%
A	62166.9	61542.7	624.2	**1.00**
B	61876	62166.9	-290.9	**-0.47**
C	62137.8	61876	261.8	**0.42**
D	62652.2	62137.8	514.4	**0.82**
E	62301.3	62652.2	-350.9	**-0.56**
F	61253.9	62301.3	-1047.4	**-1.71**
G	62048.3	61253.9	794.4	**1.28**
H	62227.2	62048.3	178.9	**0.28**

III-4-3- Analyses granulométriques et transport potentiel de sédiment

Le long de chaque profil topographique, 5 échantillons de sédiment ont été prélevés le 25 janvier 2011. Un total de 25 échantillons répartis sur la surface correspondant au MNT ont été analysés. Les indices de description statistique de chaque échantillon ont été calculés suivant la méthode des moments. La taille moyenne des grains (μ) est donnée en microns. L'indice de tri et d'asymétrie est donné en unité φ (Figure III- 27).

Le domaine réfléchissant du saillant de Kerver est composé de sables moyens à très grossiers peu triés à moyennement bien triés (Figure III- 27D). Cependant, sur ce domaine, la taille des grains tend à s'affiner du nord-ouest vers le sud-est (Figure III- 27A) alors que des sables fins à moyens bien triés composent le bas de plage dissipant du saillant (prélèvements n°5).



	K1				
Echantillons	1	2	3	4	5
D 50 (µ) (µm)	656.7 sg	694.4 stg	793 stg	499.7 sg	138.99 sf
Tri (σ)	0.99 ptr.	1.01 ptr.	1.17 ptr.	1.49 ptr.	0.5 btr.
Asymétrie (sk)	0.3	1.0	0.9	-0.2	-1.4

	K2				
Echantillons	1	2	3	4	5
D 50 (µ) (µm)	215 sf	1040.7 stg	479.8 stg	344.1 sm	150.6 sf
Tri (σ)	0.4 mbtr.	0.6 mbtr.	1.4 ptr.	1.5 ptr.	0.6 btr.
Asymétrie (sk)	-0.9	1.1	0.3	-0.5	-2.2

	K3				
Echantillons	1	2	3	4	5
D 50 (µ) (µm)	237.5 sf	712.7 stg	520.5 stg	209.3 sf	159.2 sf
Tri (σ)	0.5 mbtr.	1 ptr.	1.5 ptr.	0.9 mtr.	0.7 mbtr.
Asymétrie (sk)	-0.7	0.8	-0.1	-1.7	-2.2

	K4				
Echantillons	1	2	3	4	5
D 50 (µ) (µm)	219.8 st	611.5 stg	204.6 sf	179.9 sf	155.3 sf
Tri (σ)	0.4 mbtr.	1.2 ptr.	0.9 mbtr.	0.7 mbtr.	0.7 mbtr.
Asymétrie (sk)	-0.9	0.0	-2.0	-2.2	-2.9

	K5				
Echantillons	1	2	3	4	5
D 50 (µ) (µm)	286.7 sm	496.8 sm	194.4 sf	268.8 sf	354.9 sm
Tri (σ)	0.6 mbtr.	1.2 ptr.	0.7 mbtr.	1.2 ptr.	1.4 ptr.
Asymétrie (sk)	0.0	-0.3	-2.1	-1.2	-0.8

Taille moyenne des grains (µ)

- sables très grossiers (stg)
- sables grossiers (sg)
- sables moyens (sm)
- sables fins (sf)

Indice de tri (σ)

- Bien triés (btr.)
- Moyennement bien triés (mbtr.)
- Peu triés (ptr.)

Figure III- 27 : A : MNT du 25 janvier, positions de chaque échantillon le long de chaque profil (étoiles). Les couleurs utilisées font référence à la taille moyenne des grains (µ) de l'encadré D. B : résultats du transport sédimentaire potentiel de sédiment déterminé par le modèle de Gao et Collins (1996). C : représentations transversales de la localisation d'échantillonnage de chaque prélèvement suivant les cinq profils de plage. Les références des profils renvoient à l'encadré A. D : résultats des analyses granulométriques de chaque échantillon.

Les indices statistiques (μ, σ et sk) utilisés dans le modèle GSTAT de Gao et Collins (1996) soulignent l'impact du Petit Rohu sur les directions du transport sédimentaire potentiel au niveau du saillant. De part et d'autre, ces directions convergent vers l'axe transversal du saillant (Figure III- 27B). Toutefois, les normes des vecteurs situés au nord-ouest du saillant sont supérieures aux vecteurs situés au sud-est. Les directions du transport potentiel de sédiment illustrent la morphologie progradante du saillant et la tendance à l'accrétion sédimentaire qui l'accompagne.

III-4-4- Synthèse

Sur le saillant de Kerver, les mesures topographiques menées du 18 au 27 janvier, avec le déploiement du courantomètre ADCP à partir du 25 janvier, mettent en évidence trois périodes de temps (Figure III- 23, encadrés 1, 2 et 3). Chaque période de temps se distingue par un forçage météo-marin induit par l'intensité et la direction du vent moyen. A chaque période de temps correspond une signature morphodynamique du système (Figure III- 28).

Pendant la première période de temps, du 18 au 24 janvier, le vent de terre, orienté 56° et d'une vitesse moyenne de 6,4 m/s favorise un déferlement légèrement oblique, orienté vers le nord-ouest. Ce forçage peut justifier une dérive littorale, de faible activité, orienté vers le nord-ouest. Cette interprétation reste délicate en raison du manque de donnée hydrodynamique en domaine intertidal. Le transport sédimentaire résultant semble contrait par la morphologie du saillant. En effet, entre le 21 et le 24 janvier, l'axe transversal du saillant, du trait de côte à son apex, sépare la zone accrétée de la zone érodée (Figure III- 28).

Ensuite, le vent moyen de 3,9 m/s, orienté 313°, contraint les courants de marée à orienter leur direction d'écoulement vers le sud-est. Le transport sédimentaire, orienté vers le sud-est est alors facilité et l'intégralité du saillant est affectée. Un vent parallèle au trait de côte, d'intensité modérée, a une capacité de transport sédimentaire faisant varier significativement le volume sédimentaire initial.

Enfin, entre le 26 et le 27 janvier, le vent de terre soutenu, d'une intensité moyenne de 8,9 m/s ne semble avoir qu'un impact très limité sur le morphologie du secteur de plage étudié bien que le courant longitudinal, dépassant 15 cm/s de vitesse, s'oriente préférentiellement vers le nord-ouest. Même si un transport sédimentaire, potentiellement orienté vers le nord-ouest,

s'opère au cours des deux pleines mers, celui-ci s'équilibre. Par conséquent, le MNT différentiel ne présente pas de variabilité morphologique significative apparente (Figure III-26H, Figure III- 28H). Pendant cette courte période de temps, il est difficile d'attribuer l'accélération et l'orientation de la composante longitudinale du courant par la seule action du vent de terre orienté 65° et d'une intensité moyenne de 8,9 m/s.

L'analyse granulométrique de chaque échantillon prélevé, utilisant le modèle de Gao et Collins (1996) indique un transport potentiel de sédiment, de part et d'autre du saillant, orienté vers son axe transversal.

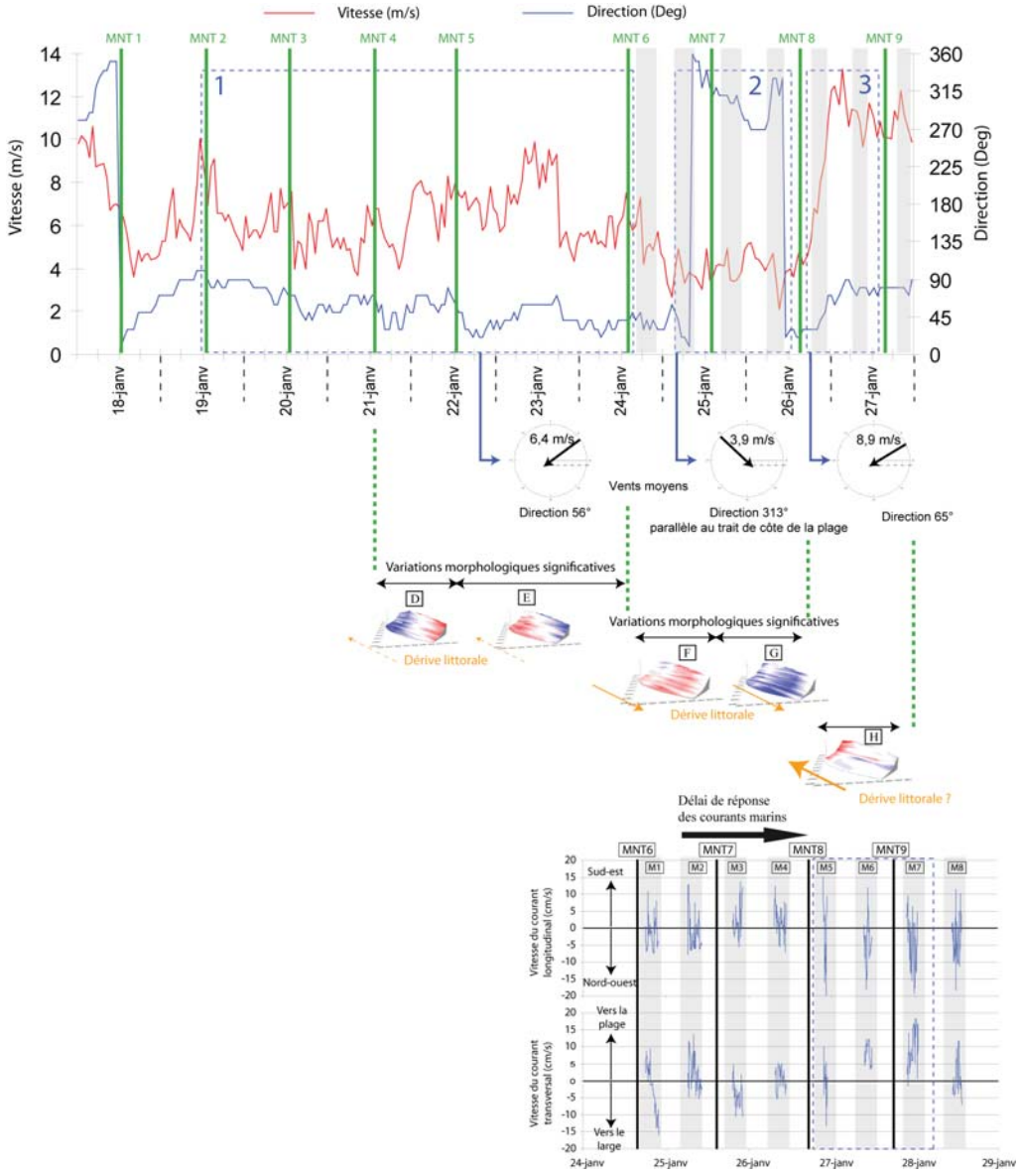


Figure III- 28 : Schéma de synthèse illustrant l'impact de la direction et de l'intensité du vent moyen sur les variations topographiques du saillant de Kerver. Au trois périodes de vents identifiées correspondent un impact sur la morphologie du saillant.

La morphologie particulière du domaine central de la plage de Kerver, formé par un saillant est vraisemblablement contrôlée par le Petit Rohu. Cet objet naturel, caractérisé par une morphologie très irrégulière, est attribué de dimensions horizontales de plusieurs centaines de mètres, dont les limites sont difficilement identifiables. Cet îlot culmine à une altitude proche du niveau moyen de la mer. Malheureusement, sa configuration géométrique précise reste inconnue. Cependant, l'objet doit activement participer à la diffraction des ondes de houle provenant du large. De part et d'autre du domaine dissipant du saillant, les ondes de houle convergent vers son l'axe transversal, garantissant ainsi sa morphologie et l'accrétion potentielle qui l'accompagne. Afin de caractériser l'impact du saillant sur la morphologie du domaine réfléchissant du saillant, un dispositif de mesure hydrodynamique à été mis en place.

IV- La campagne hydrodynamique de la plage de Kerver du 16 au 25 mars 2011

IV-1- Dispositif mis en place

A la suite de la campagne du 18 au 25 janvier 2011, basée sur la dynamique du saillant central, un courantomètre-houlographe de type ADCP *sentinel* a été déployé du 16 au 24 mars 2011, sur la plage de Kerver. Trois sites sont successivement concernés par le déploiement (Figure III- 29). Sur chaque site, l'appareil est placé légèrement au dessus du niveau moyen de la mer, dans des conditions proche du déferlement lors des pleines mers.

L'avantage d'un tel déploiement est de caractériser les paramètres hydrodynamiques mesurés de part et d'autre du saillant de Kerver, mettant en évidence un possible déferlement oblique, orienté vers le saillant, à l'origine du maintient de sa morphologie convexe.

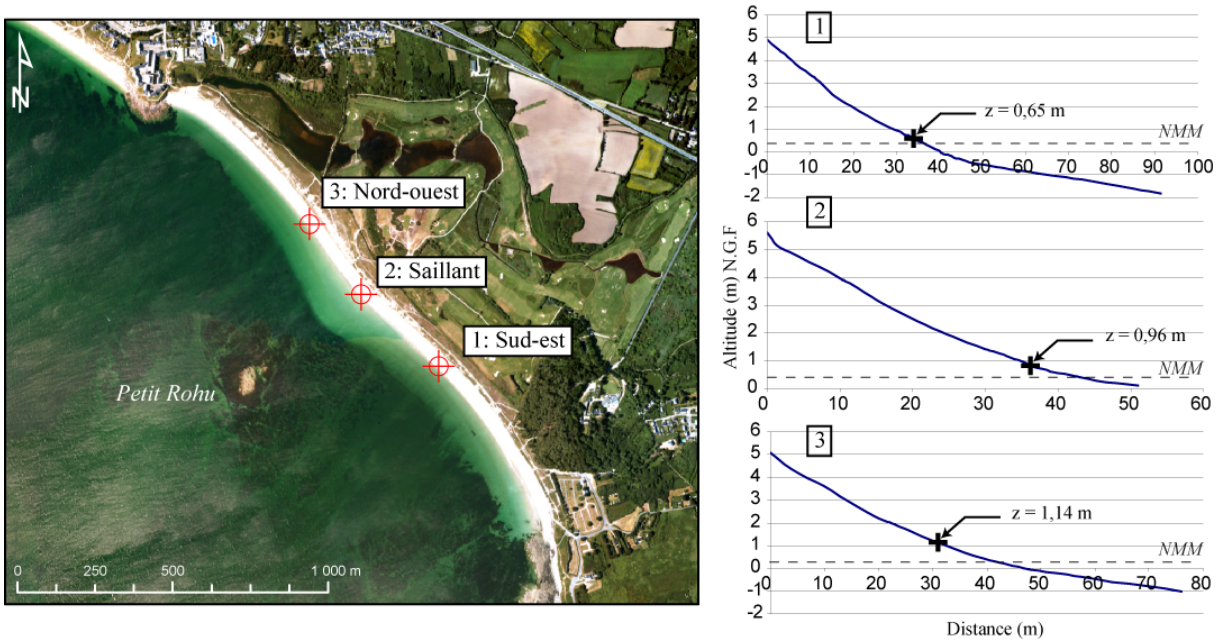


Figure III- 29 : A gauche : localisation des implantations du courantomètre-houlographe ADCP. L'appareil est successivement placé sur le domaine réfléchissant de la plage de Kerver, du 16 au 19 mars au sud-est (1), du 19 au 21 mars sur le saillant (2) et du 21 au 25 mars au nord-ouest (3). A droite : positions transversales de l'ADCP (croix noires). Son altitude (z) est indiquée pour chaque position.

IV-2- Chronologie des conditions météorologiques

Lors de cette campagne de mesures hydrodynamiques, les vents sont majoritairement orientés dans un quadrant nord-est (Figure III- 30). Un brusque changement de direction intervient pendant 48 heures, du 17 au 19 mars. Pendant toute la durée de cette campagne, leur vitesse varie significativement de 2 à 9 m/s, quelque soit l'orientation.

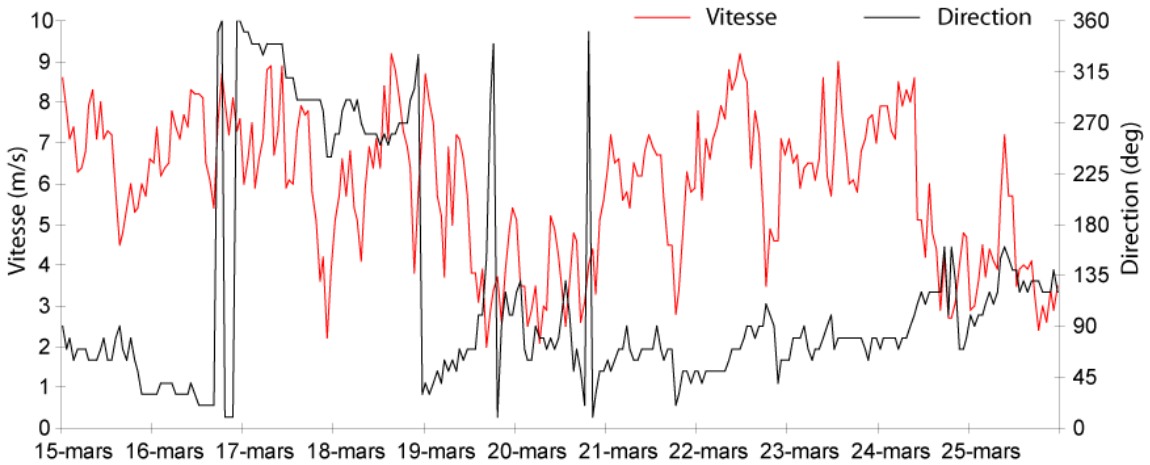


Figure III- 30 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 15 et le 25 mars 2011. Vitesse moyenne : 5,9 m/s. Direction moyenne : 55°. Ces conditions sont similaires aux conditions enregistrées entre le 18 et le 25 janvier 2011 (Figure III- 23).

IV-3- Résultats expérimentaux

IV-3-1- Paramètres de la houle au large et sur le domaine intertidal de la plage de Kerver

L'agitation au large, enregistrée par la bouée du plateau du Four, reste faible à modérée sur l'ensemble de la campagne hydrodynamique (Figure III- 31). Toutefois, la hauteur significative de la houle atteint un pic à 1,4 m le 18 mars. Un pic d'agitation est enregistré par le courantomètre-houlographe disposé sur la plage de Kerver d'une valeur proche de 0,6 m. cette phase d'agitation correspond au vent de secteur nord-ouest enregistré entre le 17 et le 19 mars (Figure III- 30).

Cette phase d'agitation est accompagnée d'une plus grande variabilité des périodes de la houle au pic associées. Les valeurs des périodes au pic enregistrées au large oscillent fortement, de 3 à 16 s (Figure III- 31). Sur la plage de Kerver, l'amplitude des variations des périodes au pic enregistrées par l'appareil est bien plus modérée et comprise entre 9 et 14 s. L'orientation nord-ouest sud-est de la plage de Kerver offre un *fetch* très limité au vent de secteur nord-ouest. La « mer de vent », caractérisée par des ondes de courtes périodes se développe plus difficilement.

A partir du 19 mars, l'agitation décroît sensiblement. Des ondes de courtes périodes sont enregistrées uniquement au large. Le vent responsable de cette agitation au large correspond à un vent de terre sur la plage de Kerver, incapable de créé des ondes de courtes périodes. L'agitation y est alors extrême réduite (Figure III- 31). Ces conditions sont alors dites modales.

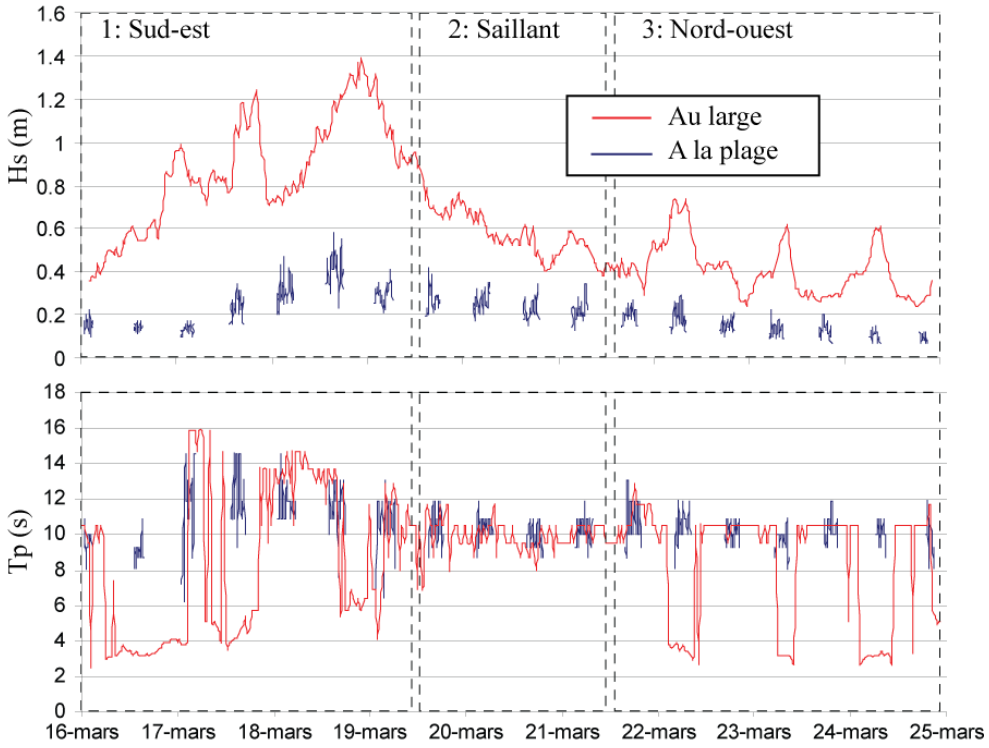


Figure III- 31 : Hauteur significative de la houle et période au pic enregistrées au large et sur la plage du 16 au 25 mars 2011. En encadrés : les périodes de temps correspondant aux trois sites successifs de déploiements.

IV-3-2- Courant tidaux et conditions d'enregistrements

La campagne commence par un coefficient de 51 le 16 mars. Les coefficients augmentent pour atteindre 118 le 21 mars et passent à 68 le 25 mars. Les hauteurs d'eau au dessus de l'appareil d'enregistrement sont présentées sur la Figure III- 32. Le déplacement de l'appareil le 19 mars justifie le décalage de hauteur d'eau apparaissant à cette date.

Les composantes transversales et longitudinales des vitesses des courants tidaux sont très régulièrement comprises entre 0 et 10 cm/s en valeur absolue (Figure III- 32). Cependant, le 17 et le 18 mars, le courant longitudinal est davantage forcé vers le nord-ouest avec une vitesse de 18 cm/s. A ces dates, les courants transversaux sont forcés vers le large, traduisant un courant de retour (*undertow*) avec un pic de vitesse extrême de 39 cm/s enregistré le 17 mars.

Pendant toute la durée de la campagne, les enregistrements sont effectués en condition de levé de vagues (*shoaling*) bien que ces conditions se rapprochent et atteignent des conditions de déferlement (*surf*) pendant la phase la plus agitée du 18 mars (Figure III- 32).

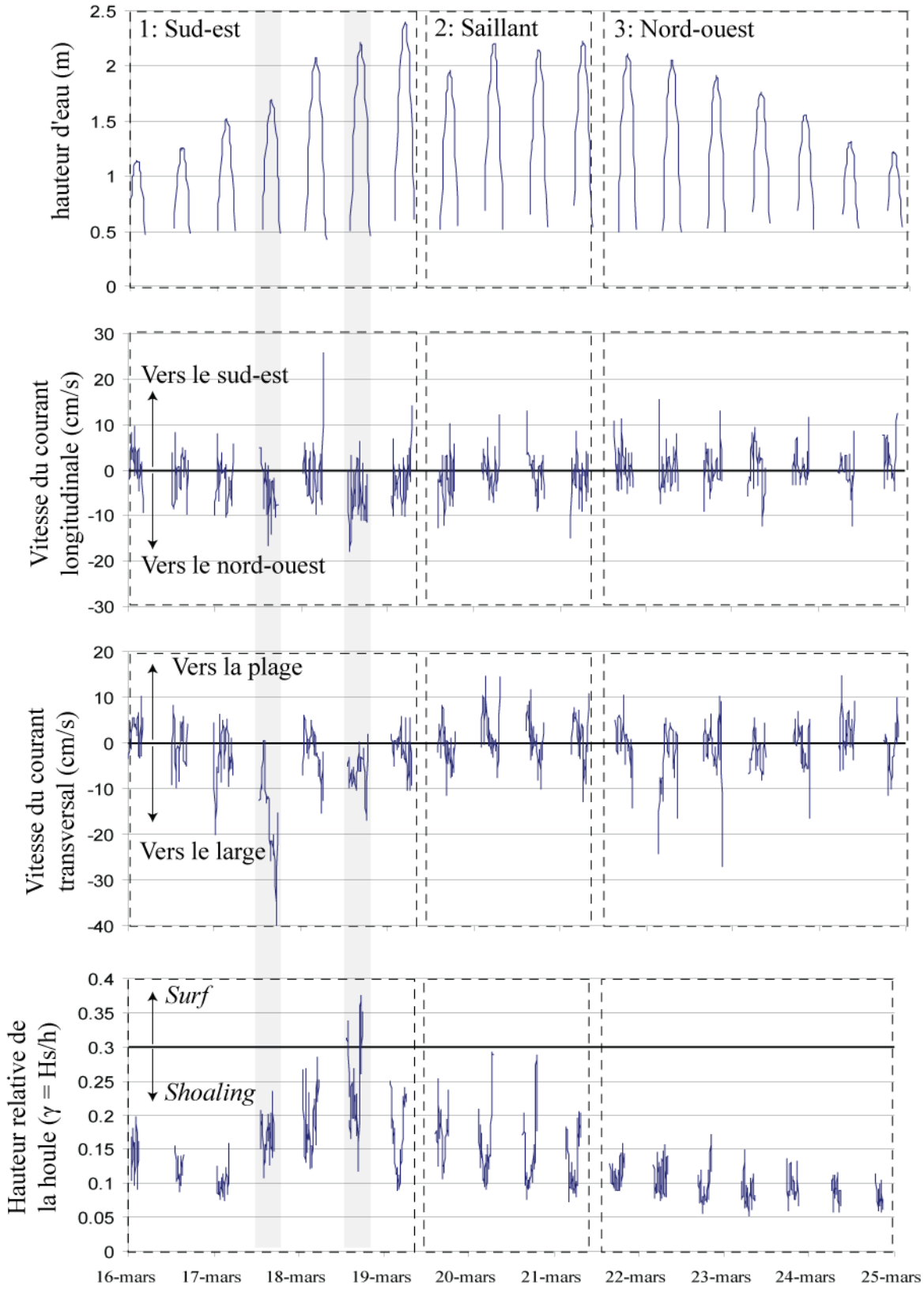


Figure III- 32 : Hauteur d'eau, vitesses des courants des composantes longitudinales et transversales de la plage de Kerver enregistrés du 16 au 25 mars 2011. A partir de 0,3 la hauteur relative de la houle démarque le levé de vagues (*shoaling*) du déferlement (*surf*). En grisé : deux marées de forçage des courants longitudinaux et transversaux.

IV-3-3- Orientation de la houle au rivage

Bien que changeant brièvement d'orientation, sur la plage de Kerver, les houles mesurées au rivage, lors des pleines mers, arrivent du sud-ouest avec une direction moyenne d'incidence de 225,3° (Figure III- 33). Sur l'ensemble de la campagne d'acquisition, le déferlement moyen est normal au trait de côte. De plus, sur chaque site de déploiement, cet angle moyen est conservé. Toutefois, entre le sud-est et le nord-ouest du saillant, l'angle moyen d'incidence de la houle varie de 1°. Cette valeur est considérée comme non significative, compte tenu de la courte durée de l'expérience. Sur chaque site expérimenté, l'existence du Petit Rohu ne semble pas perturber la direction de propagation de la houle au rivage, sur le domaine réfléchissant de la plage. De plus, l'atténuation des vagues causée par l'îlot rocheux est inconnue, faute d'instrument de mesure disposé en aval de celui-ci. Cependant, le domaine intertidal situé au dessous du niveau moyen de la mer, formant le saillant, doit être sous l'influence, bien plus fortes, des perturbations hydrodynamiques générées par le récif. En effet, lors des pleines mers de vives eaux, la direction de propagation de la houle n'est pas modifiée. Pourtant, dans un environnement à fort marnage, les basses mers, la première moitié du flot et la seconde moitié du jusant, contrôlent et permettent l'élaboration du saillant. Le marnage apparaît alors comme le facteur de contrôle principal de la morphodynamique du saillant.

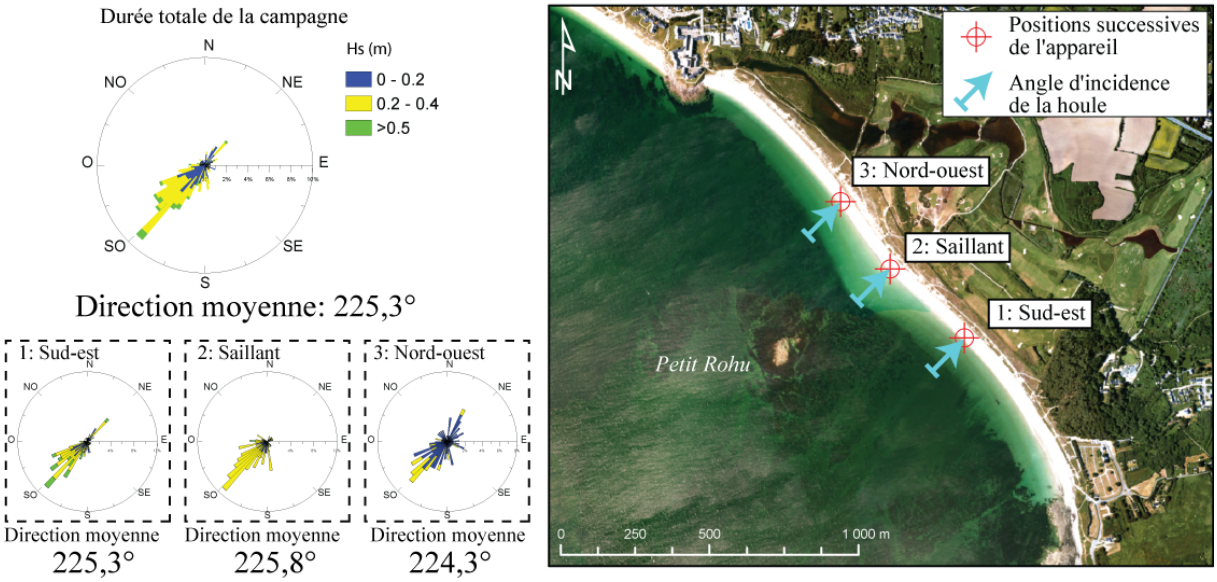


Figure III- 33 : A gauche : roses de la direction d'incidence de la houle au rivage pendant la totalité de l'expérience et par site de déploiement. A droite : illustration synthétique de la propagation de la houle sur chaque site de mesure. Le déferlement est perpendiculaire au trait de côte.

IV-4- Récifs et ajustement morphologique du stock sédimentaire : formation d'un saillant ou d'un tombolo

Le récif rocheux naturel du Petit Rohu, très escarpé, complexifie énormément les turbulences hydrodynamiques à son approche. En revanche, sa dimension globale et sa distance au trait de côte apparaissent comme des éléments déterminant l'existence d'un saillant ou d'un tombolo si celui-ci est connecté au récif. En effet, Black et Andrews (2001) rappellent les précédentes études proposant les intervalles de valeurs des rapports entre la largeur de l'obstacle (S) et sa distance au trait de côte (B) (Figure III- 34) :

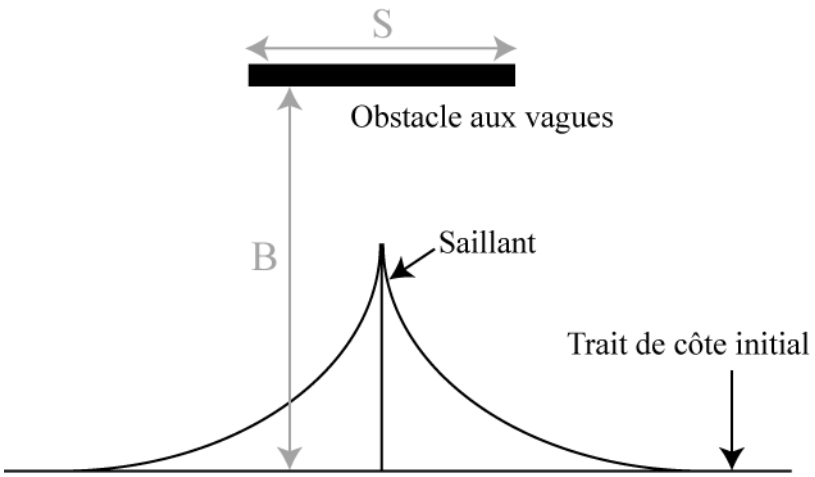


Figure III- 34 : Illustration de la mesure de la géométrie d'un saillant en fonction de la distance au trait de côte et à la largeur d'un obstacle émergé. Modifié d'après Black et Andrews (2001).

Selon les auteurs, si B/S < 0,5 aucune formation n'est observée (Nir, 1982), si 0,5 < B/S < 1 un saillant est formé (Shore Protection Manual, 1984). Enfin, si B/S > 0,67 (Gourlay, 1981) ou si B/S > 1 (Shore Protection Manual, 1984), un tombolo est formé.

En prenant pour exemple le saillant de la plage de Kerver, sa distance au trait de côte et sa largeur sont respectivement évaluer à 500 m et 270 m. Le rapport B/S est ainsi d'environ 0,54. Pourtant, le régime tidal de ce système côtier fait fluctuer continuellement la largeur et la distance du Petit Rohu au trait de côte. A la pleine mer, le saillant est totalement immergé. Aux basses mers, le saillant découvre largement. Ainsi, le rapport B/S s'en trouve d'autant plus variable.

De plus, le modèle numérique GENESIS décrit par Hanson et Kraus (1990) fait intervenir le régime hydrodynamique auquel est soumis le système. Pour un obstacle submergé situé à une distance fixe et parallèle au trait de côte, et pour une incidence normale de la houle, le saillant se transforme en tombolo par l'augmentation de la hauteur significative de la houle, sa période ainsi que par l'augmentation de l'atténuation des vagues (causée par une altitude plus élevée de l'obstacle en mer). De plus, les auteurs précisent que l'expansion d'un saillant vers l'obstacle pour former un tombolo est amplifiée par une variation de l'angle d'incidence des vagues favorisant le transport sédimentaire longitudinal.

Pourtant, d'autres études, analogiques et numériques, soulignent qu'une érosion peut être observée sur le trait de côte situé à l'arrière d'un obstacle dans le cas de côtes soumises à un angle d'incidence des vagues normal au trait de côte (Van de Brezien *et al.*, 1998). A l'inverse, au travers d'études analogiques et numériques, une accrétion peut être observée sur le trait de côte situé à l'arrière d'un obstacle pour des côtes ouvertes, où l'angle d'incidence des vagues est significativement oblique, entraînant une dérive littorale manifeste, comme par exemple sur la Gold Coast en Australie (Turner *et al.*, 2001 ; Lesser *et al.*, 2003) où une accrétion est observée à l'arrière d'une structure anthropique. Dans ce dernier cas, il existe un site source à l'amont de l'obstacle où les courants s'opposent et un site puits où les courants convergent, créant une accélération du courant longitudinal (Figure III- 35). D'après ce modèle, au site source correspond un dépôt de sédiment et au site puits une érosion. Ces études se basent préférentiellement sur des facteurs morphologiques de l'obstacle et sur les conséquences hydrodynamiques qu'ils engendrent. Un important marnage, n'est pas pris en compte (Ranasinghe et Turner, 2006).

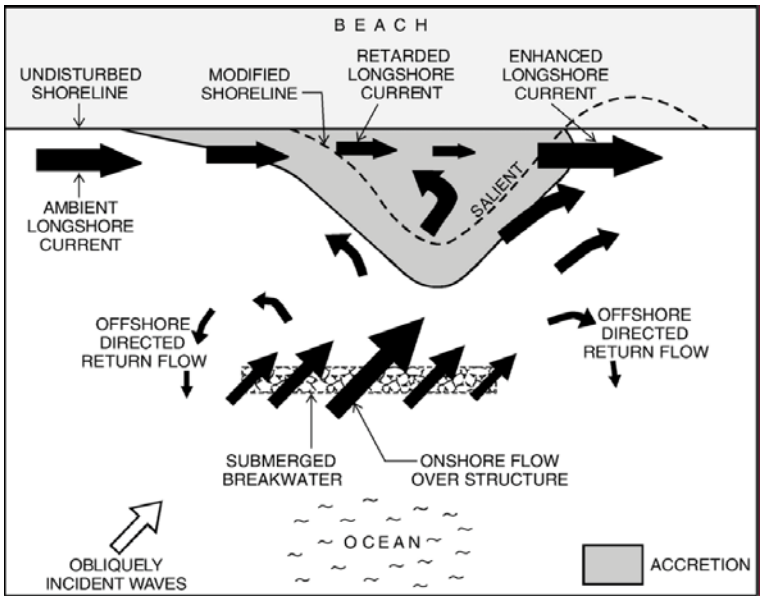


Figure III- 35 : Schéma synthétique illustrant les phénomènes d'accrétion et d'érosion observés sur un saillant soumis à un angle d'incidence des vagues oblique à la côte. D'après Ranasinghe et Turner (2006).

La formation et la morphologie du saillant de la plage de Kerver sont des phénomènes complexes indiscutablement liés à la géomorphologie du rocher du Petit Rohu. Les caractéristiques géométriques et la distance à la côte de cet obstacle aux vagues influencent directement les paramètres hydrodynamiques tels que l'intensité et la direction des courants et l'orientation des crêtes de houle par diffraction à l'approche de l'objet. Cependant, l'expérimentation menée sur cette plage, lors de conditions modales, indique que le Petit Rohu ne semble pas perturber le régime hydrodynamique sur la partie la plus proximale de la plage, lors des pleines mers de vives eaux. Sur cette partie, le déferlement des vagues est normal au trait de côte et l'intensité des courants n'est pas modifiée (Figure III- 36, 1).

Cependant, l'obliquité du déferlement peut jouer un rôle quant à l'accrétion observée à l'arrière du Petit Rohu. Lors des conditions agitées, la « mer de vent » générée peut entraîner des ondes de courtes périodes obliques au trait de côte. La plage de Kerver est la plus sensible aux vents orientés dans un quadrant sud-ouest, ce qui correspond aux vents dominants de la Bretagne sud. Ces conditions peuvent correspondre aux résultats décrits par le modèle de Hanson et Kraus (1990) (Figure III- 36, 2) précisant que cette obliquité engendre un courant à l'origine d'un transport sédimentaire longitudinal. De plus, comme il a été évoqué précédemment (Chapitre I), le front dunaire situé au nord-ouest de la plage ne présente que des formes d'accrétion. Au contraire, le front dunaire situé au sud-est présente des marques d'érosion marine. Les conditions de fortes agitations avec des houles provenant de l'ouest

(oblique à l'obstacle) peuvent occasionner des courants de retour de part et d'autre du Petit Rohu, avec une réduction en intensité des courants au nord-ouest du saillant et une accélération de ceux-ci au sud-est. Ces conditions peuvent correspondre au schéma descriptif présenté par (Ranasinghe et Turner, 2006) à partir des résultats des travaux de Turner *et al.*, (2001) et de Lesser *et al.*, (2003) (Figure III- 36, 3). Ces conditions peuvent en partie expliquer le changement de dynamique sédimentaire observé sur le front dunaire situé de part et d'autre du saillant.

L'association de ces formes géomorphologiques, des vents dominants à l'origine de conditions agitées, de la potentielle variabilité de l'angle d'incidence des ondes de houle permettant un transport sédimentaire longitudinal, de la géomorphologie du Petit Rohu et du marnage du système côtier sont autant d'éléments pouvant expliquer la présence du saillant de Kerver. L'intensité d'un évènement et son impact sur la morphologie du saillant dépendra du niveau d'eau.

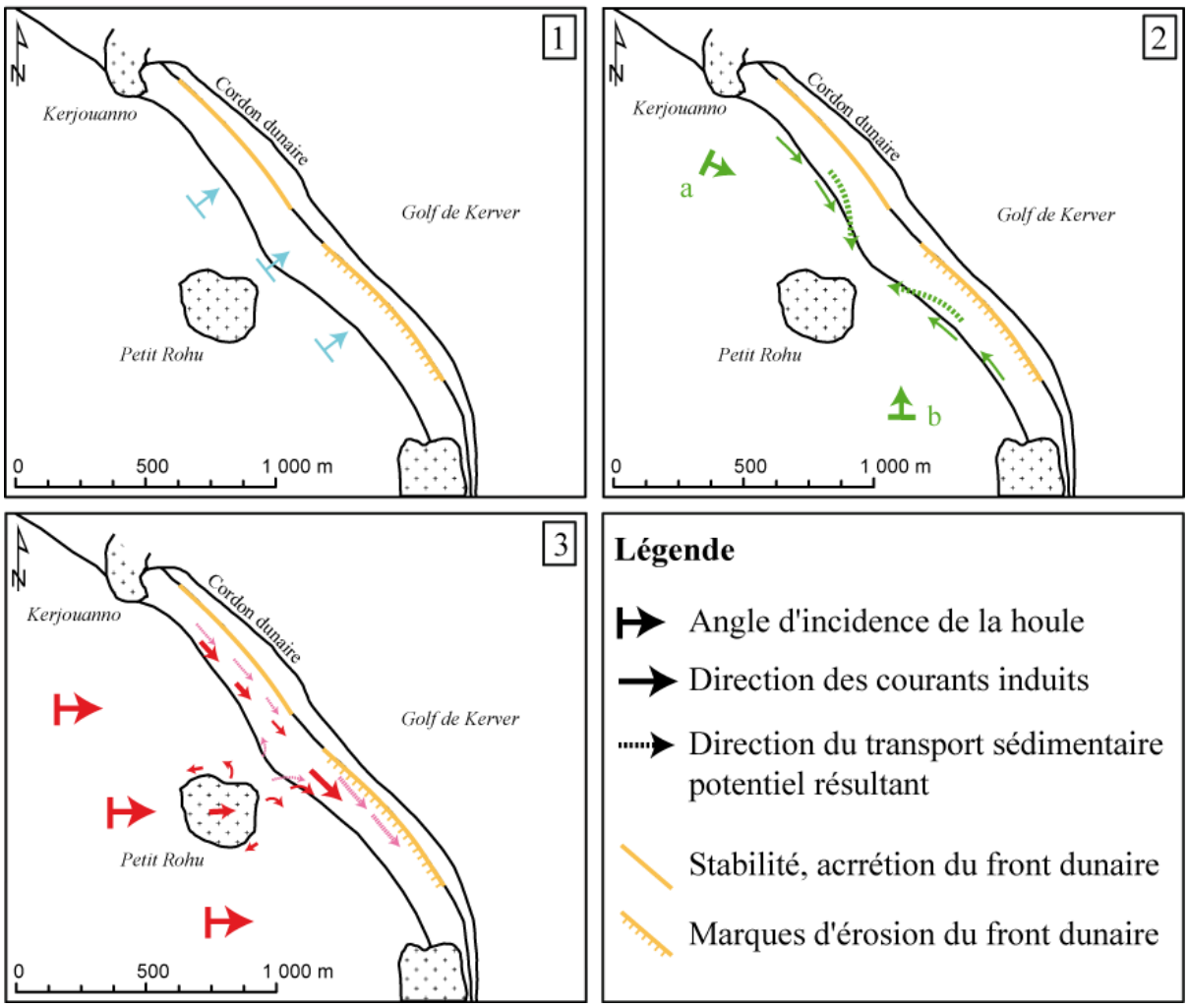


Figure III- 36 : Schémas de synthèse présentant trois conditions d'agitation variable ainsi que les courants marins induits et le transport sédimentaire potentiel résultant. 1 : les conditions modales de l'expérience. 2 : conditions d'agitations modérées avec des vents de nord-ouest (a) ou de sud (b) générant une mer de vent à l'origine d'un transport sédimentaire alimentant le saillant en sédiment. 3 : conditions de forte énergie (tempétueuses) pouvant être à l'origine de la différence géomorphologique et de la dynamique sédimentaire du front dunaire. Dans ces conditions, le saillant est entretenu.

IV-5- Synthèse

La campagne hydrodynamique menée du 16 au 25 mars 2011, lors de conditions globalement modales, met en évidence des courants tidaux d'une intensité globalement inférieure à 10 cm/s. Un forçage des courants peut être observé lors de plus forte agitation (0,2 m < Hs < 0,6 m) à la plage. Le courant transversal est alors préférentiellement orienté vers le large, en courant de retour. Conjointement, le courant longitudinal s'oriente préférentiellement vers le nord-ouest. Ce forçage est cependant inattendu puisqu'il intervient avec des vents modérés à forts provenant eux-mêmes du nord-ouest.

Le point fort de cette expérience est la constance de la direction d'incidence de la houle. Cette direction est normale au trait de côte de part et d'autre du saillant et sur le saillant lui-même. Durant les pleines mers de vives eaux et en conditions modales, le Petit Rohu n'a pas d'impact sur l'angle d'incidence des houles déferlantes sur le haut de la plage.

Enfin, la distance au trait de côte et la géomorphologie globale du rocher du Petit Rohu permettent l'établissement du saillant de Kerver. Les évènements tempétueux et les vents modérés dominants du quadrant sud-ouest, plus fréquents, peuvent générer des courants longitudinaux responsables de transferts sédimentaires potentiels, longitudinaux, dirigés vers le saillant. Par ailleurs, le marnage semble jouer un rôle essentiel quant à la dynamique sédimentaire à l'arrière du récif. Les plus faibles niveaux d'eau étant susceptibles d'engendrer une plus forte diffraction des ondes de houle, amenant les crêtes des vagues à converger vers l'axe transversal du saillant, favorisant son alimentation en sédiment. Malheureusement, aucune mesure n'a encore été effectuée pour mettre en évidence et discuter ces phénomènes.

V- La campagne de la plage de Fogeo du 25 septembre au 1er octobre 2011

De dimensions plus modestes, la plage de Fogeo, présente une légère courbure pour un linéaire côtier d'environ 1 450 m à la base des ouvrages de défense. Cette petite plage de poche s'étire entre la pointe rocheuse du Petit Mont à l'ouest à celui de Kerjouanno à l'est. Cette plage est globalement orientée ouest à est sud-est. Les conditions d'acquisition se déroulent lors des vives eaux avec un coefficient maximal de 114 le 28 septembre.

V-1- Présentation et dispositif mis en place

L'altitude de la base des ouvrages de défense qui fixent le trait de côte augmente d'ouest en est (Figure III- 37), à l'image de la crête du front dunaire (chapitre I). Cette variation d'altitude longitudinale suggère une plus grande vulnérabilité du secteur occidental de la plage aux conditions de fortes énergies.

Le dispositif occupe la partie centrale de la plage. Dans cette partie, d'ouest en est, le trait de côte gagne près d'un mètre en altitude (Figure III- 37).

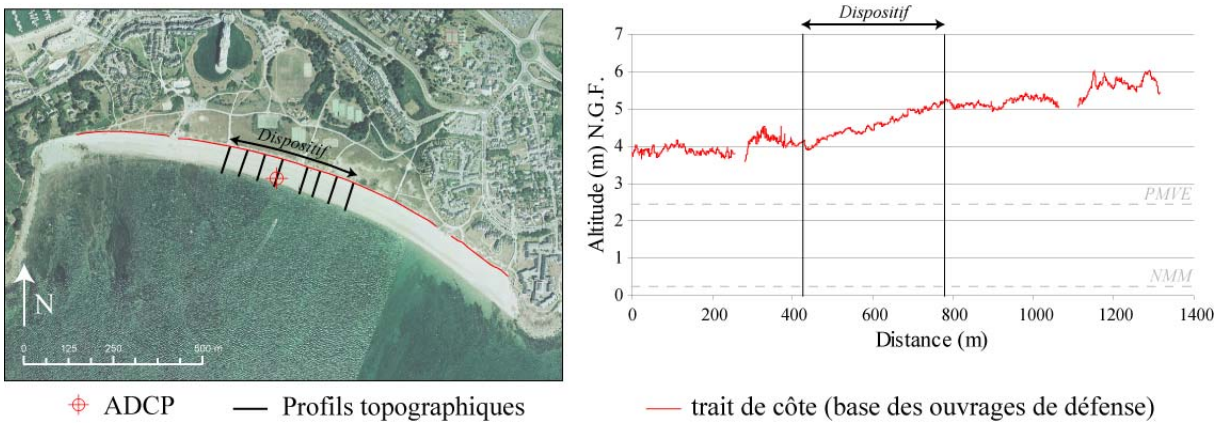


Figure III- 37 : A gauche : présentation et localisation du dispositif mis en place du 25 septembre au 1er octobre 2011 sur la plage de Fogeo. A droite : Altitude de la base de l'ouvrage de défense de la plage (trait de côte) et localisation du dispositif sur la portion de plage étudiée.

Huit profils topographiques et un courantomètre-houlographe de type ADCP *sentinel* composent le dispositif mis en place (Figure III- 38). Chaque profil est numéroté de 1 à 8 d'ouest en est. L'ADCP est situé sur le profil n°4 à une altitude de -0,62 m (N.G.F.).

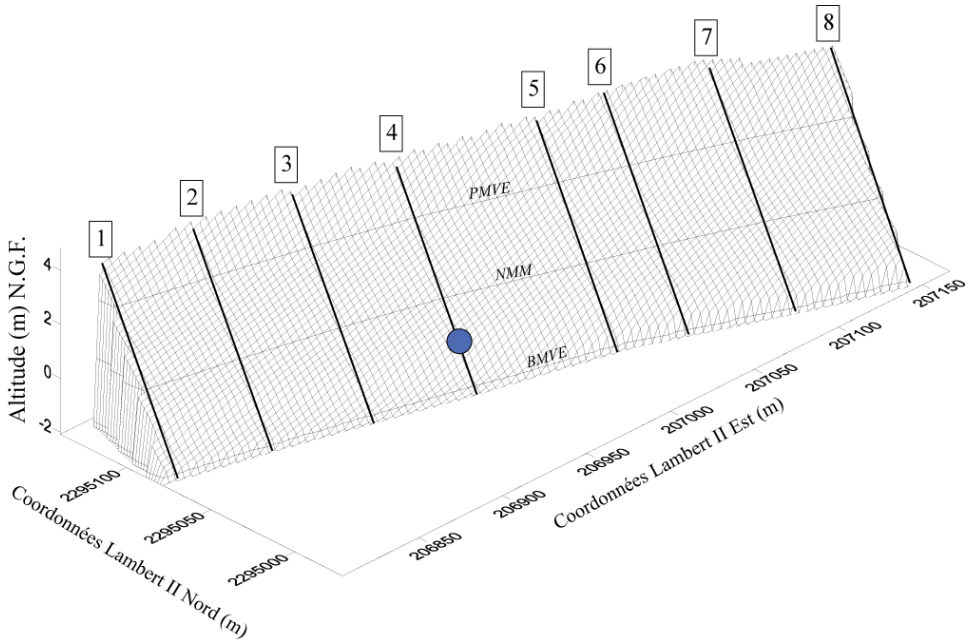


Figure III- 38 : MNT de la partie centrale de la plage de Fogeo obtenu à partir des levés topographiques effectués le 26 septembre 2011. Les segments noirs représentent les profils topographiques. En bleu l'emplacement de l'ADCP. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMVE : basses mers de vives eaux.

L'ensemble de la plage ne présente pas de formations longitudinales et transversales remarquables. Sa morphologie globale se situe approximativement sur un plan légèrement concave en son centre.

V-2- Conditions hydrodynamiques au large

Les enregistrements de la bouée du plateau du Four indiquent de faibles valeurs de la hauteur significative de la houle (Hs) jusqu'au 29 septembre (Figure III- 39). Pendant cet intervalle de temps, les périodes au pic sont comprises entre 8 et 12 s. A partir du 29 septembre, l'agitation augmente sensiblement pour atteindre 2 m de hauteur significative de la houle. Cette agitation relative s'accompagne de vagues de plus grande longueur d'onde avec des périodes au pic comprises entre 10 et 14 s.

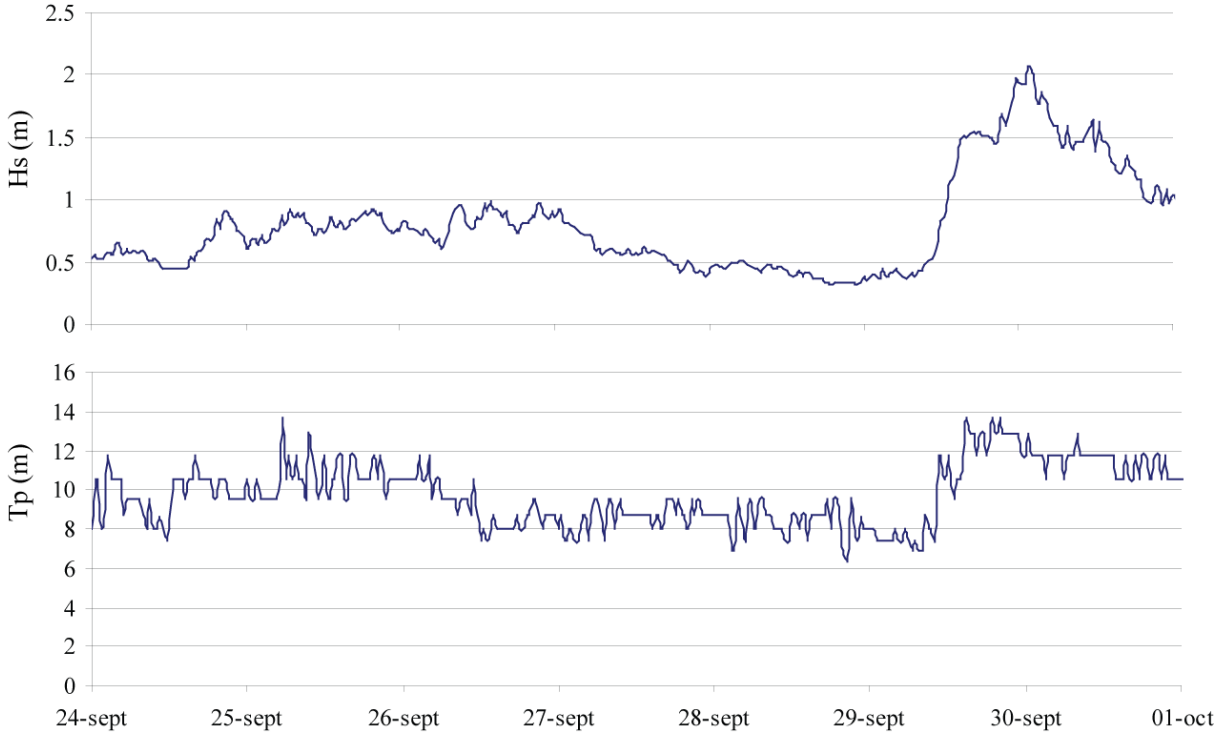


Figure III- 39 : Hauteur significative de la houle (Hs) et période au pic (Tp) enregistrées par la bouée du plateau du Four entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011.

V-3- Chronologie des conditions météorologiques

Pendant le durée de la campagne d'acquisition de mesures, les vents mesurés présentent des vitesses variables oscillant entre des valeurs nulles (24 et 26 septembre) jusqu'à des valeurs soutenues de 8 m/s (28 septembre) (Figure III- 40). Sur l'ensemble de la campagne, les vents ont une vitesse moyenne de 4,05 m/s pour une direction moyenne de 133°. Cependant, les directions des vents font apparaître deux périodes de temps distinctes. La première période concerne des vents globalement orientés sud sud-ouest avec une vitesse maximale de 6,6 m/s

(Figure III- 40, encadré 1). La seconde période de temps commence le 27 septembre et perdure jusqu'à la fin de la campagne. Les vents sont alors globalement orientés est à sud-est (Figure III- 40, encadré 2).

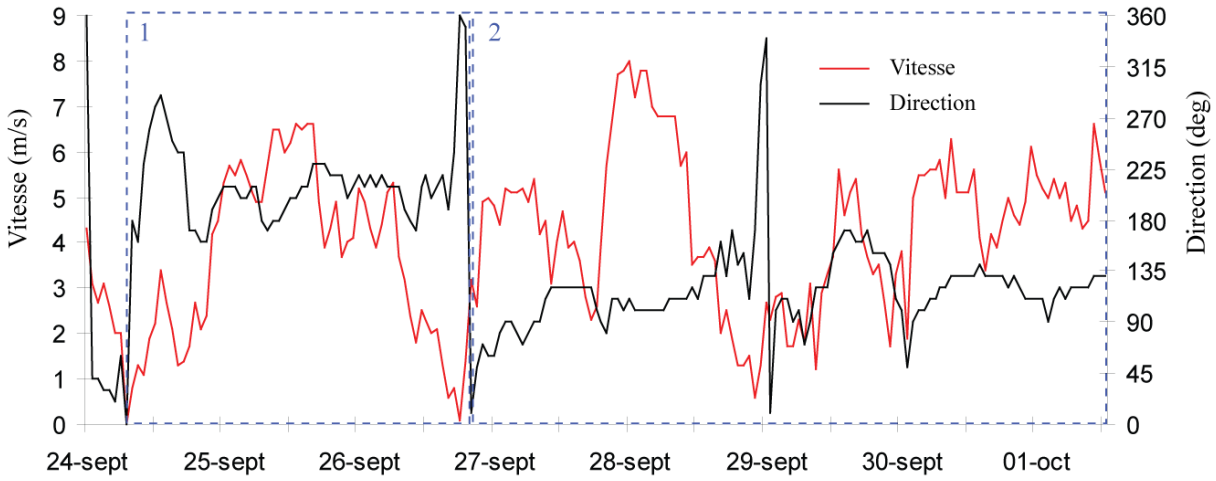


Figure III- 40 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011. Encadré 1 : vitesse moyenne : 3,7 m/s, direction moyenne : 207°. Encadré 2 : vitesse moyenne : 4,3 m/s, direction moyenne : 112°.

V-4- Résultats expérimentaux

V-4-1- Hydrodynamisme

Sur la plage de Fogeo, l'ADCP enregistre une hauteur d'eau maximale de 3,66 m lors du fort coefficient de marée de 114 le 28 septembre (Figure III- 41).

La composante longitudinale du courant est préférentiellement orientée vers l'ouest avec des vitesses pouvant atteindre 20 cm/s. La composante longitudinale orientée vers l'est est d'intensité plus modérée avec une vitesse maximale d'environ 10 cm/s. La composante transversale du courant est d'intensité moindre avec des vitesses généralement comprises entre 5 et 10 cm/s. Pendant toute la durée de l'expérience, nous pouvant distinguer le flot du jusant. En effet, à mi-marée, les directions des courants tendent à s'inverser. Au flot, le courant est préférentiellement orienté vers l'ouest et vers la plage. Au jusant, le courant s'inverse et s'oriente vers l'est et vers le large (Figure III- 41).

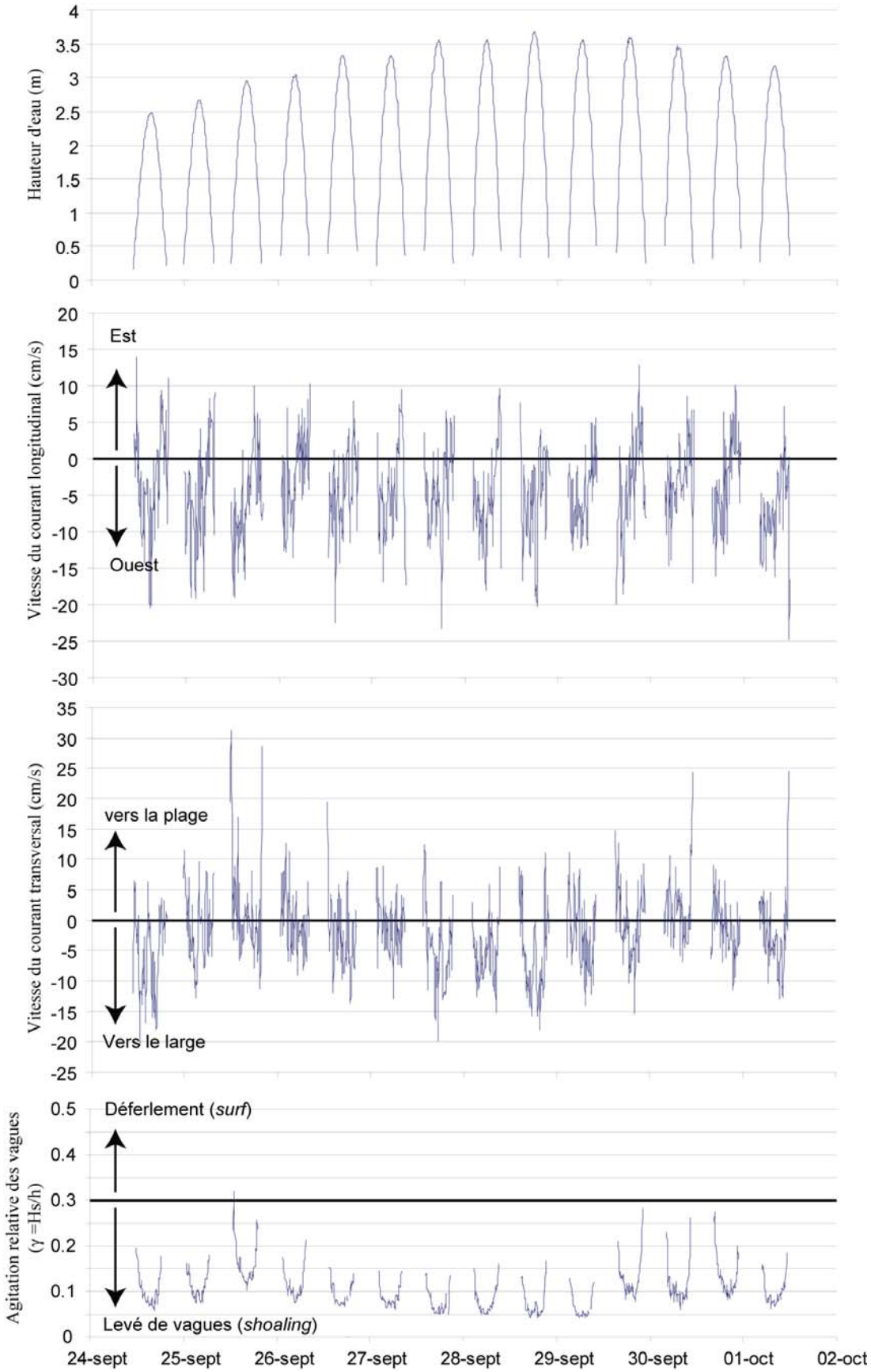


Figure III- 41 : Hauteur d'eau, vitesses des courants des composantes longitudinales et transversales de la plage de Fogeo enregistrés du 24 au 1er octobre 2011. A partir de 0,3 la hauteur relative de la houle démarque le levé de vagues (*shoaling*) du déferlement (*surf*).

Toutefois, à partir du 26 au 29 septembre, la composante longitudinale est presque totalement orientée vers l'ouest. Ce forçage concerne la composante transversale qui s'oriente d'avantage vers le large du 27 au 29 septembre. Cette période de forçage des courants marins coïncide avec des vents de secteur sud-est dont la vitesse atteint 8 m/s (Figure III- 40).

De plus, pendant cette campagne l'appareil enregistre les paramètres hydrodynamiques en conditions de levé de vagues (*shoaling*).

L'agitation mesurée au large est ressentie sur le domaine intertidal de la plage avec une hauteur significative de la houle dépassant 0,4 m les 25, 29 et 30 septembre ainsi que la 1er octobre 2011 (Figure III- 42). Cette agitation s'accompagne d'ondes de courtes périodes, comprises entre 3 et 12 s. Lors de conditions plus calmes, les périodes au pic de la houle sont généralement comprises entre 6 et 10 s.

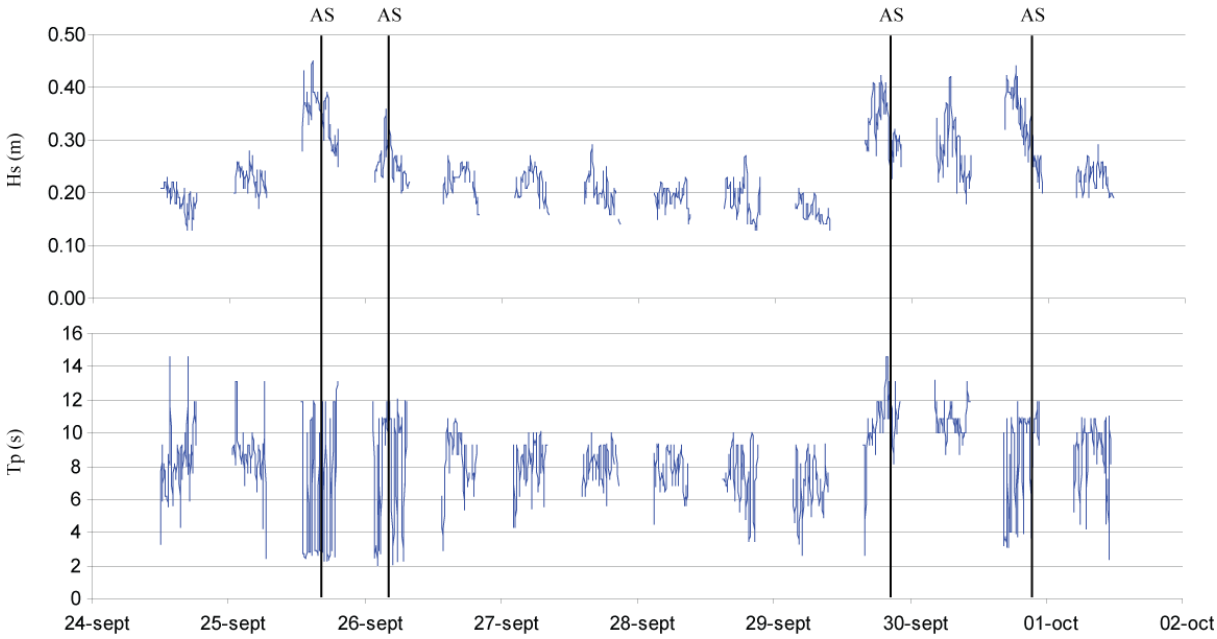


Figure III- 42 : Hauteur significative de la houle (Hs) et période au pic (Tp) mesurées sur la plage de Fogeo entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011. AS : analyses spectrales présentées Figure III- 43.

L'analyse spectrale de quatre *bursts* représentatifs de marées agitées confirme l'existence de pics énergétiques pour des ondes de courtes périodes (0,3 Hz) les 25 et 26 septembre (Figure III- 43). L'apparition de ce type d'onde indique la présence d'une « mer de vent » et suppose un déferlement à plus haute fréquence.

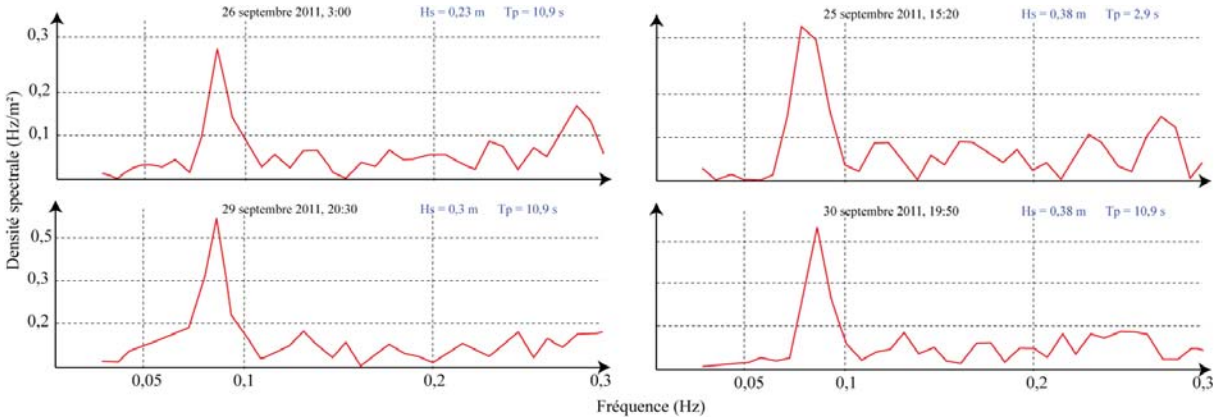


Figure III- 43 : Analyses spectrales de quatre *bursts* lors de conditions de relative agitation. Dans chaque cas, le pic de plus haute énergie est atteint pour une fréquence d'environ 0,08 Hz.

En domaine intertidal, la direction moyenne de la houle est orientée sud (181°). Cette direction moyenne forme un angle de 17° avec la normale au trait de côte (Figure III- 44). Pendant les conditions de l'expérience, le déferlement est donc oblique, ce qui induit potentiellement une dérive littorale orientée vers l'ouest.

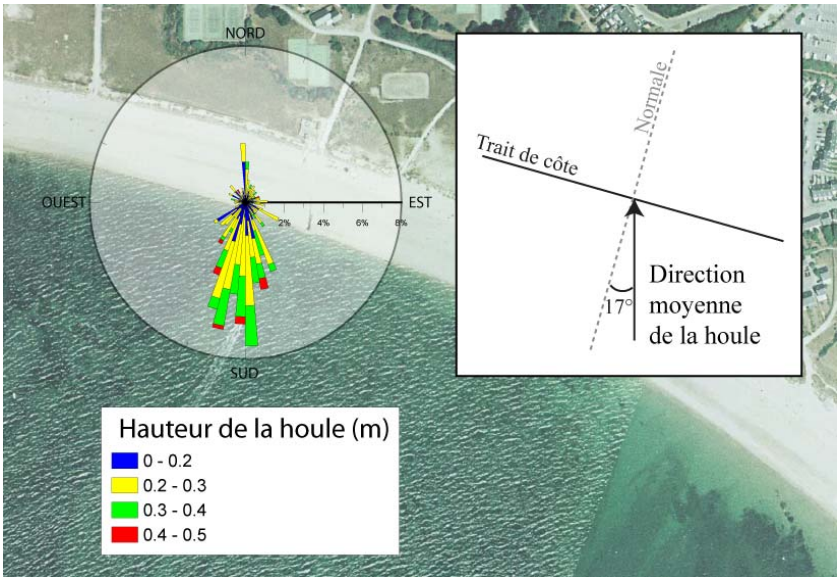


Figure III- 44 : Orientation et hauteur significative de la houle mesurées par l'ADCP sur la plage de Fogeo. La direction moyenne de la houle est de 181° et forme un angle de 17° avec la normale au trait de côte.

V-4-2- Variations morphologiques

Les MNT différentiels obtenus à partir des levés topographiques effectués lors des basses mers diurnes ne montrent que des variations morphologiques de très faibles amplitudes (Figure III- 45), généralement inférieures à 10 cm. Les changements les plus notables sont

observés entre le 25 et le 27 septembre (Figure III- 45 B et C), période correspondant à une agitation à la plage relativement plus importante (Hs > 0,3 m), associée à une grande variabilité de la période au pic de la houle, comprise entre 3 et 12 s (Figure III- 42). Un transfert sédimentaire longitudinal est observé, justifiant l'érosion à l'ouest et l'accrétion à l'est entre le 25 et le 26 septembre (Figure III- 45 B). Cette tendance est inversée le jour suivant.

L'angle d'incidence oblique associé à des ondes de courtes périodes peut justifier un transport sédimentaire longitudinal orienté vers l'ouest par dérive littorale. Toutefois, le transport sédimentaire longitudinal peut être associé à un transport sédimentaire transversal. Ce dernier mode de transport est suggéré par la génération d'une zone érodée longitudinale et parallèle à la côte entre le 29 septembre et le 1er octobre (Figure III- 45 F).

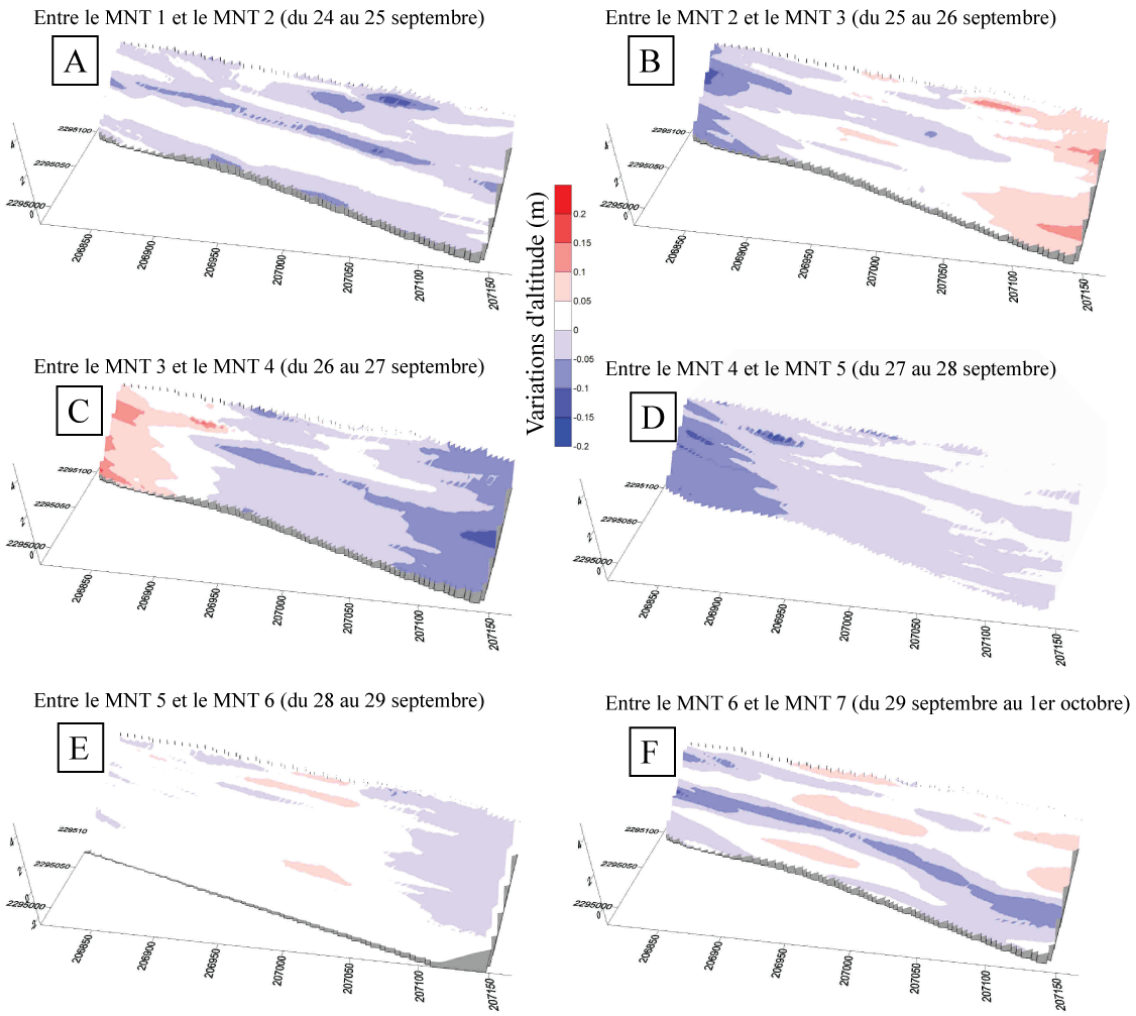


Figure III- 45 : MNT différentiels de la plage de Fogeo. En rouge : les zones en accrétion. En bleu : les zones en érosion. Les numéros des MNT indiqués font référence au jour du levé topographique.

Par ailleurs, ces faibles variations morphologiques impliquent des bilans volumétriques négligeables.

V-4-3- Mesures de surcotes et altitudes du jet de rive (maximum runup)

Le déploiement d'un courantomètre-houlographe en domaine intertidal de la plage de Fogeo permet de mesurer précisément la hauteur d'eau au dessus de l'appareil. Lors des conditions expérimentales, faiblement agitées, les hauteurs d'eau mesurées par l'appareil ont été comparées aux hauteurs d'eau théoriques calculées pour chaque marée (Figure III- 46). Parallèlement, à l'occasion de chaque levé topographique, l'altitude maximale atteinte par la laisse de mer, considérée comme le jet de rive (*maximum runup*), a été répertorié. Un tel dispositif permet de comparer les altitudes théoriques du maximum *runup* calculées à partir des données hydrodynamiques au large et sur la plage (Eq. II-4 et Eq. II-11).

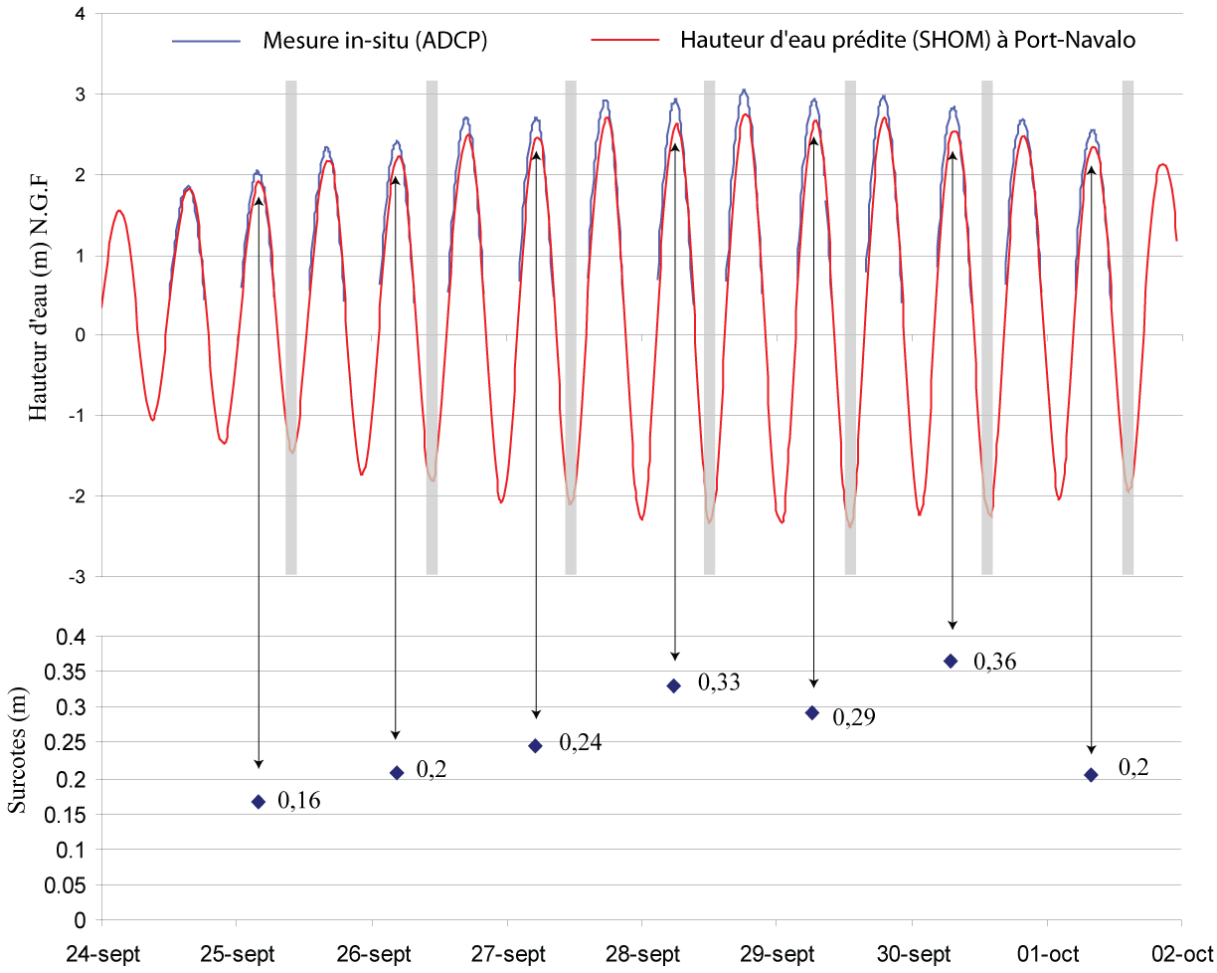


Figure III- 46 : Hauteurs d'eau mesurées sur la plage, hauteurs d'eau prédites à Port-Navalo et surcotes marines calculées entre le 25 septembre et le 1er octobre 2011 sur la plage de Fogeo. Les surcotes sont calculées pour chaque pleine mer précédant un suivi topographique (grisé).

Pendant la campagne de mesures, les surcotes marines tendent à croître pour atteindre un maximum de 0,36 m le 30 septembre (Figure III- 46). Toutefois, lors de la dernière marée enregistrée, la valeur de la surcote diminue sensiblement, jusqu'à 0,2 m.

Les altitudes du jet de rive ou maximum *runup* (R), sont présentées Figure III- 47. Au cours de la campagne, l'altitude atteinte par le jet de rive augmente avec les coefficients de marée et les surcotes calculées (Figure III- 46). Pourtant, le 30 septembre, avec un coefficient inférieur à celui du jour précédent, l'altitude atteinte par le jet de rive est maximale et supérieure à 3,5 m N.G.F. Cette situation correspond au maximum de surcote de 0,36 m mesurée lors de la pleine mer du 30 septembre (Figure III- 46).

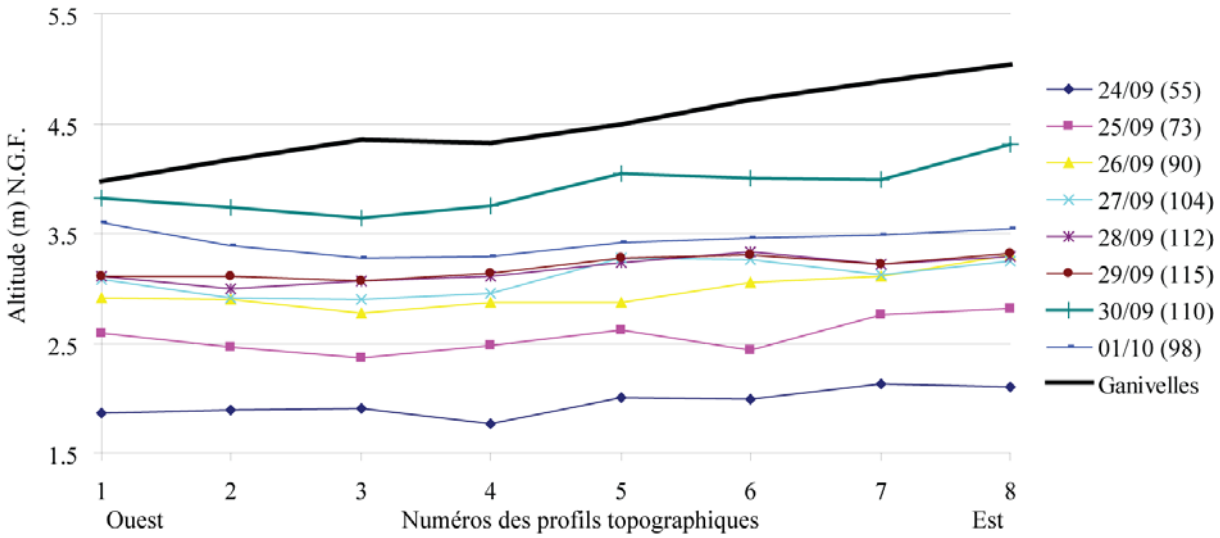


Figure III- 47 : Altitudes mesurées du jet de rive entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011 sur la plage de Fogeo. Pour chaque date, les coefficients de marée sont indiqués entre parenthèses.

L'approche théorique du calcul du maximum *runup* repose sur des paramètres hydrodynamiques et morphologiques. Ainsi, la hauteur significative de la houle, sa période ainsi que la pente de la plage entre en considération. Suivant l'équation I-1, le nombre d'Iribarren (ξ_0) permet de distinguer les plages dissipantes, intermédiaires et réfléchissantes (chapitre I). Ce paramètre, fonction de la pente de la plage, de la hauteur et de la période des vagues, varie constamment, dans l'espace et dans le temps, sur une même plage et en quelques heures, suivant les conditions hydrodynamiques. Dans le but de comparer les valeurs théoriques du maximum *runup* avec les altitudes réelles mesurées, ξ_0 est calculé pour chaque marée précédant un suivi topographique aux moments des hauteurs maximales et ce, à partir des paramètres hydrodynamiques enregistrés au large (Tableau III- 6). Chaque calcul est

effectué en considérant la pente du profil de plage n°4, sur lequel est implanté le courantomètre-houlographe. Dans chaque cas, la variation de la pente de la plage est négligeable. Pour chaque calcul, la valeur de la pente de la plage (tanβ) est fixée à 0,09 et homogène sur l'ensemble du profil.

Tableau III- 6 : Nombre d'Iribarren calculé à partir des paramètres hydrodynamiques enregistrés au large au maximum de hauteurs d'eau précédant un suivi topographique.

	Hs (m)	Tp (m)	Iribarren ζ
25/09/2011 03:30	0.67	9.50	1.31
26/09/2011 04:30	0.72	9.50	1.26
27/09/2011 05:00	0.72	8.70	1.15
28/09/2011 06:00	0.48	8.00	1.30
29/09/2011 06:30	0.37	6.90	1.28
30/09/2011 07:00	1.66	11.70	1.02
01/10/2011 08:00	0.91	9.50	1.12

La plage de Fogeo est de type réfléchissant avec pour chaque marée, un nombre d'Iribarren supérieur à 1. Dans cet environnement, l'utilisation de l'équation II-11 est justifiée. Le calcul théorique du maximum *runup* (R_{max}) est la somme des équations II-4 et II-11 et s'exprime de la façon suivante :

$$R_{max} = \eta_{max} + R_{2\%} = 0{,}45\ H_{mo}.\ \xi_0 + 0{,}73\ \tan\beta\ (H_{mo}\ L_o)^{0,5}$$

En règle générale, le calcul du maximum *runup* intègre la hauteur significative et la vitesse de propagation de la houle au large. Dans le cadre de cette expérience, la hauteur significative de la houle à la plage est utilisée afin de confronter les résultats théoriques, obtenus à partir des données au large et à la plage, aux mesures réelles effectuées sur le terrain (Figure III- 48).

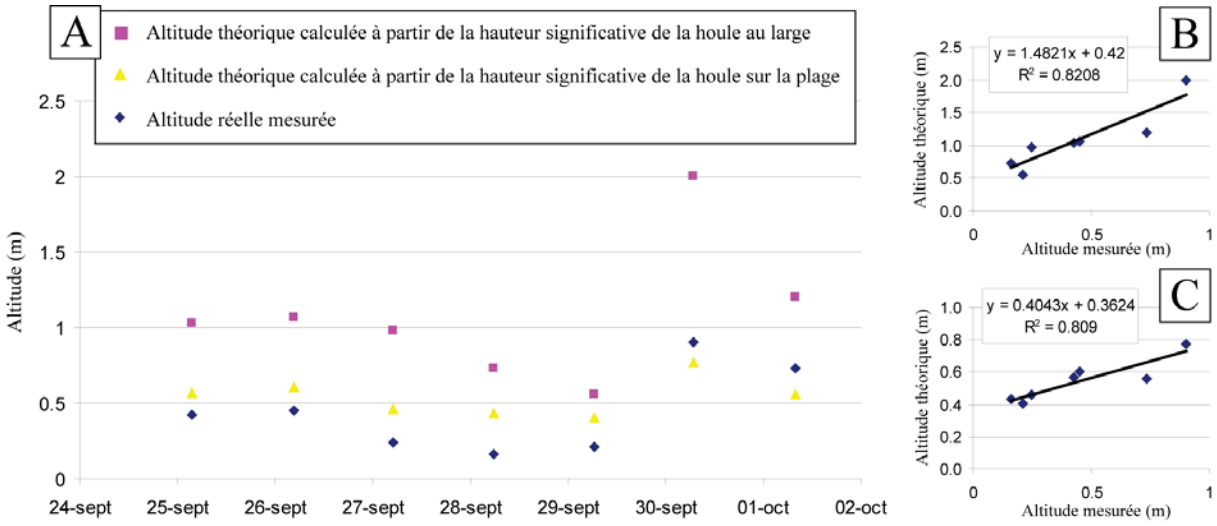


Figure III- 48 : A : altitudes théoriques et réelles du maximum runup calculées et mesurées sur la plage de Fogeo à partir des données hydrodynamiques au large et sur la plage. B : corrélation de l'altitude théorique calculée à partir des données hydrodynamiques au large et des mesures réelles. C : corrélation de l'altitude théorique calculée à partir des données hydrodynamiques sur la plage et des mesures réelles.

Les principaux résultats des calculs du maximum *runup* indiquent une surestimation lorsque les paramètres de houle au large sont introduits dans les équations II-4 et II-11 (Figure III-48). Cette surestimation est cependant minimale lors de conditions de très faible agitation (Figure III- 42 ; Figure III- 48).

Cariolet (2011) propose une méthodologie pour établir une relation statistique entre le *runup* et différentes variables hydrodynamiques et morphologiques sur les plages finistériennes de Vougot et de Porsmillin. Sur ces sites, un grand nombre de mesures du *runup* ont été effectuées et comparées aux calculs théoriques obtenus à partir des équations de la littérature. Sur ces deux plages, en considérant la pente de la portion la plus mobile de la plage, il apparaît que le maximum *runup* mesuré est fonction du nombre d'Iribarren et de la hauteur de la houle au large et s'exprime de la manière suivante :

$$R_{max} = A.H_{mo}.\xi_0 \qquad \text{(Eq. III-1)}$$

Avec R_{max}, l'altitude (m) du maximum *runup* mesuré, A une constante spécifique à chaque site d'étude, H_{mo} la hauteur significative de la houle au large et ξ_0 le nombre d'Iribarren.

Au cours de l'expérimentation menée sur la plage de Fogeo, seulement 7 mesures du maximum *runup* ont été effectuées. A partir de ce nombre restreint, une tentative de

corrélation entre les mesures du maximum *runup* et différentes variables en fonction de la pente de la plage ont été élaborées. Sur la plage de Fogeo, la variable $(\tan\beta.Hs.L)^{0,5}$ est la mieux corrélée aux observations du maximum *runup* (Tableau III- 7). Toutefois, la valeur de l'ordonnée à l'origine de 1,19 m induit une importante surestimation de l'altitude du *runup* en utilisant les paramètres hydrodynamiques enregistrés *in situ*. La même variable utilisant les paramètres hydrodynamiques enregistrés au large exprime une surestimation équivalente de 1,18 m.

La surestimation de l'altitude du *runup* est considérablement réduite en utilisant la variable $H_{m0}.\xi_0$. L'ordonnée à l'origine de la droite de régression est égale à 0,27 m pour un coefficient de corrélation de 0,84 (Tableau III- 7). La valeur de l'ordonnée à l'origine reflète le caractère semi-abrité de la plage de Fogeo. Toutes choses égales par ailleurs, une diminution du caractère semi-abrité de la plage entraîne une diminution de la valeur de l'ordonnée à l'origine.

Tableau III- 7 : Relation entre les valeurs de *runup* mesurées et les différentes variables en fonction de la pente. Hs et L se rapportent aux mesures enregistrées *in situ* par l'ADCP. H_{m0} et L_0 se rapportent aux mesures enregistrées au large.

Runup mesuré / Variable	Coefficient de corrélation	Equation de la droite de régression
$R/Hs.\xi_0$	$r^2 = 0,45$	$y = 0,19 x + 0,19$
R/ξ_0	$r^2 = 0,04$	$y = -0,15 x + 1,14$
$R/(\tan\beta.Hs.L)^{0,5}$	$r^2 = 0,86$	$y = 1,47 x + 1,19$
$R/H_{m0}.\xi_0$	**$r^2 = 0,84$**	**$y = 1,23 x + 0,27$**
$R/(\tan\beta.H_{m0}.L_0)^{0,5}$	$r^2 = 0,82$	$y = 4,18 x + 1,18$

Sur la plage de Fogeo, la relation entre l'altitude du *runup* et la hauteur de la houle au large et la pente de la plage peut être exprimée par l'expression suivante :

$$R_{max} = 1,23\ H_{m0}.\xi_0 + 0,27 \qquad \text{(Eq. III-2)}$$

Cependant, la durée de l'expérience et le nombre de mesures effectuées restent insuffisants pour constituer une base statistique formelle.

V-4-4- Synthèse de la campagne

La campagne d'acquisition sur la plage de Fogeo s'est déroulée lors de conditions de faibles agitations. Toutefois, deux phases d'agitation modérée (Hs = 0,4 m), accompagnées d'ondes de courtes périodes favorisant les changements morphologiques, sont identifiées. Dans ce cas, l'angle d'incidence oblique des houles à la plage justifie un transit sédimentaire, modeste, orienté vers l'ouest. D'une manière générale, le courant longitudinal domine, en intensité, le courant transversal à la plage.

En tenant compte de la vitesse et de la direction du vent, dont deux périodes distinctes ont été identifiées, nous pouvons constater un délai de réponse dans le forçage des courants tidaux mais surtout sur l'augmentation des valeurs des surcotes mesurées (Figure III- 49).

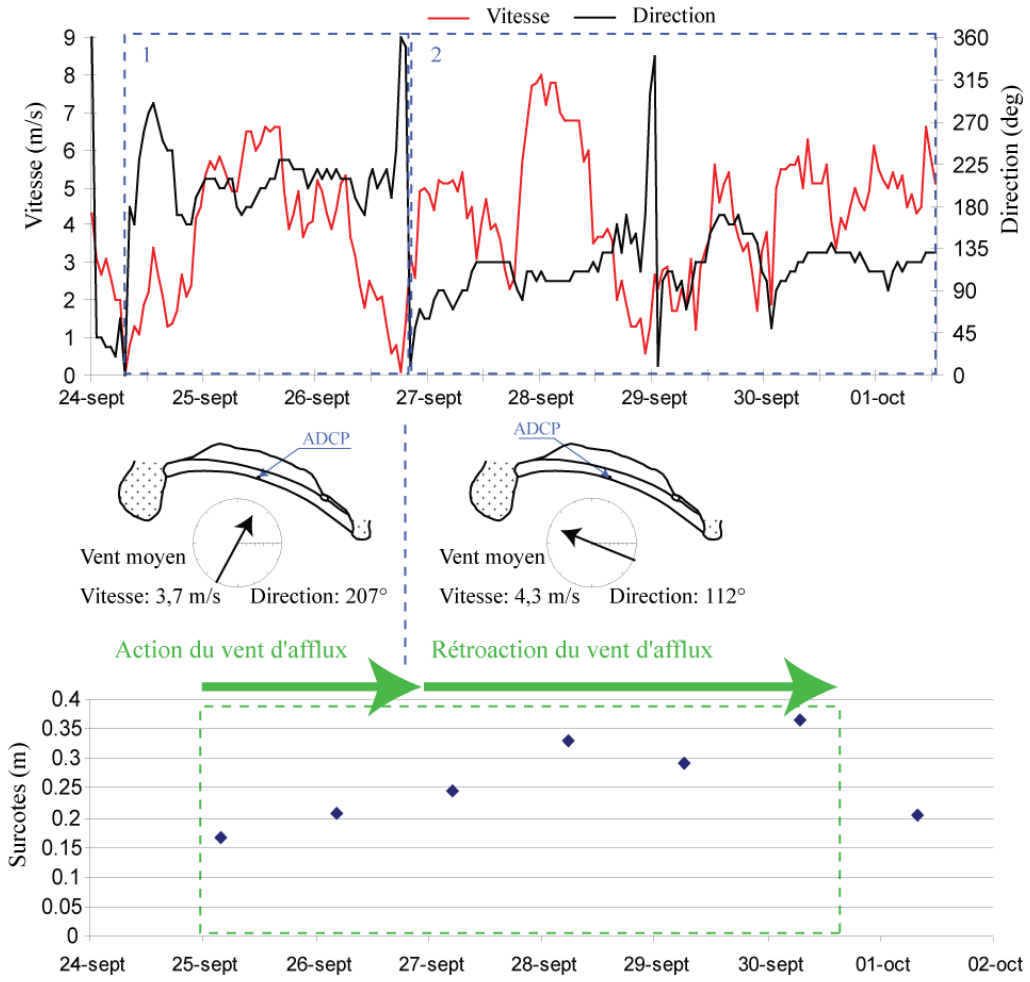


Figure III- 49 : Bilan synthétique de l'impact du vent d'afflux à la plage de Fogeo et des surcotes engendrées entre le 24 septembre et le 1er octobre 2011.

Jusqu'au 27 septembre, le vent moyen, de faible intensité, est orienté dans une direction très proche de la normale au trait de côte du centre de la plage (207°). Ce vent moyen est assimilé à un vent d'afflux, poussant les masses d'eau à la côte, générant ainsi une surcote significative.

L'incidence du vent d'afflux sur l'augmentation de la surcote marine est ressentie jusqu'au 30 septembre malgré le changement de direction observé (112°) à partir du 27 septembre. L'impact du vent d'afflux est donc ressenti, par rétroaction, sur le domaine intertidal pendant près de 72 heures après son changement de direction. Pendant cette période de temps, l'amplitude des surcotes continue de croître de 0,24 à 0,36 m.

L'augmentation des surcotes marines observées est associée à une augmentation du *wave setup* et du *swash runup*, augmentant ainsi l'altitude de la laisse de mer (R_{max}). L'expérience menée sur la plage du Fogeo et les calculs théoriques de l'altitude du maximum *runup* à partir des paramètres hydrodynamiques au large et sur la plage mettent en évidence l'importance d'utiliser les conditions hydrodynamique enregistrées *in situ* pour estimer avec plus de précision l'amplitude du maximum *runup*.

Cependant, le calcul théorique du maximum *runup* montre la meilleure corrélation et la plus faible surestimation par rapport à la variable $H_{m0}.\xi_0$ ou H_{m0} est la hauteur significative au large et ξ_0 le nombre d'Iribarren. Bien que le faible nombre de mesures ne permette pas une étude statistique formelle, cette variable et l'équation III-2 peuvent être utilisées pour estimer l'altitude théorique de la laisse de mer sur la plage de Fogeo.

VI- Conclusion partielle

A travers ces différentes campagnes de mesures hydrodynamiques et topographiques ainsi que l'analyse du forçage météo-marin, à court terme, les principaux facteurs de contrôle morphodynamique des plages de la presqu'île de Rhuys ont été déterminés :

1. Les variations morphologiques et le transport sédimentaire se concentrent préférentiellement sur le domaine réfléchissant des plages, composé de sédiments grossiers à très grossiers, généralement mal triés.

2. Le transport sédimentaire longitudinal est fortement soumis à l'intensité et à la direction du vent moyen sur une période de temps donné. La vitesse seuil de 4 m/s semble être la limite inférieure permettant de déclencher un transport sédimentaire significatif. Un délai minimum d'une journée est toutefois nécessaire à l'établissement d'ondes de courtes périodes responsables des changements observés.
3. Le transport transversal est favorisé avec une augmentation de l'agitation au large et sur la plage, permettant l'édification de barres de *swash*, de faible altitude (de 0,1 à 0,2 m).
4. Bien qu'un transport sédimentaire soit identifié, l'analyse volumétrique indique des bilans de volumes sédimentaires généralement stables. Cependant, lors de certaines conditions, les bilans sédimentaires calculés deviennent significatifs.
5. Dans cet environnement mésotidal, le marnage est un facteur déterminant la dynamique sédimentaire intertidale qui permet l'installation d'un saillant sur la plage de Kerver, compte tenu des dimensions et de la distance à la côte de l'obstacle rocheux, mais aussi de l'amortissement des vagues au déferlement, limitant ainsi le transit sédimentaire en amont, comme cela a été observé à Penvins. Les temps d'occurrence des processus de *swash* et de *surf* sur le domaine réfléchissant expliquent la plus grande vulnérabilité de ce domaine aux transports sédimentaires.
6. Les vents d'afflux, de faible intensité, génèrent des surcotes manifestes responsables de l'augmentation de l'altitude de la laisse de mer. Un vent faible d'une moyenne de 3,7 m/s peut engendrer une surcote de 0,36 m après un délai de près de 72 heures. Sur la plage de Fogeo, il apparaît que l'amplitude du maximum *runup* est fonction de la variable $H_{m0}.\xi_0$ à laquelle il faut ajouter une constante exprimant le caractère semi-abrité de l'environnement.
7. Les mesures d'agitations sur les plages, comparées aux enregistrements au large, mettent en évidence un gradient d'atténuation des houles, atténuation qui augmente d'est en ouest (Figure III- 50).

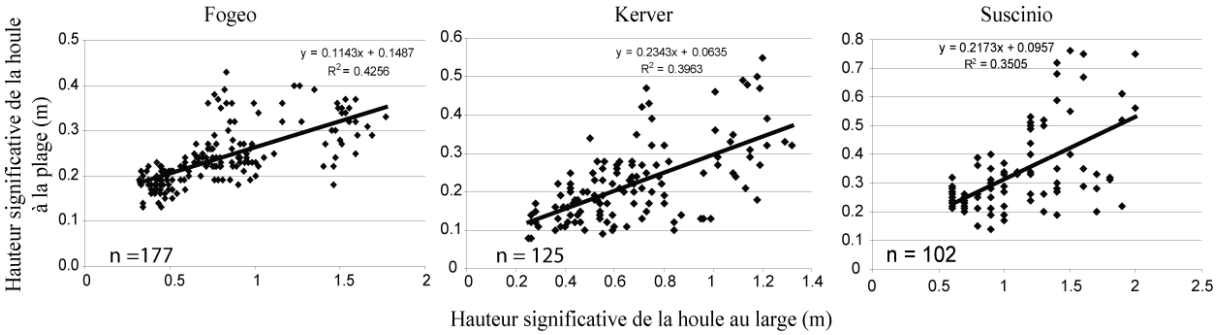


Figure III- 50 : Corrélations entre la hauteur significative de la houle au large et sur les plages étudiées pendant chaque déploiement respectif. La plage de Fogeo est la plus abritée.

Partie 2

Cette partie inclus une publication:

Dubois, A., Sedrati, M., Menier, D., (2011). *Morphological response of four mesotidal pocket beaches to high energy conditions incluting the* Xynthia *storm. Journal of Coastal Research, SI 64, Sczcecin, Poland. ISSN 0749-0208.*

Cette seconde partie se focalise sur les conditions hydrodynamiques et sur l'impact morphologique du passage de chacune des deux tempêtes hivernales : la tempête *Xynthia* et la tempête *Joachim* survenues respectivement au matin du 28 février 2010 et du 16 décembre 2011.

Ces deux tempêtes, de très fortes intensités, se différencient par la hauteur significative de la houle au large (Figure III- 1) mais aussi par le régime de vent survenant durant les quelques heures ou les quelques jours précédant leurs impacts respectifs à la côte. En effet, les conditions météo-marines précédant un évènement de haute énergie « façonnent » la frange littorale meuble. De plus, l'influence des hauteurs d'eau aux moments de leurs impacts est un élément décisif, à l'origine du remaniement du stock sédimentaire mais aussi du risque de submersion potentiel associé.

Pour chaque tempête, les conditions météo-marines des quelques jours précédant la tempête sont analysées, ainsi que les paramètres hydrodynamiques au large et à la plage. Ensuite, pour un site spécifique, la réponse morphodynamique est discutée puis étendue à l'ensemble des quatre plages sableuses étudiées.

I- Impact de la tempête Xynthia dans l'anse de Suscinio

Initialement, la tempête *Xynthia* a pris naissance au large du Portugal, au matin du 27 février 2010. La dépression oriente sa trajectoire vers le nord-ouest en traversant l'extrémité nord-ouest de l'Espagne. La tempête atteint les côtes françaises entre 2h et 3h le 28 février 2010 (Figure III- 51). A la station météorologique de Belle-île, la vitesse du vent instantané atteint 29 m/s.

Bertin *et al.*, (2012) rapportent que la tempête génère une importante surcote sur le littoral atlantique où le maximum est enregistré au port de La Pallice (1,50 m) suivi, au nord, par les Sables d'Olonne (1,25 m), St Nazaire (1,02 m) et Concarneau (0,66 m) (Figure III- 51). Les auteurs soulignent que les surcotes marines observées sont amplifiées par la présence de vagues fortement cambrées (Hs = 7 m et Tp = 7-10 s) relative à leur développement rapide au passage dans le Golfe de Gascogne où le *fetch* est limité.

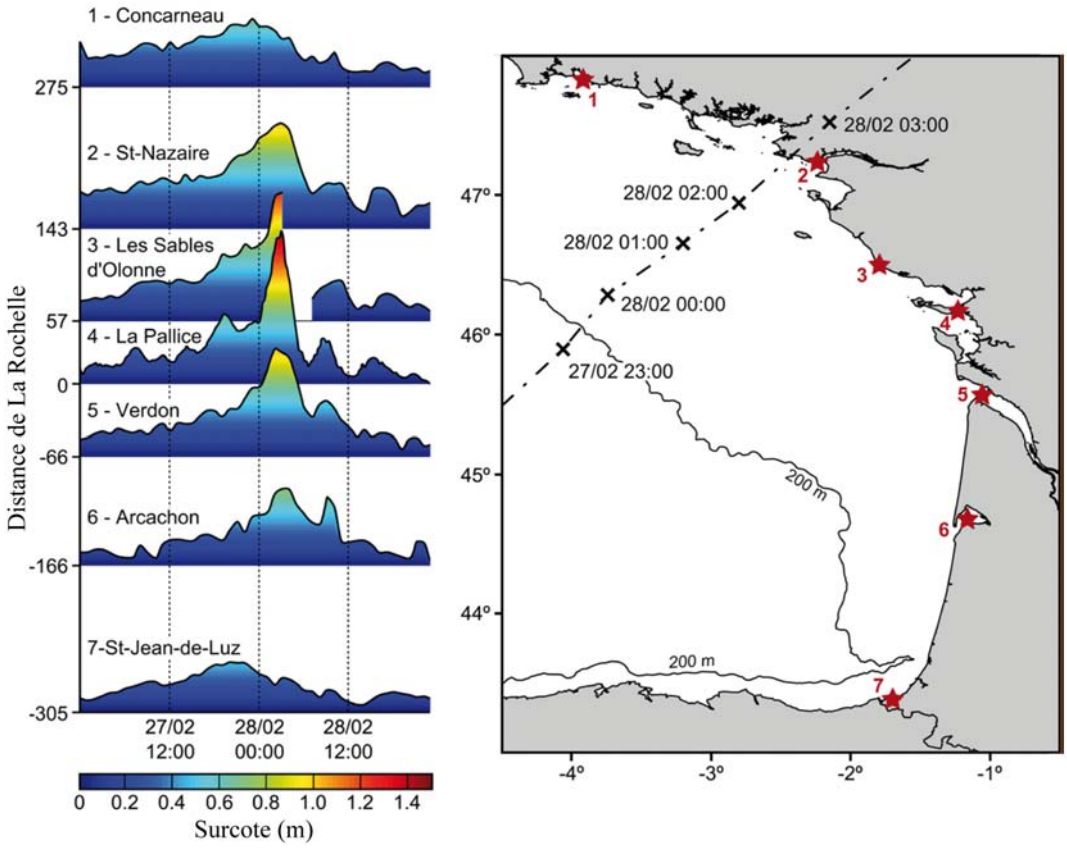


Figure III- 51 : Surcotes marines et trajectoire de la tempête *Xynthia* à l'approche du littoral atlantique français. Le maximum est atteint au port de La Pallice (station 4). D'après Bertin *et al.*, (2012).

Bien que situé dans l'environnement semi-abrité de la presqu'île de Rhuys, les plages sableuses sont soumises à l'impact de la tempête et de la surcote occasionnée. L'évènement est d'autant plus amplifié puisqu'il coïncide avec une pleine mer de vives eaux de coefficient 102.

A cette occasion, un dispositif hydrodynamique et topographique a été mis en place dans l'anse de Suscinio.

I-1- Dispositif

Dans la baie de Suscinio, trois courantomètres-houlographes ont été déployés sur trois sites distincts du 26 février au 5 mars 2010. Chaque appareil est positionné sur la bas de plage, approximativement aux emplacements choisis lors du déploiement effectué du 28 janvier au 5 février 2010 (Beg Lann, Landrezac et Penvins). Les profils topographiques sélectionnés sont identiques à la campagne précédente (Figure III- 4 ; Figure III- 52). Les appareils ont été placés à des altitudes supérieures que lors du précédent déploiement en raison d'un plus faible coefficient de marée et d'un important *wave setup*.

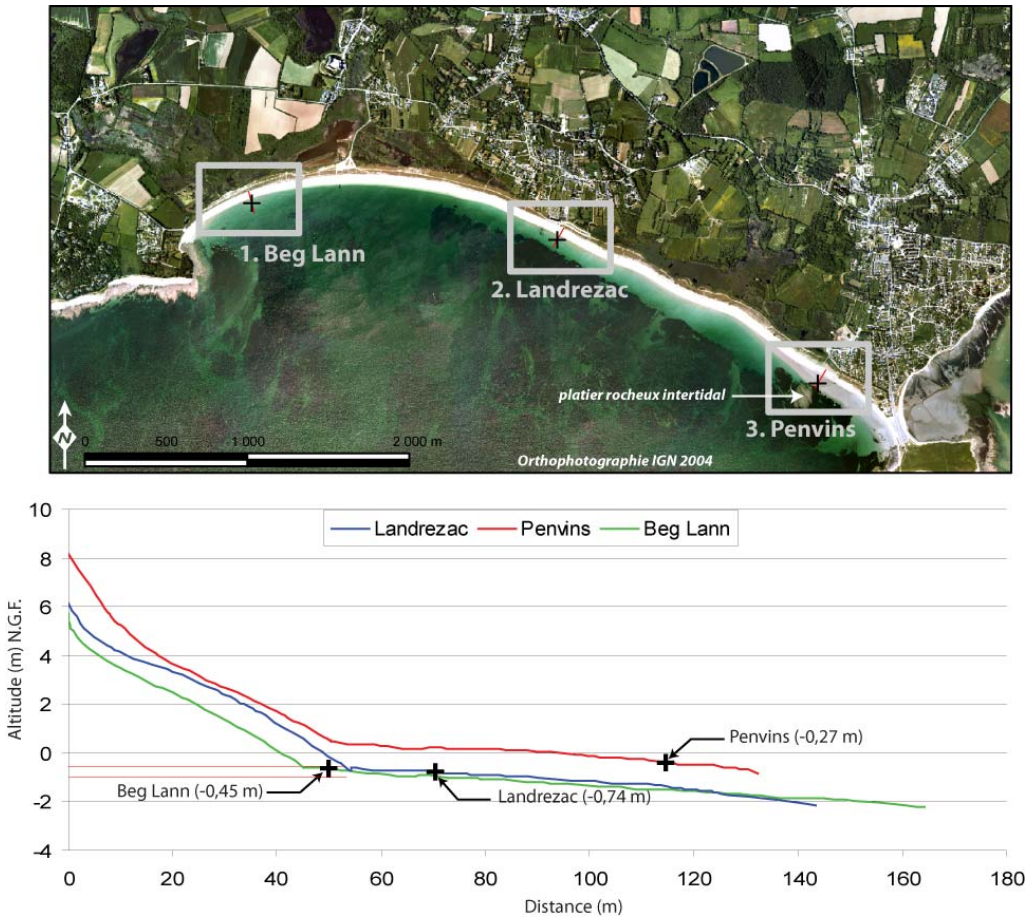


Figure III- 52 : En haut : localisation des 3 secteurs de plage étudiés de la baie de Suscinio et des 3 profils topographiques, relatifs à chaque secteur de plage. En bas : représentation de chaque profil central de chaque secteur de plage effectué en Janvier 2010 et localisation de la position de chaque courantomètre sur l'estran (croix noires). Le courantomètre placé à Penvins n'est pas équipé de l'extension houlographe, aucun paramètre de houle n'est donc enregistré sur ce site.

Au total, trois profils topographiques, répartis sur chaque secteur de plage, font l'objet de suivis morphologiques. Chaque profil topographique est levé à l'aide du DGPS le 27 et le 28 février, après la passage de la tempête.

I-2- Conditions d'enregistrement des appareils

Les appareils enregistrent principalement en conditions de levé de vagues (*shoaling)* (Figure III- 53). Toutefois, un nombre significatif de *bursts* est obtenu en conditions de déferlement (*surf*) soulignant la forte agitation pendant la période de déploiement.

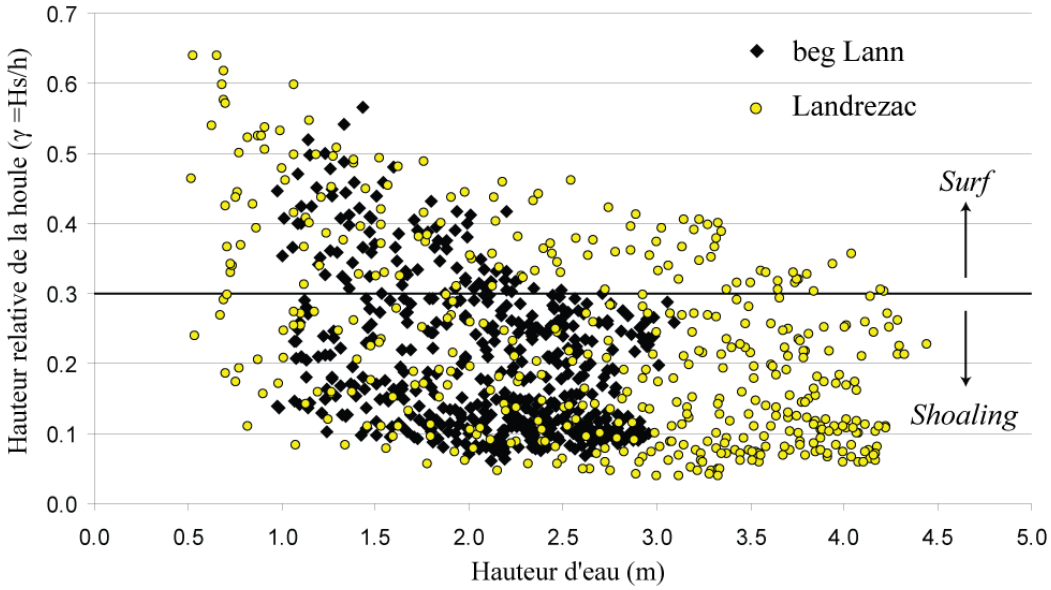


Figure III- 53 : Conditions d'enregistrement de chaque courantomètre-houlographe disposé sur la bas de plage de Beg Lann et de Landrezac entre le 26 février et le 5 mars 2010.

I-3- Chronologie des conditions météorologiques

La tempête *Xynthia* est un évènement de haute énergie. Cet évènement intervient après plusieurs jours de conditions atmosphériques instables. A partir du 21 février, le vent gagne en intensité. La période du 21 au 26 février est marquée par trois pics d'intensité du vent, orienté ouest-sud-ouest (Figure III- 54, encadré).

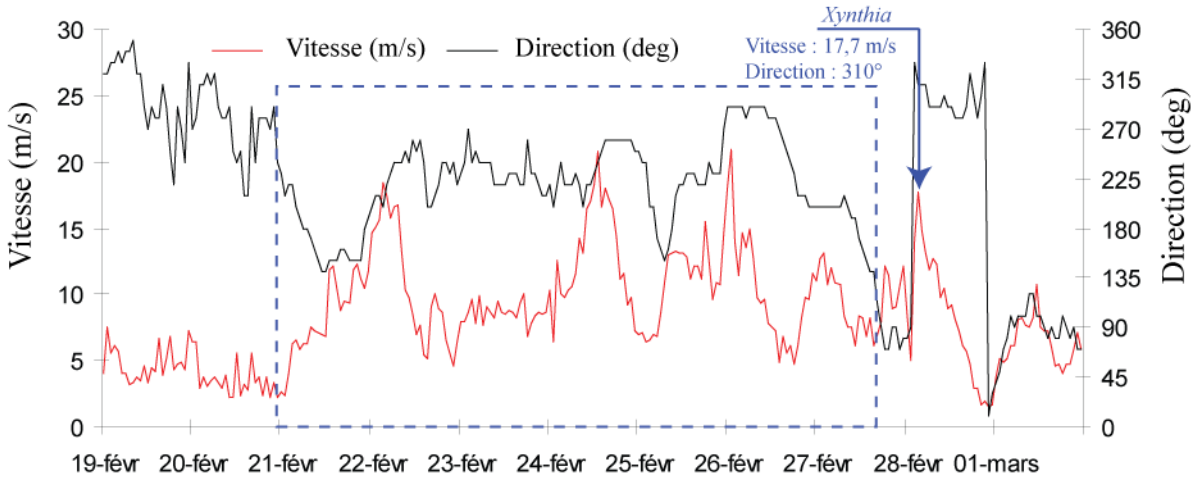


Figure III- 54 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 19 février et le 1er mars 2011. Vitesse moyenne : 8,5 m/s. Direction moyenne : 231°. En encadré : la période agitée des jours précédant le tempête *Xynthia*. Vitesse moyenne : 10,1 m/s. Direction moyenne : 223°.

Les 22, 24 et 26 février, le vent moyen horaire atteint respectivement les vitesses de 18,4 m/s, 20,8 m/s et 21 m/s. Au passage du pic énergétique de la tempête, le vent horaire approche ces valeurs mais reste inférieur en intensité (Figure III- 54). Aux dernières heures de la journée du 27 février, le vent s'oriente sensiblement à l'est avec une vitesse supérieure à 10 m/s, ce qui ne sera pas sans conséquence sur la portion occidentale de l'anse. La tempête *Xynthia* est l'évènement final d'une période de forte énergie. Après la tempête, les conditions calmes prévalent.

I-4- Hydrodynamisme au large

Le passage de la tempête *Xynthia* est marqué par 4 m de hauteur significative de la houle au large (Figure III- 55). Cette valeur est en deçà des pics enregistrés les jours précédant avec respectivement 5,1 m, 6,1 m et 5,5 m les 22, 24 et 26 février 2010.

Au passage de ces trois pics de forte énergie, la période de la houle significative est comprise entre 10 et 12 s alors que pendant la tempête, les périodes sont courtes avec des valeurs comprises entre 7 et 9 s (Figure III- 55).

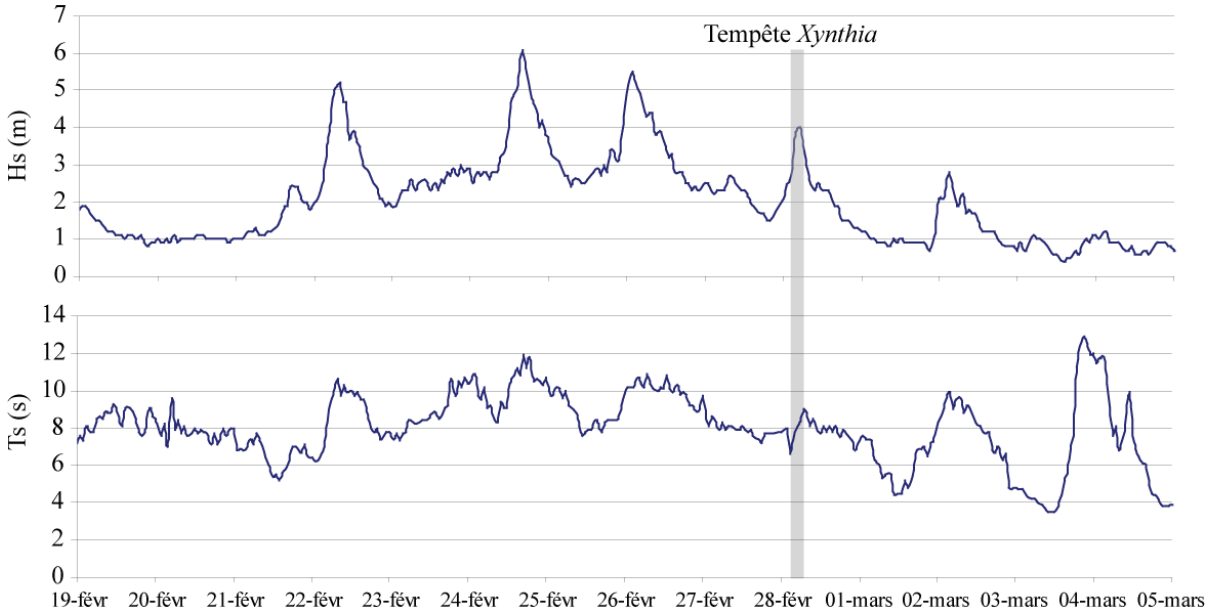


Figure III- 55 : Hauteur significative de la houle au large (Hs) et période associée (Ts) enregistrées entre le 19 février et le 5 mars 2010.

I-5- Hydrodynamisme en baie de Suscinio

I-5-1- Plage de Beg Lann

Les résultats des paramètres des courants marins mesurés sur la plage de Beg Lann sont présentés en annexe 7. La vitesse du courant moyen est comprise entre 5 et 30 cm/s au cours des quatre premières pleines mers (du 26 au 28 février). Après le passage de la tempête, sa vitesse est plus modeste et comprise entre 2 et 15 cm/s. Le 27 février, la composante longitudinale du courant est fortement contrainte vers le sud-ouest. Parallèlement, la composante transversale est fortement contrainte vers la plage. Ce forçage des directions d'écoulement des courants peut être attribué à la forte intensité (> 20 m/s) du vent de secteur ouest à sud-ouest du 24 et du 26 février, provoquant un courant résultant orienté vers l'est.

Au passage de la tempête, le courant longitudinal est forcé vers le sud-ouest et le courant transversal vers le large, traduisant l'existence plus marquée de courants de retour (*undertow*). La vitesse du courant moyen diminue en intensité comparée aux marées précédentes. Sa vitesse varie de 5 à 25 cm/s pour une moyenne de 11 cm/s.

Lors de la tempête *Xynthia*, les intensités et les directions d'écoulement des courants marins ne reflètent pas un phénomène hydrodynamique exceptionnel. Cependant, la hauteur d'eau au dessus de l'appareil indique une importante surcote. Pour des coefficients de marée croissants pendant le cycle tidal, la hauteur d'eau enregistrée est supérieure aux hauteurs d'eau enregistrées lors de la pleine mer du 2 mars (coefficient 116).

La hauteur significative de la houle enregistrée à Beg Lann lors de la tempête est comparable aux valeurs enregistrées le 26 février avec des valeurs comprises entre 0,6 m et 0,8 m (Figure III- 56). Sur cet intervalle de temps, la période au pic est toutefois courte avec des valeurs comprises entre 6 et 10 s. Lors de la tempête *Xynthia*, les périodes au pic sont parmi les plus courtes exceptée pour la marée du 3 mars où ces valeurs chutent en deçà de 4 s.

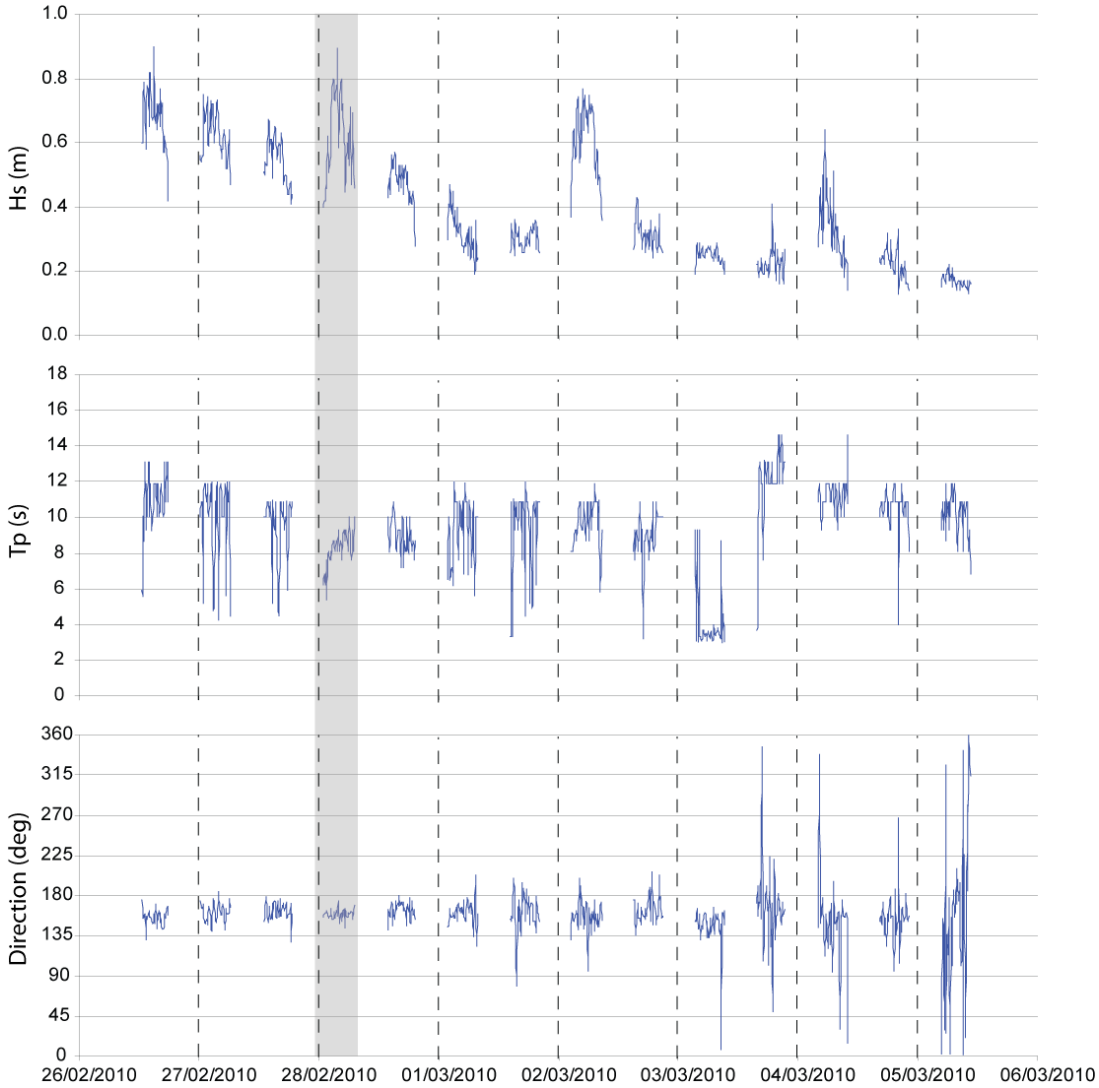


Figure III- 56 : Hauteur significative de la houle, période au pic et orientation des vagues enregistrées à Beg Lann entre le 26 février et le 5 mars 2010. En grisé, la marée de la tempête *Xynthia*.

Les analyses spectrales représentatives des marées du 26 février et de la tempête (Figure III-57) indiquent une augmentation de la fréquence de la période au pic avec l'arrivée de la tempête. Au passage de celle-ci, la fréquence au pic devient supérieure à 0,1 Hz. Bien que la hauteur significative de la houle, pour chacune de ces marées soit comparable (Figure III- 56 ; Figure III- 57), une diminution de la période au pic de la houle implique une plus grande quantité d'énergie libérée à la plage. En effet, entre le 26 et le 28 février, la valeur de la densité spectrale calculée augmente (Figure III- 57).

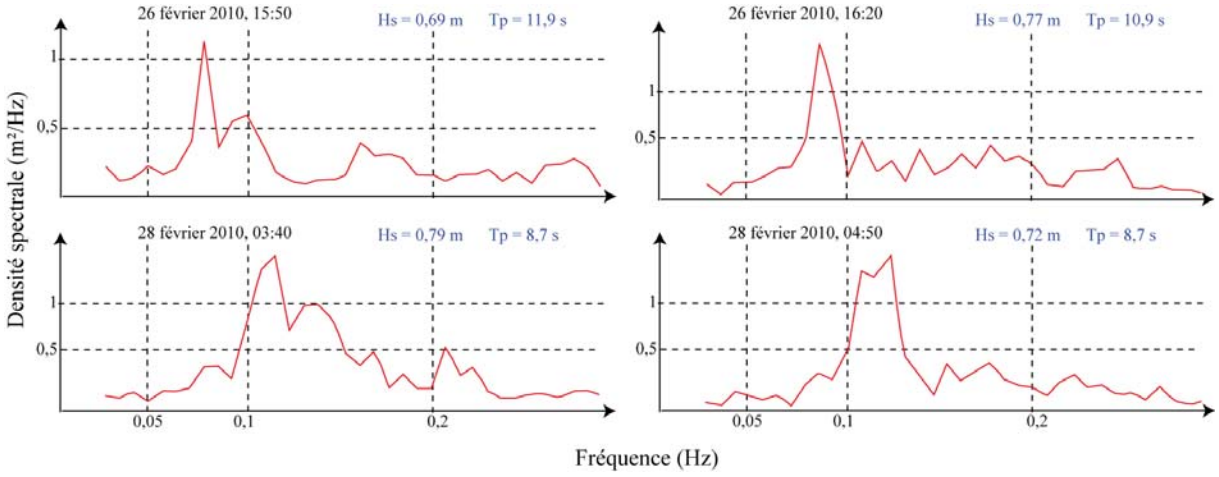


Figure III- 57 : Analyses spectrales calculées à partir de deux enregistrements obtenus le 26 février et le 28 février 2010, au passage de la tempête.

I-5-2- Plage de Landrezac

Les résultats des paramètres des courants marins mesurés sur la plage de Landrezac sont présentés en annexe 8. Globalement, sur la plage de Landrezac, les directions d'écoulements des courants marins ainsi que les forçages observés reflètent la dynamique des courants mesurés sur la plage de Beg Lann.

Lors de la tempête, la vitesse du courant moyen est comprise entre 5 et 15 m/s. A Landrezac, la dynamique tidale des courants est facilement identifiable avec un sens s'écoulement du flot orienté vers le nord-ouest et un sens d'écoulement au jusant orienté vers le sud-est.

Comme il a été observé sur la plage de Beg Lann, le passage de la tempête *Xynthia* ne génère pas de phénomène remarquable quant à la dynamique d'écoulement des courants. En revanche, le forçage le plus important est observé au matin du 27 février. De plus, lors de la

marée de la tempête, un important niveau d'eau est observé, supérieur au niveau d'eau du 2 mars (coefficient 116).

Au passage de la tempête, la hauteur significative de la houle connaît un pic supérieur à 1,1 m (Figure III- 58). Cette valeur est sensiblement dépassée à l'occasion de trois pleines mers avec des hauteurs significatives respectives de 1,3 m, 1,2 m, et 1,4 m les 26, 27 février et le 2 mars 2010. De la même façon que sur la plage de Beg Lann, la période au pic de la houle diminue au passage de la tempête avec des valeurs comprises entre 8 et 10 s.

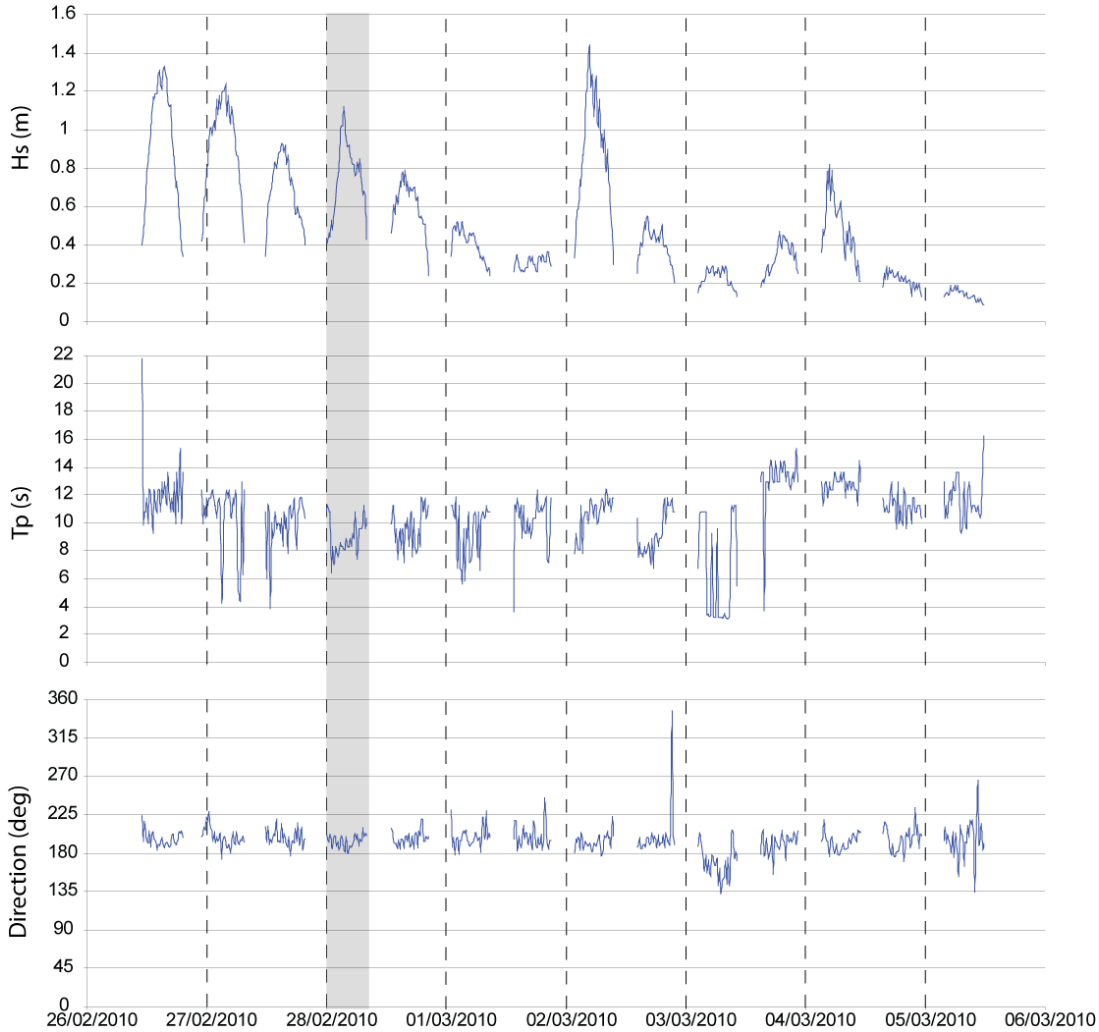


Figure III- 58 : Hauteur significative de la houle, période au pic et orientation des vagues enregistrées à Landrezac entre le 26 février et le 5 mars 2010. En grisé, la marée de la tempête *Xynthia*.

Les analyses spectrales calculées indiquent, comme sur la plage de Beg Lann, une augmentation de l'énergie incidente à la plage, générée par un déferlement de plus courte période à la plage (Figure III- 59). Le 26 février, la fréquence au pic est proche de 0,05 Hz et

du domaine des ondes infragravitaires (< 0,05 Hz). Au passage de la tempête, la fréquence au pic augmente et se rapproche de 0,1 Hz.

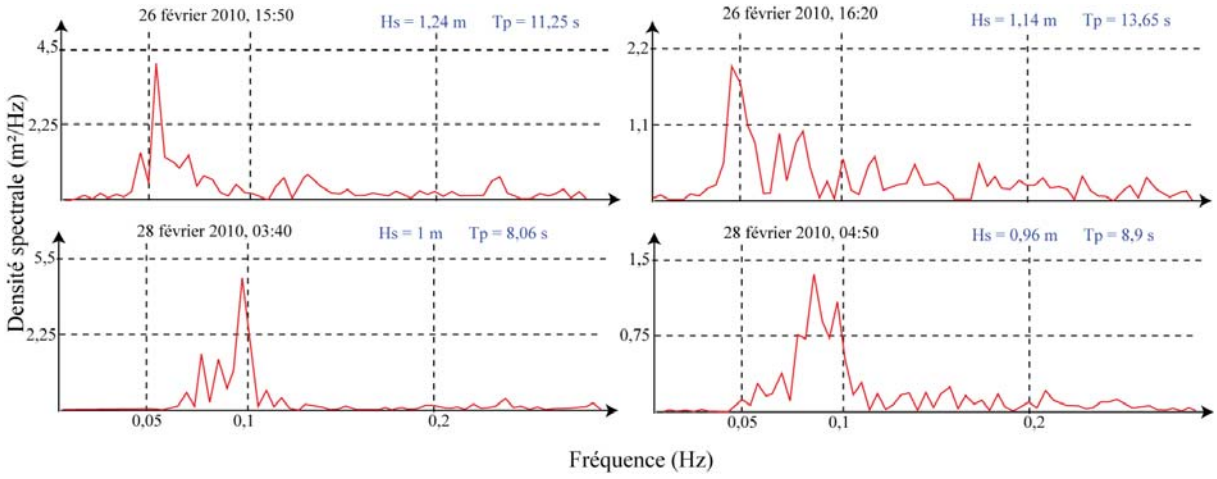


Figure III- 59 : Analyses spectrales calculées à partir de deux enregistrements obtenus le 26 février et le 28 février 2010, au passage de la tempête. Ces analyses sont synchrones avec celles effectuées à Beg Lann et présentées Figure III- 57.

I-5-3- Plage de Penvins

Les résultats des paramètres des courants marins mesurés sur la plage de Penvins sont présentés en annexe 9. La dynamique des courants mesurés sur la plage de Penvins présente globalement les mêmes caractéristiques que sur les plages de Beg Lann et de Landrezac. Néanmoins, les directions du flot et du jusant sont difficilement identifiables et aléatoires. Au début de la campagne, les vents d'ouest contraignent le courant moyen à s'écouler vers cette direction (Figure III- 54, annexe 9). A la fin de la campagne de mesures, le courant moyen est préférentiellement orienté vers l'est, forcé par des vents provenant de cette même direction. Les variations du niveau d'eau et l'affleurement du platier rocheux, dans ce secteur de plage, créent des courants de gyre, circulant autour de cet obstacle, comme nous l'avions évoqué précédemment (chapitre III-2-4). L'intensité et la direction du vent amplifient ce phénomène, accélérant ainsi la vitesse du courant marin.

I-5-4- Surcotes de tempête

Chaque appareil, équipé d'un capteur de pression, a mesuré la variation du niveau d'eau en domaine intertidal. Le déploiement s'est effectué pendant un demi-cycle tidal de pleines mers de vives eaux avec un coefficient de marée maximal de 116, atteint le 2 mars (annexes 7, 8 et

9). Les hauteurs d'eau prédites à Port-Navalo et observées dans l'anse de Suscinio ont été comparées (Figure III- 60). A chaque marée, un décalage temporel de 30 à 45 minutes est noté. La marée de la tempête est marquée par un maximum de surcote respectivement de 0,4 m, 0,63 m et 0,44 m à Beg Lann, Landrezac et Penvins. Dans l'anse de Suscinio, lors du passage de la tempête, la surcote n'est donc pas homogène dans l'espace mais atteint un maximum à Landrezac. Au centre de la baie, la surcote mesurée est environ supérieure de moitié aux valeurs mesurées aux extrémités de l'anse où les conditions de *Wave setup* peuvent varier suivant l'orientation de la côte par rapport à la trajectoire de la tempête et aux vents circonstanciels.

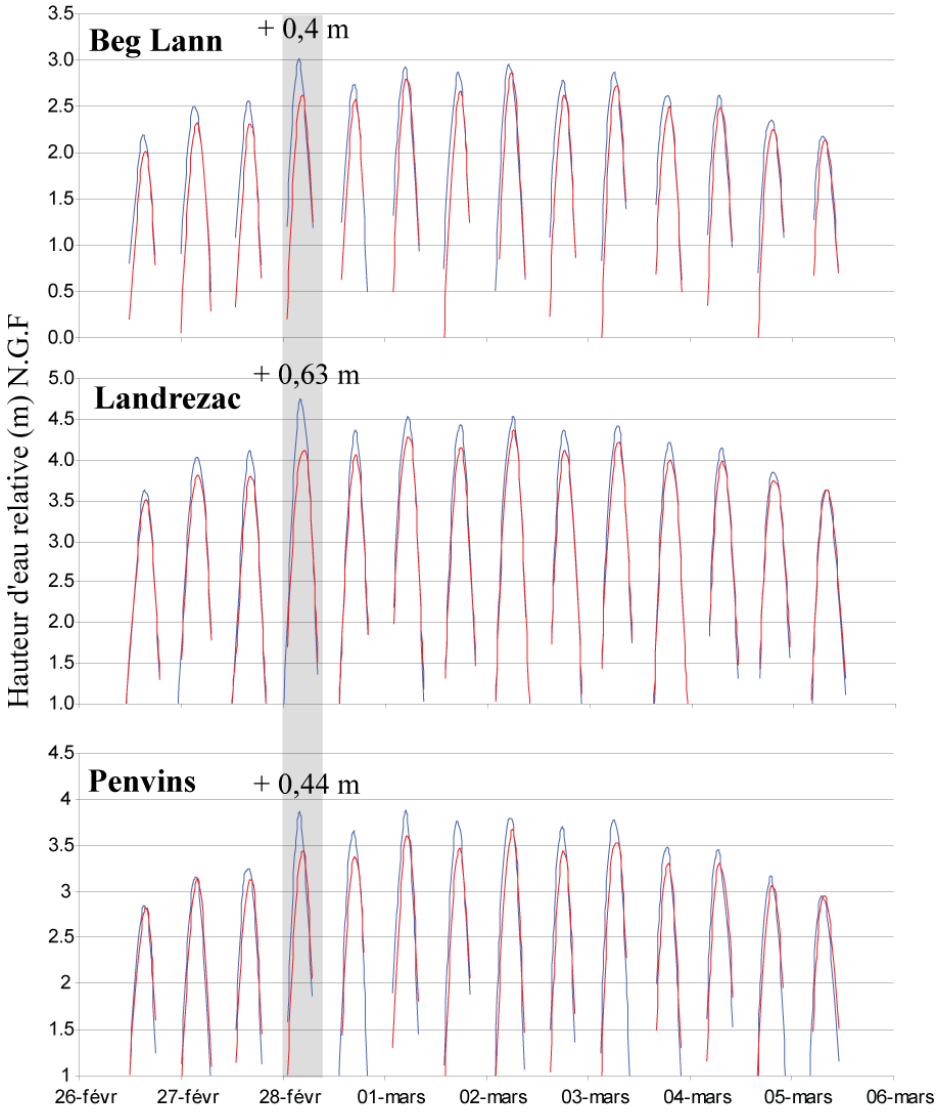


Figure III- 60 : Hauteur d'eau relative entre les valeurs prédites au port de référence de Port-Navalo et les valeurs mesurées par les différents appareils disposés dans l'anse de Suscinio. Les hauteurs d'eau mesurées lors de la dernière marée de la campagne, la moins agitée, sont considérées égales à la hauteur d'eau prédites à Port-Navalo. Les hauteurs d'eau observées sont recalées par rapport aux hauteurs d'eau prédite lors de la marée du 5 mars 2010.

I-6- Impacts morphologiques et variations volumétriques

A partir des levés topographiques effectués le 27 et le 28 février sur les trois secteurs de plage étudiés, Dubois *et al.*, (2010) mettent en évidence une importante érosion des trois sites concernés ainsi qu'un important dépôt de laisse de mer (*overwash*) à l'arrière du cordon dunaire. Aucun phénomène de submersion marine n'est toutefois observé à Penvins. Le phénomène observé de submersion est croissant du centre de la baie vers l'extrémité occidentale (Figure III- 61). La morphologie du front dunaire, d'altitude croissante d'ouest en est, justifie un franchissement par submersion marine plus importante à l'ouest (Beg Lann) où la laisse de mer, composée d'un mélange d'algues rouges et de sables très grossiers, atteint le marais situé à l'arrière de la dune. A Landrezac, la submersion se limite aux zones basses d'accès à la plage.

Les trois segments réfléchissants de chacun des profils de plage indiquent des variations altimétriques plus importantes que les segments dissipants. Les hauts de plage de Beg Lann et de Landrezac affichent les mêmes tendances : à environ 10 m de distance une barre est formée, de faible amplitude à Beg Lann (0,1 m) mais plus importante à Landrezac (0,4 m) (Figure III- 61). Dans ces deux secteurs, la partie inférieure du domaine réfléchissant est intensément érodée (-0,4 m). La rupture de pente limite le processus d'érosion en aval. De plus, à Landrezac, entre la rupture de pente et le courantomètre-houlographe, un important platier rocheux est découvert par une importante érosion (0,3 m à 0,4 m). A Penvins, le changement morphologique le plus marquant est le recul significatif du front dunaire, taillé en falaise verticale, de 1,14 m. L'intégralité du segment réfléchissant du profil est érodée. L'érosion est toutefois limitée en aval de la rupture de pente. A Penvins, les dégâts matériels sont conséquents avec la destruction partielle du perré de défense (Figure III- 62).

Les calculs des variations volumétriques indiquent un taux d'érosion considérable de 5,5 % à Beg Lann, 3 % à Landrezac et de 2,3 % à Penvins. Bien qu'un important recul du front dunaire est observé à Penvins, le long du profil, le taux d'érosion est le plus modeste. Ce faible taux peut être mis en relation avec l'existence du platier rocheux qui amortit l'énergie des vagues d'une part et limite les échanges sédimentaires d'autre part.

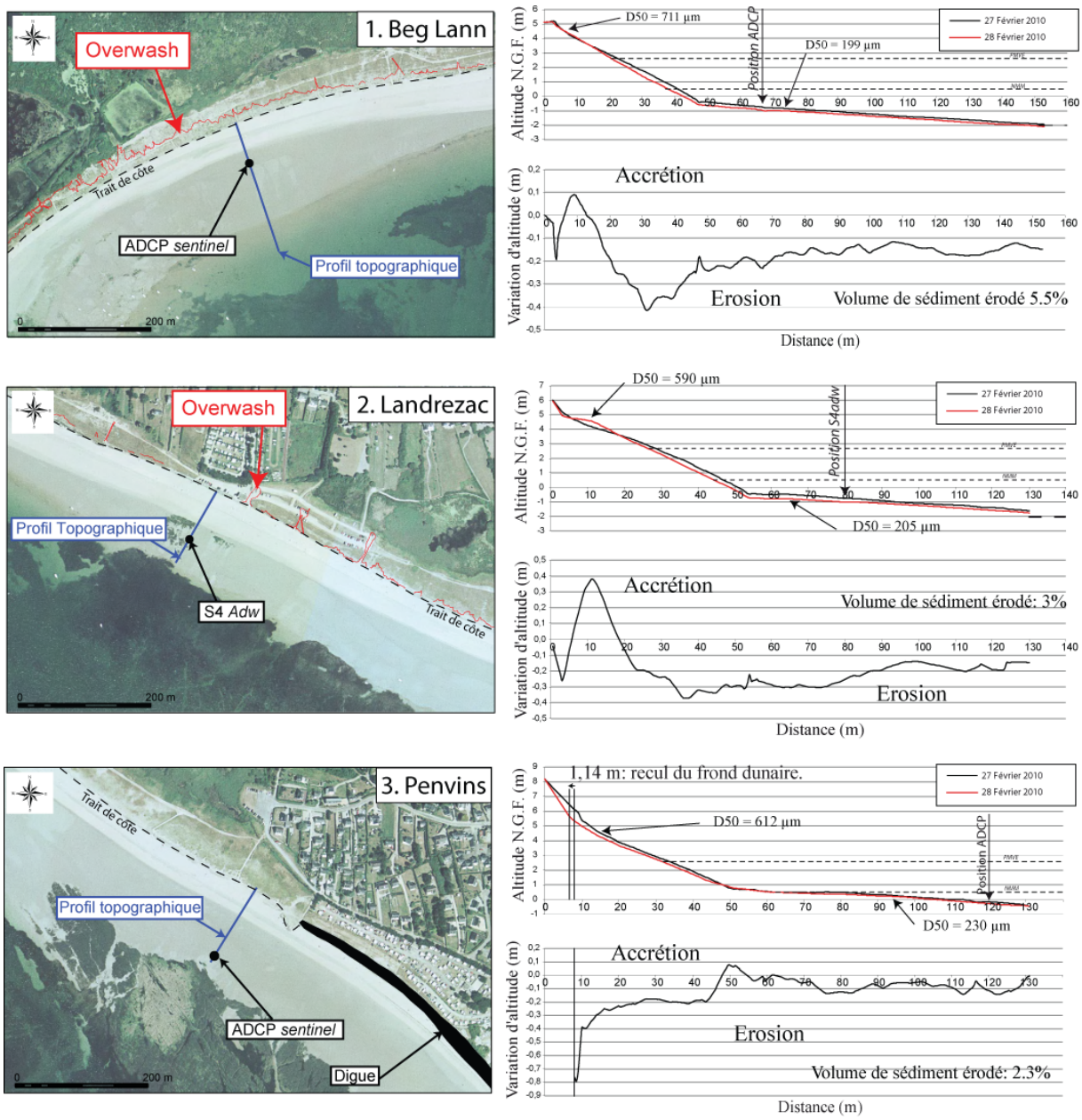


Figure III- 61 : Bilan des observations, des variations topographiques et volumétriques de chaque secteur de plage étudié à partir des levés topographiques du 27 et du 28 février 2010. Modifié d'après Dubois *et al.*, (2010).



Figure III- 62 : Photographie de la partie supérieure du perré de Penvins après la tempête *Xynthia*. Cliché : A. Dubois. Mars 2010.

I-7 Synthèse de l'impact de la tempête *Xynthia* en baie de Suscinio…

La tempête *Xynthia* est le dernier épisode d'une succession d'évènements de forte énergie. Le pic de la vitesse des vents ainsi que de la hauteur significative de la houle au large sont plus modeste que lors des jours précédents. La trajectoire atypique de la tempête *Xynthia*, provenant du sud-ouest après avoir traversé une portion de la péninsule ibérique, produit des vagues très cambrées. Ce phénomène amplifie l'élévation du plan d'eau et les surcotes marines observées sur le littoral atlantique. Cependant, les mesures des hauteurs d'eau en baie de Suscinio indiquent une surcote hétérogène, maximale en son centre.

La transition entre un régime hydrodynamique avec des houles significatives de fortes amplitudes et de longues périodes avec un régime hydrodynamique moins énergétique mais de courtes périodes, produisant une importante surcote associée à un fort coefficient de marée, peut expliquer l'érosion massive observée sur chacun des profils levés. En effet, en baie de Suscinio, les houles incidentes, de forte énergie, ont un potentiel érosif plus important si celles-ci sont d'une période inférieure à 10 s (6 à 8 s).

L'érosion constatée peut être la conséquence de transferts sédimentaires longitudinaux et/ou transversaux. Dans ce dernier cas, une partie du stock sédimentaire initial quitte alors le domaine intertidal pour alimenter le domaine subtidal jusqu'à une profondeur dite de fermeture. L'existence de larges platiers rocheux subtidaux, formant des barrières structurales, peut empêcher ou limiter de tels transferts sédimentaires. Ainsi, le transfert sédimentaire longitudinal peut être privilégié.

Le passage de la tempête est dévastateur sur le littoral charentais, en particulier pour les communes de la Faute-sur-Mer et de l'Aiguillon-sur-Mer, après rupture des digues de protection et inondation des zones basses habitées. Bien que située dans un domaine plus abrité, en baie de Suscinio, la submersion marine est d'une importance très relative. Aucune brèche n'est constatée. Seul le recul du front dunaire ainsi que la destruction partiel du perré de Penvins apparaissent comme des éléments majeurs. L'ensemble du cordon dunaire a une grande capacité à absorber l'énergie délivrée par les vagues. Cette énergie étant redistribuée par d'importants transferts sédimentaires.

Pour mieux comprendre l'impact de la tempête *Xynthia* en baie de Suscinio et sur les plages de la presqu'île de Rhuys, il est important de changer d'échelle d'observation. A partir de levés topographiques mensuels, l'ensemble des plages étudiées a été investi à une échelle de temps plus grande, impliquant l'intégralité de la période de forte énergie de février 2010, précédant la tempête *Xynthia*. Cet élément d'étude a fait l'objet d'une publication en 2011 et permet de mettre en évidence l'importance de l'état initial d'un système sableux et de son affaiblissement avant d'être confronté à un évènement de forte énergie et d'intensité inférieure aux précédents, mais aussi du rôle de l'héritage géologique structural régional dont dépend la signature morphodynamique d'une plage de poche.

I-8 … et sur les autres plages de poche de la presqu'île de Rhuys

Journal of Coastal Research	SI 64	1845 - 1849	ICS2011 (Proceedings)	Poland	ISSN 0749-0208

Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions: including the Xynthia storm (South Brittany, France).

A. Dubois†, M. Sedrati† and D. Menier†
† Marines Geosciences & Coastal Geomorphology Unit –
Géoarchitecture EA 2219
University of South Brittany,
BP 573, 56017 Vannes cedex, France
alexandre.dubois@univ-ubs.fr
mouncef.sedrati@univ-ubs.fr
david.menier@univ-ubs.fr

ABSTRACT

Dubois, A., Sedrati, M. and Menier, D., 2011.Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions (South Brittany, France). Journal of Coastal Research, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), pg – pg. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208

This work highlights the morphological behaviour of four reflective pocket beaches (Fogeo, Kerver, Govelins and Suscinio) during an episod of high-energy events cumulating in the *Xynthia* storm. A total of 23 topographic profiles were surveyed monthly at spring high tide using a DGPS. Located in the atlantic French rocky coastline, the studied beaches present a "low-tide terrace" morphology. They are sheltered from the Altantic wave climate by the Quiberon peninsula and islands. During high-energy conditions, the break in slope moves landward with an increasing upper beachface gradient (tanβ). For example, tanβ increased from 0.108 to 0.126 in the center of Kerver beach and the break in slope moved 4.8 m landward. This does not follow the morphodynamic behavior expected for the morphological parameters of these beaches. This trend is reversed during low-energy conditions. High-energy conditions, and especially the *Xynthia* storm, caused a massive erosion (about 10% of the initial volume) in the Suscinio embayed beach whereas the three other beaches underwent an accretion (around 2%). In spite of this erosion, the western profile of the Suscinio beach accreted which suggests a longshore drift oriented westward assimilated as a beach rotation. On other beaches, The accretion is not uniform on all beaches but it suggests a cross-shore sediment transport from the lower shoreface to the upper shoreface also associated with a beach rotation. These results highlight the importance of geological settings and wave diffraction to the variability of morphological response with high-energy events of closely-spaced reflective beaches and the need to be taken into account for predicting morphological model as much as oceanographic parameters.

Keywords: reflective beachface, beach gradient, rocky coast, beach rotation, sediment volume variations..

INTRODUCTION

Sandy beaches are some of the most active geological systems in the world. They are subject to wave climate and their topography and morphology respond to high and low-energy conditions. Storm surges, undertow processes, and wave breaking cause a rapid erosion by offshore sediment movement whereas low-energy conditions slowly increase beach sediment budget.

Swell dominated beaches respond on a seasonal temporal scale, from a steep beach face for low-wave energy (summer) to a flatter profile induced by high-wave energy (winter) (Nordstrom, 1980).

Wright (1980) and Wright and Short (1982) suggest that during stormy conditions steep sectors are more exposed to erosion than flatter ones. Moreover, Shih and Komar (1994) highlight the more susceptible coarse sand steep reflective beaches to episodic storms than more dissipative ones, due to swash motions characteristic. Recently, in China, Hongshuai *et al.* (2010) show that a low-tide terrace beach has a strong response to storms with marked changes to the upper profile while more dissipative beaches have a smaller response to intensity. In Ireland, headland embayed beaches morphodynamic is not only controled by beach parameters but also by geological settings (Jackson *et al.*, 2005).

The morphodynamic of South Brittany beaches is not well documented. Nevertheless, Dehouck *et al*. (2009) related the morphodynamic of pocket beaches in western Brittany. Regnault *et al*. (2004) underline that the sea floor morphology of the western France coastline accounts for different responses of neighbouring beaches' behaviour under stormy conditions, because of an intense wave refraction. Furthermore, Regnauld and Louboutin (2002) explained that Rhuys peninsula beaches erosion or accretion do partly depends on cyclonic to anticyclonic conditions. Recently, Pian (2010) described the patterns of the Rhuys peninsula beaches and discussed the areas more vulnerable to erosion. This work aims to consider and understand variable morphologic responses for four closely-spaced reflective beaches, considering different shoreline orientations, under variable wave-energy conditions.

GENERAL SETTINGS

Beaches morphology

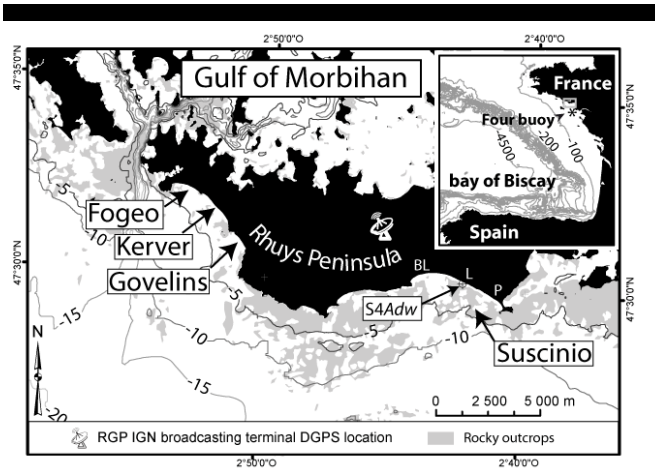


Figure 1: Locations of the four pocket studied beaches, the RGP-IGN broadcasting terminal used for DGPS post-treatment correcting datas and the S4*Adw* during the *Xynthia* storm. BL=BegLann, L=Landrezac and P=Penvins.

The south Brittany coast is composed of hard igneous metamorphic rocks inherited from the Hercynian orogeny. Faults and differential erosion has led to a ragged coastline. Thus, the shoreface of south Brittany shows mainly seacliffs and pocket beaches. Fogeo, Kerver, Govelins and Suscinio beaches are the four pocket beaches studied in this paper and are located south of the Rhuys peninsula (Figure 1).

This area, sheltered from the Atlantic wave climate by the Quiberon peninsula and islands, is a rocky coast context with low sediment supply (Menier *et al.,* 2010. The studied beaches present reflective "low-tide terrace" beachface following the classification of Wright and Short (1984) with a steep upper reflective beachface composed of coarse material and a gentle flat dissipative lower beachface made of fine cohesive sand. A break in slope associated with exfiltration of the water table separates these features. Most of the time, the beaches are featureless. However, Suscinio beach shows rythmic megacusps between its central and eastern parts.

Hydrodynamic conditions

The Four buoy, provided by the C.E.T.M.E.F (Centre d'Etude Technique de la Mer Et Fluviale) is more exposed to the Atlantic wave climate than the Rhuys peninsula beaches. Less energetic, the Rhuys peninsula shorefaces are subdued to energetic conditions recorded by the Four buoy. For example, a S4*Adw* (wave-gauge currentmeter) has been deployed in the centre of the Suscinio embayed beach, in the intertidale zone (Figure 1), from the 26th of February to the 5th of March 2010, including modal and energetic conditions.

The *Previmer* wave propagation model, provided by the Ifremer and the S.H.O.M (Service Hydrographique and Océanographique de la marine) displays, from offshore hydrodynamic records (including the Four buoy), values of significant wave height at the shoreface of the studied area. These values given by the *Previmer* model at the Suscinio beach correlated to the S4*Adw* records during the period of deployment indicated a good correlation (Figure 2a). In addition, the model predicts a lower hydrodynamic agitation for Fogeo, Kerver and Govelins beaches (Figure2b) compared to Suscinio. The obtained expressions are given by:

Hs (*Previmer* S) = 0.96 Hs (S4*Adw* measures) with $R^2 = 0.57$ (1)

and

Hs (*Previmer* FKG) = 0.83 Hs (*Previmer* S) with $R^2 = 0.87$ (2)

Where F=Fogeo, K=Kerver, G=Govelins and S=Suscinio

Fogeo, Kerver and Govelins are thus under less energetic-wave conditions than Suscinio. In addition, this model provides wave directions of propagation with minor changes in direction for the four studied beaches. Nevertheless, taking account of rocky headlands and shore platforms standing between pocket beaches, a strong wave refraction and diffraction occurs in each site. This plays a significant role in longshore sediment transport but unfortunately, no sensors have yet been deployed in Fogeo, Kerver or Govelins beaches to measure such phenomena and any differences on wave direction of propagation in each site.

During the period of experiment, three phases of agitation are identified (Figure 3). The first one refers to a low energy-wave conditions. It corresponds to the period from the 11th of January to the 21st of February 2010. During this period, significant wave height Hs > 2 m occured over 100 hours and Hs > 3 m occured for 15 hours. The second phase, more energetic, occured from the 21st of Febuary 2010 untill the 3rd of March 2010. During this period, Hs > 2 m exceeded 150 hours within 9 days, culminating

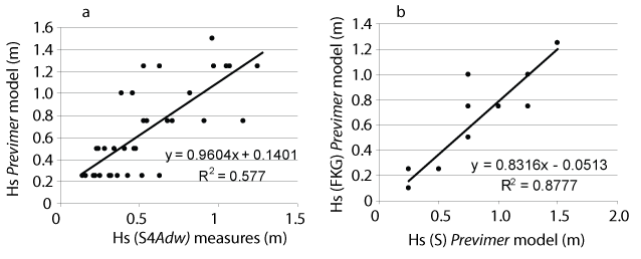


Figure 2: Relationships between significant wave height predicted by the *Previmer* model and measured by S4*Adw* at Suscinio beach. F=Fogeo, K=Kerver, G=Govelins, S=Suscinio.

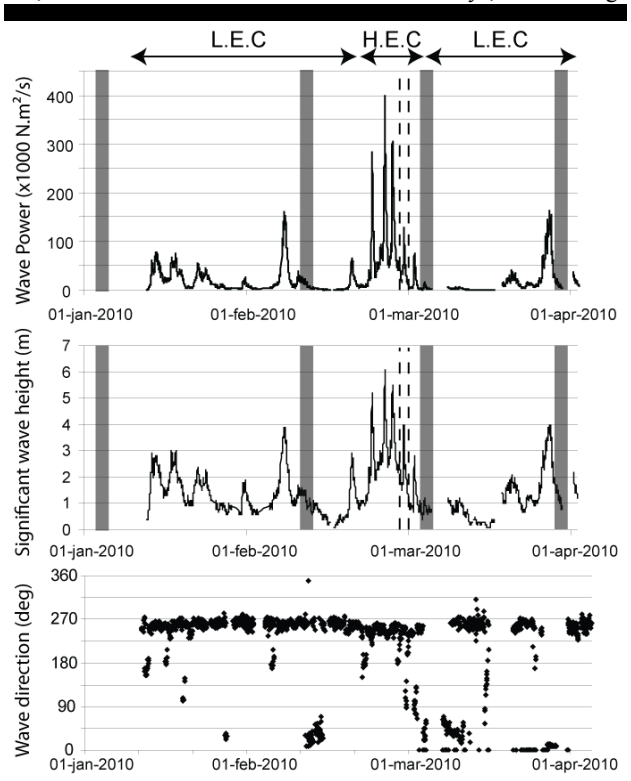


Figure 3: Offshore hydrodynamic parameters recorded by the Four buoy. L.E.C and H.E.C reffer respectively to Low Energy Conditions and High Energy Conditions. During H.E.C dotted lines indicates the special *Xynthia* storm topographic survey at Suscinio beach.

Table 1: Variations of upper and lower beach gradients and the break in slope distance to the shoreline observed for the four main topographic surveys involving the 23 profiles of the four beaches. Grey columns indicate results after the High Energy Conditions. BL=BegLann, L=Landrezac and P=Penvins.

		January			February			March			April		
		tan β		Break slope distance to shoreline (m)	tan β		Break slope distance to shoreline (m)	tan β		Break slope distance to shoreline (m)	tan β		Break slope distance to shoreline (m)
Beaches	profiles	upper	lower		upper	lower		upper	lower		upper	lower	
Fogeo	1	0.096	-	-	0.079	0.031	61.6	0.092	0.036	59.2	0.087	0.036	61.3
	2	0.089	-	-	0.077	-	-	0.091	0.038	64.8	0.089	0.035	65.3
	3	0.089	-	-	0.083	-	-	0.095	-	-	-	-	-
	4	0.093	-	-	0.086	-	-	0.099	-	-	-	-	-
	5	0.104	-	-	0.099	-	-	0.107	-	-	-	-	-
	6	0.101	-	-	0.103	-	-	0.109	-	-	-	-	-
Kerver	1	0.101	0.028	61.2	0.095	-	-	0.111	0.025	60.6	0.107	0.023	62.0
	2	0.113	-	-	0.109	0.029	53.4	0.115	0.027	45.7	0.112	0.026	49.6
	3	0.122	0.018	40.2	0.108	0.018	45.6	0.126	0.018	40.8	0.124	0.018	42.4
	4	0.123	0.023	41.1	0.112	0.020	42.6	0.125	0.029	36.2	0.119	0.030	39.3
	5	0.108	0.028	38.5	0.096	0.028	49.7	0.118	0.028	35.7	0.110	0.027	42.6
Govelins	1	0.098	0.026	69.0	0.092	0.023	67.8	0.104	0.022	60.4	0.103	0.022	64.3
	2	0.093	0.023	56.8	0.090	0.022	57.9	0.096	0.022	53.3	0.093	0.022	57.6
	3	0.079	0.022	50.5	0.088	0.022	52.1	0.094	0.019	49.9	0.091	0.020	55.1
Suscinio	1	0.085	0.018	32.6	0.083	0.021	31.3	0.079	0.018	37.0	0.094	0.018	29.4
	2 BL	0.111	0.017	40.6	0.107	0.016	45.4	0.125	0.016	42.7	0.094	0.016	51.4
	3	0.100	-	-	0.094	0.011	73.7	0.108	0.020	67.9	0.107	0.020	66.7
	4	0.091	-	-	0.085	0.037	80.0	0.097	0.022	72.7	0.094	0.025	72.2
	5 L	0.088	0.020	53.5	0.094	0.023	53.4	0.119	0.013	50.2	0.120	0.018	47.7
	6	0.112	0.023	47.6	0.113	0.020	47.8	0.128	0.014	48.7	0.129	0.019	46.4
	7	0.129	0.017	43.6	0.097	0.017	42.5	0.142	0.018	40.6	0.137	0.016	40.7
	8 P	0.123	0.016	38.0	0.121	0.016	39.7	0.118	0.016	38.0	0.121	0.014	40.8
	9	0.132	0.020	22.3	0.132	0.023	20.1	0.147	0.016	23.9	0.116	0.018	24.0

with the *Xynthia* storm. Hs > 3 m occured about 45 hours. The third phase started on 3rd of March 2010 and ended with the last topographic survey monitored on the 31th of March 2010. This is characterized by Hs > 2 m occuring for about 80 hours and Hs > 3 m for only 13 hours. Waves are mainly oriented WSW (Figure 3).

METHODS AND DATA FIELD

The Four buoy (located lat. 47°18.60'N long. 02°39.00'W, water depth 30 m) recorded the significant wave height (m), mean period (s) and peak direction (deg). Wave power P is obtained following the Airy linear wave theory. The wave power P is given by equation (3):

$$P = E.Cg \quad (3) \quad \text{with} \quad E = \frac{1}{8}.\rho.g.Hs^2 \quad \text{and} \quad Cg = \frac{g.Ts}{4\pi}$$

where ρ is the sea water density, g is the acceleration gravity, Hs is the significant wave height and Ts is the mean wave period.

A total of 23 transects (Figure 2 and Table 1) were surveyed monthly at spring low tide using a Trimble GeoXH DGPS. These field datas were corrected post-treatment using the Sarzeau RGP-IGN broadcasting terminal (Figure 1). Vertical accuracy is less than 5 cm. The changes in morphology are related to offshore hydrodynamics as carried out by authors (Stépanian and Levoy, 2003; Quartel *et al.*, 2008).

In this study, four main topographic surveys were conducted (Figure 3 and Table 1). Since it takes three daylight low tides to survey the 23 profiles, the first survey took place on the 4th, 5th and the 6th of January. The second one took place on the 10th, 11th and the 12th of February. Next, on Suscinio beach, a special field deployment was surveyed one day before and one day after the *Xynthia* storm (Figure 3) which reached the Atlantic French coast early in the morning of the 28th of February 2010. This special survey involved three transects monitored monthly which are located in the western part, the central part and the eastern part corresponding to profiles numbers 2, 5 and 8 (Table 1). The following days all other profiles were conducted on all other beaches. Finally, the last topographic survey was carried out the 29th, the 30th and 31st of March, assimilated to the 1st of April 2010 (Figure 3 and Table 1). for all the beaches, profiles are numbered from 1 to 9 (for Suscinio) from the North-West toward the South-East.

RESULTS

Morphologic response to different energy conditions

During the first phase of L.E.C, changes are observed on beach gradients (Figure 3 and Table 1). Upper reflective beachfaces are less steep with a decrease of tanβ values (Table 1). However, the low-tide terrace gradients show negligable to non-existant changes. During this period, the break in slope moved offshore.

These latter trends seem to be reversed after a period of high energy events. Indeed, a significant increase of the upper reflective beachface gradient (tanβ) was observed (Table 1). This is associated with a onshore movement of the break in slope. The low-tide terrace gradient does not show significant variations except for the profiles Nos 3, 4 and 5 at Suscinio beach (Table 1) where it decreased. It is interesting to note that Suscinio's profiles No 1 and No 9 show a different trend during this period, with decreasing tanβ values with a 5.7 m and a 3.8 m offshore net movement of the break in slope respectively for the profile No 1 and the profile No 9. Such behavior is generally observed after an L.E.C. After the second period of L.E.C, many upper beach gradients decreased but did not get the values they had after the first period of L.E.C.

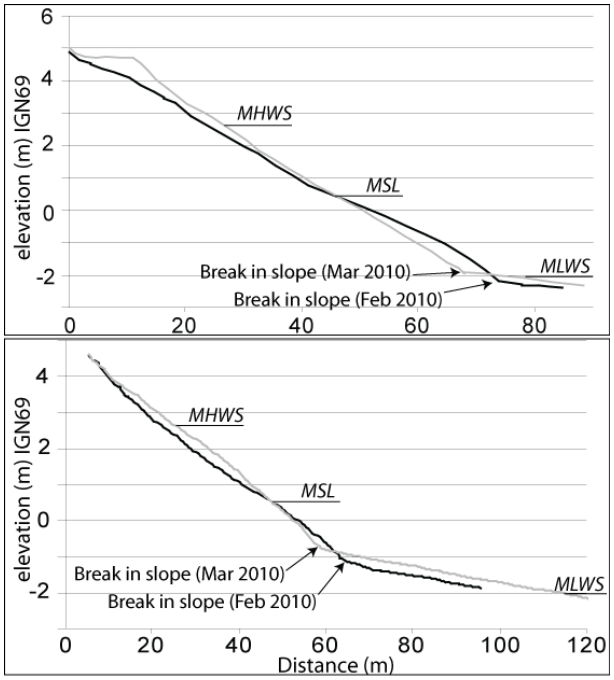


Figure 4: Exemple of surveyed profiles on February (black lines) and in March (grey lines) at the Suscinio site (profile n°3) (top) and at the Govelins beach (profile n°2) (bottom). *MHWS*: Mean High Water Spring. *MSL*: Mean Sea Level. *MLWS*: Mean Low Water Spring.

For the studied beaches, high-energy conditions led to an upper steep beachface accretion, a lower steep beachface erosion, an increasing of steep beachface gradient and a resulting landward movement of the sharp break in slope (Figure 4 and Table 1). This is partly due to swash motions and maximum run-up (Hughes *et al.*, 1997) occuring during energetic episods on steep beaches. A good example is the berm build after H.E.C at Suscinio (Figure 4).

Volume variations in the Suscinio embayed beach

The *Xynthia* storm reached the French Atlantic coastline early in the morning of the 28th of February 2010. It caused important damages and 53 casualties were reported. Offshore significant wave height reached 4 m at the Four buoy. Atmospheric pressure dropped to 963 hPa and wind speed reached 17 $m.s^{-1}$ over the studied area. The *Xynthia* storm was indeed a high energy event impacting the south Britanny coast but the energy input during this storm was not the most energetic event (Figure 3). The *Xynthia* storm was actually the last energetic event of a series of four more energetic events (Figure 3) during February 2010.

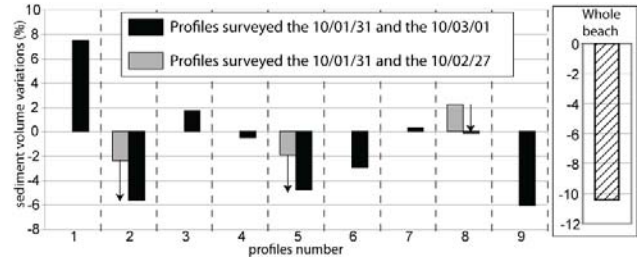


Figure 5: Volume of sediment variations calculated for the nine profiles at the Suscinio beach during H.E.C. Black arrows represent the erosion caused by the *Xynthia* storm on the three profiles monitored before and after this event.

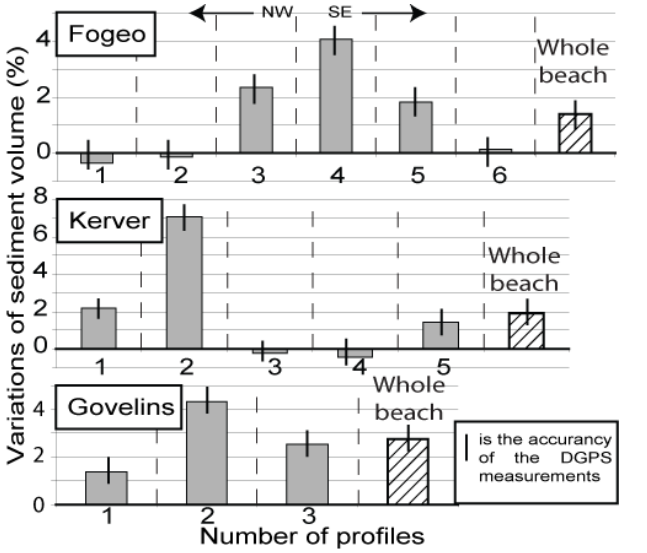


Figure 6: Variations of sediment volume calculated from the profiles of the Fogeo, Kerver and Govelins beaches surveyed in February and March 2010.

The special survey of the three sites in the Suscinio beach showed an important erosion of the profiles surveyed. Within one day, the Beg Lann profile indicated a loss of 5.5% of the initial sediment volume. The Landrezac profile highlighted a sediment loss of 3% and a loss of 2.3% at Penvins to the eastern part of the Suscinio embayed beach (Figure 1 and Figure 5).

Nevertheless, other profiles surveyed monthly on this beach did not show such losses (Figure 5). The maximum sediment loss is observed on the ninth profiles (eastern end) and the maximum sediment gain, up to 7%, is observed on the first profile, (western end) (Figure 5). This suggests a longshore sediment movement westward with an updrift in most eroded areas, by-passing in non-changing sites and downdrift in the western end of the bay associated with a global downdrift to the lower shoreface accounting for such amount of sediment volume loss.

The accretion observed does not balance the sediment volume lost. The nine profiles indicate a total loss of around 10% for the whole beach compared to the initial volume calculated from the survey conducted on the 31st of January 2010 in the Suscinio embayed beach (Figure 5). Thus, high energy conditions including the *Xynthia* storm caused an important erosion in Suscinio.

Volume variations in Fogeo, Kerver and Govelins beaches

Undergoing lower energy conditions (Figure 2), the three other beaches showed different variations. An unexpected accretion is observed on many profiles (figure 6) with values up to 2.8% in Govelins, 2% in Kerver and 1.4% in Fogeo after the period of high energy conditions. Furthermore, this accretion is not uniform on all beaches. For example, the central part of Fogeo beach is accreted whereas only the eastern part of Kerver beach is accreted. However, a small erosion is noted in profiles No 1 and 2 (Fogeo), No 3 and 4 (Kerver), but because of the low amount of erosion, smaller than DGPS accurancy (figure 6), they could be considered as stable profiles. This suggests a littoral drift with different directions due to wave refraction and diffraction, bringing material from the lower shoreface.

DISCUSSION

This work highlights the different behaviour of four reflective closely-spaced beaches of the Rhuys peninsula. The *Previmer* propagation wave model emphasises the different exposure of Fogeo, Kerver and Govelins beaches on one hand and Suscinio beach on the other. However, with fair-weather conditions, these beaches underwent an offshore movement of their break in slope associated with a decrease of their upper beachface gradient (tanβ). This does not follow the intermediate sandy beaches geomporphological behavior observed (King, 1972) which tend to decrease their beach gradient under high-energy conditions and to adapt their morphology to the hydrodynamic conditions (Masselink and Hegges, 1995). This unexpected behaviour could be directly related to the low sediment stock available which does not allow a flatter, more dissipative adjustment to stormy conditions, and by rocky outcrops and platforms which limit their normal morphological adjustment (Cooper and Jackson, 2010). During low energy event, gravity moves coarse sand to the lower steep sectors, decreasing the beach gradient. Conversely, with high-energy event, the uprush moves sediments to the upper beachface and so allows the increasing beach gradient (Hughes *et al*., 1997).

The morphology of the upper reflective beachface is more variable than the "low tide terrace" as noted by (Wright, 1980; Wright and Short, 1982). The beaches show high variabilities to energetic events. Some have been accreted like Fogeo, Kerver and Govelins beaches whereas the Suscinio embayed beach has been eroded, despite the relative protecting terrace to steep sectors (Miles and Russel, 2004). The existing rocky outcrops, headlands and platforms play an important role, by generating wave refraction and diffraction, accounting for the different morphodynamic behaviour between beaches as described by Jackson *et al.* (2005) and Jackson and Cooper (2010). In addition, more important bed return flow and infragravity band due to the embayement must occur in the Suscinio beach to account for the amount of sediment loss (Russel, 1993).

The deeply eroded eastern profile at Suscinio beach associated with a significant accreted western profile could arise from a longshore drift assimilated to a beach rotation between rocky headlands due to the local geological inheritance (Short, 2010) and accompanied by an updirft to the lower shoreface.

Each of these four beaches underwent a beach rotation but, at Suscinio, this was accompanied by a downdrift to the lower shoreface, accounting for the volume of sediment loss, whilst at the other beaches, the beach rotation was accompanied by an updrift to the upper shoreface accounting for the gain of sediment.

CONCLUSION

This work highlights the different morphodynamic behaviour of four pocket beaches located south of Rhuys penisula. These are located in the Quiberon bay and are not under the same hydrodynamic conditions. During high-energy wave conditions, three of them, located eastward of the studied area underwent accretion and only one, located westward, underwent massive erosion. These results underline the importance of geological settings responsible for different morphological responses observed for closely-spaced pocket beaches during high wave-energy conditions. The use of modelling to predict morphodynamic evolution of beaches behaviour must take into account the lower shoreface morphology as much as oceanographic parameters.

LITERATURE CITED

Aagaard, T. *et al.*, 2005. Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. *Marine Geology*, 218(1-4), p.65–80.

Dehouck, A., Dupuis, H. & Sénéchal, N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, 266(1-4), p.1-17.

Hongshuai *et al.*, 2010. The response of three main beach types to tropical storms in South China. *Marine Geology,* 275(1-4), p244-254.

Hughes *et al.*, 1997. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine geology,* 138(1-2), p91-103.

Jackson, D.W.T., Cooper J.A.G., del Rio L., 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216(1-4), p.297-314.

Jackson D.W.T., Cooper J.A.G., 2010. Application of the equilibrium planform concept to natural beaches in Northern Ireland. *Marine Geology*, 57(1-2), p.112-123.

King, C.A.M., 1972. *Beaches and Coasts*. Edward Arnold, London.

Masselink G. and Hegges B., 1995. Morphodynamic of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology*, 129(1-2), p.1-23.

Menier, D. Tessier, B. Proust, J.N. Baltzer, A. Sorrel, P. and Traini, C. 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (Southern Brittany, Western France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181(2), p.115-128.

Miles, J. and Russel, P., 2004. Dynamics of a reflective beach with a low tide terrace. *Continental Shelf Research*, 24, p.1219-1247.

Nordstrom, K.F., 1980. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of oceanside and bayside beaches. *Physical Geography*, 1(2), p.177–196.

Pian, S., 2010. Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud bretons. France: University of Rennes2. Ph.D. thesis, 477p.

Quartel, S. Kroon, A. and Ruessink, B.G., 2008. Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach. *Marine Geology*, 250(1-2), p.19–33.

Regnauld, H. and Louboutin, R., 2002. Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments, Brittany, France. *Sedimentary Geology*, 150(1-2), p.17-29.

Regnauld, H. Pirazzoli, P.A. Morvan, G. and Ruz M., 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology*, 210(1-4), p.325–337.

Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13(11), p.1243–1265.

Shih, S.-M. And P.D. Komar, 1994. Sediments, beach Morphology and Sea Cliff Erosion Within an Oregon coast Littoral Cell. *Journal of Coastal research* 10: 144-157.

Short, A.D., 2010. Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coastal Engineering*, 57(2), p.92–97.

Stépanian, A. and Levoy, F., 2003. Morphodynamical evolution sequences of intertidal bars on a macrotidal beach: case study of Omaha beach (Normandy, France). *Oceanologica Acta*, 26(2), p.167–177.

Wright L.D., 1980. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology,* 37(3-4), p373-376.

Wright L.D. *et al.*, 1982. Morphodynamics of a microtidal beach. *Marine Geology,* 50(1-2), p.97-127.

Wright, L.D. & Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56(1-4), p.93–118.

II- Impact de la tempête *Joachim*

La tempête *Joachim* se forme dès le 8 décembre 2011 sur l'atlantique nord, à partir d'une perturbation météorologique subtropicale. La dépression s'inscrit dans une circulation ouest. Le 15 décembre, en soirée, le centre dépressionnaire passe au nord de la Bretagne et poursuit sa trajectoire en manche. A la station météorologique, la pression à la mer chute de 1014 hPa le 15 décembre à 11h00 à 987 hPa le 16 décembre à 4h00 (mesurée à la station du Talus de Belle-île). Suivant l'effet barométrique inverse, cette seule chute de pression va entraîner une élévation de 0,27 m du niveau d'eau. Au même moment le vent moyen horaire orienté ouest a une intensité de 28,4 m/s. Un peu plus tôt, le marégraphe du port du Crouesty enregistre une surcote maximale de 0,84 m le 15 décembre à 23h35.

La tempête *Joachim* frappe le littoral sud breton dans la nuit du 15 au 16 décembre 2011 avec un pic d'intensité du vent aux environ de 4h00. Cet évènement est synchrone d'un faible niveau d'eau avec une basse mer prévue à Port-Navalo à 2h19 le matin du 16 décembre 2011. Dans ces conditions, le risque de submersion marine est nul.

II-1- Dispositif

Le suivi morphologique de cette tempête comprend l'ensemble des plages étudiées de la presqu'île de Rhuys mais l'acquisition de données topographiques et hydrodynamiques cible particulièrement la plage des Govelins. En effet, un courantomètre-houlographe de type ADCP *sentinel* estdéployé sur le domaine intertidal de cette plage du 14 au 16 décembre (Figure III-63 C), à une altitude proche du niveau moyen de la mer. Parallèlement 5 à 7 profils topographiques quotidiens sont levés du 12 au 18 décembre (Figure III- 63 B, Tableau III- 8). Ces profils permettent la création de modèles numériques de terrain et d'identifier le transport sédimentaire longitudinal et transversal. Les jours précédant le déploiement sur la plage des Govelins (11, 12 et 13 décembre), des levés topographiques de la totalité des profils de plage réalisés dans le cadre des suivis mensuels des plages de la presqu'île de Rhuys ont été effectués (Figure III- 63 A). Pour finir, cette opération est réitérée après le passage de la tempête *Joachim*, les 17, 18 et 19 décembre 2011. Cette stratégie permet de mettre en évidence les variations morphologiques et l'impact de la tempête sur l'ensemble des plages étudiées en apportant un complément d'information sur la plage des Govelins.

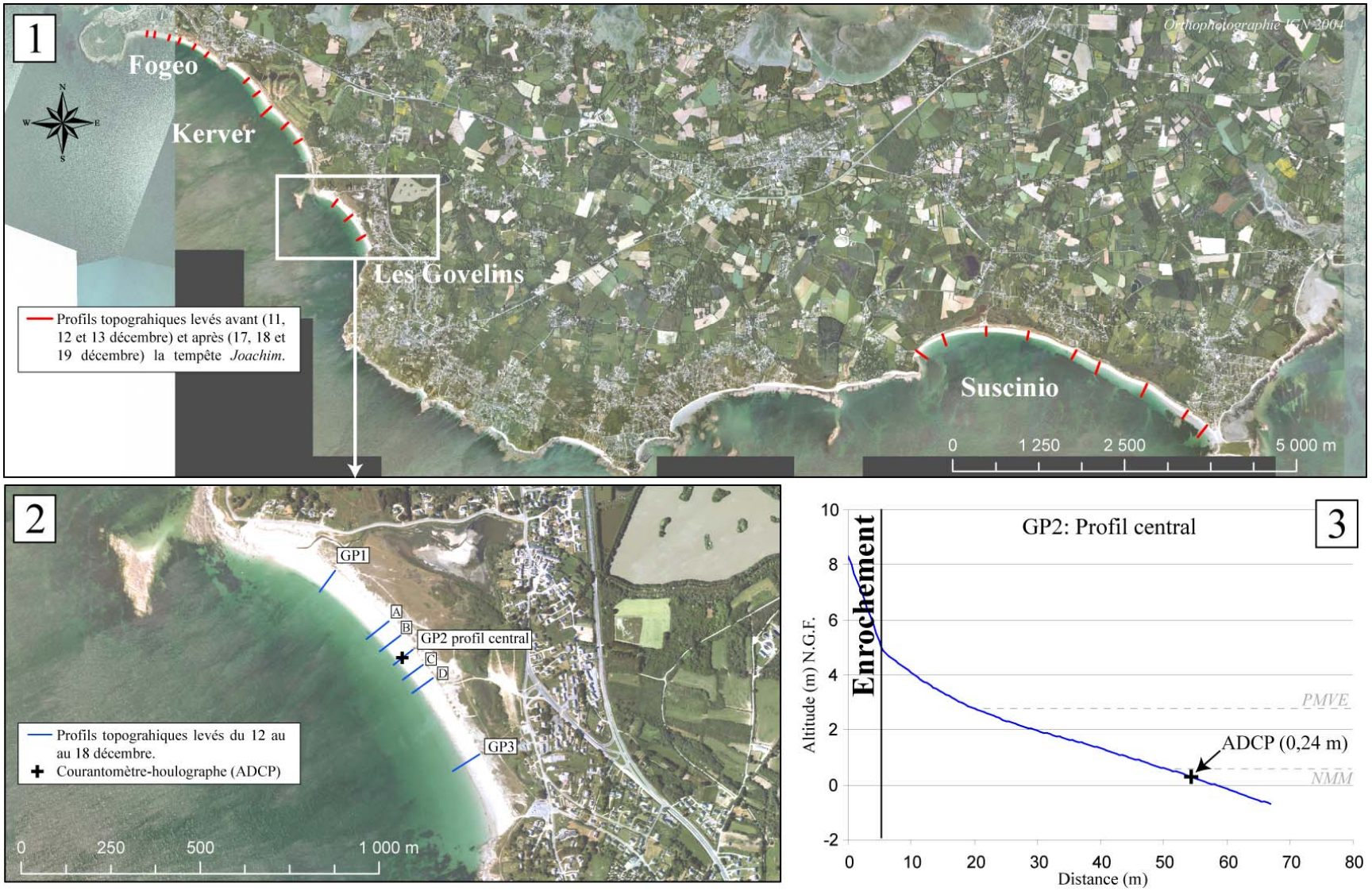


Figure III- 63 : Localisation des profils topographiques suivis lors de la campagne d'acquisition au passage de la tempête *Joachim*. En 1 : rappel de la localisation des profils levés avant et après la tempête. En 2 : localisation des profils topographiques levés quotidiennement du 12 au 18 décembre. En 3 : représentation 2D du profil central du dispositif et emplacement du courantomètre-houlographe déployé du 14 au 16 décembre (croix noire).

L'acquisition quotidienne de données topographiques sur la plage des Govelins s'étale sur la période du 12 au 18 décembre 2011. Cependant, tous ces profils ne sont pas systématiquement levés aux mêmes dates. Le Tableau III- 8 présente le récapitulatif des acquisitions topographiques effectuées sur cette plage entre le 12 et le 18 décembre.

Tableau III- 8 : Récapitulatif des dates des levés topographiques effectués sur la plage des Govelins entre le 12 et le 18 décembre 2011. Chaque croix noire indique un levé topographique. L'encadré bleu marque la possibilité de réaliser des MNT de la partie centrale de la plage. L'encadré rouge marque la possibilité de réaliser des MNT de l'ensemble de la plage.

	Dates des levés topographiques						
Profils	12-déc	13-déc	14-déc	15-déc	16-déc	17-déc	18-déc
GP1	X			X	X	X	X
A			X	X	X	X	
B			X	X	X	X	
GP2	X		X	X	X	X	X
C			X	X	X	X	
D			X	X	X	X	
GP3	X			X	X	X	X

Auparavant, aucune investigation de cet ordre n'avait été effectuée sur la plage des Govelins. Le passage de la tempête est l'occasion d'un suivi morphologique et hydrodynamique à court terme de cette petite plage même si compte tenu de ses dimensions modestes, le transport sédimentaire attendu doit être plus faible comparé aux autres plages, de plus grandes dimensions.

La campagne d'acquisition se déroule avec un coefficient de marée passant de 80 le 11 décembre à 56 le 19 décembre. Par conséquent, compte tenu des conditions tempétueuses lors de la mise en place du dispositif et des coefficients de marée diminuant, le niveau des basses mers de vives eaux n'est pas atteint. Les bilans des variations morphologiques et volumétriques ne peuvent donc tenir compte du domaine intertidal inférieur.

II-2- Chronologie des conditions météorologiques

A partir du 11 décembre, le vent gagne en intensité et dépasse les 5 m/s pour s'orienter secteur ouest. Cette direction préférentielle est conservée jusqu'à la fin de la campagne de mesures, le 19 décembre. Pendant cette période de temps, le vent moyen horaire a une intensité moyenne de 11,7 m/s pour direction moyenne de 288° (Figure III- 64). Au cours de cette semaine agitée,

du 12 au 16 décembre, la vitesse du vent moyen horaire atteint deux pics de 22,7 m/s et de 24,8 m/s respectivement les 13 et 16 décembre. Le deuxième pic d'intensité correspond à la tempête *Joachim*. Lors de cette période de temps, la vitesse moyenne du vent atteint une valeur significative de 15,7 m/s pour une direction moyenne de 272° (Figure III- 64, encadré).

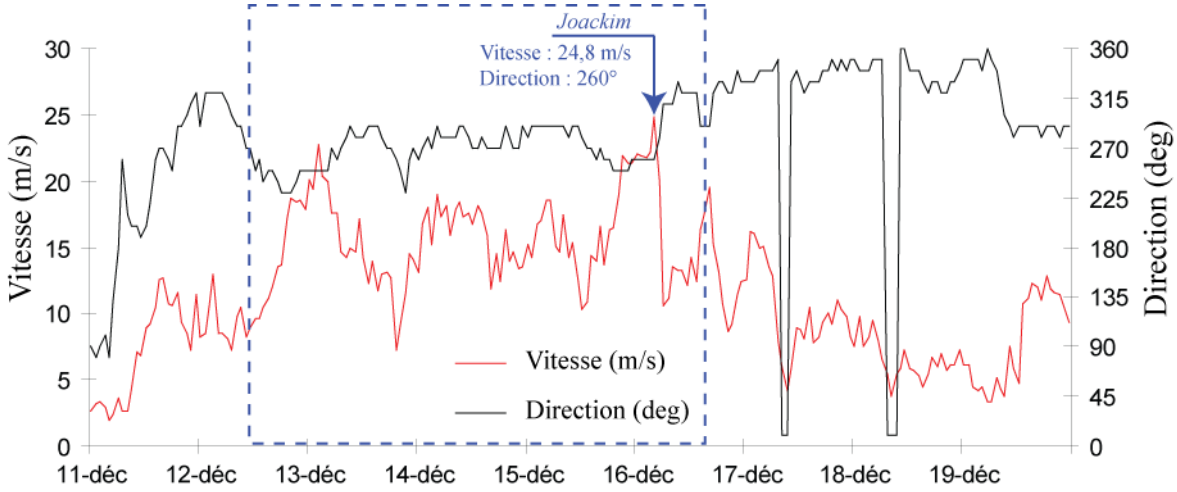


Figure III- 64 : Vitesse et direction du vent moyen horaire à 10 m mesuré à la station météorologique du talus (Belle-île) entre le 11 et le 19 décembre 2011. Vitesse moyenne : 11,7 m/s. Direction moyenne : 288°. En encadré : la période agitée des jours précédant la tempête *Joachim*. Vitesse moyenne : 15,7 m/s. Direction moyenne : 272°.

II-3- Hydrodynamisme au large

La hauteur significative de la houle au large est inférieure à 1 m le 11 et le 19 décembre. Entre ces deux dates, la hauteur significative de la houle atteint des valeurs très importantes de 5,54 m et de 8 m respectivement les 13 et 16 décembre (Figure III- 65).

Au cours de cette semaine particulièrement agitée, la hauteur significative de la houle atteint des valeurs extrêmes dont les périodes de retour sont supérieures à une occurrence décennales (Vanroye *et al.*, 2012).

Pendant la période de plus forte agitation, la période significative de la houle est comprise entre 8 et 12 s (Figure III- 65).

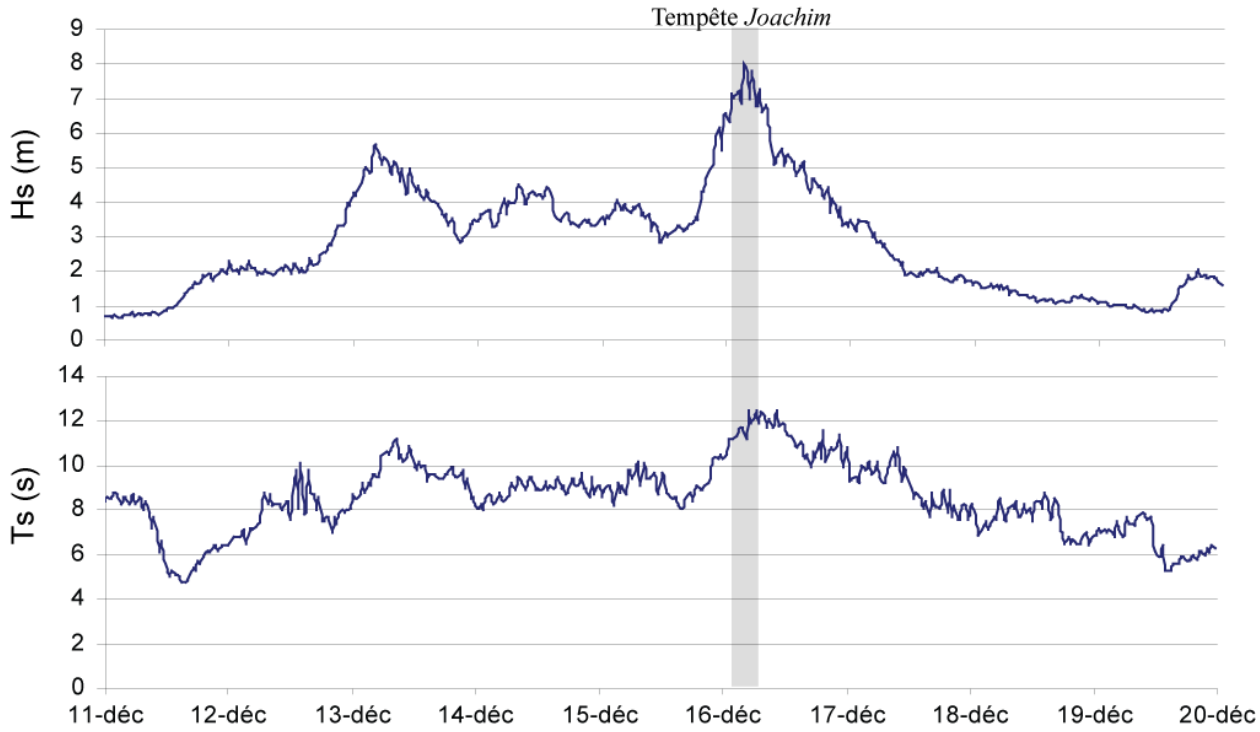


Figure III- 65 : Hauteur significative de la houle au large (Hs) et période associée (Ts) enregistrées entre le 11 et le 19 décembre 2011.

II-4- Hydrodynamisme à la plage des Govelins

L'ADCP, placé au centre du dispositif (Figure III- 63), se situe sur le segment réfléchissant de la plage. Les coefficients de marées et le phénomène de *wave setup* ne permettent pas d'implanter l'appareil sur le domaine intertidal inférieur, en aval de la rupture de pente. Par conséquent, l'appareil enregistre en condition de déferlement (*surf*) (Figure III- 66). Pendant cette période très agitée, le déferlement auquel est soumis l'appareil est d'une puissance exceptionnelle avec une hauteur significative de la houle in situ supérieure à 1 m (Figure III- 69) pour une hauteur d'eau supérieur à 1,5 m (Figure III- 68). Le déferlement d'énergie s'effectue à haute fréquence avec des périodes au pic comprises entre 5 et 15 s (Figure III- 68).

Les analyses spectrales lors des pleines mers des marées du 15 et du 16 décembre indiquent un déferlement gravitaire de très forte énergie avec une densité spectrale supérieure à 1 m²/Hz augmentant jusqu'à 1,8 m²/Hz (Figure III- 67). Cette augmentation d'énergie au déferlement s'accompagne d'ondes infragravitaires (< 0,05 Hz) de forte énergie formées par la résonance entre les pointes rocheuses. De plus des ondes de courtes périodes associées à une « mer de vent » se surimposent aux ondes gravitaires et infragravitaires de forte énergie, rendant l'état de

la mer chaotique. Pourtant, l'angle d'incidence de la houle reste stable, orientée Sud-ouest pour une direction moyenne de 223° formant ainsi un angle moyen modeste de 8° avec la normale au trait de côte du centre de la plage (Figure III- 70).

Dans ces conditions, bien que fermement lesté, l'appareil est arraché de sa position initiale le 16 décembre vers 9h. Les variations de l'angle du tangage (*pitch*) et du roulis (*roll*) indiquent une mise en mouvement de l'appareil lors de la pleine mer associée au passage de la tempête *Joachim* (Figure III- 69). Par mesure au DGPS, le déplacement total de l'appareil est de 30 m en direction du haut de plage. Celui-ci fût arraché à cette nouvelle position pendant la peine mer suivante, le soir du 16 décembre. A partir de cette date, les enregistrements ne seront pas pris en compte.

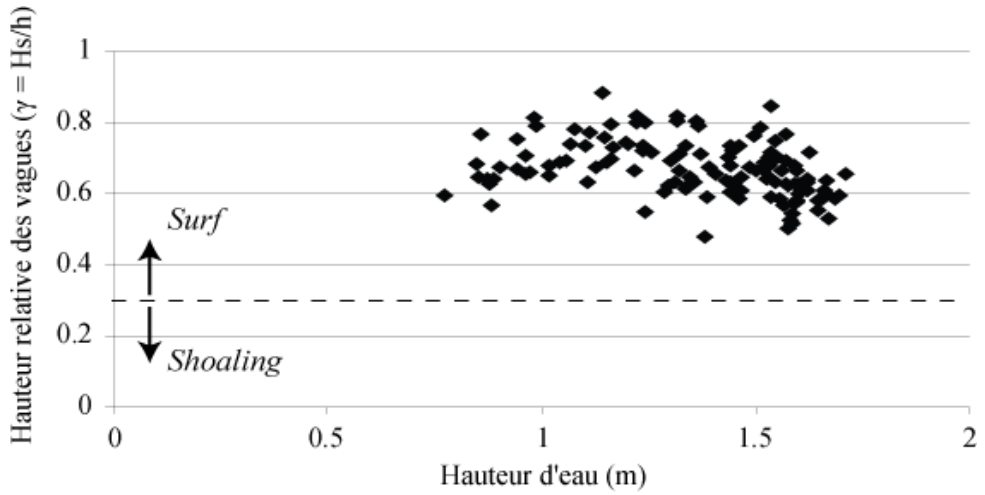


Figure III- 66 : Hauteur relative des vagues en fonction de la hauteur d'eau au dessus de l'appareil.

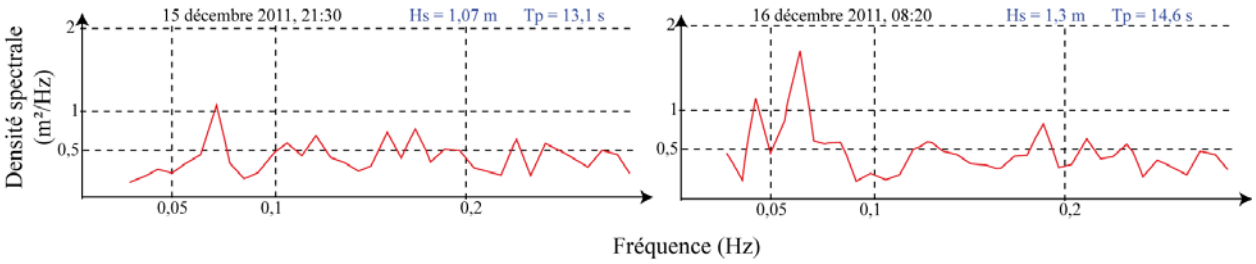


Figure III- 67 : Analyses spectrales calculées à partir de deux enregistrements obtenus le 15 et le 16 décembre 2011, au passage de la tempête *Joachim*.

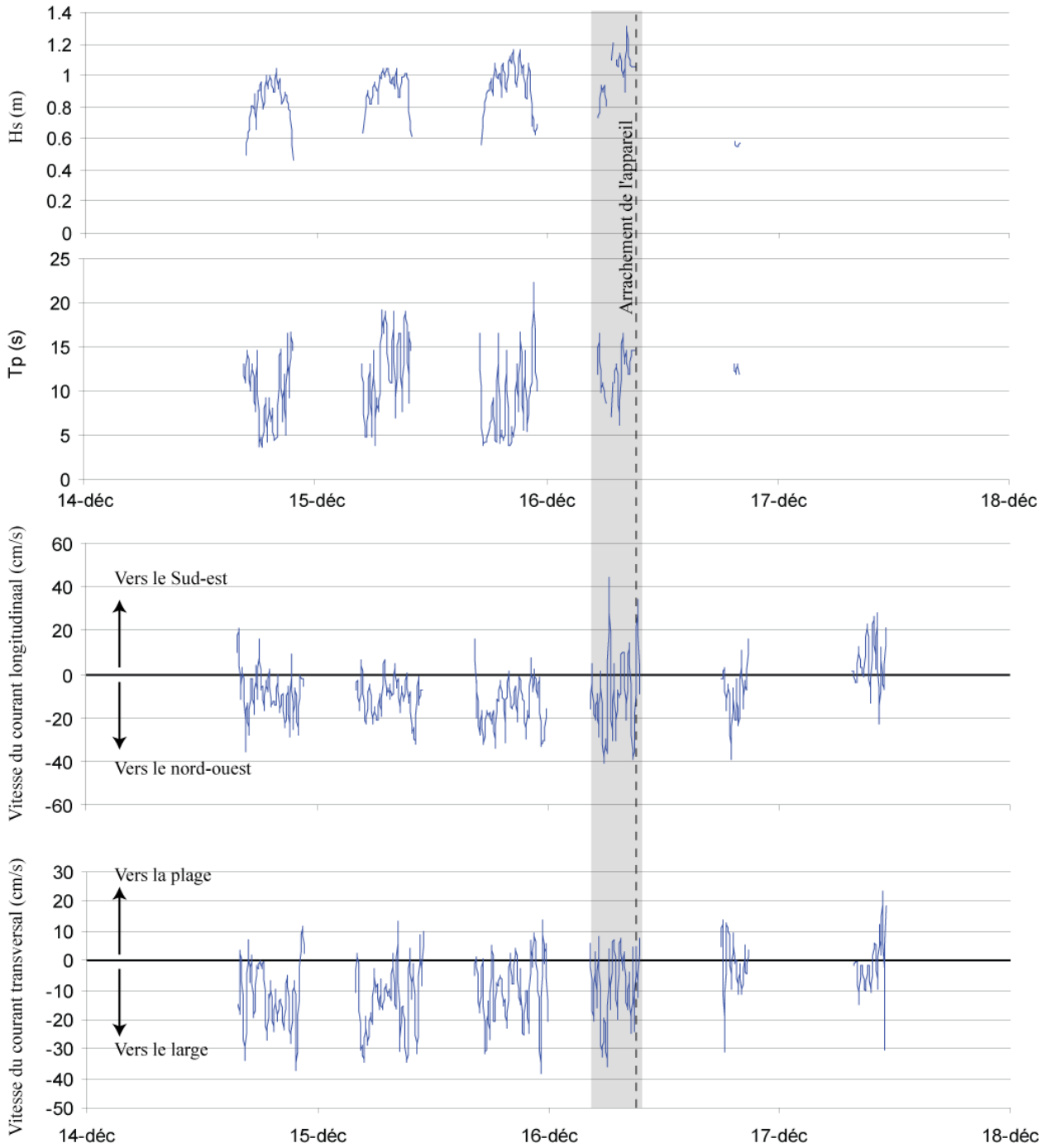


Figure III- 68 : Hauteur significative de la houle, période au pic, vitesse du courant longitudinal et transversal mesuré par l'appareil sur la plage des Govelins entre le 14 et le 18 décembre 2011.

Les vitesses des courants longitudinaux et transversaux sont non négligeables, avec des intensités mesurées jusqu'à 40 cm/s en zone de déferlement. Le courant longitudinal s'oriente préférentiellement vers le nord-ouest alors que le courant transversal s'oriente vers le large en courant de retour (*undertow*) d'intensité supérieure à la composante longitudinale.

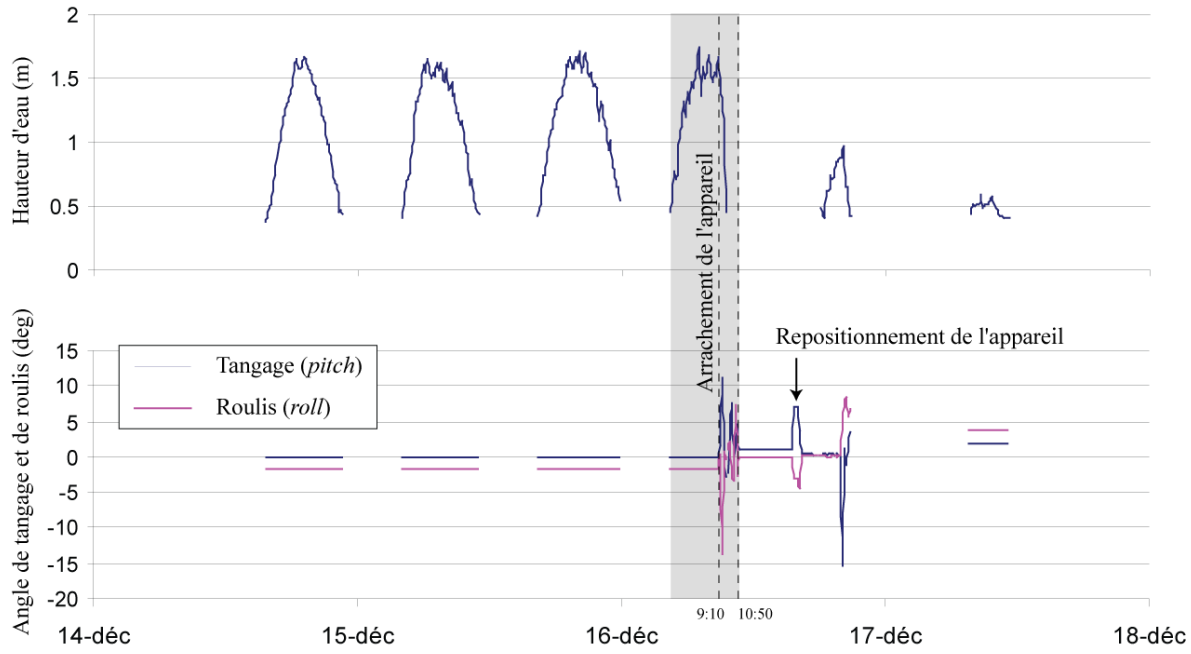


Figure III- 69 : Hauteur d'eau et angle d'inclinaison de l'appareil (tangage et roulis) du 14 au 18 décembre 2011. La variation de l'angle du roulis et du tangage indiquent que l'appareil est mis en mouvement pendant la pleine mer de la matinée du 16 décembre.

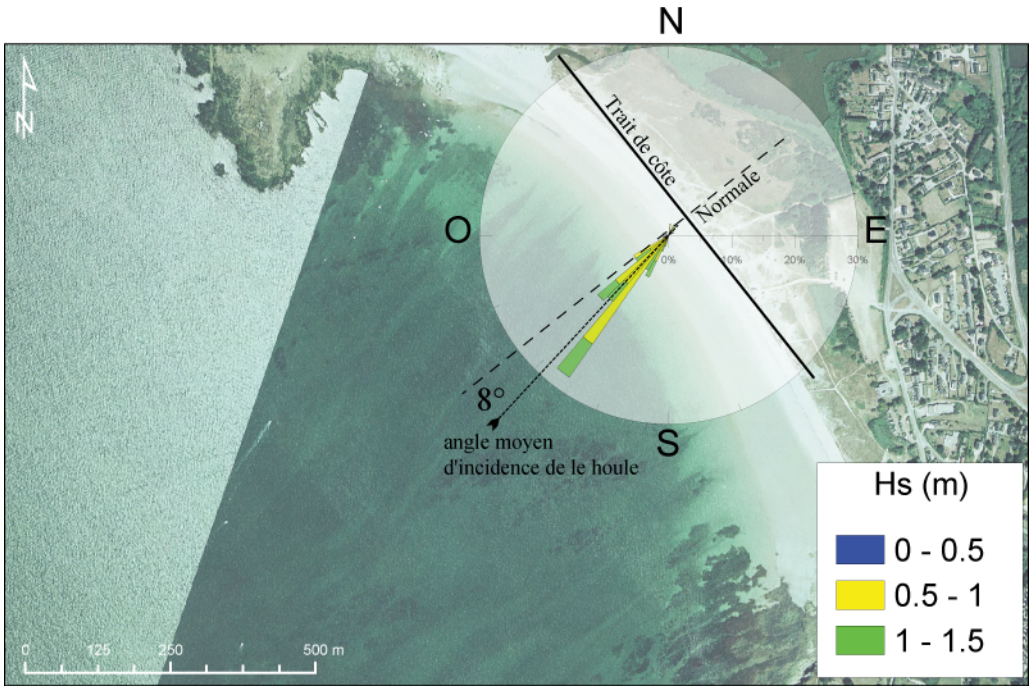


Figure III- 70: Rose des houles incidentes sur la partie centrale de la plage des Govelins mesurées entre le 14 et le 17 décembre 2011. L'angle d'incidence moyen est de 8° par rapport à la normale au trait de côte.

II-5- Variations morphologiques

II-5-1- Plage des Govelins

Comme nous l'avons évoqué précédemment, à cause des faibles coefficients de marées ainsi que des fortes conditions d'agitation, engendrant un important phénomène de *wave setup*, l'intégralité du domaine intertidal n'a pu faire l'objet de mesures topographiques. Les mesures se limitent aux altitudes se situant autour du niveau des basses mers de mortes eaux (-0,77 m N.G.F.) (Figure III- 71).

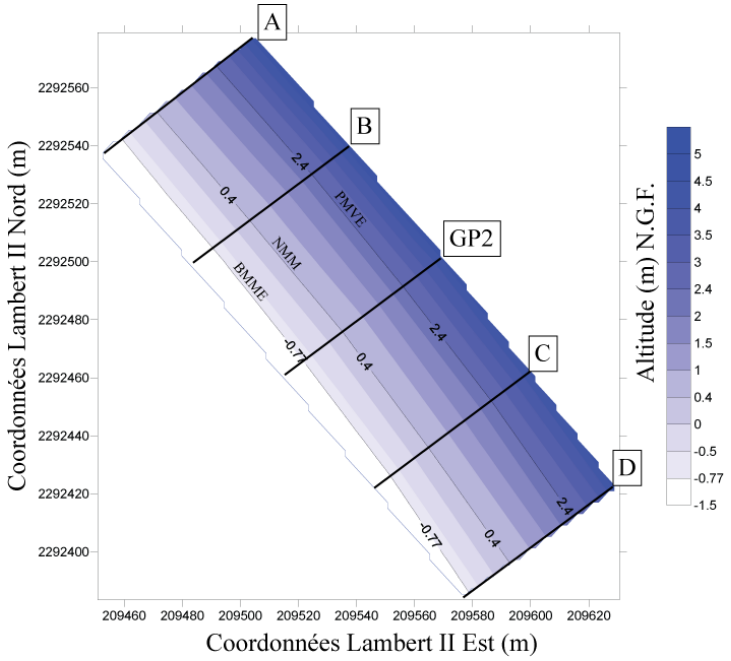


Figure III- 71 : Modèle numérique de terrain obtenu à partir des levés topographiques effectués le 15 décembre 2011 sur la partie centrale de la plage des Govelins. PMVE : pleines mers de vives eaux. NMM : niveau moyen de la mer. BMME : basses mers de mortes eaux. En traits noirs, les profils topographiques.

A partir des levés topographiques effectués sur la partie centrale de la plage entre le 14 et le 17 décembre 2011 (Tableau III- 8, Figure III- 72), la plage montre une première phase d'érosion (Figure III- 72 A et B). L'érosion se concentre d'abord sur la partie centrale avant de s'étirer longitudinalement, de façon approximative, aux niveaux des pleines mers de vives eaux et du niveau moyen de la mer. Au passage de la tempête, cette érosion est plus manifeste dans le secteur sud-oriental de la portion de plage étudiée (Figure III- 72 B). Par la suite, un important dépôt longitudinal est constaté après la tempête, au dessus du niveau moyen de la mer (Figure III- 72 C). L'accrétion est cependant plus marquée dans le secteur sud-oriental.

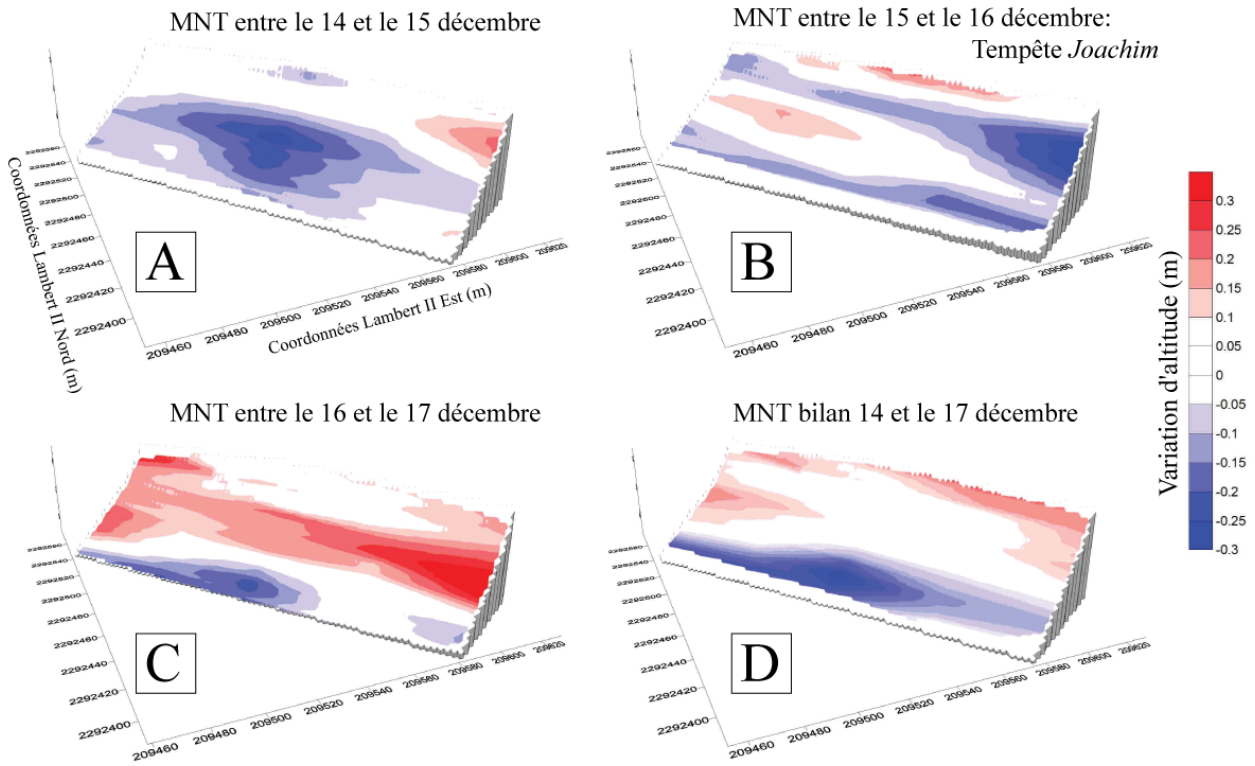


Figure III- 72 : MNT différentiels du centre de la plage des Govelins obtenus à partir des levés topographiques de la période du 14 au 17 décembre 2011.

Enfin, le MNT différentiel calculé entre le 14 et le 17 décembre met en évidence une zone érodée en bas de plage, une zone stable au milieu, et une accrétion longitudinale au pied des enrochements de défense, correspondant à un dépôt éolien causé par les forts vents d'ouest de la tempête (Figure III- 73).



Figure III- 73 : Photographie du dépôt éolien au pied de l'enrochement de la plage des Govelins après la passage de la tempête *Joachim*. Cliché : A. Dubois. 17 décembre 2011.

En tenant compte des profils situés aux extrémités de la plage, les MNT différentiels obtenus à partir des levés topographiques effectués du 15 au 17 décembre (Tableau III- 8, Figure III- 74), soulignent la prédominance des échanges sédimentaires transversaux sur la plage des Govelins. Pourtant, ces transferts ne sont pas homogènes longitudinalement. La tempête érode préférentiellement le haut de plage du secteur sud-oriental et le bas de plage du secteur nord-occidental (Figure III- 74 A). Après le passage de la tempête, l'ensemble de la plage est accrétée à l'exception du bas de plage du domaine central (Figure III- 74 B). Malheureusement, par manque de données topographiques en domaine intertidal inférieur et en domaine subtidal, il est difficile d'établir une relation claire entre les échanges sédimentaires de ces différentes zones.

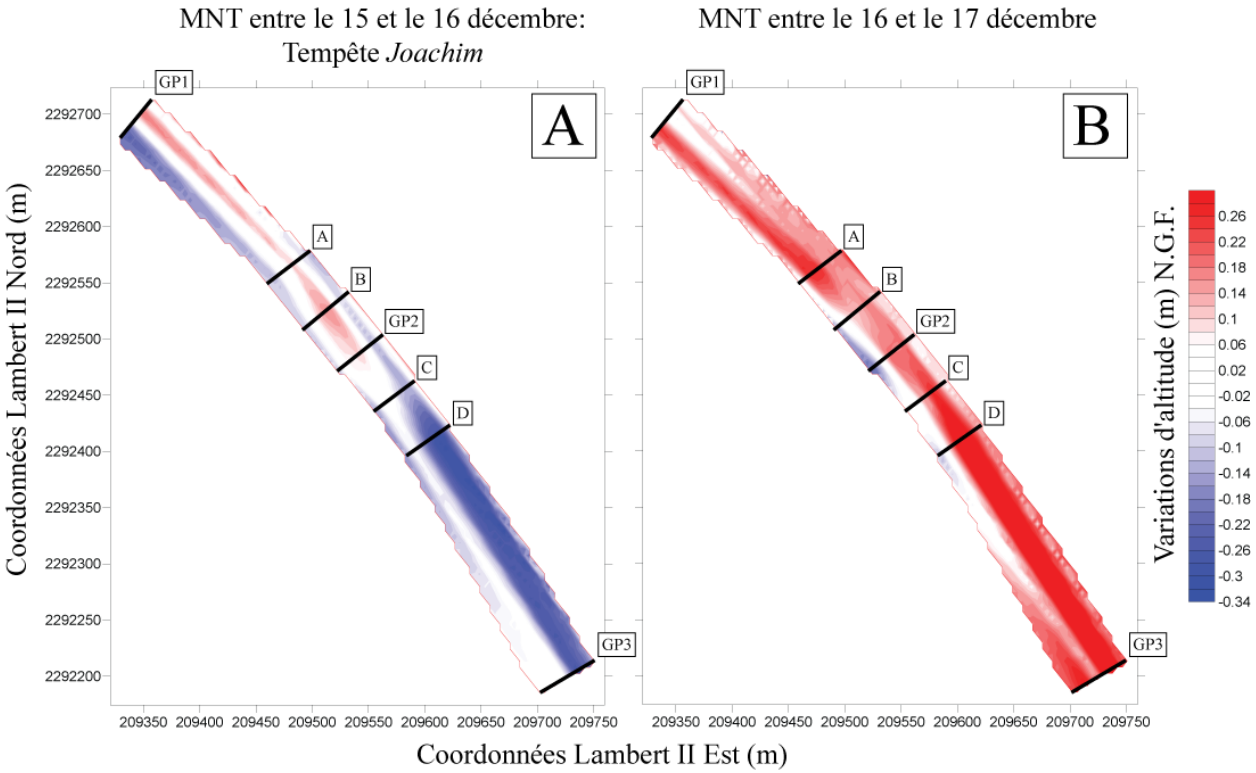


Figure III- 74 : MNT différentiels de la plage des Govelins obtenus à partir des levés topographiques de la période du 15 au 17 décembre. En traits noirs, les profils topographiques.

II-5-2- Plages de Fogeo, de Kerver et de Suscinio

Pour chacune des plages de la presqu'île de Rhuys, les levés topographiques ont été effectué à environ une semaine d'intervalle pendant laquelle la tempête *Joachim* a touché la côte atlantique française. La période de temps entre les levés topographiques est caractérisée par une très forte agitation durant laquelle la hauteur significative de la houle au large est supérieure à 3 m pendant

104 heures. La localisation des profils topographiques est présentée dans le chapitre I (Figure I-26, Figure I-30, Figure I-34 et Figure I-39).

a-Plage de Fogeo

Transversalement, les six profils de plages de la plage de Fogeo présentent une tendance globale à l'érosion entre le niveau des pleines mers de vives eaux et le niveau moyen de la mer (Figure III- 75). Dans la partie occidentale de la plage, une importante accrétion est observée en bas de plage (FP1, FP2, FP3) tandis que dans la partie orientale (FP4, FP5, FP6), le même secteur est érodé. Cette érosion est toutefois mineure. Sur la plage, l'action de cette semaine d'agitation semble éroder le domaine intertidal pour alimenter en sédiment le domaine intertidal inférieur et le domaine subtidal. Enfin, pour chaque profil, une accrétion modeste, d'origine éolienne, est constatée en domaine supralittoral, au pied des ganivelles et sur le front dunaire (Figure III- 76).

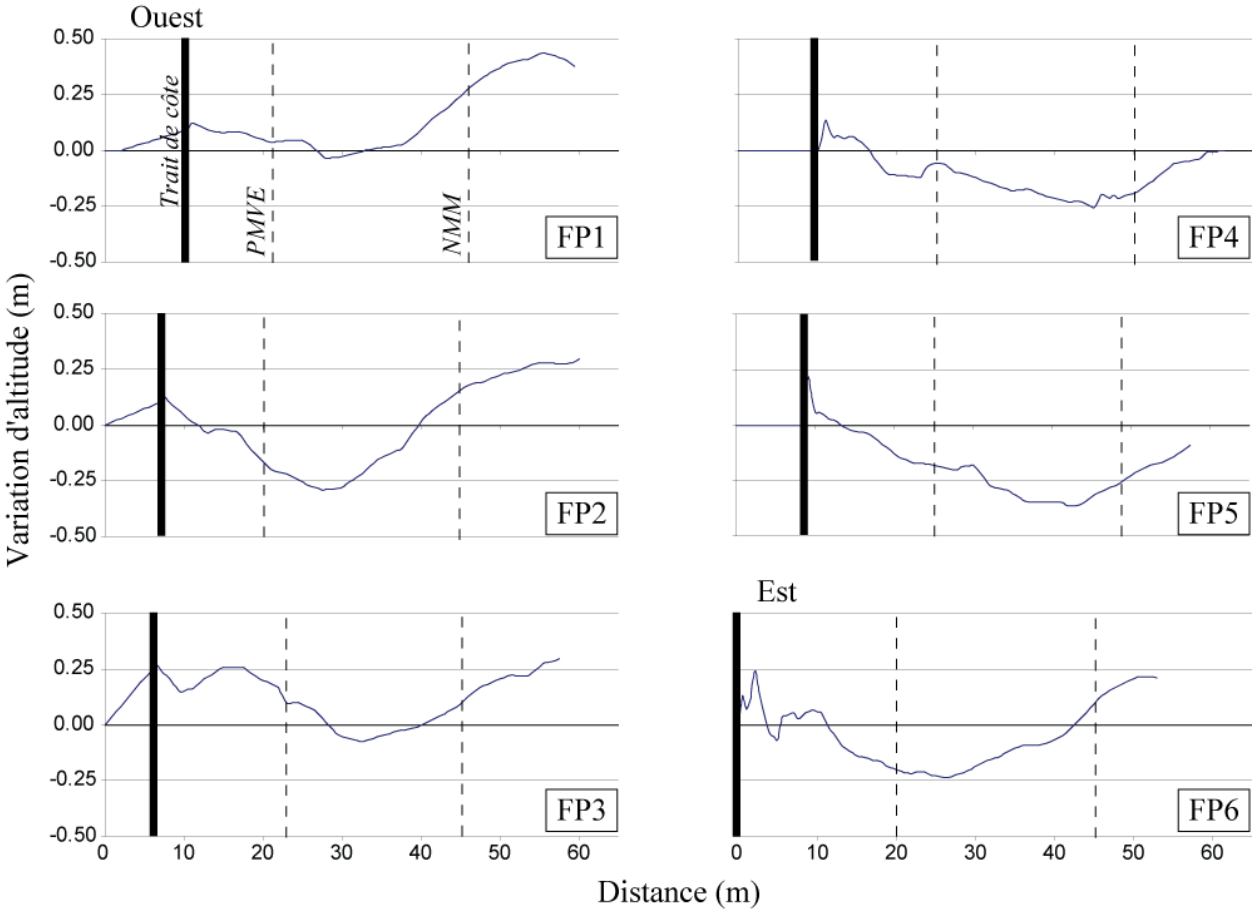


Figure III- 75 : Variations d'altitude observées pour les six profils de plage de la plage de Fogeo entre le 13 et le 19 décembre 2011. Les variations d'altitudes sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.



Figure III- 76 : Photographie du dépôt éolien au pied des ganivelles de protection et sur le front dunaire de la plage de Fogeo. Clichés : A. Dubois. 19 décembre 2011.

b- Plage de Kerver

Sur la plage de Kerver, transversalement, l'impact de cette semaine d'agitation est clairement hétérogène. En domaine supratidal, dans sa partie nord-occidentale, le haut de plage est en accrétion (Figure III- 77, KP1, KP2 et KP3). Cette accrétion est d'origine éolienne et engraisse le front dunaire. Le nord-ouest et le centre de la plage (KP1 et KP3) sont massivement érodés sur la partie supérieure de chacun des profils. A l'inverse, KP2 et KP4 sont globalement en accrétion.

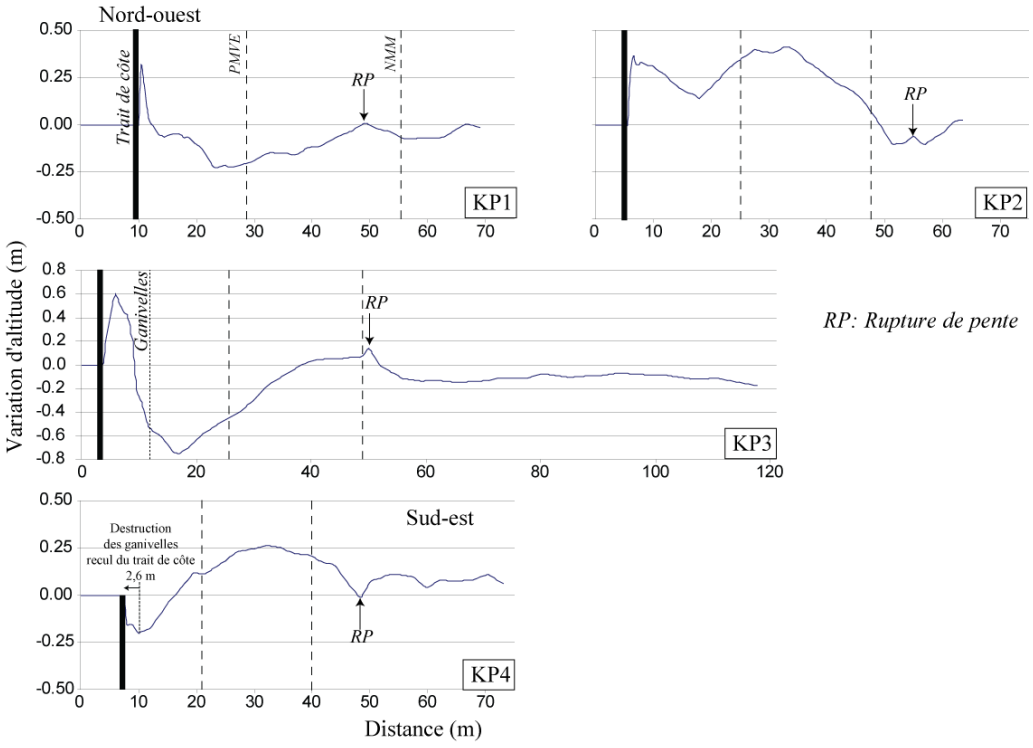


Figure III- 77 : Variations d'altitude observées pour quatre profils de plage de la plage de Kerver entre le 12 et le 18 décembre 2011. Les variations d'altitude sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

L'alternance de profils globalement érodés ou accrétés suggère un important transfert sédimentaire longitudinal. De plus, la rupture de pente, marquant une dichotomie morphologique, limite les variations morphologiques et délimite ainsi deux secteurs identifiables de la plage.

Au centre de la plage, dans l'axe du saillant de Kerver (KP3), une très importante érosion est constatée. Au dessus du niveau des pleines mers de vives eaux, près de 0,8 m de sédiment sont ainsi remobilisés et déplacés. Parallèlement, un important dépôt éolien est constaté sur le front dunaire de ce profil (entre le trait de côte et les ganivelles). Cette érosion est située à l'aplomb de ganivelles implantées (Figure III- 77 ; Figure III- 78 A). En direction du sud-est, bien qu'une accrétion soit observée sur l'ensemble du profil KP4 (Figure III- 77 ; Figure III- 78 B et C), la base du front dunaire est en recul respectivement de 2,6 m et de 1,5 m pour les profils KP4 et KP5. Les ganivelles implantées sont détruites. Le profil KP5 n'est pas représenté. Seul le recul du front dunaire a pu être mesuré. En effet, l'intégralité du profil a été recouverte d'une très épaisse couverture d'algues rouge (> 1,5 m) (Figure III- 78 D), rendant ainsi impossible toute mesure topographique.

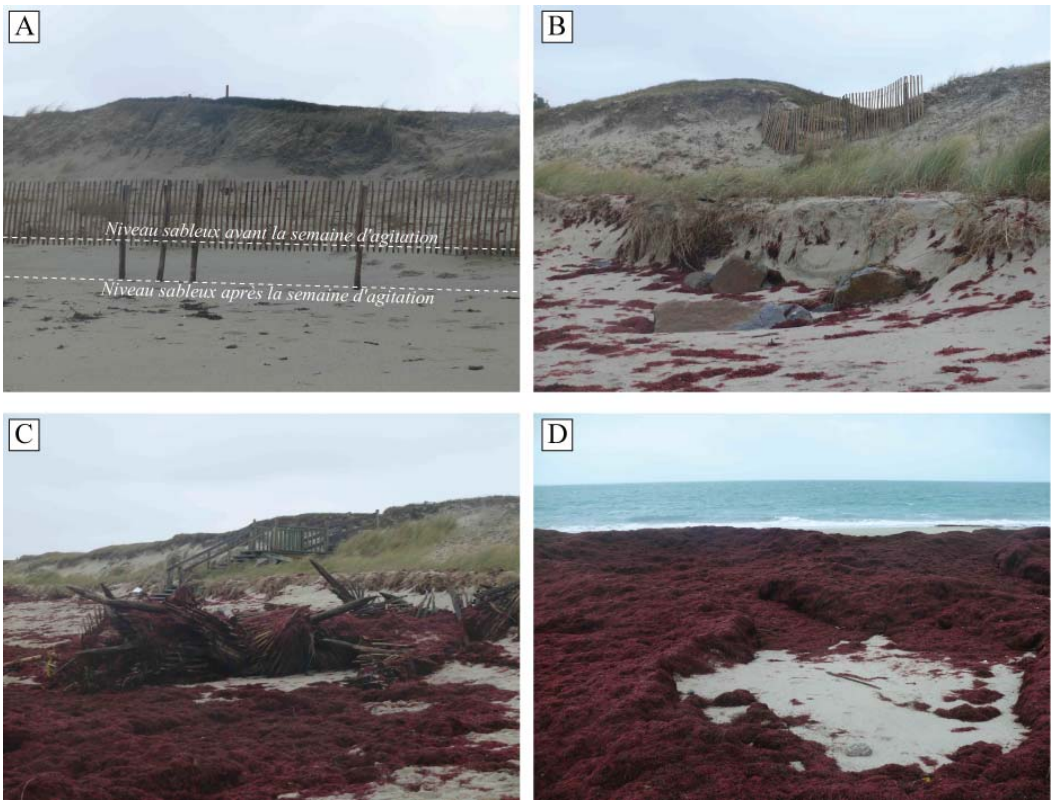


Figure III- 78 : Photographies de l'impact de la semaine d'agitation incluant la tempête *Joachim*. A : érosion du haut de plage du profil KP3. B : recul de la base du front dunaire du profil KP4. C : enchevêtrement de ganivelles. D : dépôt d'algues rouges au sud-est de la plage (KP5). Clichés : A. Dubois. 18 décembre 2011.

c- Plages des Govelins

Au cours de cette semaine d'agitation, chacun des profils de plage des Govelins, enregistre une érosion du domaine supratidal ainsi que du domaine intertidal supérieur situé entre le niveau moyen de la mer et le niveau moyen des pleines mers (Figure III- 79). Néanmoins, le secteur sud-oriental de la plage, représenté par le profil GP3, enregistre une accrétion importante, supérieure à 0,5 m en deçà du niveau moyen de la mer. Cette observation suggère, en domaine intertidal inférieur, un transfert potentiel sédimentaire longitudinal orienté du nord-ouest vers le sud-est. Cependant, comme il a été évoqué précédemment, cette observation peut résulter d'un dépôt sédimentaire prenant sa source en domaine subtidal.

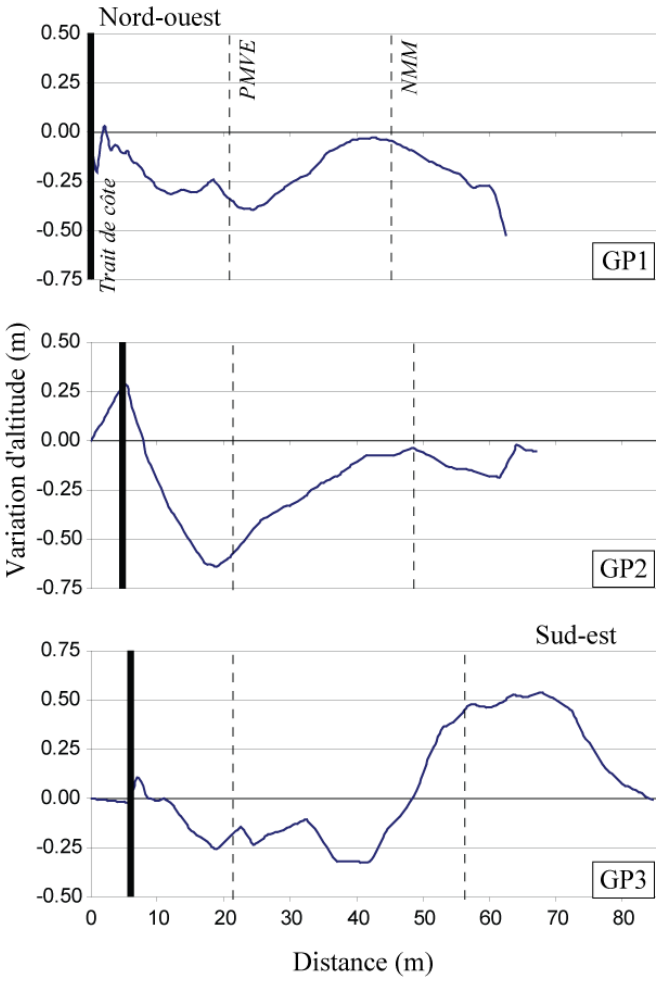


Figure III- 79 : Variations d'altitude observées pour les trois profils de plage de la plage des Govelins entre le 12 et le 18 décembre 2011. Les variations d'altitude sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

d- Anse de Suscinio

La dimension longitudinale et la courbure du trait de côte de l'anse de Suscinio diversifient d'avantage la réponse morphodynamique de chaque profil de plage. Selon le secteur transversal de plage pris en compte pour chaque profil, le domaine supratidal, et intertidal supérieur est érodé ou accrété, excepté pour le profil SP7, qui est intégralement érodé (Figure III- 80). Cette observation se vérifie pour des profils sensiblement orientés dans la même direction (SP5, SP6, SP7 et SP8) (Figure III- 80). Les profils situés à proximité des extrémités de l'anse enregistrent une accrétion sur le domaine intertidal inférieur (SP1, SP2, SP8 et SP9). Plus généralement, pour chaque profil dont la rupture de pente est apparente, celle-ci marque un point où l'érosion est maximale. L'érosion, au point de rupture de pente, atteint des valeurs maximales pour les profils exposés sud-ouest avec des valeurs respectivement de -0,6 m, -0,5 m et -0,9 m pour les profils SP5, SP6 et SP7. Ces changements morphologiques témoignent de l'apparition d'un chenal de vidange longitudinal.

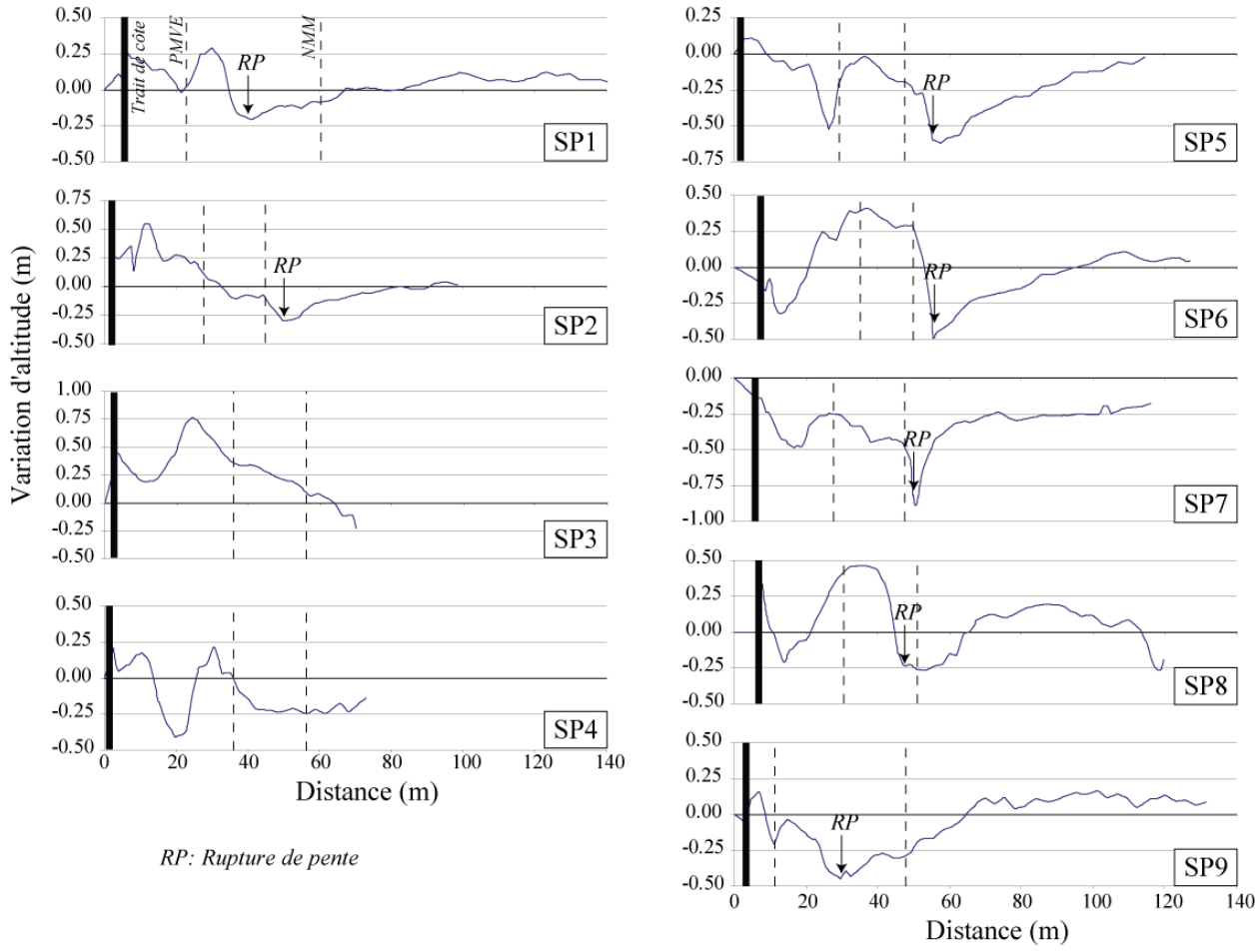


Figure III- 80: Variations d'altitudes observées pour les neuf profils de plage de l'anse de Suscinio entre le 11 et le 17 décembre 2011. Les variations d'altitudes sont de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

Les vents violents, de secteur ouest ont, comme il a été observé sur les autres plages de la presqu'île de Rhuys, provoqué un dépôt éolien sur le front dunaire de l'anse de Suscinio. Toutefois, aux endroits où la hauteur du front dunaire est minimale, le sédiment est transporté hors du domaine littoral, à l'arrière du cordon dunaire, participant au comblement de la zone humide amont (Figure III- 81). Ce dépôt éolien est maximal dans le secteur de l'anse exposé sud-ouest. Le volume total de sédiments, dispersés à l'arrière du cordon dunaire, est très difficilement estimable. Il peut atteindre une épaisseur d'environ 10 à 15 cm sur une surface de plusieurs dizaines de milliers de mètres carrés.

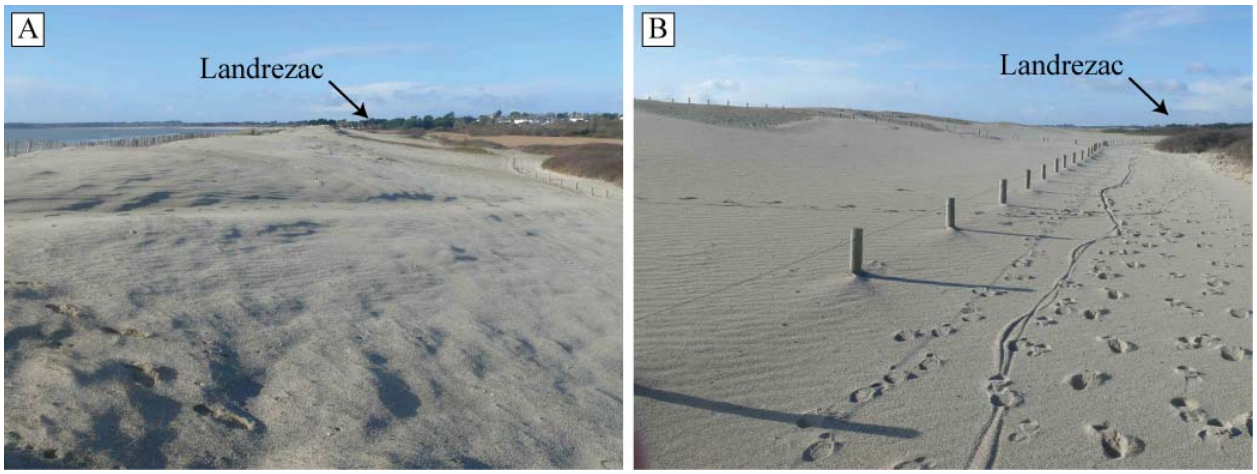


Figure III- 81 : Photographies du dépôt éolien observé après la semaine d'agitation incluant la tempête *Joachim*. A : sur la crête du front dunaire à proximité du profil SP6. B : sur le chemin piétonnier jouxtant la zone humide d'arrière dune. Clichés : A. Dubois. 17 décembre 2011.

II-6- Variations volumétriques

II-6-1- Plage des Govelins

A partir du suivi topographique effectué sur la partie centrale de la plage des Govelins (Figure III- 71), les variations volumétriques de sédiment sont calculées pour chaque profil. En outre, le volume total est déduit de ces calculs (Figure III- 82). Ces variations de volumes sédimentaires reflètent les variations morphologiques observées entre chaque jour de levés topographiques (Figure III- 72). Jusqu'au passage de la tempête *Joachim*, le volume total décroît et atteint 98,67 % du volume total initial mesuré le 14 décembre 2011. Le jour suivant, tous les profils de plage présentent un gain de volume caractérisant l'accrétion générale observée (Figure III- 72 C). Le 17 décembre, le volume total croît sensiblement jusqu'à 100,8 % soit une variation de 2,12 %.

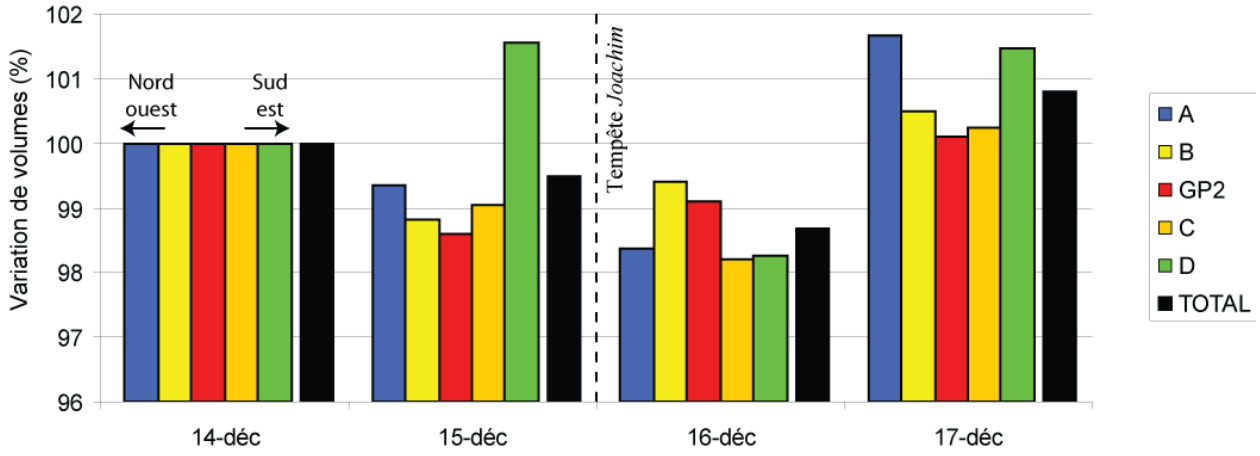


Figure III- 82 : Variations des volumes sédimentaires obtenues à partir des levés topographiques effectués du 14 au 17 décembre sur le partie centrale de la plage des Govelins. Le levé initial du 14 décembre fait référence. La marge d'erreur est de 1 %. Localisation Figure III- 63.

Les conditions d'agitations croissantes jusqu'au passage de la tempête impliquent une variation négative du volume de sédiment sur le secteur de plage étudié. Pourtant, immédiatement après la tempête, le bilan sédimentaire montre un important gain du volume sédimentaire total (le 17 décembre 2011).

De plus, en tenant compte des profils situés à proximité des extrémités de la plage, cette tendance à l'accrétion succédant la tempête n'est pas confirmée. Situés aux extrémités de la plage, les profils GP1 et GP3 enregistrent une perte de volume respectivement de -0,70 et -1,62 %. Pourtant, le 18 décembre, une très importante perte du volume total de 3,68 % est constatée (Figure III- 83). A l'échelle des marées, le passage de la tempête semble faire osciller le volume sédimentaire de la zone intertidale supérieure. De plus, la partie sud-orientale de la plage semble beaucoup plus sensible à l'agitation incidente avec des variations volumétriques plus importantes (Figure III- 82 ; Figure III- 83). En effet, pour le profil GP3, au lendemain de la tempête, le gain de volume de sédiments atteint +5 % par rapport au volume initial du 12 décembre (Figure III- 83).

A la fin de la campagne d'acquisition, le volume total de sédiment de la plage des Govelins est négatif, avec une variations de -2 % entre le 12 et le 18 décembre. La partie mesurée de la plage est donc déficitaire sur cette période de temps.

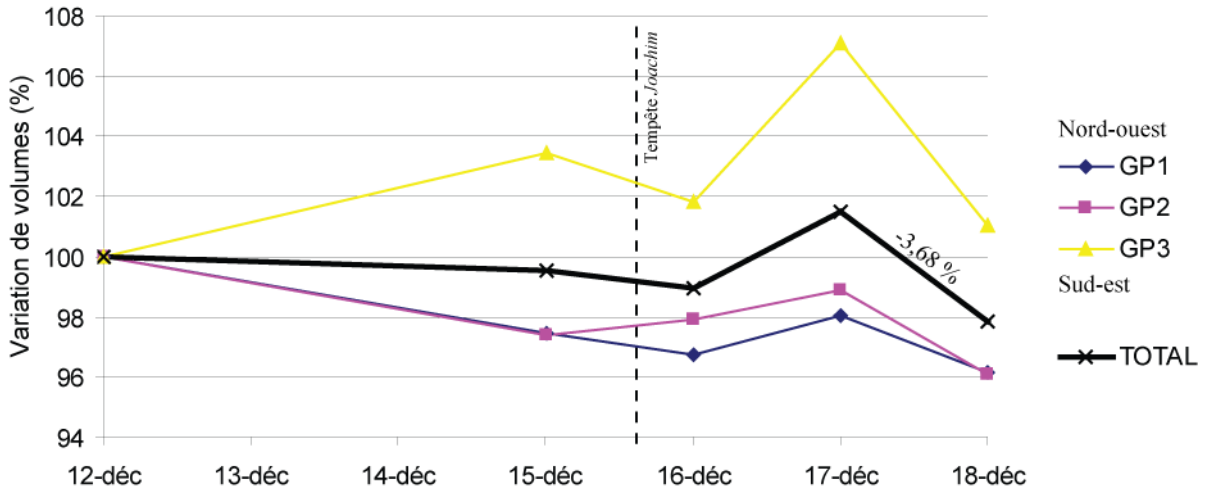


Figure III- 83 : Variations des volumes sédimentaires de trois profils de plage de la plage des Govelins calculées pour les 12, 15, 16, 17 et 18 décembre 2011. Localisation Figure III- 63. La marge d'erreur des calculs est fixée à 1 %.

II-6-2- Plage de Fogeo, de Kerver et de Suscinio

Sur ces trois plages, les variations morphologiques sont accompagnées de variations volumétriques. Cependant, comme nous l'avons observé sur la plage des Govelins, les variations volumétriques ne sont pas homogènes longitudinalement.

a- Plage de Fogeo

La partie occidentale de la plage de Fogeo enregistre un gain de sédiment alors que la partie orientale enregistre une perte (Figure III- 84). A l'ouest, le gain peut être important avec une valeur comprise entre 2 et 3 %. Les pertes de la partie orientale ne sont pas négligeables avec une perte maximale enregistrée par le FP5 de 2,7 %. Deux zones de variations de volume sédimentaire sont clairement mises en évidence (est et ouest).

Toutefois, les gains et les pertes de sédiments s'équilibrent avec un bilan des variations volumétriques total de -0,12 %, bien en deçà de la marge d'erreur (Figure III- 84). Le volume total de sédiment de la plage est conservé. Le système est donc à l'équilibre.

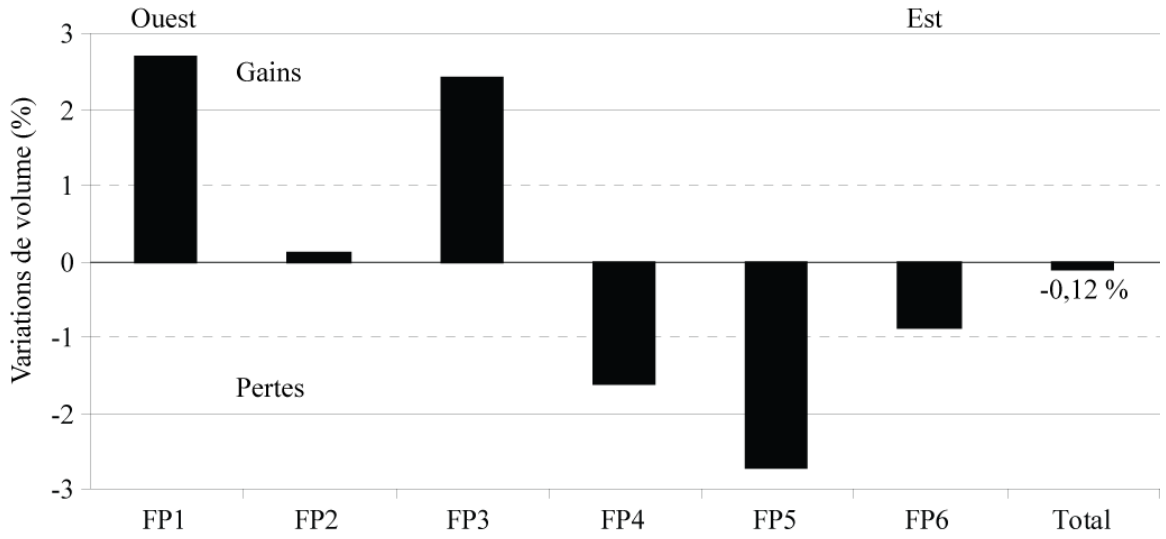


Figure III- 84 : Variations volumétriques de sédiment entre le 13 et le 19 décembre 2011 pour chaque profil de plage de la plage de Fogeo. La marge d'erreur de calcul de 1 % est indiquée par les pointillés.

b- Plage de Kerver

Sur la plage de Kerver, chaque profil de plage enregistre une forte variation volumétrique (Figure III- 85). Le gain maximal est enregistré sur le profil KP2 avec une variation positive de +3,5 %. En revanche, une perte maximale de plus de 3 % est observée sur le profil central KP3, correspondant au saillant. La particularité de la réponse de la plage de Kerver est l'alternance longitudinale de profils en érosion et de profils en accrétion.

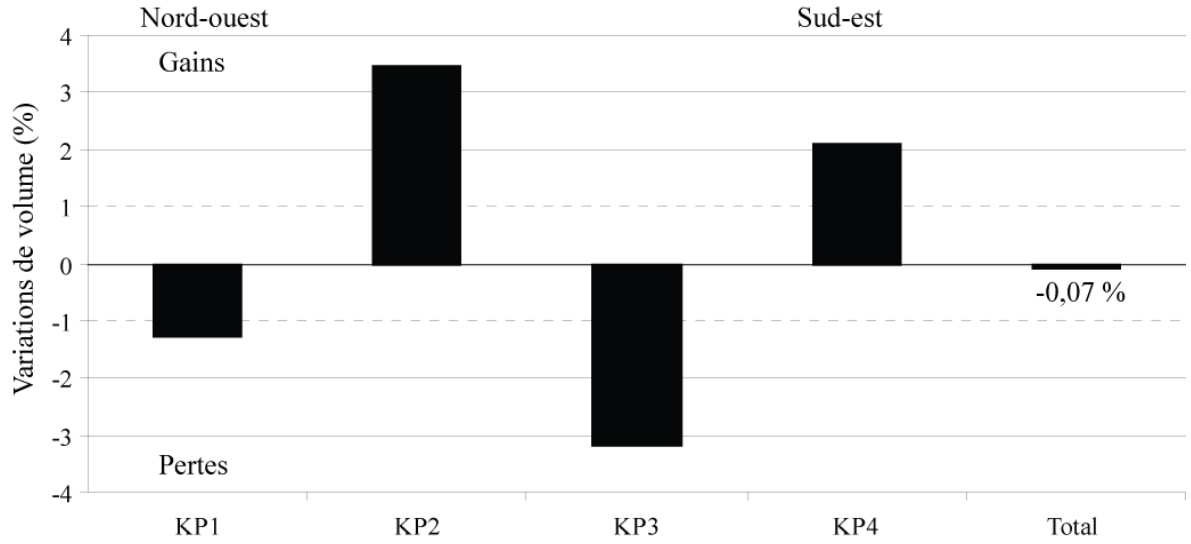


Figure III- 85 : Variations volumétriques de sédiment entre le 12 et le 18 décembre 2011 pour chaque profil de plage de la plage de Kerver. La marge d'erreur de calcul de 1 % est indiquée par les pointillés.

Avec une variation volumétrique quasi nulle du volume total de la plage (-0,07 %), le bilan sédimentaire de la plage de Kerver est à l'équilibre, ainsi comme la plage de Fogeo, la plage de Kerver est considérée comme stable.

c-Anse de Suscinio

La courbure de l'anse de Suscinio implique une réponse complexe des variations de volumes de sédiment entre chaque extrémité (Figure III- 86). Cependant, nous observons que l'extrémité occidentale (SP1 et SP2) enregistre une plus grande stabilité avec des variations positives inférieures à 1 %. L'extrémité sud-orientale enregistre des variations plus importantes, de l'ordre de ±2 % (SP8 et SP9). En revanche, la partie centrale, la plus exposée (SP4, SP5 et SP7), enregistre une perte croissante de sédiment du nord-ouest vers le sud-est. Une perte importante de 7 % du volume initial est observée sur le profil SP7. Un résultat cependant très inattendu est observé dans cette partie avec la très grande stabilité du profil SP6 dont la variation de volume sédimentaire est de -0,05 % (non représentative). Par ailleurs, au maximum de concavité de l'anse, le profil SP3 enregistre un gain maximum de près de 6 %.

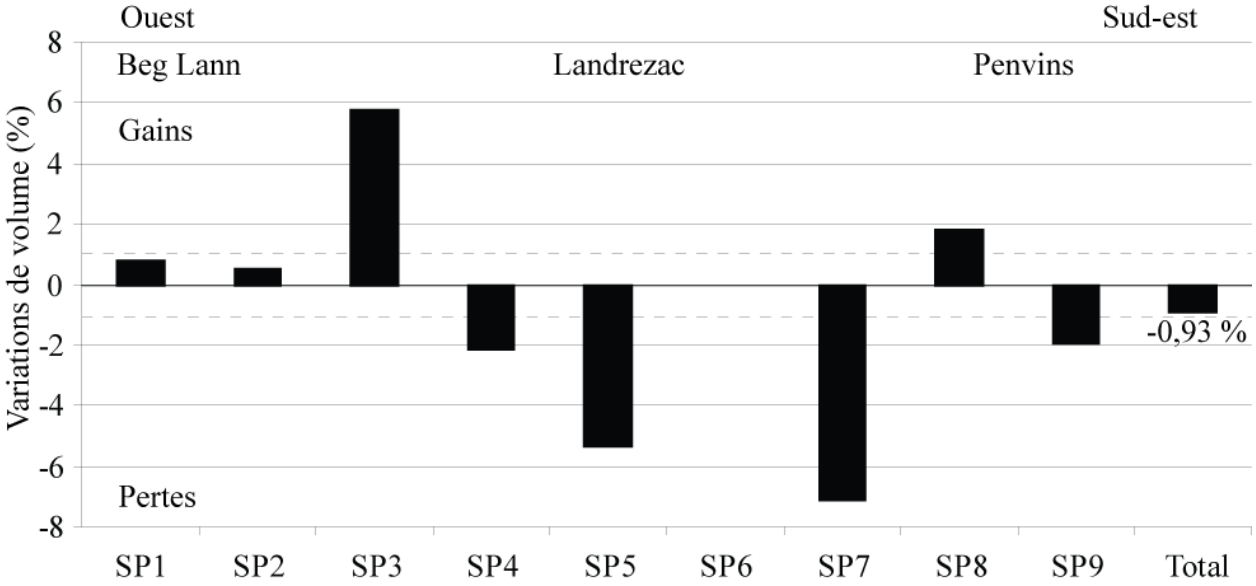


Figure III- 86 : Variations volumétriques de sédiment entre le 11 et le 17 décembre 2011 pour chaque profil de plage de l'anse de Suscinio. La marge d'erreur de calcul de 1 % est indiquée par les pointillés.

Bien que sujet à de fortes variations de volume sédimentaire, le bilan sédimentaire du volume total de l'anse de Suscinio est considéré comme stable avec une perte négligeable de 0,93 %.

Après cette brève période de très forte agitation, marquée par le passage de la tempête *Joachim*, chaque système est à l'équilibre.

II-7- Synthèse de l'impact de la tempête *Joachim*

Les très forts vents d'ouest de cette période de très forte agitation entraînent au large la formation d'un pic de 8 m de la hauteur significative de la houle. Dans ce système littoral semi-abrité, sur la plage des Govelins ce pic atteint une hauteur de 1,7 m au déferlement. Sur cette même plage, d'importants échanges transversaux de sédiment sont mis en évidence. Ces échanges sont toutefois accompagnés de transferts sédimentaires longitudinaux faisant varier significativement les volumes sédimentaires entre les pointes rocheuses délimitant la plage.

Lors de cette période, la plage des Govelins connaît un déficit sédimentaire de 2 % par rapport à son volume total initial, alors que les plages de Fogeo, de Kerver et de Suscinio sont stables. Ce bilan négatif de la petite plage des Govelins peut s'expliquer par le fait que les mesures topographiques, n'aient été effectuées qu'à partir du haut de plage jusqu'à un niveau situé entre le niveau moyen de la mer et le niveau moyen des basses mers de mortes eaux. Le domaine intertidal supérieur peut en effet alimenter le domaine intertidal inférieur et le domaine subtidal par transferts sédimentaires transversaux.

Les plages de Fogeo, de Kerver et de Suscinio ont des bilans de volumes sédimentaires stables bien que longitudinalement, d'importantes variations volumétriques positives ou négatives puissent être observées. Ces variations mettent en évidence d'importants transits longitudinaux de sédiment entre les pointes rocheuses. Le sédiment, piégé au sein de chaque plage de poche, ne s'en échappe pas, même lors de conditions d'agitation extrêmes brèves mais aussi lors de conditions de forte agitation s'étalant sur 7 à 8 jours.

La tempête *Joachim* a eu lieu lors d'une basse mer, ce qui explique qu'aucun dégât n'ait été observé sur l'ensemble du trait de côte des plages de le presqu'île de Rhuys, hormis la façade sud-orientale de la plage de Kerver. L'orientation des vents de secteur ouest de l'évènement de très forte énergie et sa durée, ainsi que la présence du rocher du petit Rohu, peuvent expliquer l'érosion et le recul du front dunaire de la partie sud-orientale de la plage, en conformité avec le schéma proposé par Ranasinghe et Turner (2006) (Figure III- 35 ; Figure III- 36).

Les vents violents ont engendré un important dépôt éolien sur la base des ouvrages de défense et sur les fronts dunaires des plages. Excepté sur la plage de Kerver, une période de très forte agitation, incluant un évènement extrême, peut consolider et alimenter en sédiment les fronts dunaires des plages et ainsi contribuer à leur protection naturelle et limiter leur vulnérabilité.

II-8- Synthèse de la partie 2

Au cours de cette étude, le littoral sud breton a été frappé par deux évènements tempétueux majeurs : les tempêtes *Xynthia* et *Joachim*, survenues respectivement le 28 février 2010 et le 16 décembre 2011. Deux éléments essentiels différencient ces deux évènements de très haute énergie : leur trajectoire et la hauteur d'eau au moment de leur passage.

La tempête *Xynthia* se forme à l'ouest de la péninsule ibérique puis se dirige vers le nord-ouest, traversant une partie de l'Espagne avant de remonter le Golfe de Gascogne. Cette trajectoire atypique engendre des vagues de courtes longueurs d'onde. Ce phénomène coïncidant avec une pleine mer de fort coefficient de marée (102) amplifie les surcotes observées sur le littoral charentais, vendéen et sud breton. En revanche, la tempête *Joachim* naît dans l'atlantique nord puis se dirige vers l'ouest pour longer d'ouest en est, et vers les côtes du nord de la Bretagne. Les vagues engendrées sont bien développées, avec de grandes longueurs d'ondes. Le passage de cette deuxième tempête coïncide avec une basse mer de morte eau.
Dans les deux cas, la morphologie des plages de la presqu'île de Rhuys adaptent leur morphologie aux conditions tempétueuses transversalement d'une part et longitudinalement d'autre part.

Au passage de la tempête *Xynthia*, une importante augmentation de la pente du segment réfléchissant est observée. Cette augmentation de la pente est accompagnée d'un mouvement dirigé vers la côte de la rupture de pente (Dubois *et al.*, 2011). Cette caractéristique n'est pas clairement identifiée lors de la tempête *Joachim*. Cette différence peut être expliquée par les conditions d'agitation précédant les suivis topographiques et le niveau d'équilibre morphologique du système avant une période de très forte énergie. En effet, dans un système semi-abrité, de faible énergie, la morphologie d'une plage est le plus souvent dans un état d'équilibre partiel, hérité de conditions énergétiques plus anciennes (Aagaard, 1988 ; Hegge *et al.*, 1996).

La principale différence entre l'impact des deux tempêtes est la variation des bilans sédimentaires de chaque plage. La tempête *Xynthia* alimente en sédiment, très probablement à partir du domaine subtidal, le domaine intertidal des plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins. En revanche, la perte d'environ 10 % du stock sédimentaire suggère un démaigrissement du domaine intertidal pour alimenter le domaine subtidal de l'anse de Suscinio. A l'inverse, au passage de la tempête *Joachim*, les bilans volumétriques des quatre plages sont conservés. Dans chaque cas, la connectivité sédimentaire d'une plage adjacente à l'autre n'est pas démontrée. Seule une connectivité avec le domaine subtidal est envisagée. Pourtant, la morphologie des affleurements rocheux en domaine subtidal semble partiellement contrôler et limiter cette perméabilité.

A titre d'exemple, sur la plage de Fogeo, lors des deux tempêtes, les profils situés au droit de hauts-fonds rocheux présentent les plus modestes variations volumétriques (FP1, FP2 et FP6) (Dubois *et al.*, 2011 ; Figure III- 84). En l'absence de tels platiers rocheux, les échanges sédimentaires avec le domaine subtidal sont favorisés puis redistribués par transferts sédimentaires longitudinaux (Figure III- 87).

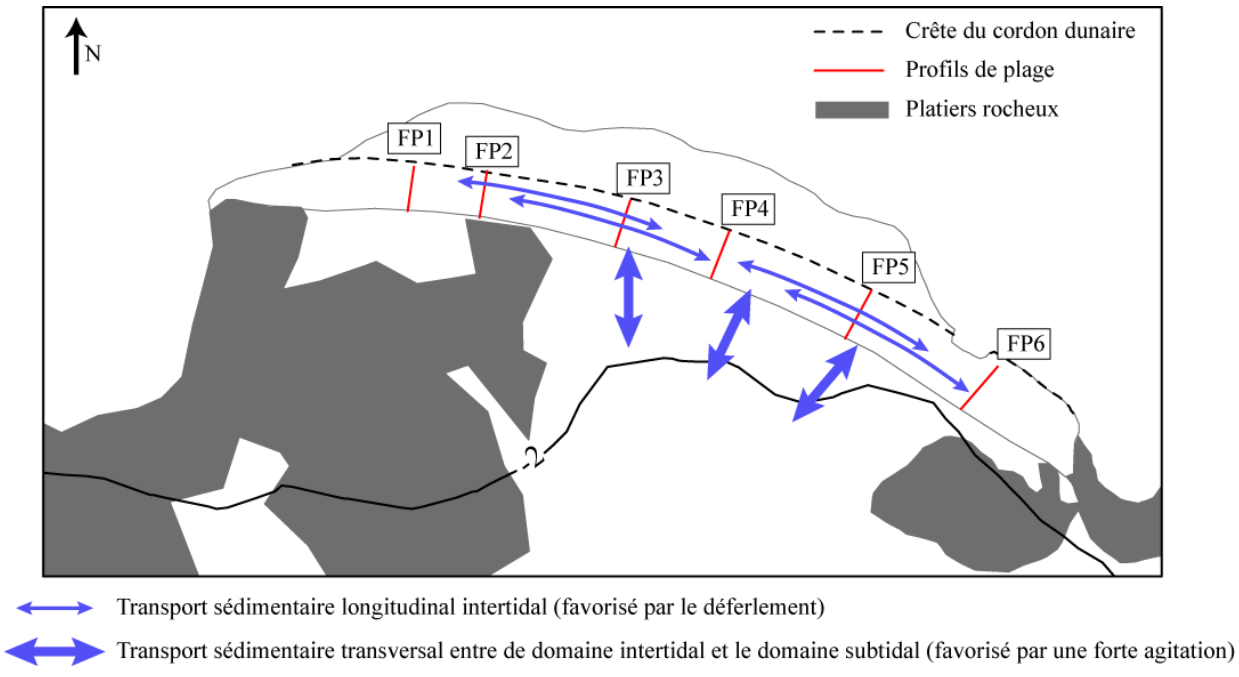


Figure III- 87 : Représentation schématique de la plage de Fogeo et des possibles échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et le domaine intertidal facilités par l'absence de platiers rocheux et leur redistribution sur le domaine intertidal.

L'alimentation du domaine intertidal par la brèche structurale peut permettre une accrétion globale et un bilan sédimentaire total positif à l'issu d'un évènement de forte énergie comme la tempête *Xynthia*.

En baie de Suscinio, la morphologie des barrières rocheuses formées par les nombreux platiers subtidaux complexifient les possibles échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et le domaine intertidal. Pourtant, de tels échanges sont mis en évidence lors du passage de la tempête *Xynthia* avec un bilan sédimentaire négatif après la tempête. Lors de cet épisode, bien que l'extrémité occidentale enregistre une accrétion de près de 7 % en volume total et l'extrémité sud-orientale une érosion de près de 6 % en volume (Dubois *et al.*, 2011), un transfert sédimentaire longitudinal impliquant une dérive littorale orientée vers l'ouest et ayant pour site source la pointe de Penvins et pour site puits la pointe de Beg Lann ne permet pas de justifier de tels variations.

Les principales incisions du substratum permettent des échanges sédimentaires du domaine intertidal vers le domaine subtidal en empruntant préférentiellement un important réseau de fracturations du socle, faisant apparaître des « poches » réservoirs sédimentaires pouvant être partiellement alimentées lors d'évènement extrêmes (Figure III- 88). Parallèlement aux transferts longitudinaux, une partie du stock sédimentaire migre vers le domaine subtidal sous l'effet de la forte agitation. Ainsi, les principales incisions du socle et son réseau de fracturation s'engraissent avant de redistribuer le sédiment vers le domaine intertidal lors de conditions modales chroniques.

Lors de l'épisode de forte agitation incluant la tempête *Joachim*, le bilan volumétrique de sédiment est conservé. Pourtant, les seuls transferts longitudinaux intertidaux ne peuvent expliquer les variations de volumes observés suivant le profil de plage considéré.
L'accrétion du profil SP3 ne peut être justifié uniquement par l'érosion des profils adjacents SP4 et SP5 (Figure III- 86). Des échanges sédimentaires entre les domaines subtidal et intertidal peuvent expliquer les variations volumétriques observées sur chaque profil. Le domaine subtidal alimente le domaine intertidal de la partie nord-occientale de l'anse de Suscinio alors que le domaine intertidal de sa partie centrale alimente les fracturations du substratum subtidal. Ces transferts de part et d'autre de l'anse de Suscinio s'équilibrent, permettant ainsi de conserver un bilan volumétrique stable.

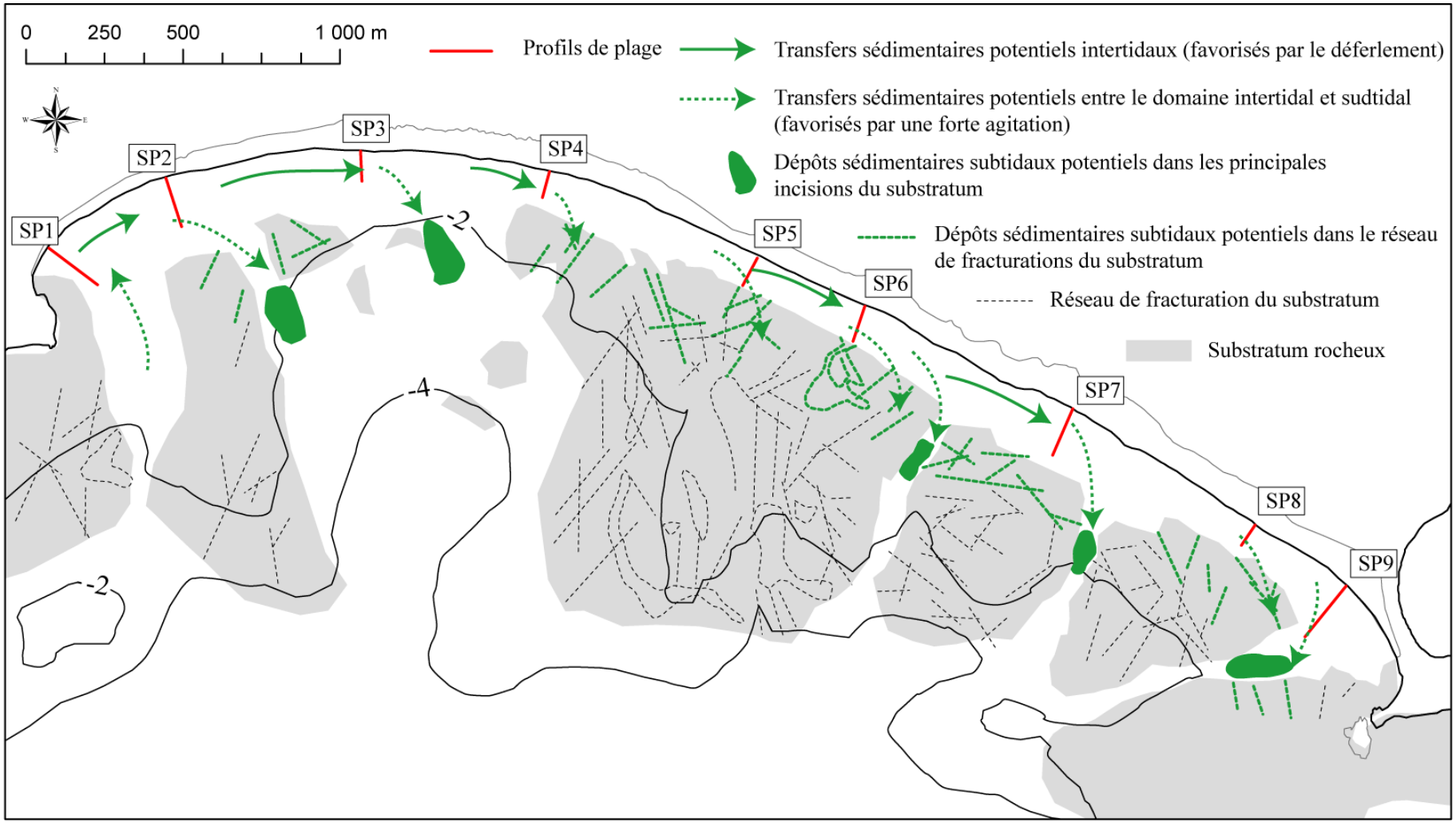


Figure III- 88 : Représentation schématique des transferts sédimentaires potentiels dans l'anse de Suscinio durant la période de forte agitation incluant la tempête *Xynthia*. Les dépôts sédimentaires subtidaux peuvent expliquer le bilan volumétrique négatif observé après la tempête. Le réseau de fracturation du socle est identifié à partir des orthophotographies IGN 2004.

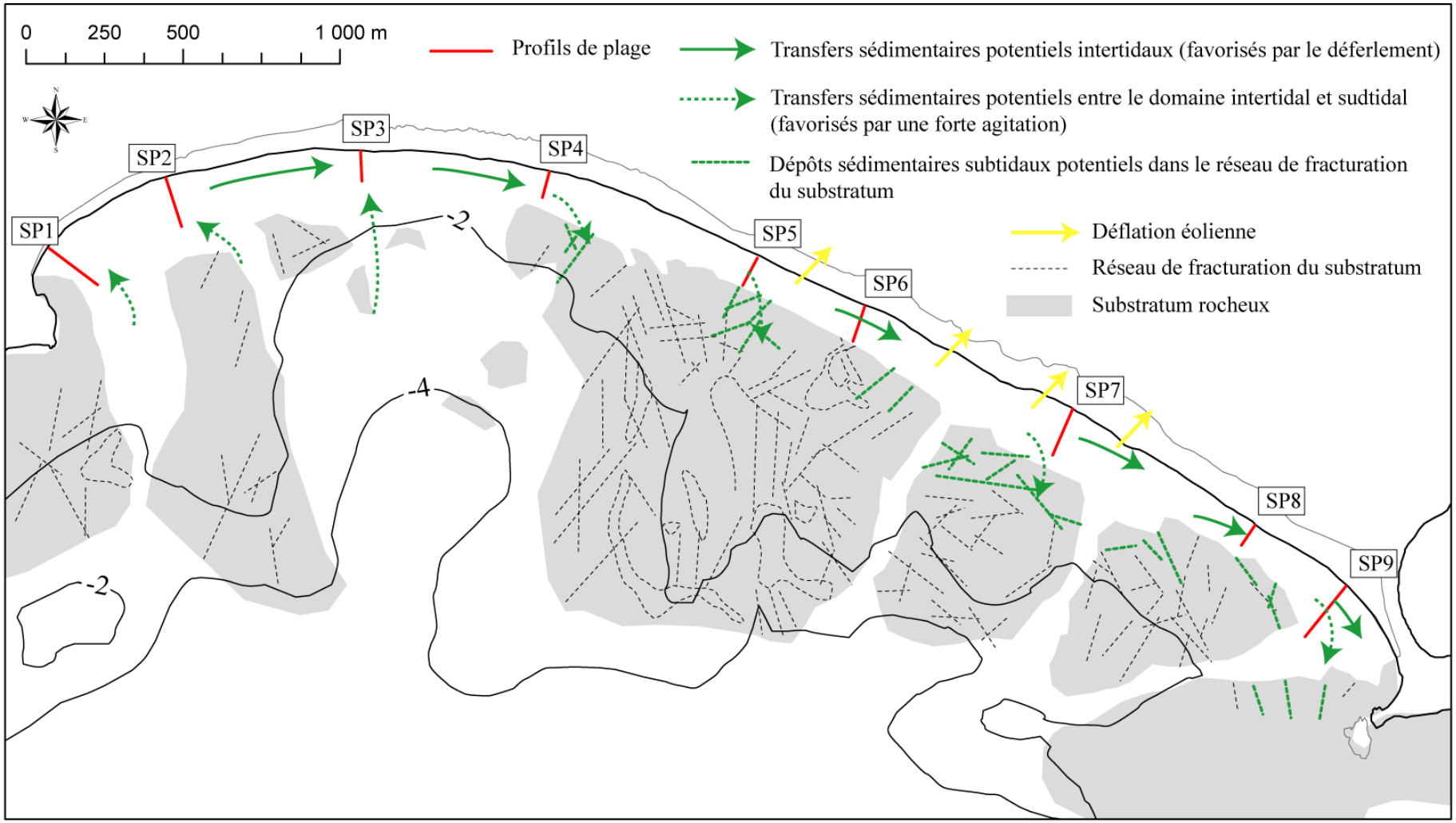


Figure III- 89 : Représentation schématique des transferts sédimentaires potentiels dans l'anse de Suscinio durant la période de forte agitation incluant la tempête *Joachim*. Le réseau de fracturation du socle est identifié à partir des orthophotographies IGN 2004.

Le passage de l'épisode fortement énergétique incluant la tempête *Xynthia* met en évidence une différence de comportement des plages de poches de la presqu'île de Rhuys. A l'ouest, les plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins sont accrétées alors qu'à l'est, l'anse de Suscinio, plus exposée enregistre une très importante érosion. Le passage d'un tel évènement n'implique donc pas nécessairement une érosion généralisée sur la frange littorale impactée.

En revanche, au passage de la semaine d'agitation incluant la tempête *Joachim*, chaque plage conserve un bilan volumétrique stable.

Ces deux épisodes soulignent l'importance des transferts sédimentaires longitudinaux entre les pointes rocheuses de chaque plage mais aussi les échanges sédimentaires avec le domaine subtidal fortement contrôlés par la morphobathymétrie des affleurements rocheux subtidaux. Avec de tels transferts sédimentaires, chaque plage de poche de la presqu'île de Rhuys peut-être considérée comme une cellule sédimentaire individuelle où la perméabilité sédimentaire entre deux plages adjacentes est inexistante.

La réponse morphodynamique des plages de poche du littoral sud breton (Regnault et Louboutin, 2002), comme les plages de poche méditerranéennes françaises (Brunel, 2010) dépend fortement de l'état « pré-tempête » de ces systèmes littoraux. De ce fait, à chaque évènement tempétueux correspond une réponse morphodynamique. En effet, les levés topographiques effectués entre février et mars 2010, incluant la tempête *Xynthia,* sur les plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins, mettent en évidence une accrétion (Dubois *et al.*, 2011). Cette accrétion intervient après plusieurs semaines de relative faible agitation. Au contraire, les mesures effectuées lors du passage de la tempête *Joachim* font apparaître un système littoral globalement stable. Ces mesures interviennent après plusieurs semaines de forte agitation (Figure III- 1).

Partie 3

A partir des mesures, *in situ*, effectuées lors des différentes campagnes d'acquisitions de mesures, cette troisième partie propose de déterminer, de façon théorique, les conditions d'agitation au large nécessaires au sapement par les vagues du front dunaire d'une part ou à la submersion marine d'autre part.

Le caractère vulnérable et la disponibilité de données hydrodynamiques sur le domaine intertidal déterminent le choix de deux sites spécifiques : la partie occidentale de la plage de Fogeo et l'extrémité occidentale de l'anse de Suscinio (Beg Lann). A l'ouest de la plage de Fogeo, les ganivelles sont régulièrement sapées par les vagues. Le front dunaire, bien que protégé par un enrochement est sujet à l'érosion marine (figure I-25). A Beg Lann, la hauteur du front dunaire est quasi nulle, rendant le cordon dunaire sensible à la submersion marine par franchissement des vagues au dessus de ce cordon (figure I-37).

I- Vulnérabilité de la plage de Fogeo

Le trait de côte de la plage de Fogeo a pour particularité une altitude croissante d'ouest en est. A l'ouest du dispositif, mis en place lors de la campagne du 24 septembre au 1er octobre 2011, les ganivelles de protection sont situées à une altitude approchant 4 m N.G.F. (Figure III- 37).

Le risque d'érosion des ouvrages de défense dépend de la hauteur d'eau et donc du coefficient de marée. Trois scénarios, correspondant à trois hauteurs d'eau maximales atteintes lors des pleines mers, sont abordés. Aux coefficients de marée 90, 98 et 115, les hauteurs d'eau théoriques, dans le système altimétrique légal IGN69 sont respectivement de 2,33 m, de 2,45 m et de 2,78 m (Figure III- 90). Respectivement, les altitudes maximales du jet de rive (Rmax + surcote) nécessaire pour atteindre l'altitude des ganivelles sont de 1,67 m, 1,55 m et 1,22 m.

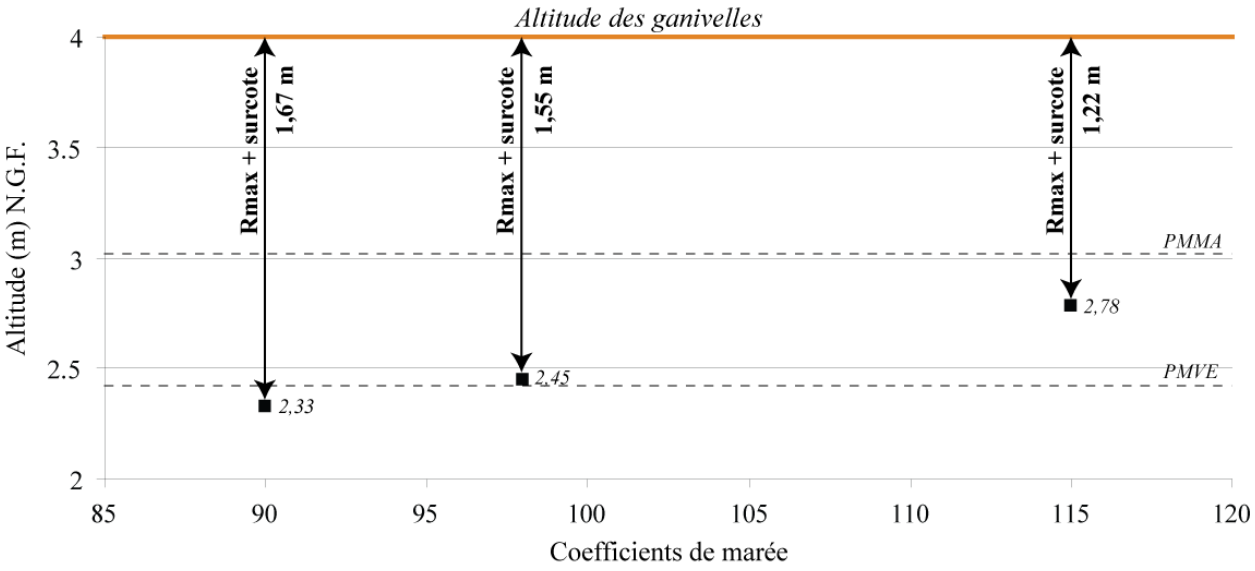


Figure III- 90 : Altitudes théoriques des niveaux d'eau pour les coefficients de marées 90, 98 et 115 sur la plage de Fogeo et valeurs associées des altitudes maximales du jet de rive nécessaires pour atteindre les ganivelles de défense installées dans la partie occidentale de la plage. Données sources : S.H.O.M.

Dans le cadre de la détermination de valeurs seuils théoriques des conditions d'agitations au large (H_{m0}) et dans le but d'utiliser l'équation III-2, il est indispensable de fixer la valeur du nombre d'Iribarren (ξ_0) obtenu à partir des enregistrements *in situ* du courantomètre houlographe déployé sur le site. Lors de l'expérimentation, la valeur moyenne du nombre d'Iribarren est de 1,2. Cette valeur sera retenue pour effectuer les calculs suivants. De plus, les calculs seront effectués pour une pente ($\tan\beta$) fixé à 0,09.

Le Tableau III- 9 présente les valeurs de la hauteur significative au large (H_{m0}) nécessaires pour les trois niveaux d'eau théoriques indiqués ci-dessus. Ces trois niveaux d'eau théoriques s'accompagnent de conditions atmosphériques variables. Avec l'augmentation des valeurs de la surcote, engendrée par des vents d'afflux modérés et persistant, les valeurs seuil de l'agitation au large (H_{m0}) théorique nécessaires à l'altération du trait de côte diminuent sensiblement de 1,81 m à 1,51 m pour un coefficient de 98 et de 1,48 m à 1,17 m pour un coefficient de 115. Lors de conditions dépressionnaires ces valeurs passent à 1,3 m et 0,96 m (Tableau III- 9).

L'altération de l'ouvrage de défense fixant le trait de côte de la partie occidentale de la plage de Fogeo dépend de plusieurs facteurs dont principalement le niveau d'eau lors des conditions de déferlement. A partir d'un coefficient de marée de 98 et lors de conditions modales avec des vents d'afflux modérés de 4 m/s, une hauteur significative de la houle au large comprise entre

1 m et 1,5 m est théoriquement suffisante pour saper le trait de côte de cette partie de la plage (Tableau III- 9).

Tableau III- 9 : Tableau récapitulatif des valeurs de la hauteur significative de la houle au large théorique nécessaire pour saper et éroder la base des ganivelles implantées à l'ouest de la plage de Fogeo. Ces valeurs théoriques sont calculées pour trois coefficients de marée à travers trois exemples de conditions de vents d'afflux et de pressions atmosphériques variables.

Vent nul, pression atmosphérique normale						
Coefficient	tanβ	ξ_0	Pression atmosphérique (hPa)	surcote (m)	Rmax	Hmo (m)
90	0.09	1.2	1015	0	1.67	**1.94**
98	0.09	1.2	1015	0	1.55	**1.81**
115	0.09	1.2	1015	0	1.22	**1.48**

vent d'afflux 4 m/s, pression atmosphérique normale						
Coefficient	tanβ	ξ_0	Pression atmosphérique (hPa)	surcote (m)	Rmax	Hmo (m)
90	0.09	1.2	1015	0.3	1.37	**1.63**
98	0.09	1.2	1015	0.3	1.25	**1.51**
115	0.09	1.2	1015	0.3	0.92	**1.17**

vent d'afflux 4 m/s, conditions atmosphériques dépressionnaires						
Coefficient	tanβ	ξ_0	Pression atmosphérique (hPa)	surcote (m)	Rmax	Hmo (m)
90	0.09	1.2	995	0.5	1.17	**1.42**
98	0.09	1.2	995	0.5	1.05	**1.30**
115	0.09	1.2	995	0.5	0.72	**0.96**

Au cours de ces travaux, entre janvier 2010 et janvier 2012, la fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au large est d'environ 20 % (Figure III- 91).

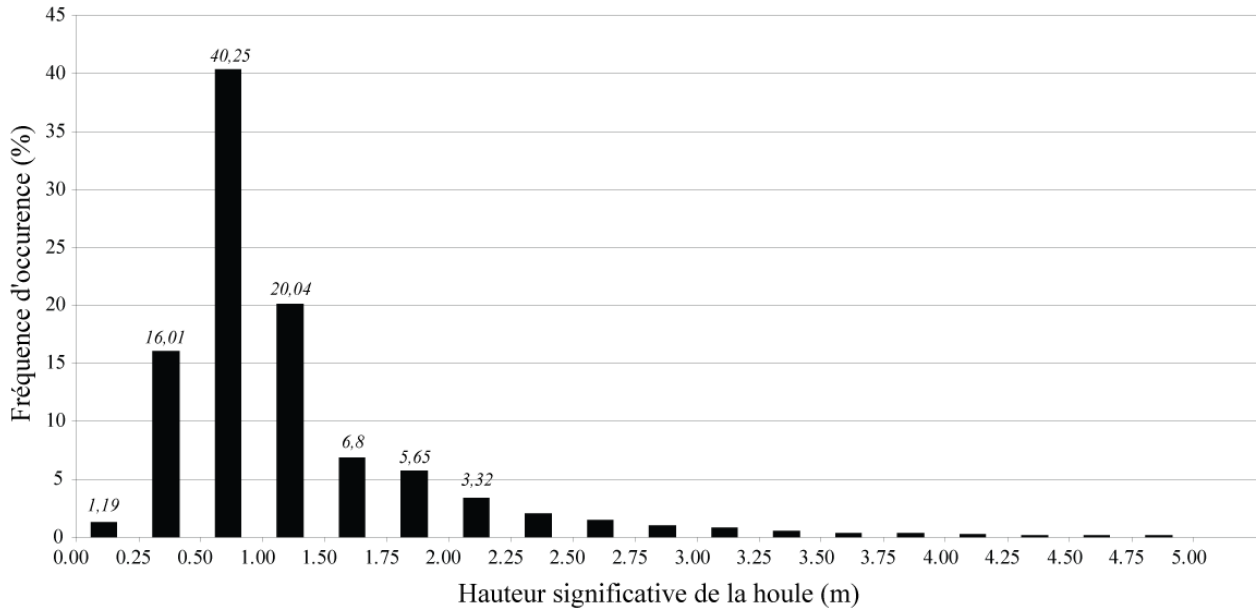


Figure III- 91 : Fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au plateau du Four mesurée entre janvier 2010 et janvier 2012.

En tenant compte de la succession des cycles de marée de cet environnement mésotidal, du passage de front atmosphérique dépressionnaire, et de la fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au large, la partie occidentale de la plage de Fogeo est très vulnérable aux aléas du forçage météo-marin. La probabilité de coïncidence des différents facteurs contrôlant l'érosion de la base du front dunaire peut être considérée comme très haute.

II- Vulnérabilité de la plage de Beg Lann

Situé à l'ouest de l'anse de Suscinio et préalablement étudiée lors de deux campagnes d'acquisition, la plage de Beg Lann est adossée à un cordon dunaire à l'avant d'un marais inondé (Figure III- 92). Cette morphologie du cordon dunaire offre une plus grande vulnérabilité au phénomène de submersion marine par franchissement des vagues.

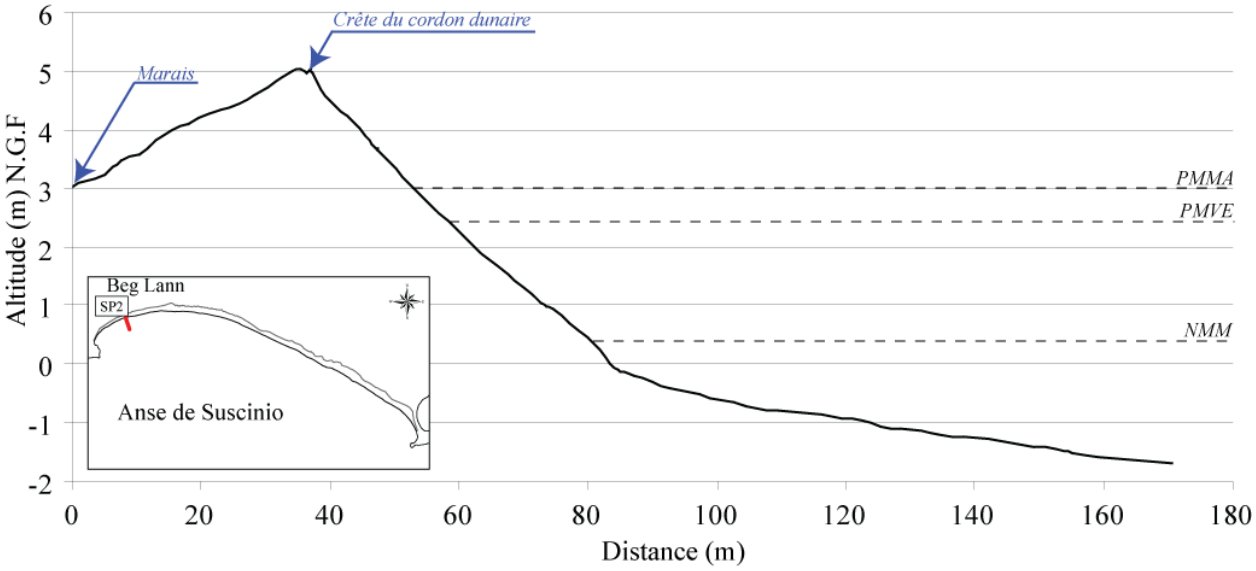


Figure III- 92 : Représentation 2D du cordon dunaire de la plage de Beg Lann (SP2). L'altitude de la crête du cordon dunaire est de 5,01 m N.G.F.

II-1- Calcul du maximum *runup* lors de la tempête *Xynthia*

Lors du passage de la tempête *Xynthia*, une importante submersion marine est observée. Les masses d'eau chargées de sédiment et d'algues rouges dépassent la crête du cordon dunaire et se déversent à l'arrière, jusqu'à atteindre le marais d'arrière dune.

Dans le but d'introduire le nombre d'Iribarren dans les calculs théoriques du maximum *runup* (R), le nombre d'Iribarren a été calculé à partir de valeurs moyennes de la hauteur significative de la houle au large, de sa période et de la pente moyenne de la plage (Tableau III- 10).

Tableau III- 10 :Valeurs moyennes de la hauteur significative de la houle au large, de la période des vagues, de la pente de la plage et du nombre d'Iribarren correspondant au segment réfléchissant de la plage de Beg Lann. Lors des mesures topographiques effectuées au passage de la tempête *Xynthia*, la valeur moyenne de la pente de la plage est conservée.

Hs (m)	T (s)	Tanβ	ξ
0,7	9,5	0,1	**1,41**

Comme nous l'avons constaté pour les calculs du maximum *runup* effectués sur la plage de Fogeo (Figure III- 48), il est préférable d'utiliser les paramètres hydrodynamiques (Hs, T) enregistrés par un courantomètre-houlographe placé en domaine intertidal. Les valeurs du *wave setup* (η_{max}) et du *runup* ($R_{2\%}$) calculées à partir des équations II-4 et II-11 peuvent être appliquées avec un coefficient de corrélation satisfaisant ($r^2 = 0,8$). Le Tableau III- 11 présente les résultats des enregistrements du capteur à l'étal de la pleine mer lors du passage de la tempête (28 février 2010 à 3h40). Le Tableau III- 12 présente les valeurs théoriques des amplitudes du *wave setup* et du *runup* calculées au passage de la tempête à partir des paramètres hydrodynamiques indiqués dans la Tableau III- 11.

Tableau III- 11 : Récapitulatif des paramètres hydrodynamiques enregistrés par le courantomètre-houlographe déployé lors du passage de la tempête *Xynthia* sur la plage de Beg Lann.

Hs (m)	Tp (s)	Surcote (m)	Hauteur d'eau (m) N.G.F
0,79	8,7	0,4	3,51

Tableau III- 12 : Résultats théoriques des amplitudes du *wave setup* (η_{max}), du runup ($R_{2\%}$), du maximum runup (R) et de l'altitude théorique du jet de rive atteint responsable de l'overwash observé après la passage de la tempête *Xynthia*.

η_{max} (m)	$R_{2\%}$ (m)	R (m)	Altitude du jet de rive (m) N.G.F
0,5	0,7	1,2	5,11

Lors de cet évènement très énergétique, le calcul théorique de l'altitude du maximum runup (R) indique une submersion du cordon dunaire de 0,1 m (Figure III- 92 ; Tableau III- 12). L'absence de front dunaire dans ce secteur de l'anse induit une vulnérabilité potentielle de la crête du cordon dunaire. La surcote observée et la submersion du cordon dunaire sont principalement attribuées à la trajectoire de la tempête *Xynthia*. Toutefois, lors de l'impact, les vents sont orientés nord-ouest (Figure III- 54). Compte tenu de l'orientation de ce secteur de plage, les

vents proviennent donc de la terre. Plus généralement, un évènement de forte énergie, avec une hauteur significative de la houle au large comparable (4 m) doublé de vent d'afflux, directement orienté vers ce secteur de côte, peuvent fortement endommager et faire reculer le trait de côte sans qu'une submersion marine ne soit nécessairement observée.

II-2- Un cordon dunaire vulnérable

Pendant la durée de ces travaux de thèse, la vulnérabilité du cordon dunaire de la plage de Beg Lann est avérée et observée. Durant l'année 2011, ce secteur de plage enregistre un recul du trait de côte de quelques dizaines de centimètres (Figure III- 93). En mars 2011, la crête du cordon dunaire est marquée par la présence de petites brèches, proches de la tête de station du profil. En novembre 2011, le sommet du cordon dunaire est érodé et taillé en microfalaises. Leur hauteur peut par endroit dépasser 1 m (Figure III- 94). En février 2012, la pente des microfalaises est adoucie et l'érosion fait disparaître la tête de station du profil.



Figure III- 93 : Photographies de la crête du cordon dunaire au niveau du profil SP2 de la plage de Beg Lann en mars 2011, le 15 novembre 2011 et en février 2012. Flèche rouge : tête de station du profil. Flèches jaunes : érosion de la crête du cordon dunaire taillé en microfalaises. Noter la déstabilisation de la tête de station.



Figure III- 94 : Photographies de l'érosion du cordon dunaire de la plage de Beg Lann. En novembre 2011, l'érosion du haut de plage est supérieure à un mètre. La hauteur de l'antenne du DGPS présent sur les photographies de novembre 2011 est de 2 m.

L'érosion de ce cordon dunaire est soudaine. Jusqu'en octobre 2011, aucune érosion remarquable n'est observée. Celle-ci n'intervient qu'entre les levés topographiques effectués entre le 12 octobre et le 15 novembre 2011. Pendant cette période, un fort coup de vent impact le littoral de la presqu'île de Rhuys. Les vents moyens quotidiens mesurés dépasse 15 m/s du 22 octobre au 8 novembre 2011 (Figure III- 95).

La période du 21 au 29 octobre 2011 (Figure III- 95, encadré) connaît une forte agitation (Hs > 4 m) avec des vagues de courtes périodes (4 s < Tp < 12 s). Pendant cette période de temps, les vents forts sont orientés dans un secteur est à sud, correspondant à des vents d'afflux à la plage de Beg Lann. La combinaison de ces forts vents d'afflux, d'une forte agitation associée à des vagues de courtes périodes favorise considérablement l'érosion du cordon dunaire de la plage de Beg Lann.

Après cet évènement, aucune trace de submersion marine ou de dépôts de laisse de mer en amont du trait de côte n'est observée (Figure III- 93). Cette absence suppose un impact du forçage météo-marin conduisant à l'érosion du cordon dunaire en dehors des conditions de vives eaux du 27 et 28 octobre 2011 (Figure III- 95). Cet impact érosif peut être attribué à la combinaison d'un maximum d'agitation les 23 et 24 octobre 2011, avec une hauteur significative de la houle supérieure à 4 m, des vagues de courtes périodes (8s < Tp < 10s) et des vents violents (30 m/s) orientés sud sud-est (Figure III- 95), perpendiculairement au trait de côte de la plage de Beg Lann.

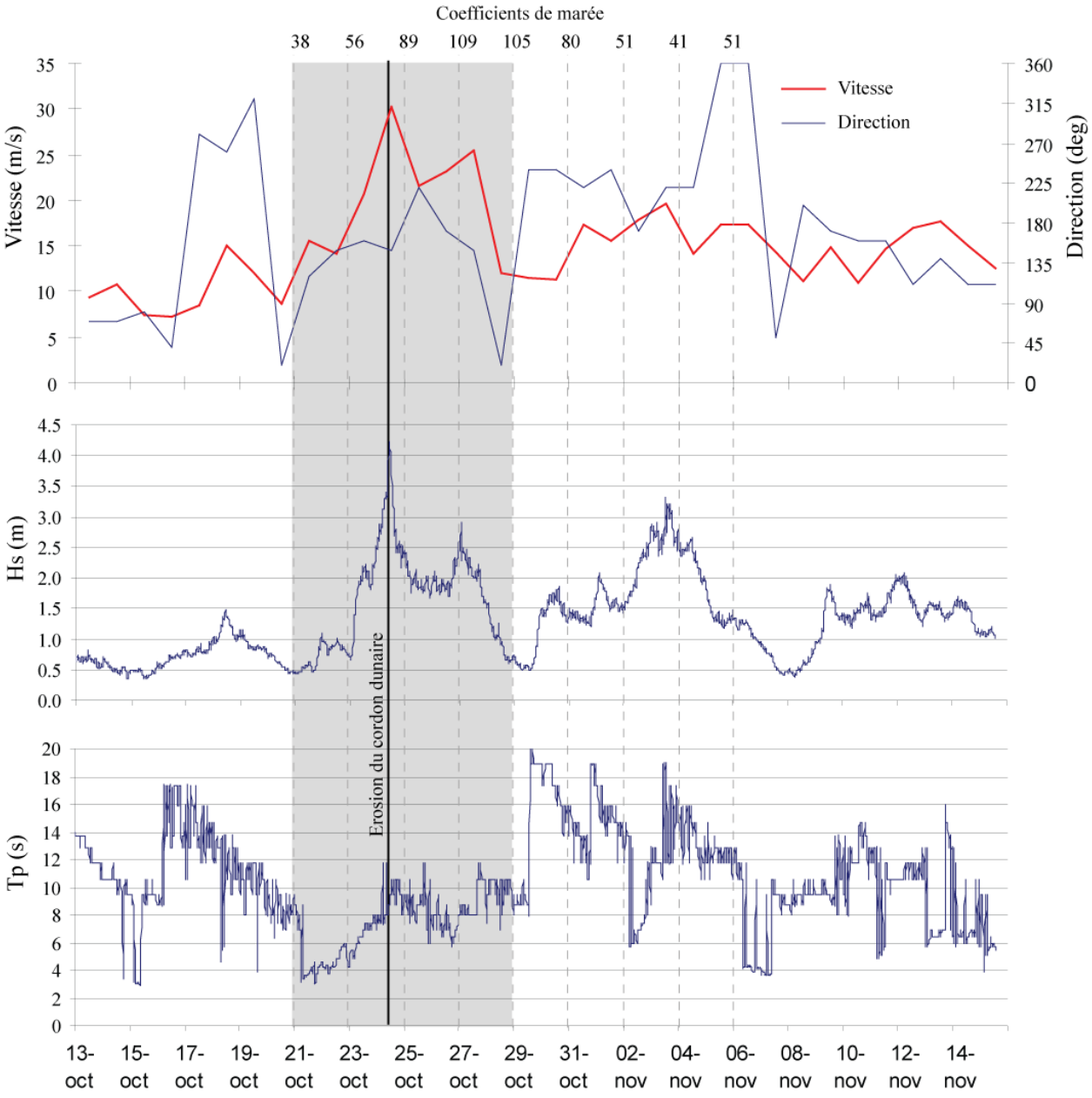


Figure III- 95 : Vitesse et direction moyen du vent quotidien mesuré à la station de Belle-île, hauteur significative et période au pic de la au mesurées par la bouée au plateau du Four du 13 octobre au 14 novembre 2011. En grisé : la période d'impact du forçage météo-marin sur le cordon dunaire de la plage de Beg Lann.

Bien que les conditions hydrodynamiques au large ne soient pas exceptionnelles, la simultanéité de cette agitation avec une orientation particulière du vent semble fortement contrôler la réponse morphodynamique du cordon dunaire. Cette réponse morphodynamique se définit par une importante érosion du sommet du cordon dunaire. Cette érosion est compensée, sporadiquement, par une accrétion au dessus du niveau moyen de la mer (Figure III- 96).

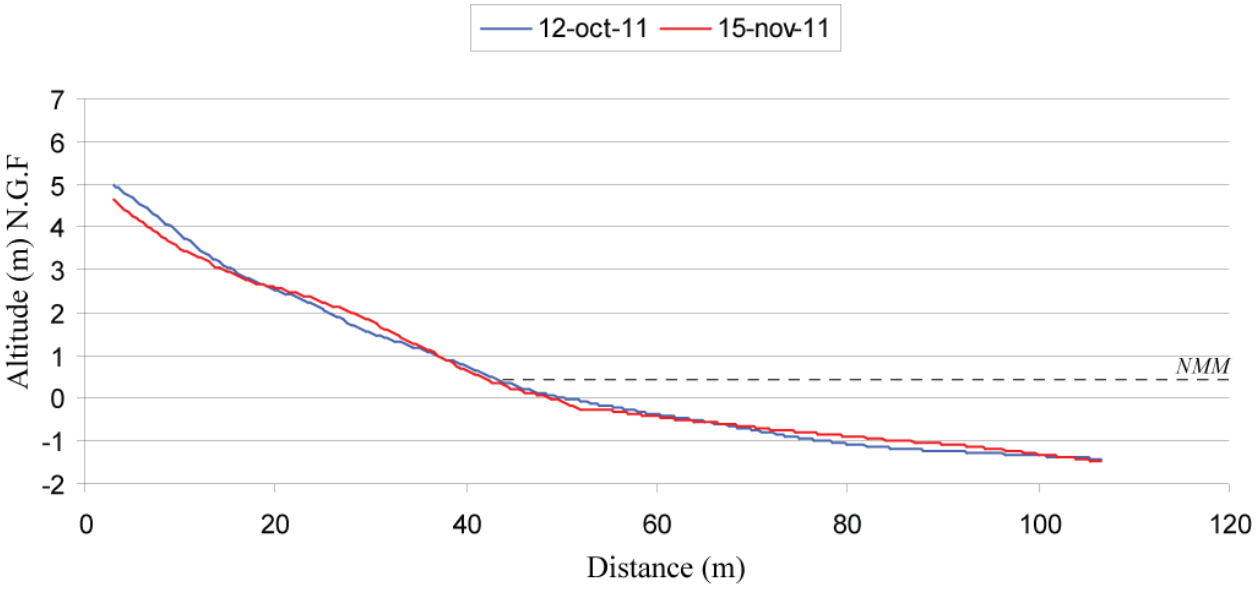


Figure III- 96 : Représentation 2D du profil de la plage de Beg Lann (SP2) d'après les levés topographiques du 12 octobre et du 15 novembre 2011. Le bilan sédimentaire est conservé.

La succession d'évènements de forte énergie combinée à des vents importants frontaux, directement orientés vers cette section de l'anse de Suscinio, déstabilise la crête de ce cordon dunaire et initie le recul du front dunaire. A l'échelle de plusieurs années, le recul du trait de côte est alors sensiblement perceptible. Entre 2000 et 2011, le front dunaire de la plage de Beg Lann enregistre un recul du trait de côte jusqu'à 7 m (Figure III- 97).



Figure III- 97 : Représentation cartographique de la migration du trait de côte de la plage de Beg Lann entre 2000 et 2011. Le trait de côte 2000 est obtenu à partir des orthophotographies IGN 2000 en utilisant la ligne de la limite de la végétation. Le trait de côte 2011 est obtenu par levés au DGPS. Date du levé : 7 janvier 2011.

Synthèse du chapitre III

Les différentes expérimentations menées sur les plages de poche de la presqu'île de Rhuys ont permis de définir les principaux facteurs morphodynamiques à l'origine des transferts sédimentaires observés. D'une part, les transferts longitudinaux dépendent principalement de l'orientation et de l'intensité du vent local, celui-ci générant des ondes de courtes périodes qui par déferlement oblique induisent une dérive littorale de matériaux. La valeur seuil de 4 m/s semble déclencher ces transferts de matière. D'autre part, une augmentation de l'agitation de plus longue période favorise les transferts sédimentaires transversaux. A l'échelle d'une marée, ces transferts peuvent former une barre de *swash*. A une échelle de temps plus grande, ce processus peut éroder la partie supérieure du domaine intertidal pour alimenter le domaine intertidal inférieur voire le domaine subtidal via des incisions préexistantes du socle cristallin. Les conditions modales inversent cette tendance.

L'héritage géologique structural conditionne fortement la réponse morphodynamique de chacune des plages. Ainsi, à titre d'exemple, l'affleurement rocheux du Petit Rohu de la plage de Kerver fait apparaître un saillant en son centre. Cette morphologie contraint les échanges sédimentaires de part et d'autre de ces extrémités. De plus, la morphologie du rocher, combinée à un marnage de type mésotidal détermine son impact à travers les variations dans le temps de la diffraction et de la réfraction des ondes de houle. Enfin, l'orientation d'une telle structure aux évènements tempétueux peut expliquer la dynamique du front dunaire, avec un secteur dominé par l'accrétion marine et éolienne et un autre dominé par des épisodes érosifs, dégradant régulièrement les ganivelles de protection.

Enfin, la réponse morphodynamique de chaque système aux deux tempêtes *Xynthia* et *Joachim* dépend de leur état initial et des conditions météo-marines précédant l'évènement mais également de la trajectoire de chaque tempête. Comme nous l'avons observé, les ondes de courtes périodes ont un potentiel bien plus érosif que les ondes de houle de plus longues périodes, notamment dans l'anse de Suscinio, plus large et plus exposée que les autres plages. Cependant, la stricte comparaison de ces deux tempêtes est délicate tant les paramètres hydrodynamiques et morphologiques varient (marnage au moment de l'impact, durée, intensité et orientation du vent avant l'impact, état morphologique initial,…).

Au court de ces évènements de forte énergie, les bilans volumétriques sont stables au passage de la tempête *Joachim* tandis que l'on note une accrétion pour les plages de Fogeo, de Kerver et des Govelins et une important érosion de la plage de Suscinio au passage de la tempête *Xynthia*. Ces variations volumétriques démontrent la possibilité d'échanges sédimentaires avec le domaine subtidal contrôlé par la morphologie du substratum. Pourtant, aucune perméabilité entre les plages n'est démontrée. Nous pouvons donc affirmer que la dynamique sédimentaire de chaque plage fonctionne comme un système sédimentaire individuel et clos.

CHAPITRE IV : COMPORTEMENT MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME DES PLAGES DE LA PRESQU'ILE DE RHUYS

Ce chapitre propose d'analyser les variations morphologiques longitudinales et transversales des quatre plages de poche étudiées en presqu'île de Rhuys à partir des levés topographiques réalisés sur deux années : les années 2010 et 2011. Dans le but de déterminer la dynamique sédimentaire longitudinale au moyen terme de chaque plage, l'analyse se base, dans un premier temps, sur les variations volumétriques de chaque profil topographique à chaque période de suivi morphologique. Dans un deuxième temps, à partir d'outils statistiques simples, les variations morphologiques transversales sont comparées au forçage météo-marin. Cette analyse permet de déterminer l'agitation minimale au large nécessaire aux changements morphologiques remarquables par segmentation transversale des différents secteurs de plage.

I- Conditions météo-marines générales

I-1- Conditions hydrodynamiques au large

Les conditions d'agitation au large, présentées par les variations de la hauteur significative de la houle, montrent une tendance à l'augmentation lors des périodes hivernales et au contraire à une diminution lors des périodes estivales (Figure IV- 1). Pendant cet intervalle de temps, la moyenne de la hauteur significative de la houle est de 1,1 m.

Les périodes au pic de la houle suivent cette tendance avec de courtes périodes lors des épisodes de faible agitation et des périodes plus longues lors de conditions plus énergétiques (Figure IV- 2).

Toutefois, les périodes mesurées au large ne peuvent être strictement reportées sur le littoral de la presqu'île de Rhuys. Les ondes de plus courtes périodes au large sont généralement générées par un *fetch* court traduisant un vent globalement orienté à l'est. Cette orientation correspond à un vent provenant des terres n'impliquant aucune agitation semblable à une « mer de vent » (*wind wave*) à la côte. Le transfert sédimentaire longitudinal reste très faible en l'absence de ces ondes de courtes périodes (chapitre III).

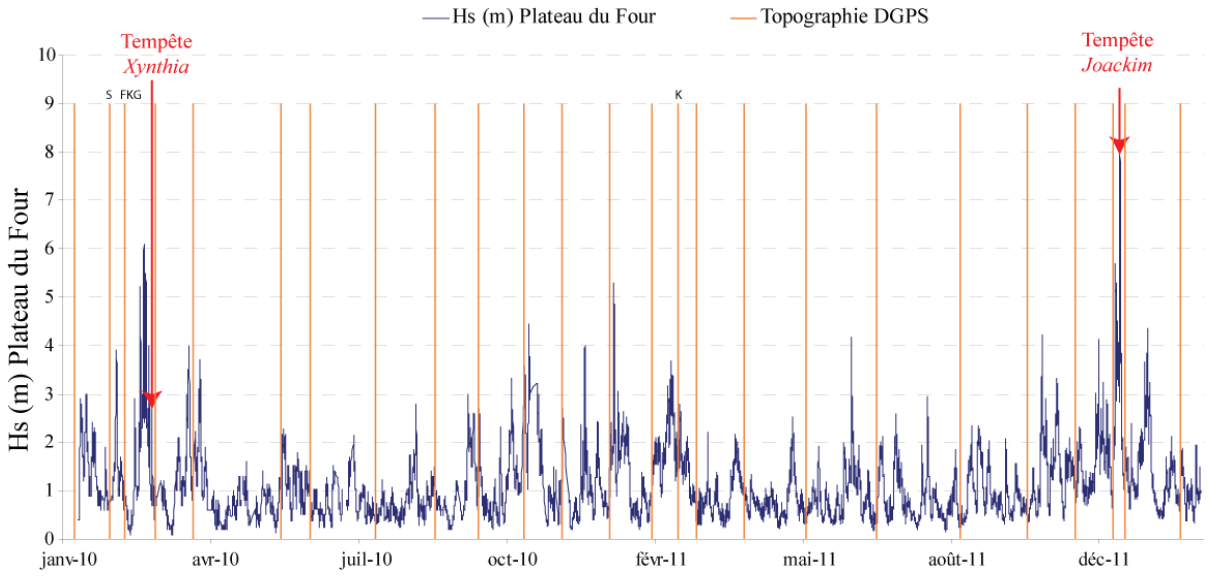


Figure IV- 1 : Hauteur significative de la houle mesurée au plateau du Four entre janvier 2010 et janvier 2012 et périodes de suivis morphologiques effectués au DGPS.

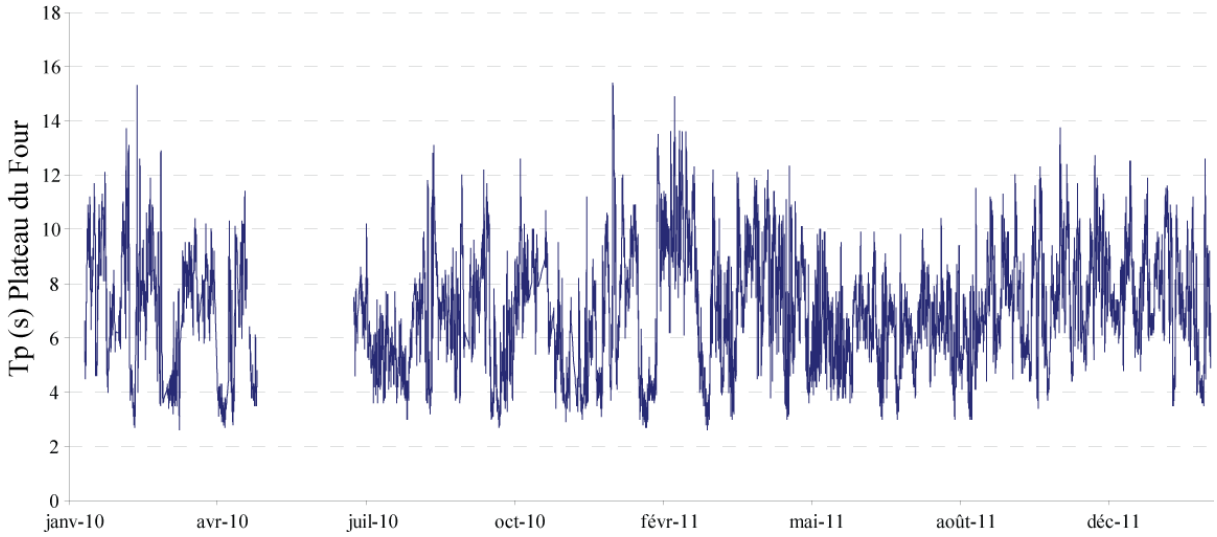


Figure IV- 2 : Périodes au pic de la houle mesurée au plateau du Four entre janvier 2010 et janvier 2012.

I-2- Orientation et intensité du vent local

I-2-1- Orientation du vent

Lors de cette période de mesures topographiques au moyen terme, le vent quotidien moyen mesuré à la station météorologique de Belle-île indique une prédominance des vents orientés entre le nord-est et l'est (45° et 90°) dont la fréquence d'occurrence est proche de 20 % (Figure IV- 3).

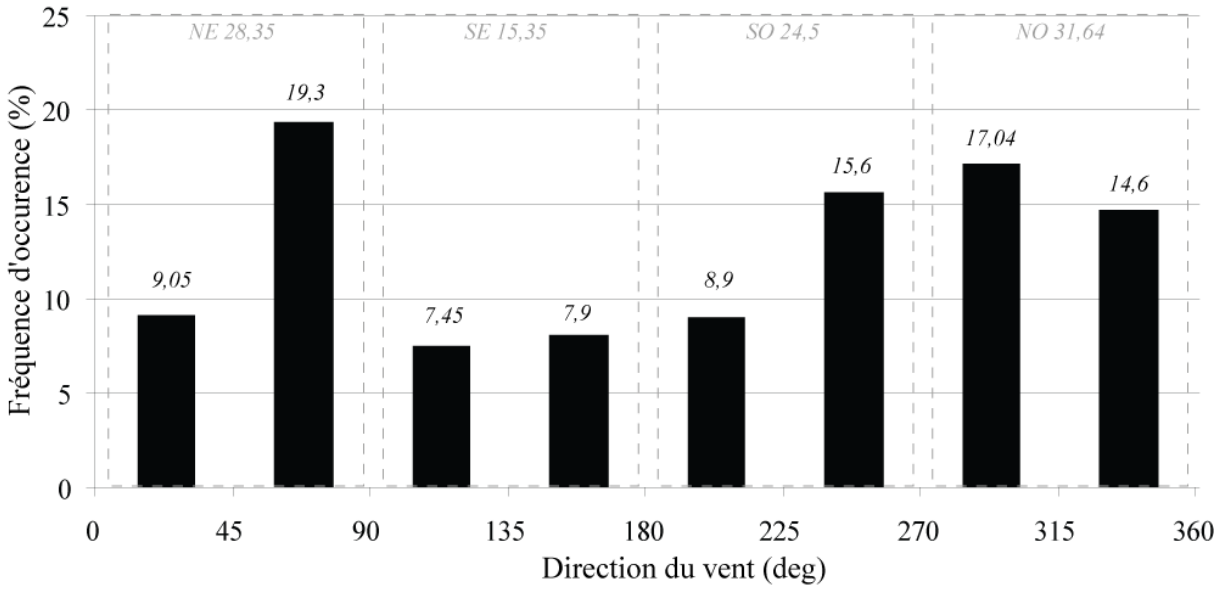


Figure IV- 3 : Fréquence d'occurrence du vent moyen quotidien mesuré à Belle-île entre le 1er janvier 2010 et le 31 janvier 2012.

Cependant, les vents orientés dans un large quadrant ouest (180° à 360°), qualifiés de dominants, sont majoritaires sur la période de temps déterminée avec plus de 55% de fréquence d'occurrence. Les vents de sud-est, quant à eux, sont largement minoritaires (Figure IV- 3).

La variabilité saisonnière de la direction du vent est un facteur important. En effet, bien que la fréquence d'occurrence des vents de secteur nord-est soit minoritaire sur toute la période d'étude (Figure IV- 3), il apparaît que ceux-ci sont fortement représentés pendant la première moitié de l'année 2010 (avril, mai et juin) (Figure IV- 4) mais diminuent fortement en juillet de la même année. Leur fréquence augmente ensuite pour atteindre un pic de fréquence d'occurrence de près de 60% en mars 2011.

D'une manière générale, la part du vent de quart nord-est devient plus importante lors des périodes hivernales alors que lors des saisons estivales, ces directions préférentielles diminuent et les vents estivaux s'orientent préférentiellement vers le nord-ouest et le sud-est (Figure IV- 4).

De telles données statistiques illustrent des conditions générales mais peuvent également masquer des évènements brefs et modérés.

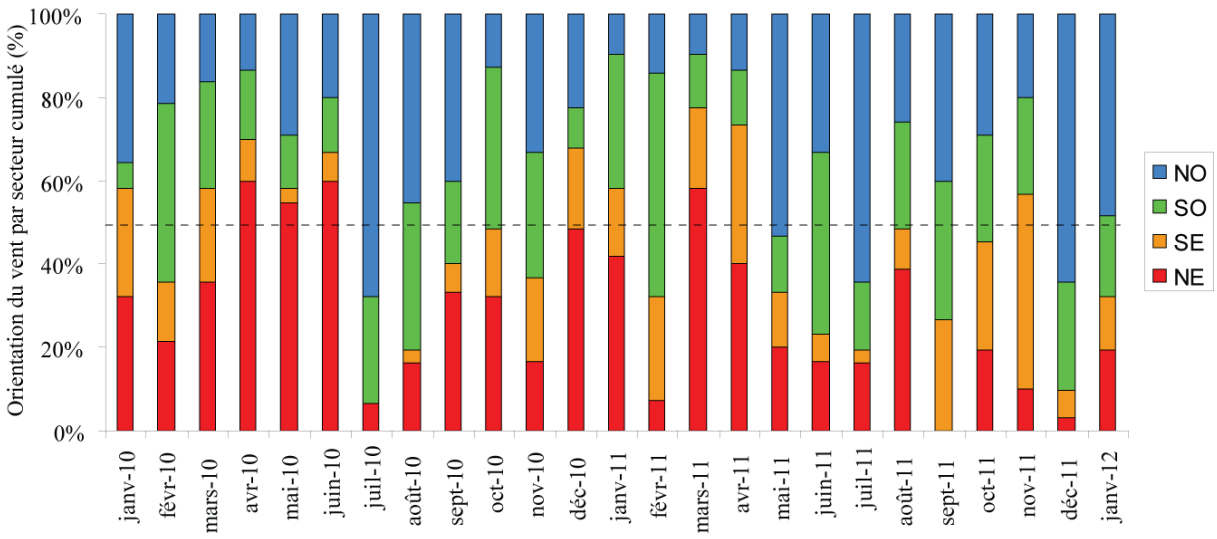


Figure IV- 4 : Fréquence d'occurrence du vent quotidien moyen par secteur de 90° mesuré à Belle-île entre le 1er janvier 2010 et le 31 janvier 2012.

I-2-2- Vitesse du vent

Au moyen terme, les vitesses moyennes mensuelles du vent moyen quotidien indiquent des conditions modérées comprises entre 4,6 et 7,5 m/s (Figure IV- 5). Ces valeurs, supérieures à la valeur seuil préalablement déterminer de 4 m/s, peuvent potentiellement entraîner des transferts sédimentaires longitudinaux, à condition que l'orientation du vent soit favorable.

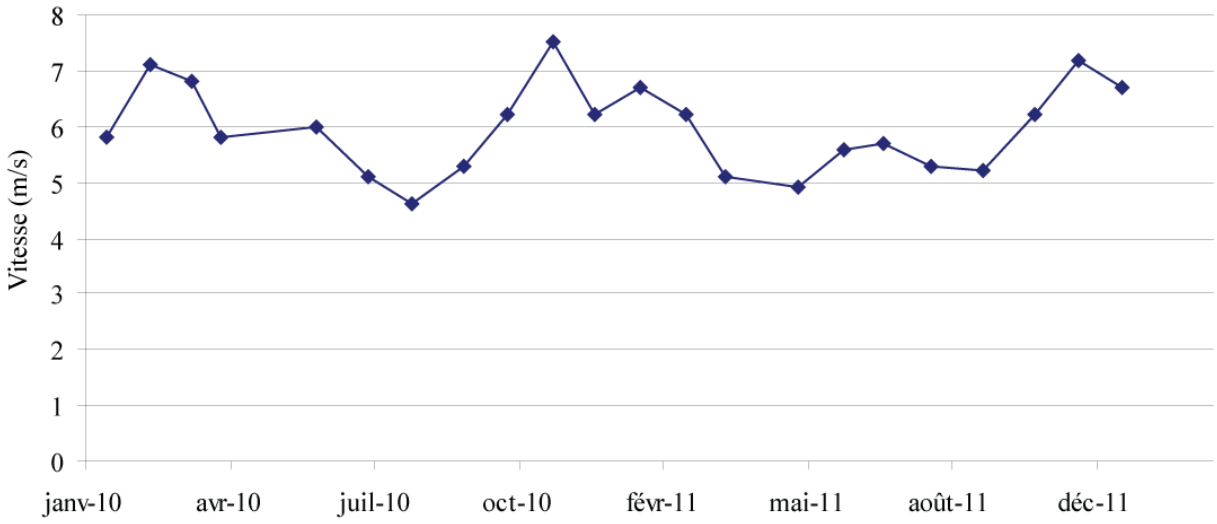


Figure IV- 5 : Vitesse moyenne du vent moyen quotidien mesuré à Belle-île entre chaque suivi topographique entre janvier 2010 et janvier 2011.

II- Variations volumétriques longitudinales des plages de la presqu'île de Rhuys

Les variations volumétriques de chaque profil de plage sont des évolutions complexes. Distants de quelques centaines de mètres, certains profils présentent des variations difficilement comparables. Pourtant, certaines phases peuvent présenter des tendances évolutives plus ou moins analogues. L'objectif de cette étude est de mettre en évidence un transport sédimentaire longitudinal au sein d'une plage et d'identifier des secteurs de plages dont les variations volumétriques sont similaires. Les profils de plages considérés sont respectivement présentés par les figures I-26, I-30, I-34 et I-39 pour les plages de Fogeo, de Kerver, des Govelins et de Suscinio. Dans chaque cas, le volume sédimentaire calculé à partir du premier levé topographique effectué (janvier 2010) fait référence. Selon la morphologie de chaque site, la distance d'investigation topographique varie. Ces distances au trait de côte sont présentées par le Tableau IV- 1. Les dates des levés topographiques sont présentées en annexe 1.

Tableau IV- 1 : Récapitulatif des distances d'investigation topographique retenues pour les calculs volumétriques.

	FOGEO					
	FP1	FP2	FP3	FP4	FP5	FP6
distance (m)	62,5	64,5	62,5	69,5	69	58,5

	KERVER				
	KP1	KP2	KP3	KP4	KP5
distance (m)	68,5	63	86	72,5	100

	LES GOVELINS		
	GP1	GP2	GP3
distance (m)	74,5	87,5	106,5

	SUSCINIO								
	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5	SP6	SP7	SP8	SP9
distance (m)	116	78	69,5	72,5	111	84,5	87,5	105,5	105,5

II-1- Plage de Fogeo

Les évolutions volumétriques des six profils topographiques de la plage de Fogeo montrent une distinction nette entre la moitié occidentale et la moitié orientale de la plage. La première enregistrant un gain de sédiment tandis que la seconde enregistre une perte de sédiment (Figure IV- 6). Le volume total montre un légère perte de sédiment de l'ensemble du système, impliquant une relative stabilité du budget sédimentaire globale de la plage. Pourtant, cette

perte atteint un maximum de -3% en janvier 2012. A partir d'avril 2011, le secteur oriental enregistre une plus grande perte de sédiment qui ne semble pas « nourrir » le secteur occidental. Cette tendance peut expliquer la perte du volume total à partir de cette date (Figure IV- 6).

Plusieurs profils semblent adopter les mêmes tendances évolutives. Ainsi, les profils FP1 et FP2 peuvent refléter un même secteur longitudinal de la plage. De même, les profils FP5 et FP6, et dans une moindre mesure le profil FP4, peuvent former un même ensemble, par similitude du comportement évolutif volumétrique (Figure IV- 6).

De juin à octobre 2010, l'ouest de la plage enregistre une forte accrétion, complémentaire d'une importante érosion marquée à l'est (Figure IV- 6). Cette tendance peut être mise en relation avec la plus grande proportion de vent de nord-ouest et de sud-est qui par diffraction de la houle, favorise le transfert sédimentaire d'est en ouest (Figure IV- 4 ; Figure IV- 6 A).

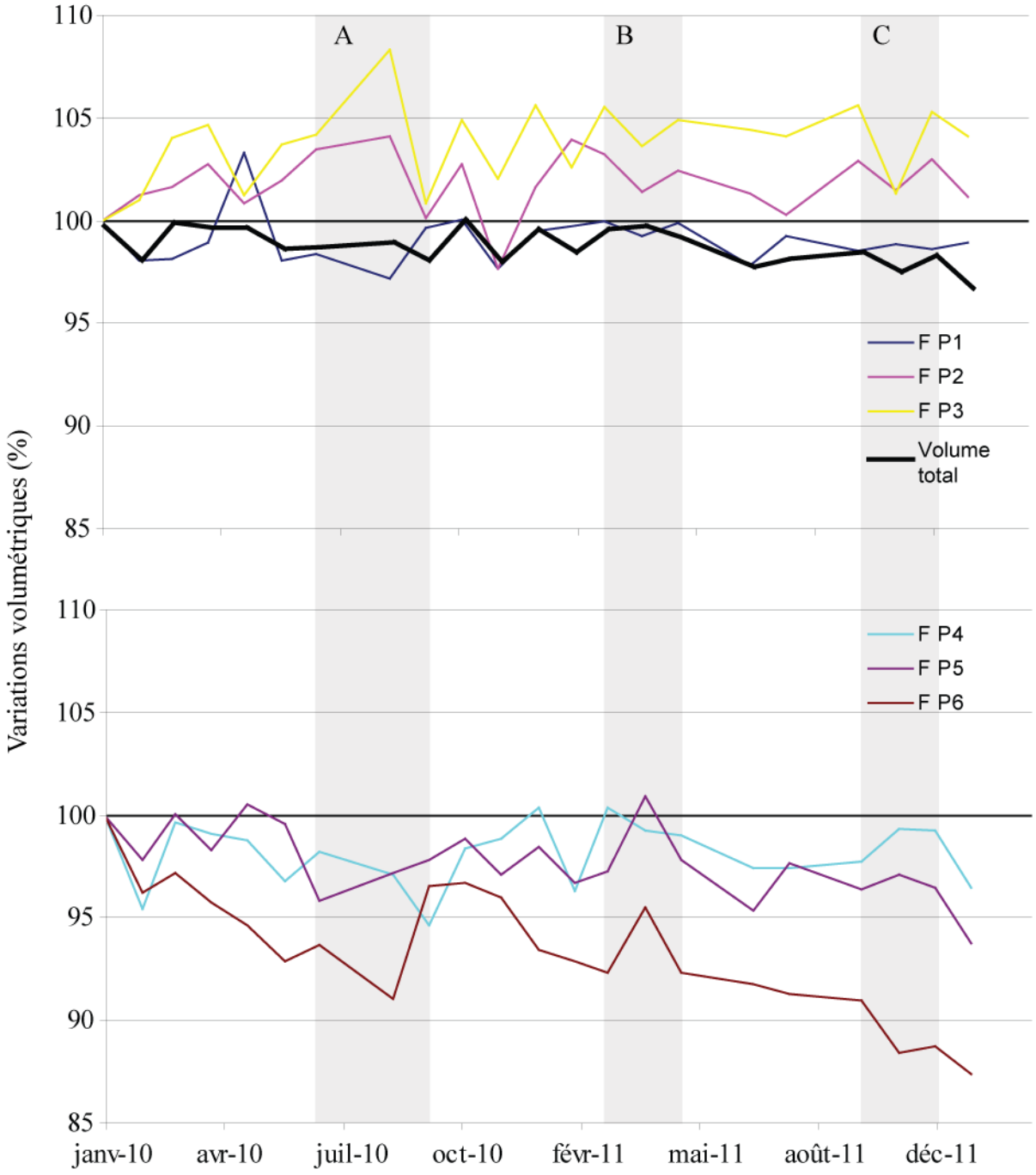


Figure IV- 6 : Evolutions volumétriques des six profils de plage de la plage de Fogeo entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (FP1 à FP6).

Dans une moindre mesure cette tendance s'inverse entre mars et mai 2011 (Figure IV- 6 B) et entre octobre et décembre 2011 (Figure IV- 6 C). Dans ces conditions, une plus grande proportion de vent de nord-est et de sud-est peut partiellement expliquer ce phénomène (Figure IV- 4).

Selon le régime de vent considéré, les directions du transit sédimentaire observé s'opposent à la direction du vent dominant. Même si une importante diffraction des pointes rocheuses est à prendre en compte, il paraît difficile de considérer ce seul facteur responsable de telles observations. Les mesures topographiques peuvent en effet représenter une morphologie héritée d'un ou plusieurs évènements très brefs à l'origine de ces variations, marqués par des pics de la hauteur significative de la houle (Figure IV- 1) et échappant à la tendance générale.

II-2- Plage de Kerver

La plage de Kerver présente des tendances volumétriques évolutives comparables de part et d'autre de son profil central (KP3). Le profil central, situé sur le saillant, adopte une évolution propre (Figure IV- 7). Le bilan sédimentaire est relativement stable avec toutefois une perte globale de sédiment (jusqu'à -5% en décembre 2010). Après la tempête *Xynthia*, qui marque une brève phase d'accrétion, en mars 2010, l'ensemble de la plage enregistre une érosion jusqu'en mai 2010, puis se stabilise. De septembre 2010 à avril 2011, de part et d'autre du centre de la plage, les profils de plage (KP1, KP2, KP3 et KP4) enregistrent des phases d'alternances de pertes et de gains en sédiment alors que le profil central connaît une accrétion croissante atteignant un pic à 105% du volume initial (Figure IV- 7). Ensuite, l'ensemble de la plage présente une relative stabilité à l'exception du profil KP4 qui présente de plus amples variations.

Ces trois phases peuvent être mises en relation avec le régime de vent considéré. Au printemps 2010, une forte proportion de régime de vent de nord-est et de sud-est, associée à une faible agitation au large peut être potentiellement à l'origine du démaigrissement de l'ensemble du domaine intertidal, alimentant ainsi le régime subtidal (Figure IV- 1 ; Figure IV- 4 ; Figure IV- 7).

Ensuite, de septembre 2010 à avril 2011, de fortes conditions d'agitation au large combinées à une proportion plus marquée des vents de secteurs nord-ouest et sud-est peuvent expliquer l'alimentation du saillant (profil central) en sédiment d'origine subtidal, lors des phases d'alternances de pertes et de gains volumétriques des profils adjacents (Figure IV- 1 ; Figure IV- 4 ; Figure IV- 7).

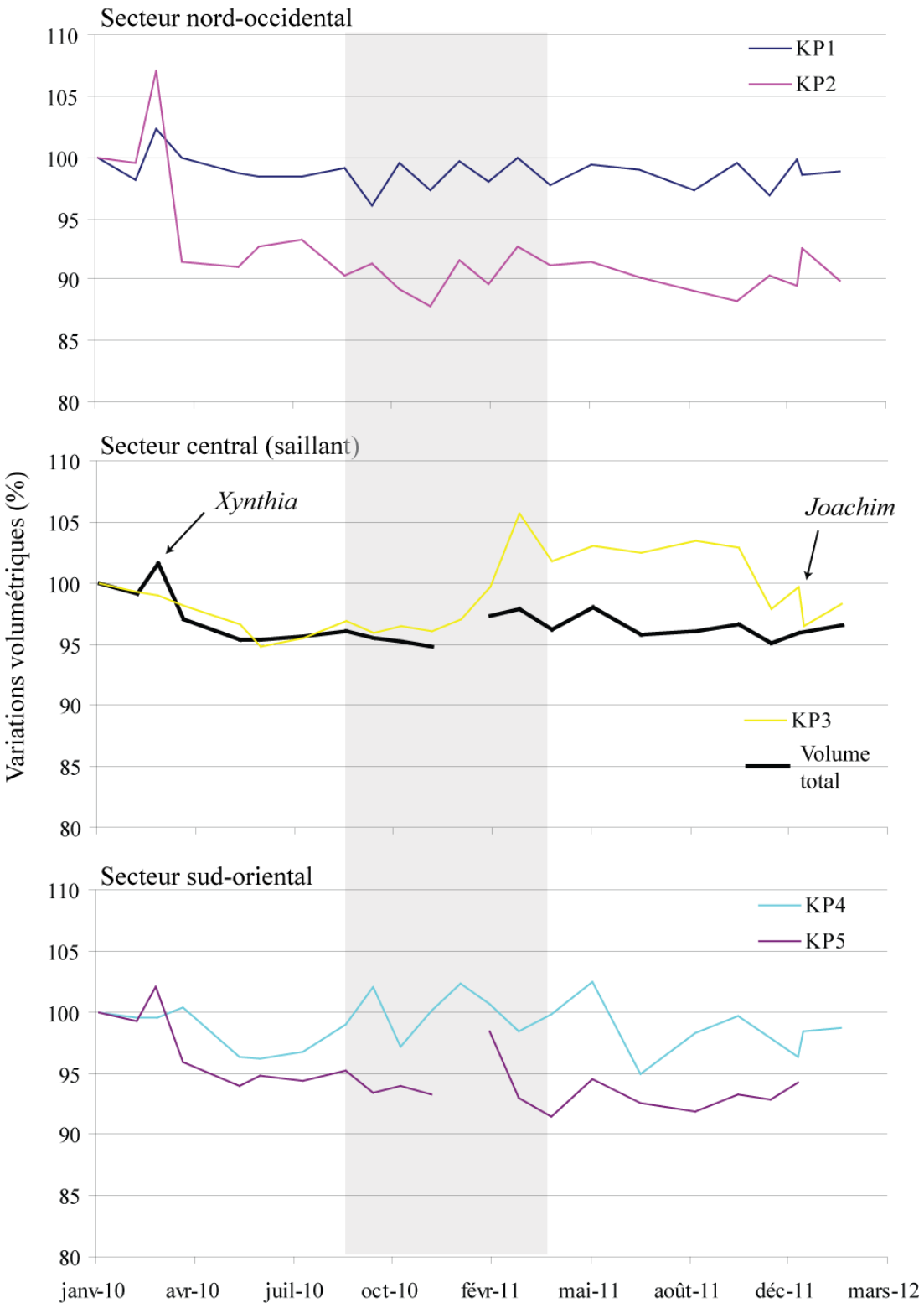


Figure IV- 7 : Evolutions volumétriques des cinq profils de plage de la plage de Kerver entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (KP1 à KP5). En grisé : une importante phase d'accrétion du profil central.

II-3- Plage des Govelins

Avec des dimensions plus restreintes, le transit sédimentaire longitudinal de la plage des Govelins reste limité mais toutefois non négligeable. Le suivi des évolutions volumétriques de la partie nord-occidentale et la partie centrale apparaissent complémentaires jusqu'en juillet 2010 (Figure IV- 8) ; L'accrétion mesurée au niveau du profil GP1 justifiant l'érosion du profil GP2. Cette complémentarité s'inscrit dans une période où les vents de secteur nord-est et sud-est sont dominants (Figure IV- 4). Après cette période, la proportion de vents d'ouest s'accroît. Les profils GP1 et GP2 adoptent alors un comportement similaire.

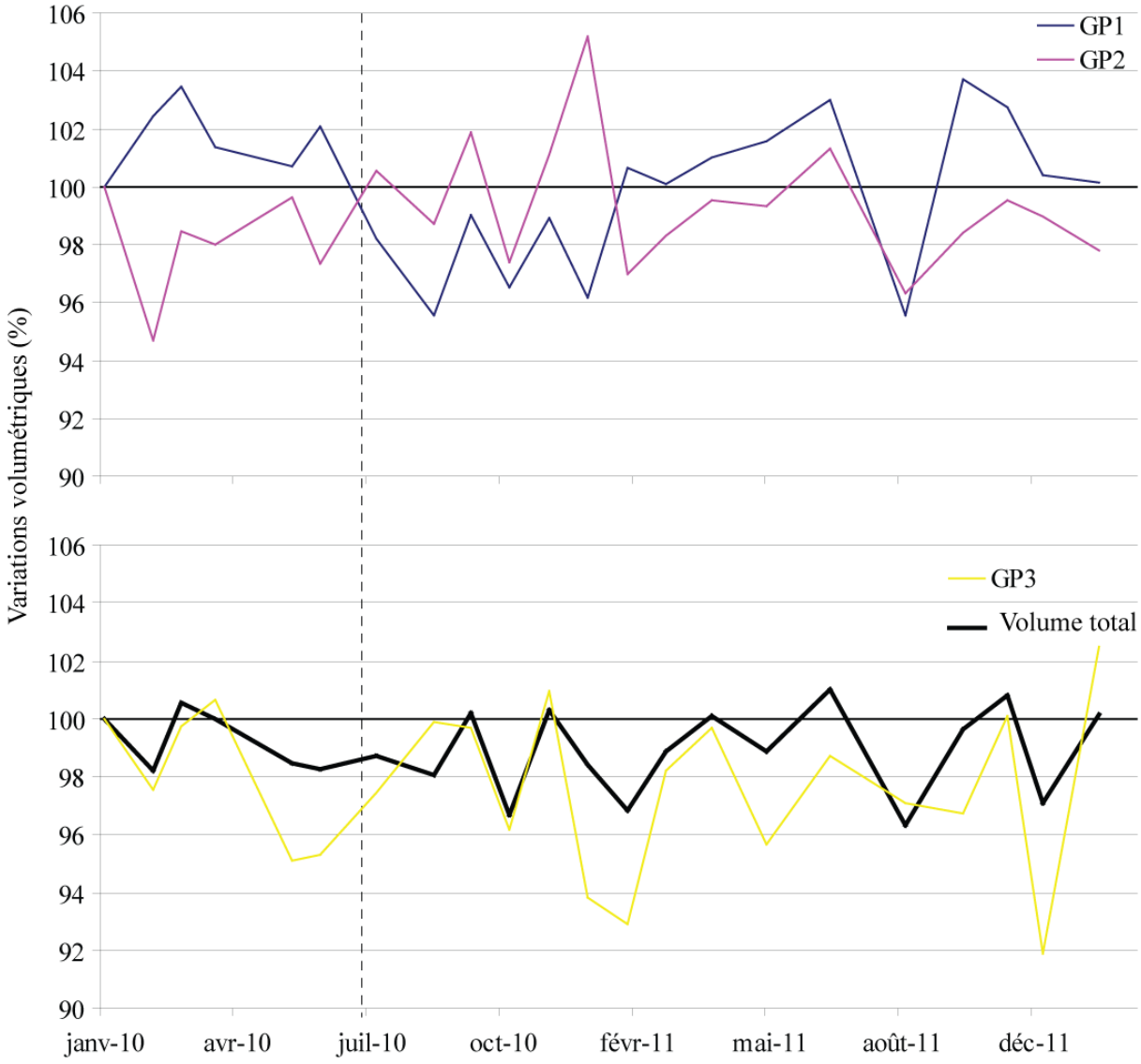


Figure IV- 8 : Evolutions volumétriques des trois profils de plage de la plage des Govelins entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (GP1 à GP3).

En revanche, l'évolution du profil GP3, situé dans la partie sud-orientale de la plage, semble évoluer indépendamment. Il est en effet plus difficile d'établir une relation d'échange sédimentaire nette entre le profil GP3 et le reste de la plage. Cependant, par moment, son évolution tend à se rapprocher de celle du profil adjacent GP2 (par exemple de décembre 2010 à juillet 2011) (Figure IV- 8). De plus, le profil GP3 montre les plus grandes variations de son budget sédimentaire avec des pertes maximales observées en février et décembre 2011 respectivement de -7 % et -10 %. L'évolution volumétrique de ce profil semble conditionner l'évolution volumétrique de l'ensemble de la plage des Govelins.

Le volume total varie négativement autour de -1% du volume initial, avec une perte maximale de 3, 3 % et 3,7 % respectivement en octobre 2010 et août 2011. Ces deux périodes de perte de volume sédimentaire total coïncident avec l'érosion de chaque profil.

II-4- Anse de Suscinio

Les variations volumétriques des profils de plage de l'anse de Suscinio montrent des comportements similaires suivant leur localisation. Ainsi, les profils SP1 et SP2 adoptent la même tendance évolutive (Figure IV- 9). Il en va de même pour les profils SP3-SP4, SP5-SP6 et SP7-SP8-SP9. L'anse de Suscinio présente quatre zones principales qui réagissent de façon indépendante au forçage météo-marin. Pourtant, bien que ces différentes zones enregistrent d'importantes variations de leur budget sédimentaire, le volume total de l'anse de Suscinio reste stable. Au début du mois de mars 2010, l'importante érosion occasionnée par la tempête *Xynthia* est très rapidement comblée. Le volume initial est retrouvé à partir d'avril 2010. En un mois, les conditions de faibles agitations (Figure IV- 1) ont permis le transfert de sédiment à partir du domaine subtidal vers le domaine intertidal. En outre, les profil SP6 et SP7 présentent une tendance générale à l'accrétion alors que les profils SP8 et SP9 enregistrent un démaigrissement global. Cette situation suggère un transport longitudinal de l'extrémité orientale de l'anse vers sa partie centrale. A partir de ces résultats, nous pouvons diviser l'anse de Suscinio en quatre zones. La première englobe la partie occidentale au niveau de Beg Lann (Figure IV- 10). La seconde concerne la partie la plus concave de l'anse avec les profils SP3 et SP4. Ensuite nous pouvons identifier la partie rectiligne centrale formée par les profils SP5 et SP6. Enfin, les profils SP7, SP8 et SP9 constituent une quatrième zone, située à l'est de l'anse, à proximité de la pointe de Penvins.

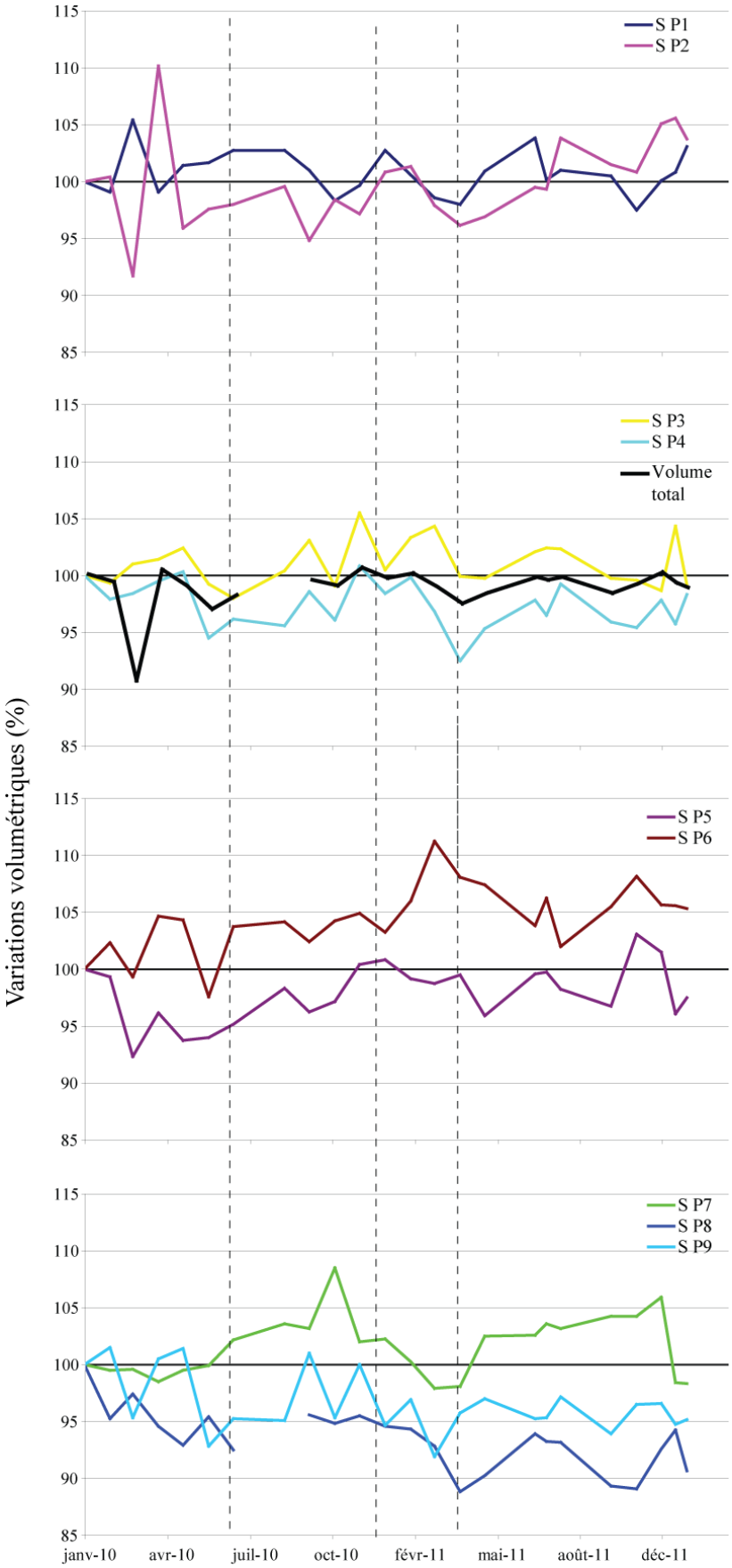


Figure IV- 9 : Evolutions volumétriques des neuf profils de plage de l'anse de Suscinio entre janvier 2010 et janvier 2011. Le volume total indiqué inclut l'ensemble des profils (SP1 à SP9).

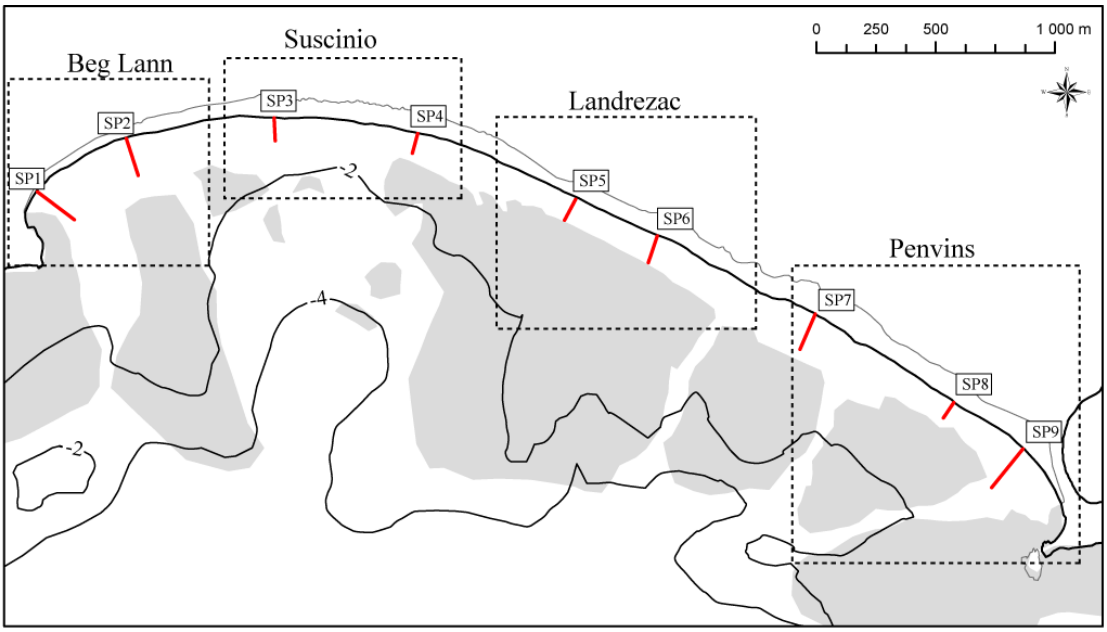


Figure IV- 10 : représentation cartographique de l'anse de Suscinio ainsi que des quatre zones identifiées à partir des évolutions volumétriques de chaque profil de plage.

II-5- Synthèse

L'analyse de l'évolution volumétrique de chaque profil de plage au sein d'une même plage et de l'ensemble de la presqu'île de Rhuys illustre les transports longitudinaux de sédiments. Bien que chaque profil montre une évolution propre, celle-ci peut être occasionnellement mise en relation avec un profil adjacent. Ainsi, une plage peut être longitudinalement sectorisée. La moitié occidentale de la plage de Fogeo se distingue de la partie orientale. A l'échelle de temps de cette étude, il semble que la plage de Fogeo présente un transfert sédimentaire longitudinal orienté vers l'ouest (Figure IV- 6). Cette tendance n'est pas clairement observée sur les plages de Kerver et des Govelins. Le cadre structural, propre à chaque système définit et limite les échanges longitudinaux. L'anse de Suscinio, de part sa dimension longitudinale, présente les plus grandes variations. Cependant, ces variations semblent, à cette échelle de temps, délimiter des secteurs de plage au sein desquels les échanges longitudinaux sont identifiés. Pour chaque plage, le bilan sédimentaire peut être considéré comme stable. Les plages de Fogeo et de Kerver présentent toutefois des bilans légèrement négatifs, respectivement de -1% et -4% (Figure IV- 6 ; Figure IV- 7). La profondeur d'investigation limitée peut expliquer en partie cette perte apparente. En effet, cette quantité de sédiment peut migrer temporairement vers le domaine subtidal proche.

Les plages de poche, encadrées par des pointes rocheuses, présentent parfois une direction préférentielle du transport sédimentaire longitudinal. Ces variations morphologiques font apparaître une zone en érosion et une zone de dépôt, dépendantes des conditions de déferlement. Une inversion de l'angle d'incidence de la houle peut inverser cette tendance. Ce processus, appelé rotation de plage (*beach rotation*) a été identifié sur différents littoraux à travers le monde, comme par exemple en Angleterre (Dolphin *et al.*, 2011), en Espagne (Ojeda et Guillén, 2008), en Australie (Short *et al.*, 1995 ; Harley *et al.*, 2011) ou en Nouvelle-Zélande (Bryan *et al.*, 2009).

Sur ces littoraux, la variabilité saisonnière de l'orientation des vents dominants et de l'angle d'incidence de la houle créée une alternance de la zone en érosion et de la zone en accrétion dont le cycle peut être annuel ou pluriannuel. Harley *et al.*, (2011) identifient une cycle annuel de la rotation de plage de Narrabeen (Australie). Cette rotation de plage coïncide avec une variation de l'angle d'incidence des ondes de houle. De plus, les auteurs soulignent que ce transport longitudinal est associé à un transport transversal.

Les levés topographiques effectués sur une durée de deux ans ne permettent pas de mettre en évidence un phénomène de rotation de plage mais plutôt un phénomène d'oscillation de plage (*beach oscillation*) associant un transit sédimentaire longitudinal au transit sédimentaire transversal sous l'action d'évènements plus énergétiques. Les suivis topographiques ne reflètent pas uniquement un processus chronique de transit sédimentaire entre chaque levé. Un évènement bref et modéré peut impacter sensiblement la morphologie de la plage intertidale. Ce brusque changement morphologique peut être gardé en « mémoire » par le système sédimentaire et ainsi ne pas être représentatif des conditions moyennes du forçage météo-marin entre deux périodes de suivi morphologique.

III- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux

Comme il a été observé par Dubois *et al.*, (2011), une période de forte énergie, succédant à une période relativement calme, modifie la morphologie transversale d'une plage de poche de la presqu'île de Rhuys. Ces modifications morphologiques peuvent s'accompagner de variations volumétriques, témoignant d'une dynamique longitudinale. Pourtant, transversalement, d'importantes variations d'altitudes peuvent être observées. A titre d'exemple, en quelques jours, le profil central (KP3) de plage de Kerver enregistre une

importante variation morphologique transversale alors que le bilan volumétrique reste stable (Figure IV- 11).

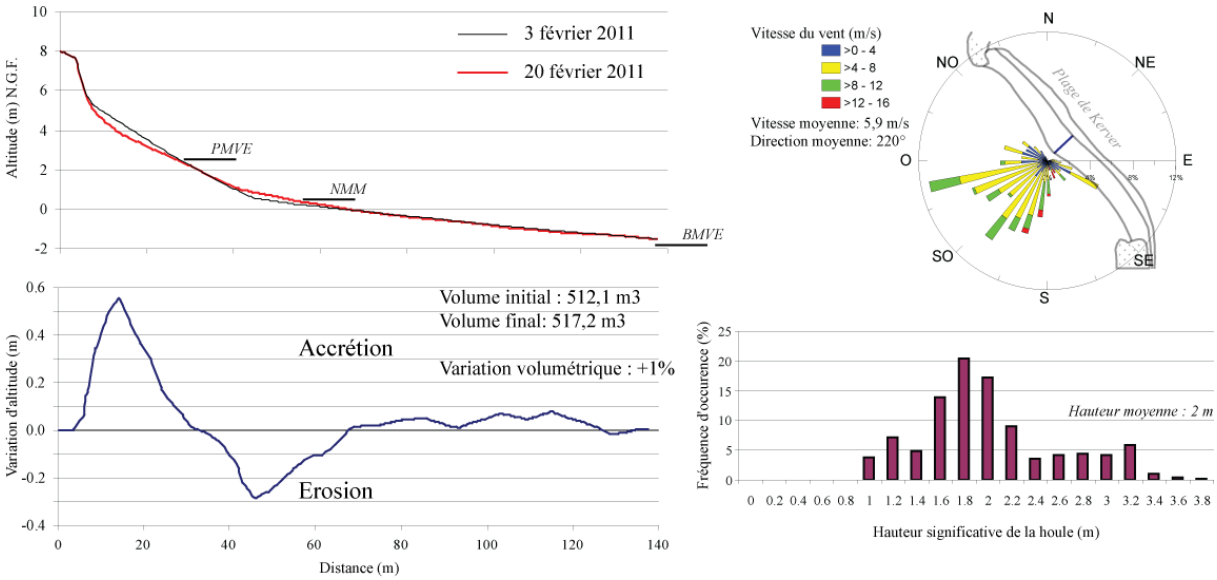


Figure IV- 11 : Variabilité morphologique transversale du profil central (KP3) de la plage de Kerver observée entre le 3 février et le 20 février 2011. Pendant cette période de temps, la hauteur significative de la houle au large atteint un pic de 3,8 m. A la station de Belle-île, le vent horaire moyen est de 5,9 m/s pour une orientation moyenne de 220°.

Sur ce secteur de plage, l'accrétion observée à un niveau proche du niveau moyen de la mer compense l'érosion observée sur le haut de plage. Il existe donc un important transfert sédimentaire transversal lors de conditions de forte agitation.

Afin de déterminer l'impact de la hauteur significative de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent local à moyen terme, l'ensemble des mesures topographiques est pris en compte. Dans le but de déterminer la prépondérance de l'impact de la hauteur significative de la houle au large ou des composantes longitudinales et transversales du vent sur la variabilité altimétrique moyenne, des analyses statistiques simples ont été effectuées. A partir de ces analyses, pour chaque intervalle de temps séparant deux levés topographiques, les variations altimétriques mesurées sont comparées aux conditions météo-marines.

III-1- Rappels méthodologiques

III-1-1- Sections transversales

A partir de l'ensemble des mesures topographiques effectuées entre janvier 2010 et janvier 2011, et après avoir déterminer le profil moyen et son enveloppe, l'écart type (eq. II-12) des variations altimétriques est calculé pour chaque profil topographique. Transversalement, les zones les plus actives, c'est-à-dire les segments pour lesquels les variations d'altitudes sont de plus fortes amplitudes, sont déterminées (Figure IV- 12). Ces zones se différencient par de faibles valeurs de l'écart type ou par un palier. Plusieurs, auteurs ont déjà procédé à la segmentation transversale de profils de plage à partir des valeurs de l'écart type (Kuriyama, *et al.* 2008 ; Almeida *et al.*, 2011 ; Karunarathna *et al.*, 2012).

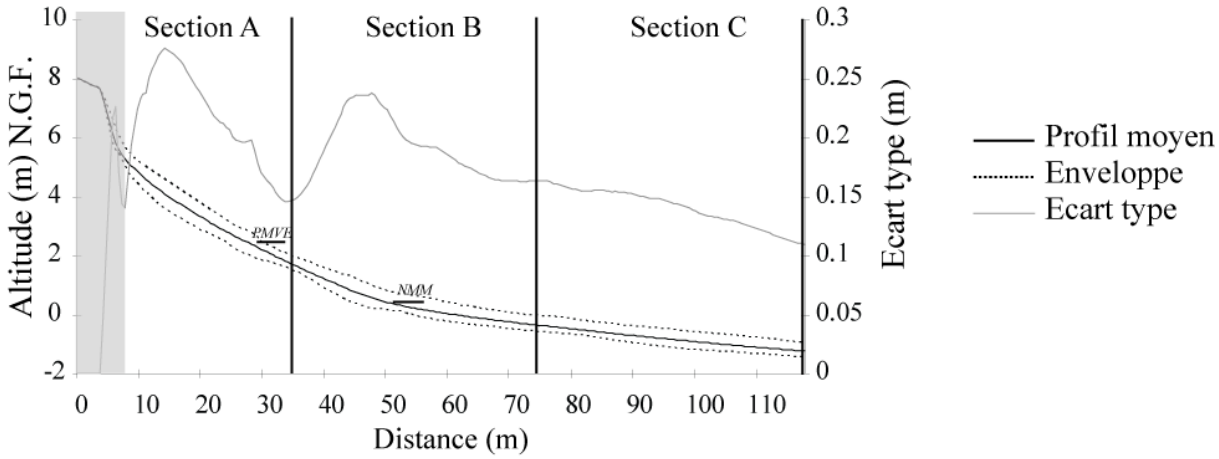


Figure IV- 12 : Profil moyen, enveloppe morphologique et écart type du profil KP3 de la plage de Kerver. Les variations de l'écart type font apparaître trois sections transversales distinctes (A, B et C).

III-1-2- Variations verticales

Entre chaque levé topographique, des variations verticales, correspondantes à des variations morphologiques, d'un profil sont observées. En fonction de la section transversale considérée et déterminée par les variations de l'écart type, les amplitudes de ces variations ne sont pas identiques. Ainsi, par exemple, la section transversale du haut de plage peut enregistrer des variations de plus fortes amplitudes que la section comprenant le niveau moyen de la mer (NMM) (Figure IV- 12).

Pour chaque section transversale de chaque profil et entre chaque levé topographique, la valeur absolue du maximum de variation verticale (MVV) est calculée. A partir de ces valeurs, la moyenne des valeurs maximales de variation verticale est obtenue sur la période de temps considérée (Figure IV- 13). Pour chaque section transversale, la moyenne du maximum de variation verticale correspond à une valeur seuil à partir de laquelle les variations morphologiques sont considérées comme significatives.

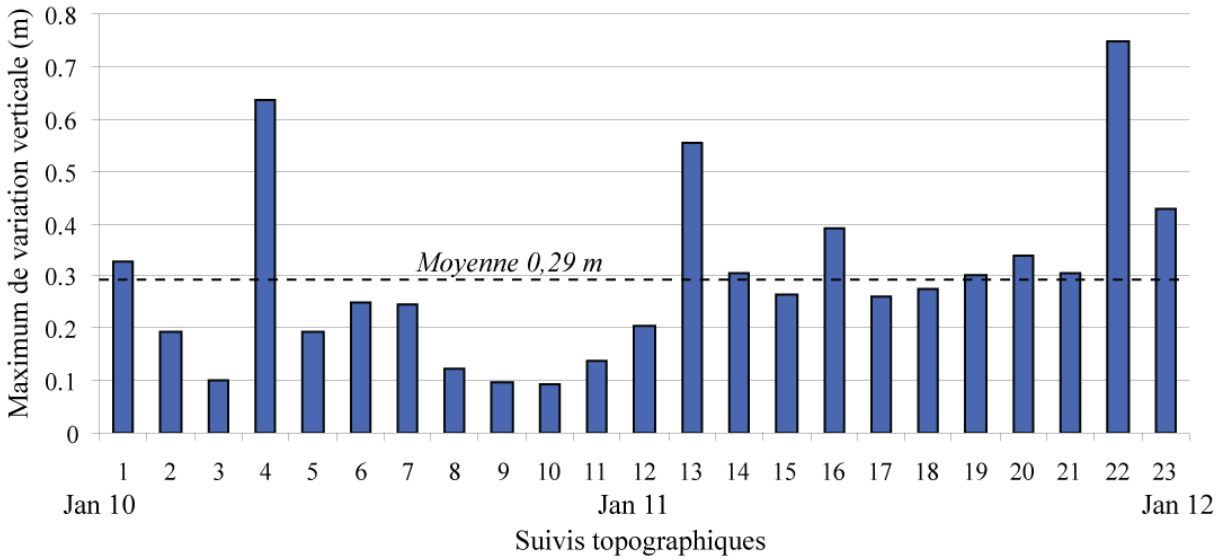


Figure IV- 13 : Exemple des valeurs des maximums de variation verticale calculées entre chaque levé topographique de la section A du profil KP3. La valeur moyenne du maximum de variation verticale est de 0,29 m entre janvier 2010 et janvier 2012.

III-1-3- Relation entre la variabilité verticale et l'activité hydrodynamique au large

Les enregistrements horaires ou semi-horaires de la hauteur significative de la houle au large sont fournis par la bouée du plateau du Four. Entre chaque levé topographique, la fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au large est calculée. Pour calculer ces fréquences d'occurrence, les intervalles de classes de hauteur de la houle sont fixés à 0,2 m. Ces valeurs permettent de conserver un maximum d'informations sur les variations de l'agitation au large.

Pour chaque intervalle de temps séparant deux levés topographiques consécutifs, la valeur du $90^{ème}$ percentile de la hauteur significative de la houle ($Hs_{90\%}$) au large est retenue. Cette valeur assure de conserver l'information d'une importante agitation engendrée par des évènements de plus forte énergie, potentiellement responsables d'un changement

morphologique significatif sur les plages. La valeur maximale de la hauteur significative de la houle aurait pu être utilisée mais cette seule valeur pourrait ne pas être directement liée à un changement morphologique notable. Par ailleurs, la valeur moyenne de la hauteur significative de la houle, pour chaque intervalle de temps, risque de masquer les évènements de plus forte énergie. Cette valeur n'est donc pas représentative des conditions d'agitations. Le $90^{ème}$ percentile est une bonne façon d'exprimer le maximum des conditions d'énergie pour chaque intervalle de temps, en excluant les valeurs extrêmes.

Pour chaque section transversale de chaque profil, la relation entre le maximum de variation verticale et la valeur de $Hs_{90\%}$ est établie à partir d'une régression linéaire. Chaque régression linéaire représente la meilleur corrélation entre le maximum de variation verticale et $Hs_{90\%}$. Ainsi, pour chaque section transversale, la relation entre le maximum de variation verticale (MVV) et la valeur de $Hs_{90\%}$ est exprimée par la relation suivante :

$$MVV = a.Hs_{90\%} + b \qquad \text{(eq. IV-1)}$$

Avec a le coefficient directeur de la droite de régression et b son ordonnée à l'origine. L'ordonnée à l'origine a une valeur proche de zéro, supposant que pour une agitation nulle, le maximum de variation verticale est négligeable.

III-1-4 Relation entre la variabilité verticale et les composantes longitudinales et transversales du vent local

La direction et l'intensité du vent moyen quotidien local sont mesurées à la station météorologique de Belle-île. Pour chaque intervalle de temps, le $90^{ème}$ percentile de la vitesse du vent est retenu (m/s). La direction moyenne du vent est calculée en tenant compte de cette vitesse (°). Pour chaque plage, l'angle que forme la direction moyenne du vent est reporté à l'orientation du trait de côte. Afin d'obtenir les intensités des composantes longitudinales et transversales du vent, une rotation est appliquée. Compte tenu de la courbure du trait de côte de l'anse de Suscinio, trois angles que forme le trait de côte avec la direction Est-Ouest sont retenus. Le Tableau IV- 2 résume les angles de rotation appliqués à chaque plage ou secteurs de plage considérés.

Tableau IV- 2 : Angles de rotation du vent appliqués à chaque plage ou secteur de plage.

	Orientation du trait de côte par rapport à la direction Est-Ouest (deg)		
Fogeo	10		
Kerver	40		
Les Govelins	55		
	Secteur occidental (SP1, SP2)	**Secteur central (SP3)**	**Secteur oriental (SP4 à SP9)**
Suscinio	341	0	25

Pour chaque intervalle de temps et pour chaque section transversale de chaque plage, la relation entre l'intensité (m/s) de la composante longitudinale (Vitesse $Vent_{long}$) d'une part et la composante transversale (Vitesse $Vent_{trans}$) d'autre part est exprimée par la relation suivante :

$$MVV = a.\text{Vitesse } Vent_{long/trans} + b \quad \text{(eq. IV-2)}$$

Cette relation qualitative permet de hiérarchiser l'importance relative de la composante longitudinale du vent (en direction) sur les plus grands changements morphologiques observés ainsi que l'importance du vent transversal, provenant de la mer ou de la terre, pour chaque profil de plage.

III-2- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de la plage de Fogeo

III-2-1- Sections transversales

A partir des écarts types de chaque profil de la plage de Fogeo, nous pouvons observer une variabilité transversale des zones « actives » (Figure IV- 14). Pour le profil FP1, les zones les plus dynamiques se situent au dessus des pleines mers de vives eaux et entre le niveau moyen de la mer et les basses mers de vives eaux. Ces tendances sont identifiées sur le profil FP2 avec toutefois des valeurs plus faibles de l'écart type en haut de plage. Le profil FP3 montre une variabilité plus importante entre le niveau moyen de la mer et le niveau des pleines mers de vives eaux.

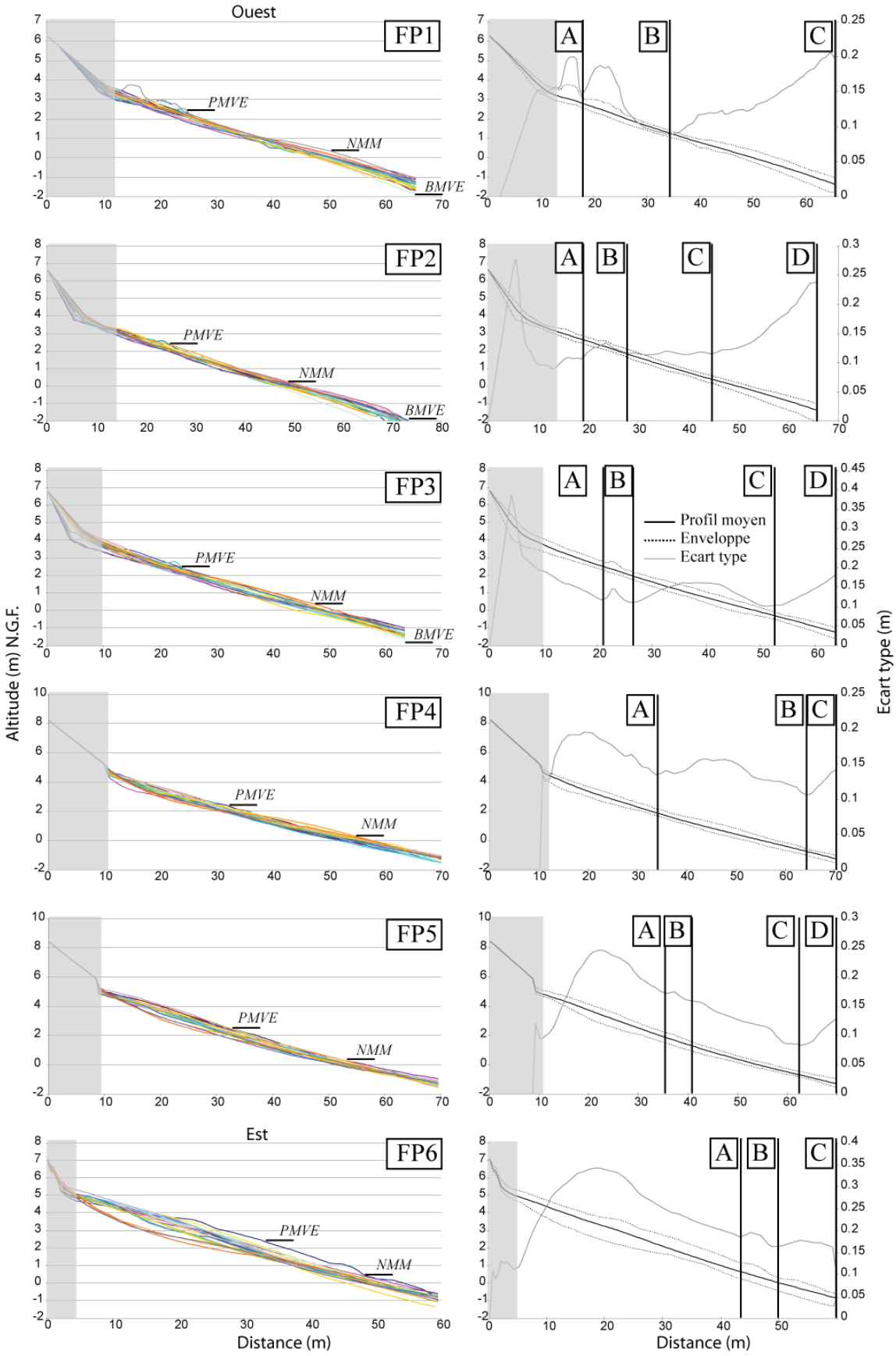


Figure IV- 14 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la plage de Fogeo. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D.

Les profils FP1 (sections A et B), FP2 (section B) et FP3 (section C) présentent des pics de valeurs de l'écart type (Figure IV- 14). Ces valeurs correspondent à l'apparition très épisodique de barres de *swash* sur le haut de plage. Ces formations ne sont pas observées dans la partie orientale de la plage (FP4, FP5 et FP6). Dans cette partie, le haut de plage est la section la plus active avec des valeurs d'écart type atteignant 0,35 m (Figure IV- 14, FP6).

En fonction des zones morphologiquement actives de chaque profil, 3 à 4 sections transversales (nommées de A à D) sont identifiées.

III-2-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV)

L'ensemble des relations établies entre chaque section transversale des profils de plage de Fogeo est présenté par les annexes 8a à 8f. La hauteur significative de la houle au large est très faiblement, mais de façon positive, corrélée aux maximums de variation verticale de chaque section. Cependant, des corrélations moins faibles ($0,10 < r^2 < 0,14$) sont obtenues pour les sections transversales les plus inférieures des profils de la moitié occidentale de la plage (FP1, FP2 et FP3) et de la section B du profil FP4 (Figure IV- 15). Les profils occidentaux (FP5 et FP6) ne présentent aucune corrélation notable.

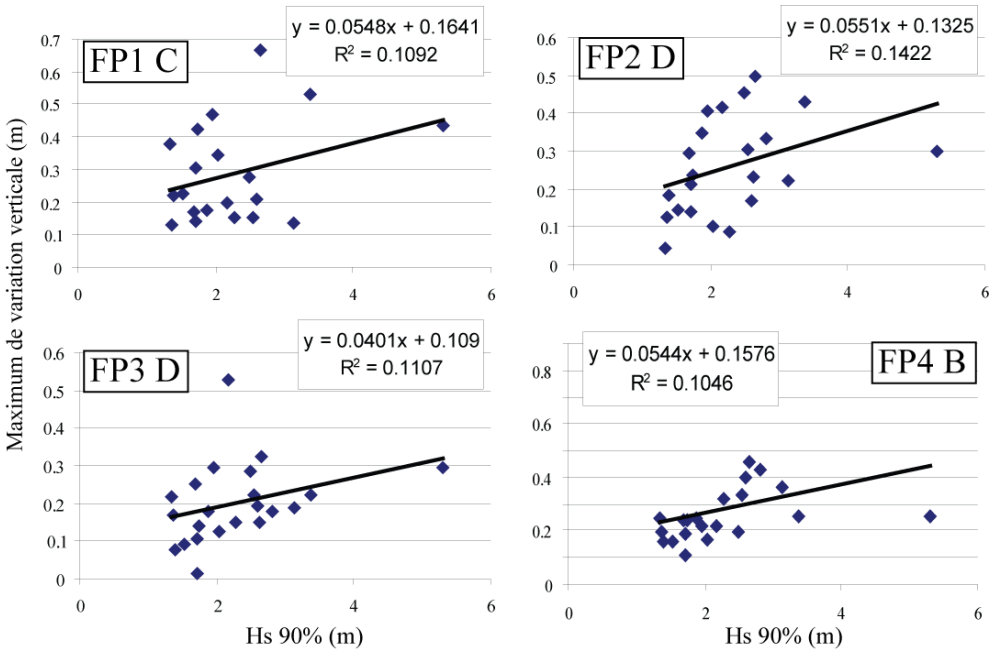


Figure IV- 15 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage de Fogeo.

Dans son ensemble, le comportement morphodynamique de la plage de Fogeo ne semble pas dépendre directement de l'agitation au large. Le maximum de variation verticale semble indépendant de l'agitation.

III-2-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV)

Les composantes longitudinales et transversales du vent moyen ne semble avoir un impact que très limité sur la zone intertidale située au dessus du niveau moyen de la mer (annexes 9a à 9f). Seul le profil le plus occidental (FP1) ne présente aucune corrélation notable avec les composantes longitudinales et transversales du vent moyen. Les relations les moins faiblement corrélées sont observées pour les sections les plus inférieures (C et D) des profils FP2 à FP6. Suivant ces dernières sections, le vent longitudinal provenant d'une direction ouest nord-ouest semble susceptible de provoquer les plus grandes variations verticales, à l'exception du profil FP5 qui semble réagir favorablement à une composant longitudinale orientée est sud-est. Transversalement, les profils FP3, FP5 et FP6 présentent des variations verticales plus grandes avec un vent provenant du large.

III-2-4- Moyennes du maximum de variation verticale (MVV)

Les moyennes du maximum de variation verticale calculées à partir des valeurs mesurées entre chaque levé topographique consécutif varie de 0,13 m à 0,29 m selon la section transversale du profil de plage considérée (Tableau IV- 3).

A l'ouest, pour les profils FP1, FP2 et FP3, les moyennes du MVV augmentent du haut de plage vers le bas de plage. A l'inverse, à l'est de la plage, les moyennes du MVV sont maximales en haut de plage. Toutefois, les longueurs des sections considérées sont plus importantes à l'est qu'à l'ouest. Plus généralement, l'ensemble de la plage est affecté par un maximum de variation vertical moyen du même ordre de grandeur.

Tableau IV- 3 : Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de plage de la plage de Fogeo.

	Sections	MVV moyen (m)
FP1	A	0.26
	B	0.29
	C	0.29
FP2	A	0.17
	B	0.22
	C	0.22
	D	0.26
FP3	A	0.21
	B	0.21
	C	0.26
	D	0.20
FP4	A	0.29
	B	0.28
	C	0.16
FP5	A	0.28
	B	0.21
	C	0.24
	D	0.13
FP6	A	0.29
	B	0.17
	C	0.18

III-2-5- Synthèse

Sur la plage de Fogeo, les variations verticales observées le long des différents profils sont faiblement à très faiblement corrélées aux conditions météo-marines. Cependant, les conditions hydrodynamiques et atmosphériques induisent une réponse morphodynamique davantage mesurable sur les sections inférieures de l'ensemble de la plage. L'influence de la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur le domaine intertidal est plus importante dans la partie occidentale de la plage alors que l'influence des composantes longitudinales et transversales du vent est plus ressentie dans la partie orientale (Figure IV- 16). La partie centrale de la plage est une zone de transition séparant deux zones dont les variations verticales sont du même ordre de grandeur mais dont l'origine ne dépend pas du même facteur de forçage météo-marin.

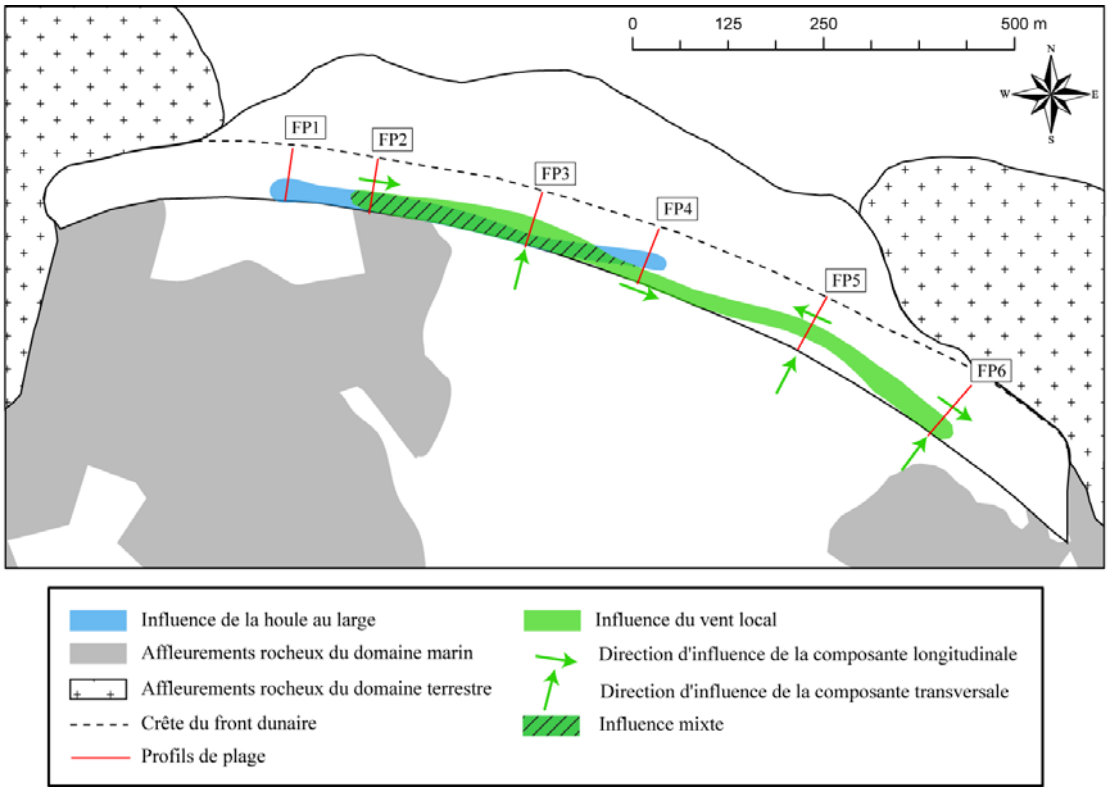


Figure IV- 16 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique du domaine intertidal de la plage de Fogeo.

III-3- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de la plage de Kerver

III-3-1- Sections transversales

Du nord-ouest vers le sud-ouest, les zones actives des cinq profils de la plage de Kerver présentent une variabilité verticale maximale en haut de plage (Figure IV- 17). A l'extrémité nord-occidentale (KP1), transversalement, deux sections actives sont identifiées. Celles-ci sont nettement séparées par une zone de moindre variabilité située proche du niveau moyen de la mer. Cette zone de moindre variabilité s'élargie vers le sud-est (KP2) et peut constituer une section transversale à part entière. Depuis le profil central de la plage (KP3) vers l'extrémité sud-orientale (KP5), trois sections transversales apparaissent nettement. Chacune de ces sections (A, B et C) correspond respectivement, au haut de plage, à une zone incluant la rupture de pente et à la terrasse de basse mer. Du nord-ouest vers le sud-est, les valeurs de l'écart type croissent de 0,2 à 0,3 m, impliquant une dynamique plus importante dans la moitié sud-occidentale de la plage de Kerver (Figure IV- 17). Cette dynamique diminue cependant du haut de plage vers le bas de plage pour l'ensemble du site.

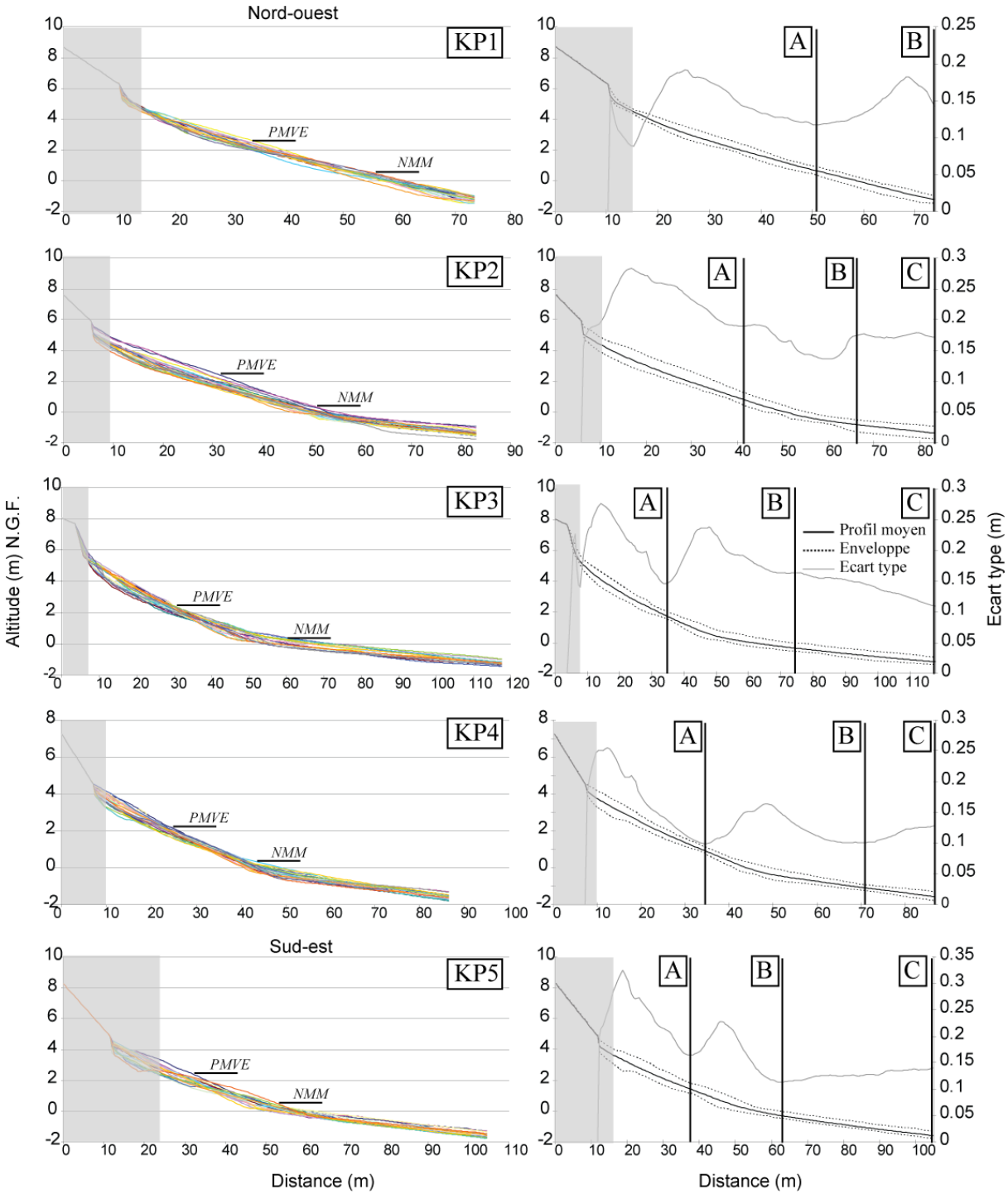


Figure IV- 17 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la plage de Kerver. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à C.

III-3-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV)

L'ensemble des relations établies entre chaque section transversale des profils de la plage de Kerver est présenté par les annexes 10a à 10e. La hauteur significative de la houle au large est très faiblement corrélée de façon positive aux maximums de variation verticale. Pourtant, la corrélation de ces paramètres apparaît moins faible suivant les sections transversales considérées. Les sections supérieures (A) des profils KP2 et KP3 et la section inférieure du profil KP5 (C) présentent des corrélations moins faibles (Figure IV- 18). Celles-ci restent toutefois modérées avec des coefficients de corrélation (r^2) compris entre 0,12 et 0,23. L'influence de la houle au large décroît du nord-ouest vers le sud-est de la plage de Kerver.

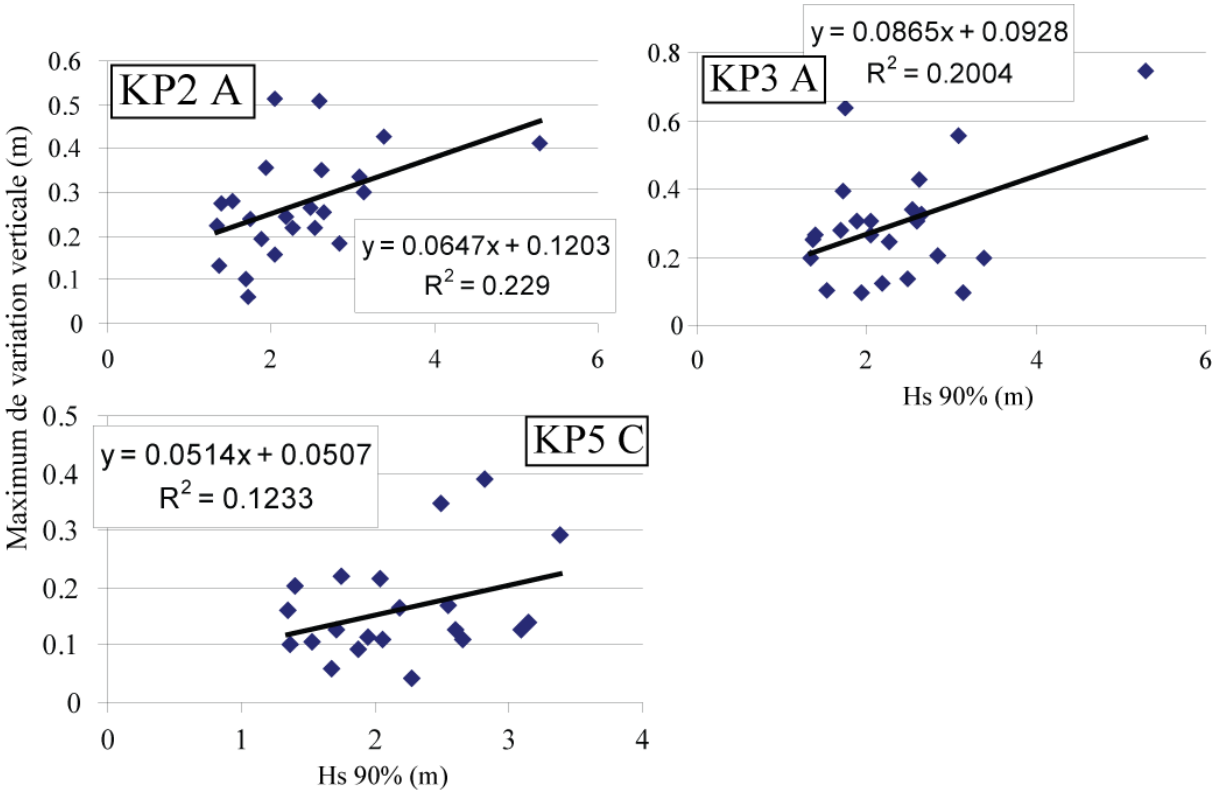


Figure IV- 18 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage de Kerver.

III-3-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV)

Les relations établies entre les composantes longitudinales et transversales du vent sont présentées par les annexes 11a à 11e. Les composantes longitudinales et transversales ne présentent aucune corrélation notable avec les variations verticales pour le profil (KP1) situé à

l'extrémité nord-ouest de la plage de Kerver. De part et d'autre du saillant, un vent orienté nord-ouest, représenté par la composante longitudinale du vent moyen, semble mieux corrélé avec les maximums de variations verticale des sections transversales comprenant la rupture de pente de profil KP2 et KP4 (annexes 11b et 11d). Ces coefficients de corrélation (r^2) sont toutefois très modestes et varient respectivement de 0,20 à 0,09 ce qui implique une diminution de l'effet de la composante longitudinale du vent au sud-est du rocher du Petit Rohu, situé sur le domaine intertidal de la partie centrale de la plage. Par ailleurs, la dynamique de la section transversale du profil central (KP3 B, annexe 11c) semble essentiellement contrôlée par un vent transversal soufflant depuis la terre. Enfin, le profil situé proche de l'extrémité sud-est de la plage de Kerver semble le plus sensible au vent. Les sections supérieures du profil (KP5 A et KP5 B, annexe 11e) présentent les plus fortes corrélations entre le maximum de variation verticale et la composante longitudinale du vent soufflant du nord-ouest, avec des coefficients de corrélation (r^2) respectifs de 0,20 et 0,31. La section inférieure de ce profil, incluant la terrasse de basse mer est dans une moindre mesure sensible à la composante longitudinale (orientée nord-ouest) et transversal (vent de terre). Les coefficients de corrélations sont cependant plus faibles que pour les sections supérieures de ce même profil.

III-3-4- Moyennes du maximum de variation verticale

Sur la plage de Kerver, les moyennes du maximum de variation verticale varient de 0,14 m à 0,36 m (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les valeurs minimales sont observées sur la terrasse de basse mer. A l'exception du profil KP3, pour lequel la section incluant la rupture de pente (KP3 B) connaît la plus grande valeur moyenne du maximum de variation verticale, les plus grandes variabilités verticales se situent sur le haut de plage. D'une manière générale, les valeurs du maximum de variation verticale des sections transversales du haut de plage augmentent du nord-ouest (KP1 A) vers le sud-est (KP5 A), respectivement de 0,29 m à 0,36 m (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Tableau IV- 4 : Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de la plage de la plage de Kerver.

	Sections	MVV moyen (m)
KP1	A	0.29
	B	0.21
KP2	A	0.27
	B	0.25
	C	0.14
KP3	A	0.29
	B	0.31
	C	0.14
KP4	A	0.28
	B	0.24
	C	0.14
KP5	A	0.36
	B	0.31
	C	0.16

III-3-5- Synthèse

Sur la plage de Kerver, les coefficients de corrélation obtenus à partir des relations entre la hauteur significative de la houle au large et les composantes longitudinales et transversales du vent moyen sont faibles à très faibles (annexes 11a à 11e). Cependant, plusieurs tendances se dégagent de ces relations empiriques. Le haut de plage de la partie nord-occidentale, proche du centre de la plage (KP2 A et KP3 A) semble relativement plus sensible à la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$). De plus, la dynamique des zones transversales proches du saillant central de la plage, incluant les ruptures de pente, est sensible à un vent longitudinal provenant du nord-ouest. Cette sensibilité s'accentue à l'approche de l'extrémité sud-est de la plage (KP5) (Figure IV- 19).

La présence du rocher du Petit Rohu peut expliquer cette différence de comportement morphodynamique. D'intenses phénomènes de réfraction et de diffraction des ondes de houle incidentes de part et d'autre du saillant sont à l'origine de ces changements. Pour des ondes de houle majoritairement orientées ouest, la géométrie et la localisation du saillant en domaine intertidal perturbe et atténue significativement la propagation de l'énergie en aval de l'obstacle. L'orientation du vent, conditionnant les processus de déferlement (*surf*) et de jet de rive (*swash*) se surimpose alors à l'énergie déferlante apportée par les vagues.

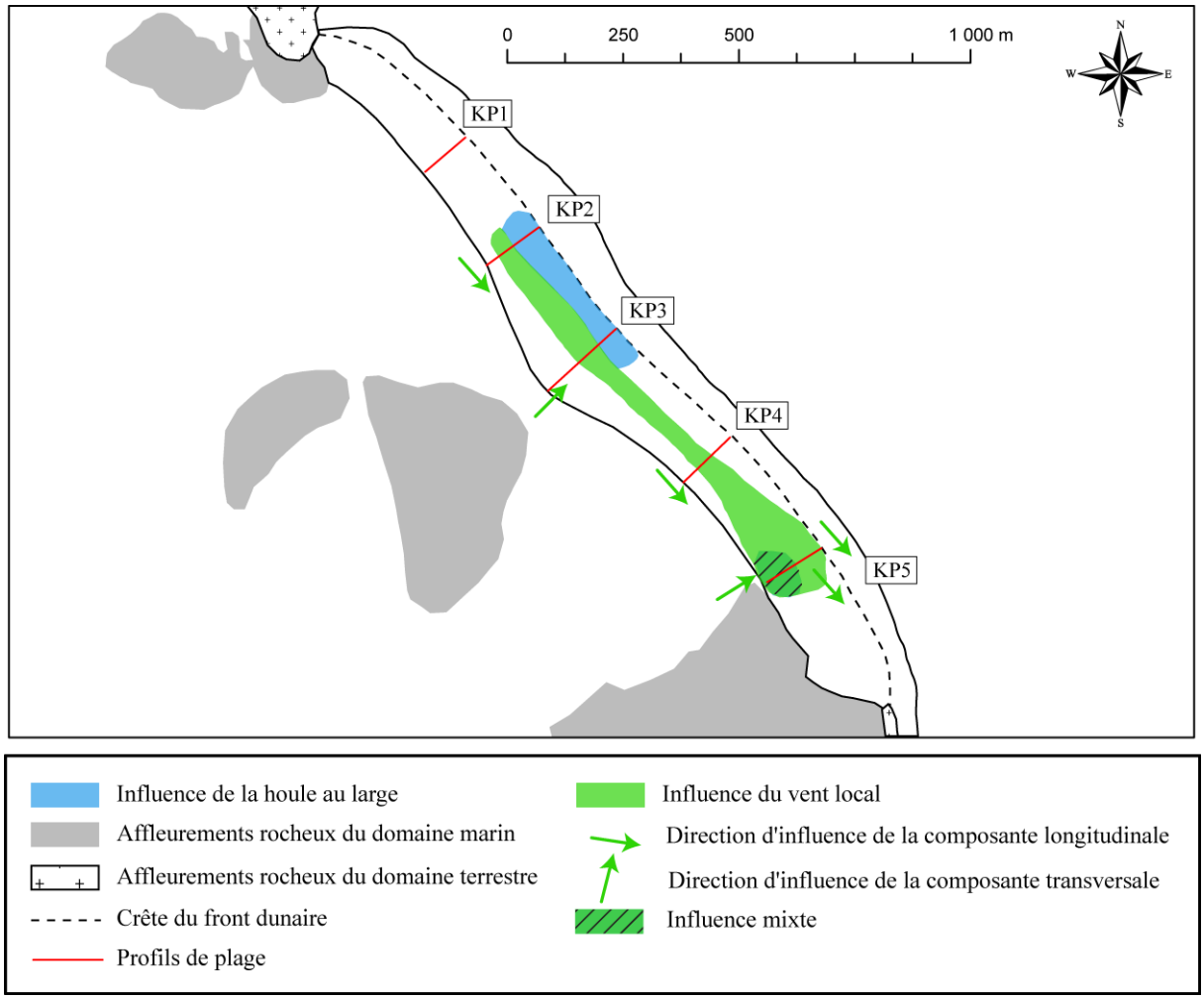


Figure IV- 19 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique du domaine intertidal de la plage de Kerver.

III-4- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de la plage des Govelins

III-4-1- Sections transversales

La partie centrale et la partie nord-occidentale présentent deux sections transversales actives (Figure IV- 20) avec un écart type d'environ 0,2 m. Celles-ci se différencient par une zone moins dynamique, située entre le niveau des pleines mers de vives eaux (PMVE) et le niveau moyen de la mer (NMM) où l'écart type est compris entre 0,1 m et 0,15 m. Pour ces deux profils, les sections inférieures (GP1 B et GP2 B) sont les plus dynamiques et intègrent la zone de rupture de pente. Dans la partie sud-orientale de la plage, représentée par le profil GP3, la dynamique transversale change de configuration. La section la plus active se situe sur le haut de plage, aux environs du niveau des pleines mers de vives eaux, avec un écart type

proche de 0,25 m (GP3 A). Le long de ce transect, la dynamique du profil diminue. Une deuxième section active est observée proche du niveau moyen de la mer (GP3 B). La zone comprenant la rupture de pente marque une légère augmentation des variations verticales du profil (GP3 C). Enfin, la section la moins dynamique correspond à la terrasse de basse mer (GP3 D). Les valeurs des écarts types indiquent clairement une variabilité transversale de la dynamique sédimentaire du haut de plage vers le bas de plage et du nord-ouest vers le sud-est.

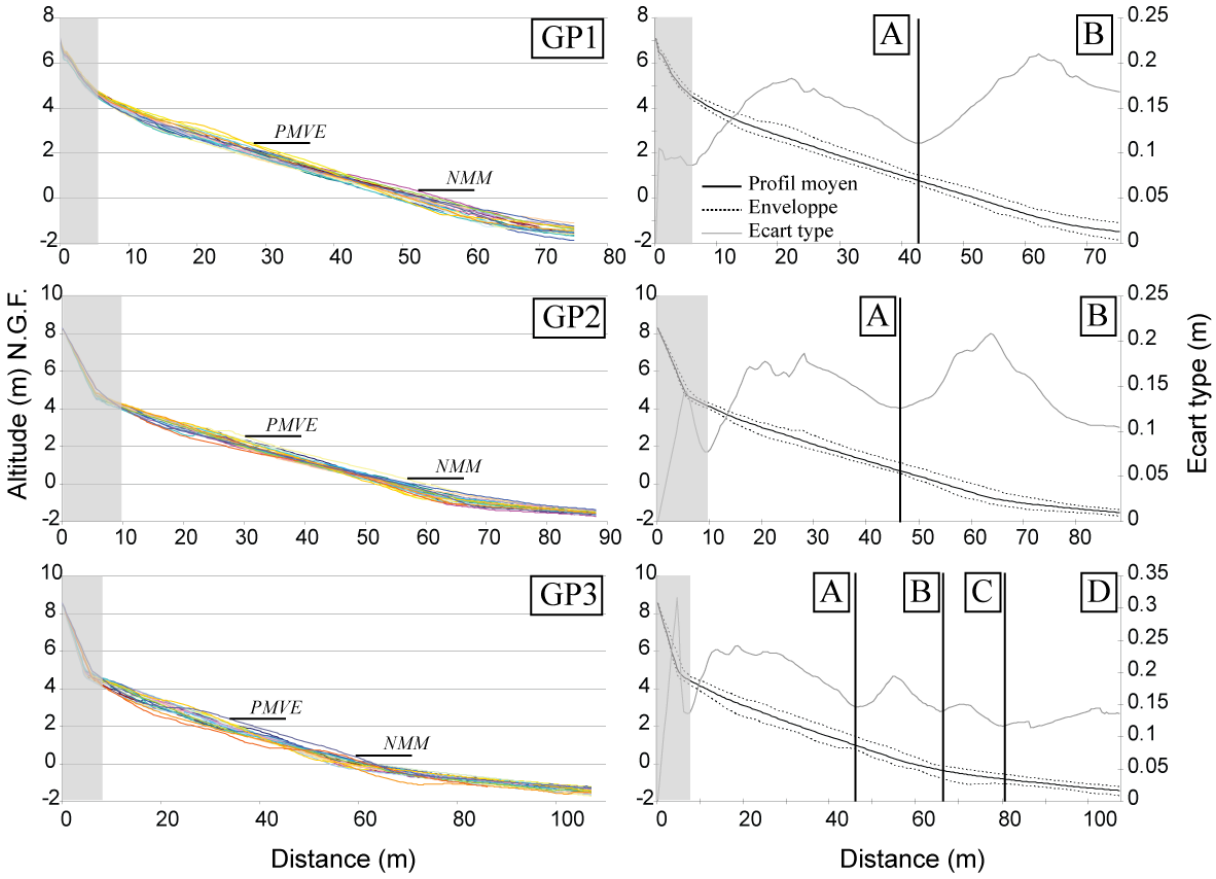


Figure IV- 20 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la plage des Govelins. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D.

III-4-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV)

Les variations verticales de la plage des Govelins sont faiblement à modérément corrélées avec la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) (Figure IV- 21). La meilleure corrélation est obtenue pour la section transversale supérieure du profil central de la plage (GP2 A) avec un coefficient (r^2) de 0,45. Inversement, les profils adjacents présentent une meilleure corrélation pour les sections transversales inférieures (GP1 B et GP3 C). Le long de

ces derniers profils, les sections transversales comprenant la rupture de pente présentent les meilleures corrélations. Cette dichotomie topographique répond sensiblement aux variations d'agitation au large.

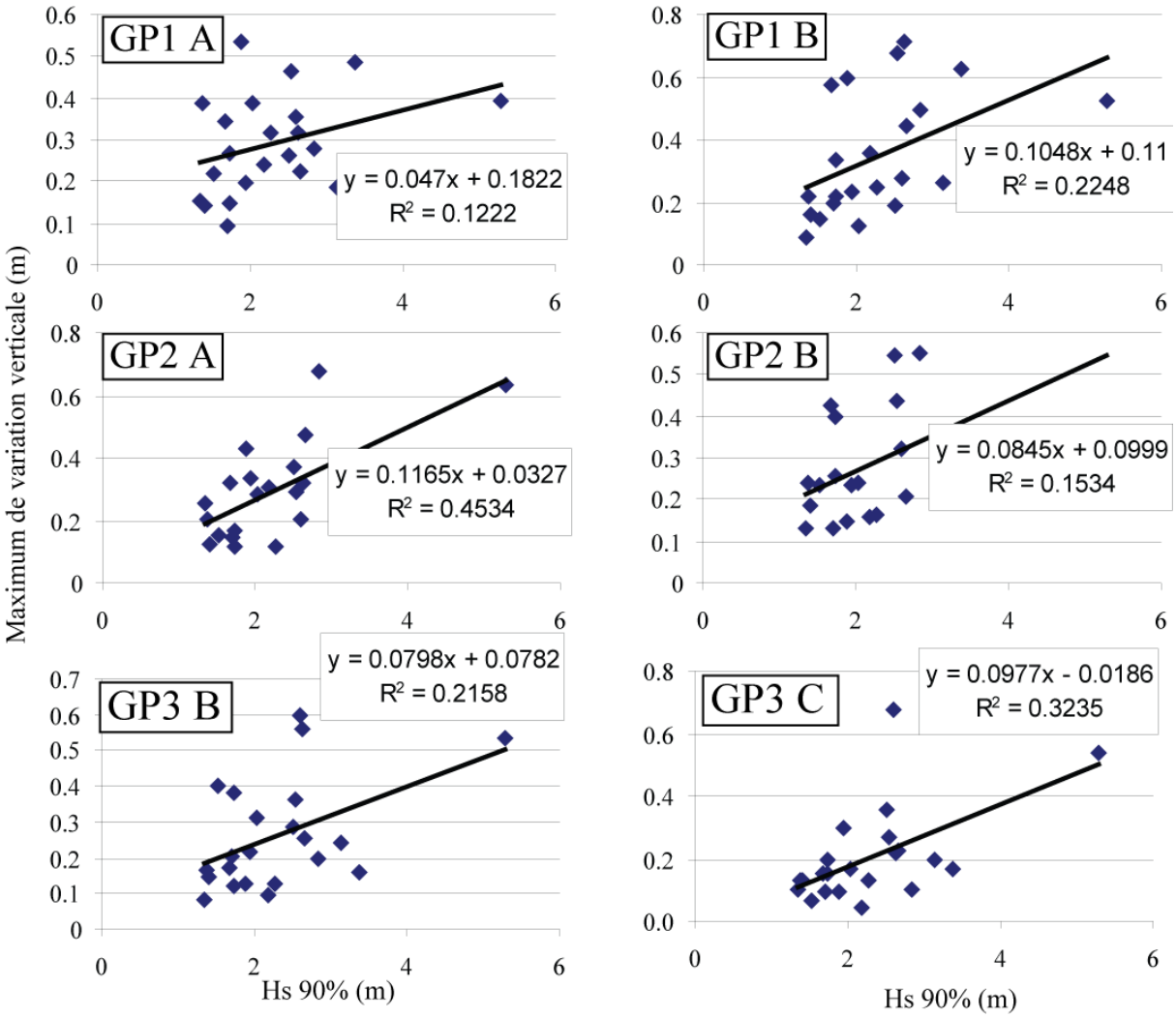


Figure IV- 21 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage des Govelins.

III-4-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV)

Les valeurs du maximum de variation verticale mesurées sur les différentes sections des trois profils de la plage des Govelins indiquent que ces variations sont mieux corrélées avec un vent longitudinal provenant du nord-ouest (annexes 12a à 12c). Toutefois, les coefficients de corrélation décroissent du nord-ouest vers le sud-est de la plage avec une corrélation moyenne (r^2 = 0,32) pour la section supérieure du profil GP1 (annexe 12a) et une corrélation faible

(r^2=0,13) pour la section C du profil GP3. Sur l'ensemble de la plage des Govelins, les variations topographiques affectant la zone de rupture de pente sont moyennement à faiblement corrélées. Pourtant, les coefficients de corrélations des relations existantes entre la composante longitudinale du vent, provenant du nord-ouest, et les maximums de variation verticale de la rupture de pente présentent des valeurs remarquables. Par ailleurs, la composante transversale du vent ne semble influencer significativement les variations topographies observées que sur la section inférieure du profil central (annexe 12b)

III-4-4- Moyennes du maximum de variation verticale

Les valeurs du maximum de variation verticale moyen présentent une variabilité plus importante le long du profil sud-oriental (Tableau IV- 5 ; GP3) avec une décroissance du maximum de variation verticale moyen de 0,34 m sur le haut de plage à 0,2 m en bas de plage. En revanche, une plus grande variabilité verticale est observée sur la section inférieure du profil nord-occidental (Tableau IV- 5 ; GP1 B). Sur la section analogue du profil central (GP2 B), cette section perd en activité. Plus généralement, le haut de plage concentre les plus grandes variations topographiques verticales.

Tableau IV- 5: Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de la plage de la plage des Govelins.

	Sections	MVV moyen (m)
GP1	A	0.29
	B	0.35
GP2	A	0.30
	B	0.28
GP3	A	0.34
	B	0.26
	C	0.21
	D	0.20

III-4-5- Synthèse

La plage des Govelins présente des variations d'altitudes transversales modérément corrélées avec d'une part la hauteur significative de la houle ($Hs_{90\%}$) et d'autre part la composante longitudinale provenant du nord-ouest. De dimension modeste et bien que fortement encadrée par d'importantes pointes rocheuses, la dynamique sédimentaire de la petite plage de poche des Govelins est, dans son ensemble, soumise aux variations des paramètres du forçage

météo-marin (Figure IV- 22). La plus grande corrélation entre le maximum de variation verticale et la hauteur significative de la houle au large est observée sur le haut de plage du profil central (GP2 A, Figure IV- 21).

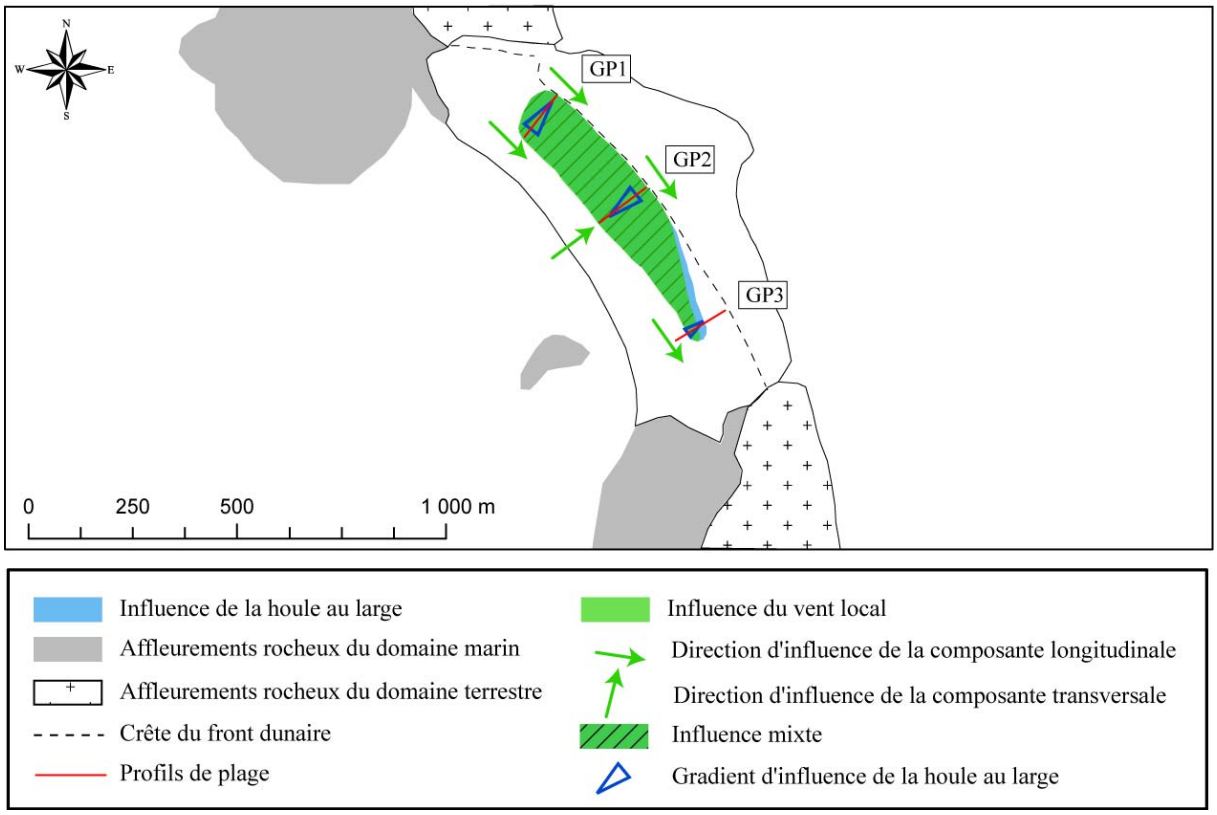


Figure IV- 22 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique du domaine intertidal de la plage des Govelins.

III-5- Analyses statistiques des changements morphologiques transversaux de l'anse de Suscinio

III-5-1- Sections transversales

A partir des variations volumétriques suivies sur l'ensemble des profils topographiques de l'anse de Suscinio, les variations altimétriques et les analyses transversales des changements morphologiques sont regroupés suivant quatre sites préalablement déterminés (Figure IV-10) :

- Beg Lann (profils SP1 et SP2)
- Suscinio (profils SP3 et SP4)
- Landrezac (profils SP5 et SP6)
- Penvins (profils SP7, SP8 et SP9)

a- Beg Lann

Les profils les plus occidentaux de l'anse de Suscinio présentent une section transversale de plus forte activité entre le niveau des pleines mers de vives eaux (PMVE) et le niveau moyen de la mer (NMM) (Figure IV- 23). La section B du profil SP1 et la section C du profil SP2, intégrant la zone de rupture de pente, ont des écarts types respectifs d'environ 0,17 m et 0,33 m. Le profil SP1, situé le plus à l'ouest, est donc globalement moins actif. Après une valeur minimale de l'écart type situé à environ 60 m de la crête du cordon dunaire, cette valeur augmente significativement vers le bas de plage du profil SP1. Contrairement au profil SP2 qui présente une diminution constante de sa valeur d'écart type en bas de plage (section D).

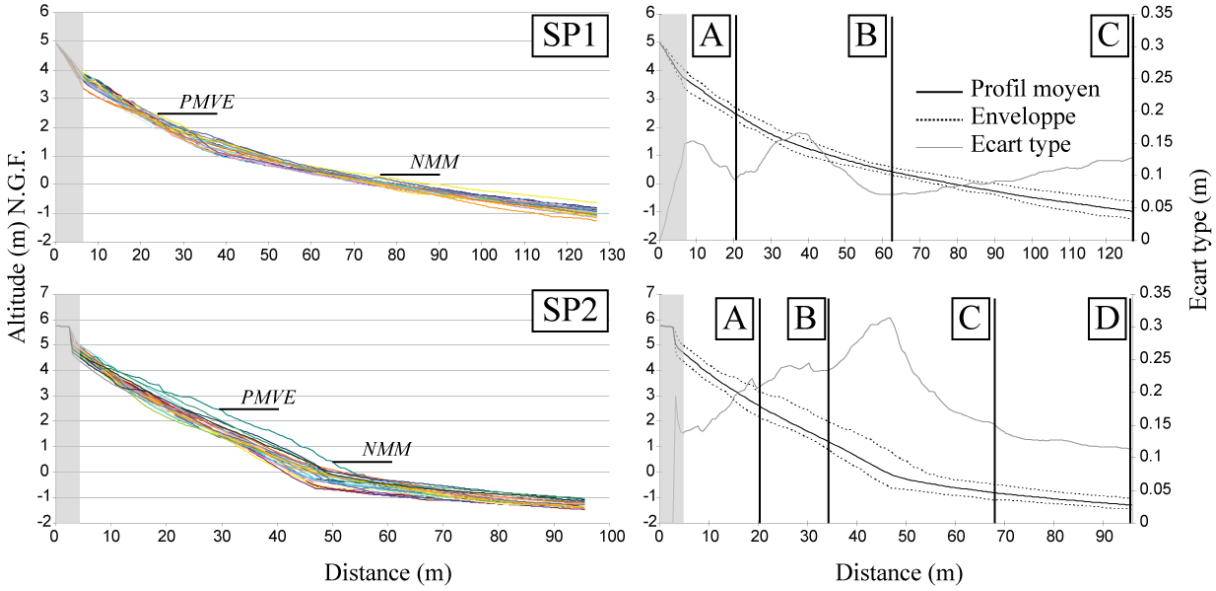


Figure IV- 23 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la partie la plus occidentale de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D.

b- Suscinio

Les changements morphologiques transversaux des profils SP3 et SP4 présentent des similitudes remarquables (Figure IV- 24). Dans les deux cas, les sections les plus actives sont les sections inférieures (sections C) incluant les zones de rupture de pente. Par ailleurs, un second pic des écarts types est observé à une altitude supérieure au niveau des pleines mers de vives eaux (sections A). Ces plus fortes variations altimétriques en haut de plage peuvent, en

partie, être expliquées par des sédiments composés de sables très grossiers, de graviers et de galets. Ces matériaux facilitent la mise en place de barre de *swash* épisodiques.

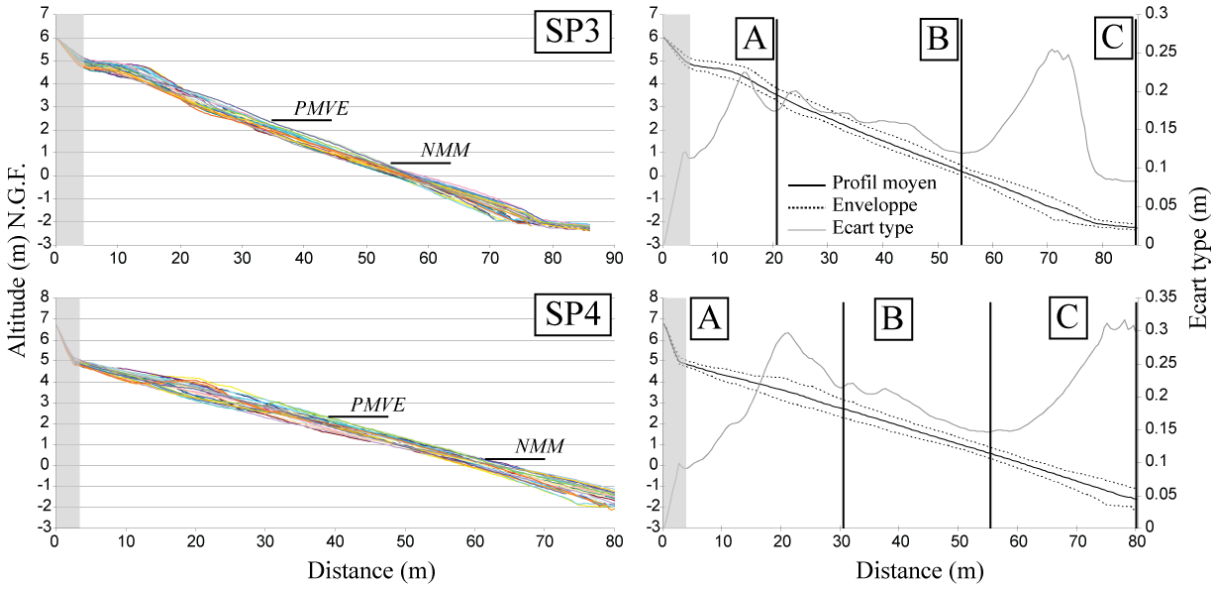


Figure IV- 24 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la partie la plus concave de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à C.

c- Landrezac

La partie centrale de l'anse de Suscinio, représentée par les profils SP5 et SP6, met en évidence des changements morphologiques transversaux analogues (Figure IV- 25). Dans les deux cas, le plus important pic de variation de l'écart type est atteint dans la zone comprenant la rupture de pente et est respectivement de 0,33 m et de 0,25 m pour les profils SP5 et SP6. En outre, une zone dynamique est identifiée en haut de plage. Cette zone fait apparaître un pic de l'écart type à environ 25 m de la crête du cordon dunaire pour le profil SP5 (section A). Sur le profil SP6, cette zone de variabilité verticale plus importante est observée par deux pics consécutifs (sections A et B). La granulométrie des sédiments en présence peut expliquer en partie ces variations par l'apparition sporadiques de barre de *swash*. Enfin, la terrasse de basse mer (section C) présente la zone de plus faibles variations altimétriques.

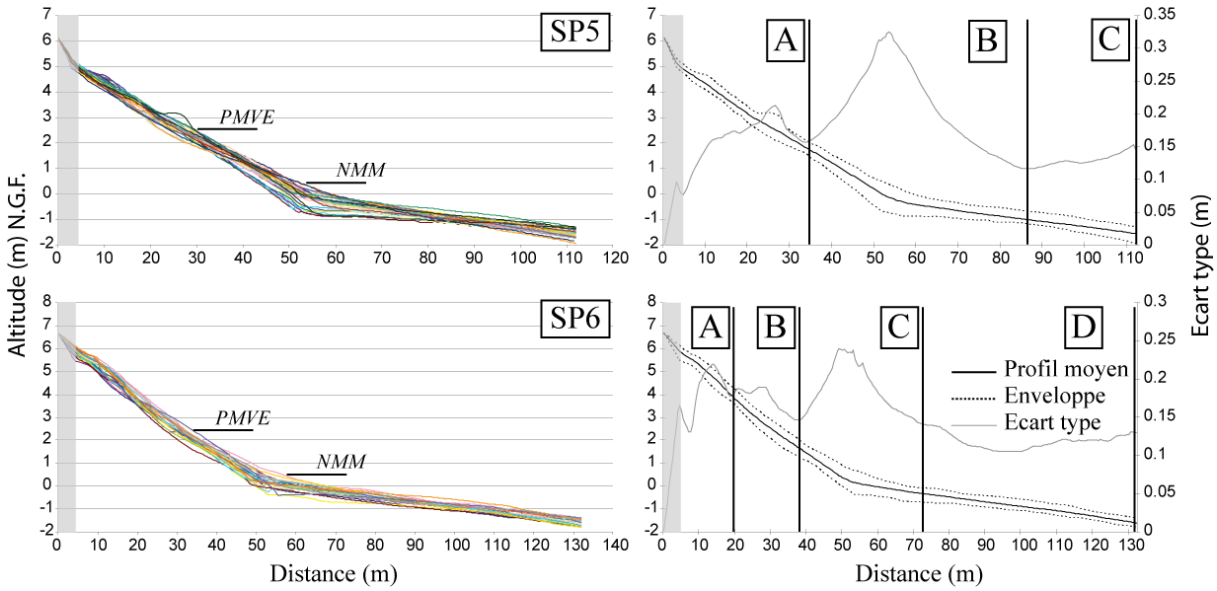


Figure IV- 25 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de la partie centrale de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D.

d- Penvins

A l'approche de l'extrémité sud-orientale de l'anse de Suscinio, la variabilité altimétrique transversale présente d'importantes variations (Figure IV- 26). Les pics de variations de l'écart type du profil SP7 permettent d'identifier quatre sections transversales. Ces pics de valeurs de l'écart type de ce profil décroissent du haut vers le bas de plage avec des valeurs respectives de 0,27 m (section A) et inférieure 0,1 m (section D). La zone de rupture de pente est très fortement marquée par les variations de l'écart type (section C) avec un pic de 0,25 m. Cette forte variabilité illustre l'apparition, contrôlée par le forçage météo-marin, d'un chenal de vidange le long de la dichotomie morphologique.

Le profil SP8 présente des variations altimétriques particulières (Figure IV- 26). Le haut de plage enregistre d'importantes variations de l'écart type de l'ordre de 0,3 m à 0,4 m (section A). La rupture de pente marque une zone de transition, caractérisée par une baisse de la valeur de l'écart type (section B). Au delà de cette limite, après avoir atteint un minimum de 0,1 m, la valeur de l'écart type augmente constamment vers le bas de plage (section C).

Enfin, les variations altimétriques du profil SP9 montent des valeurs plus modestes caractérisées par deux pics de l'écart type d'une valeur de 0,2 m (Figure IV- 26). Le premier pic est atteint à un niveau proche du niveau des pleines mers de vives eaux (section A),

correspondant à la zone de rupture de pente. Le second pic est atteint sur la terrasse de basse mer (sections B et C).

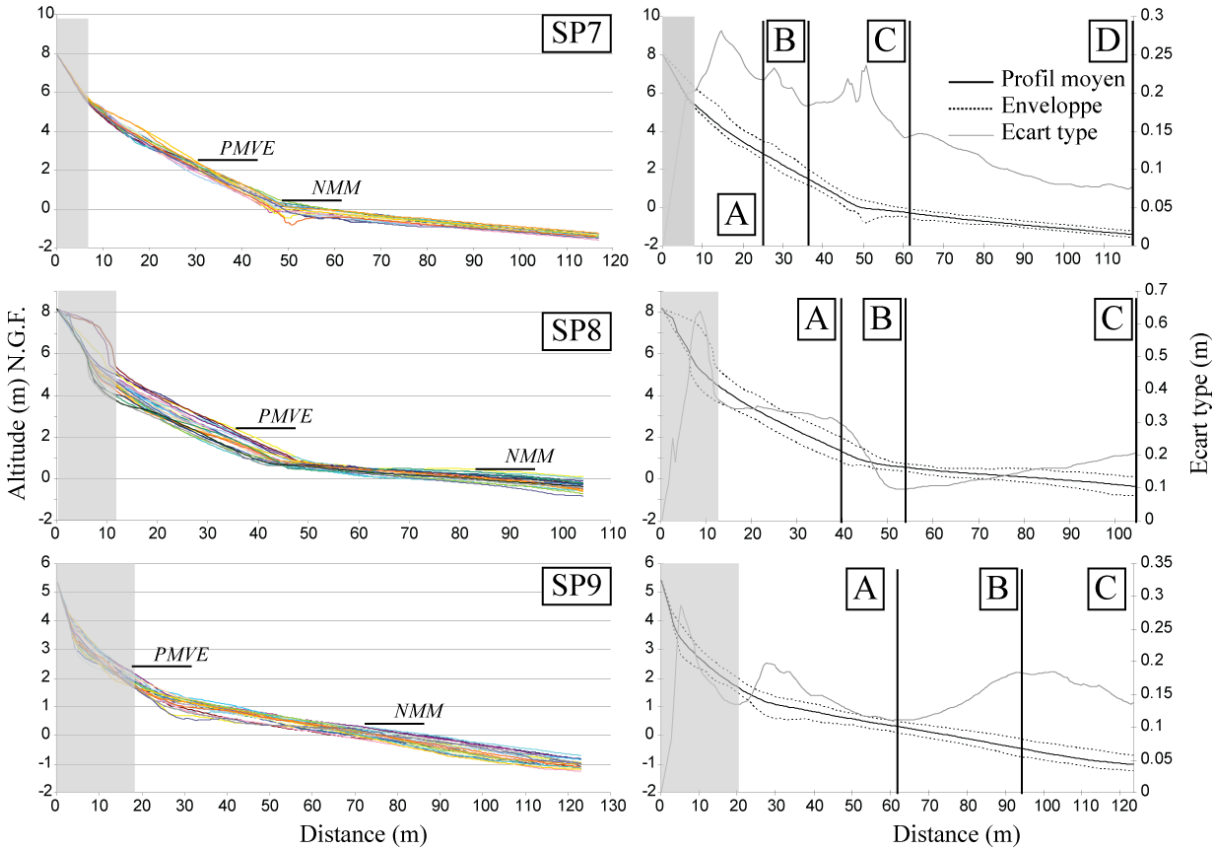


Figure IV- 26 : A gauche : ensemble des levés topographiques de chaque profil de l'extrémité sud-orientale de l'anse de Suscinio. A droite : profils moyens, enveloppes, écarts types et sections transversales de chaque profil. Chaque section transversale identifiée est nommée de A à D.

III-5-2- Relation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale (MVV)

a- Beg Lann (annexes 13)

Parmi les deux profils occidentaux de l'anse de Suscinio, le profil SP1 (sections A et B) semble le plus sensible aux variations de l'agitation au large avec cependant de faibles coefficients de corrélation (r^2 = 0,13) (Figure IV- 27). Seule la section B du profil SP2 est corrélée avec la variation de la hauteur significative de la houle au large (r^2 = 0,14).

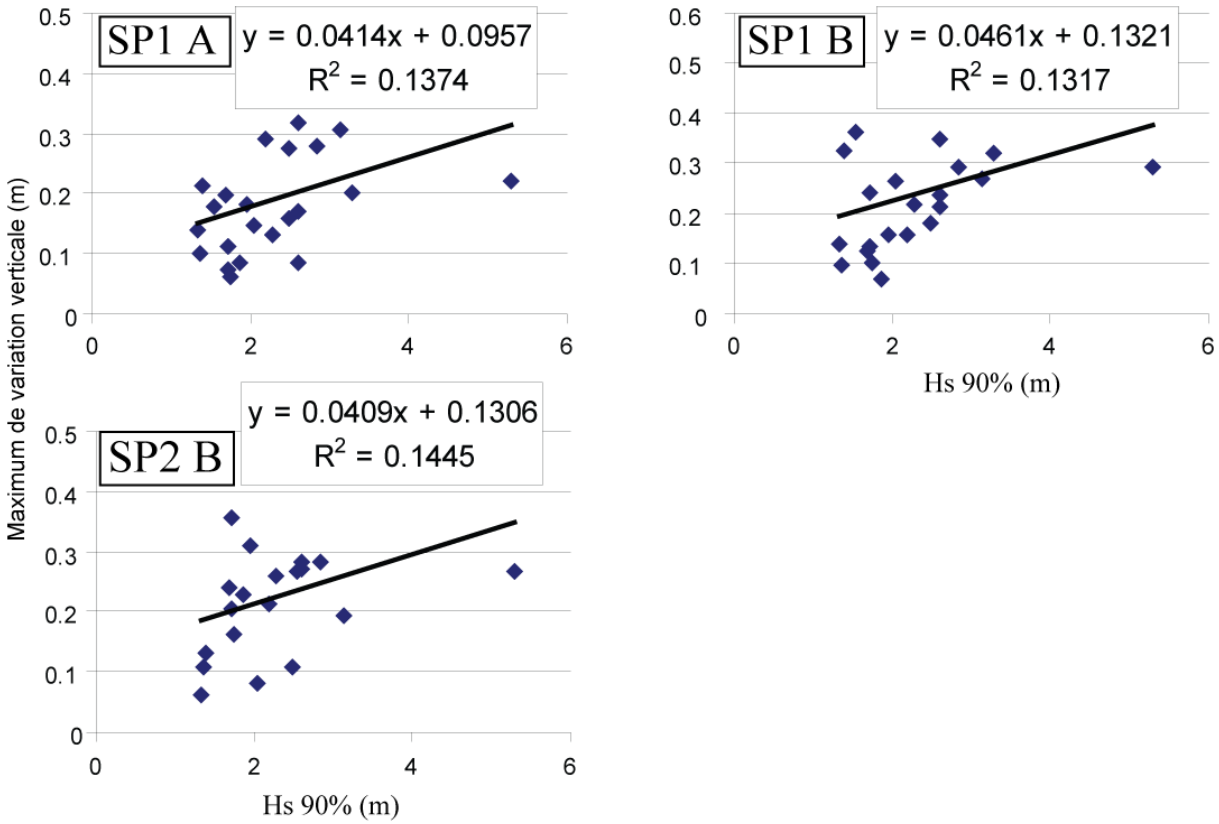


Figure IV- 27 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) sur la plage de Beg Lann, à l'extrémité ouest de l'anse de Suscinio.

b- Suscinio (annexes 14)

Plus à l'est, au droit du château de Suscinio, le profil SP3 présente des corrélations positives moyennes en sections A et B (Figure IV- 28) avec des coefficients de corrélation respectifs de 0,33 et 0,35. Le profil SP4, suivant les mêmes tendances de variations morphologiques transversales (Figure IV- 24), ne montrent aucune corrélation remarquable avec la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$).

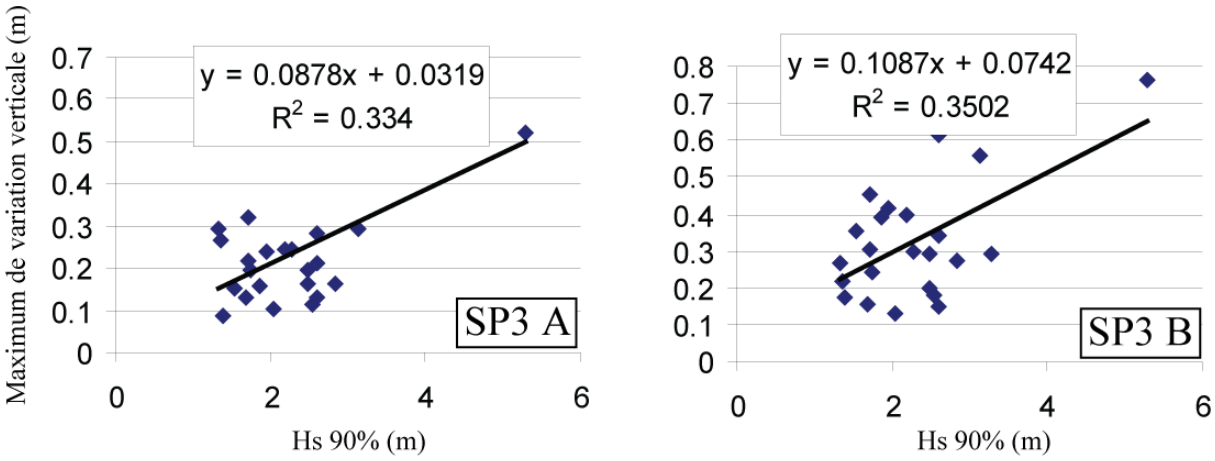


Figure IV- 28 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) au maximum de concavité de l'anse de Suscinio, au droit du château.

c- Landrezac (annexes 15)

Dans la partie centrale de l'anse de Suscinio, intégrant les profils SP5 et SP6, le profil SP5 présente de faibles corrélations entre le maximum de variation verticale et la hauteur significative de la houle au large (Figure IV- 29). Cette corrélation atteint un coefficient (r^2) de 0,22 au niveau de la rupture de pente (section B), là où les variations altimétriques sont maximales (Figure IV- 26). En revanche, la section inférieure (section C) ne présente aucune corrélation remarquable.

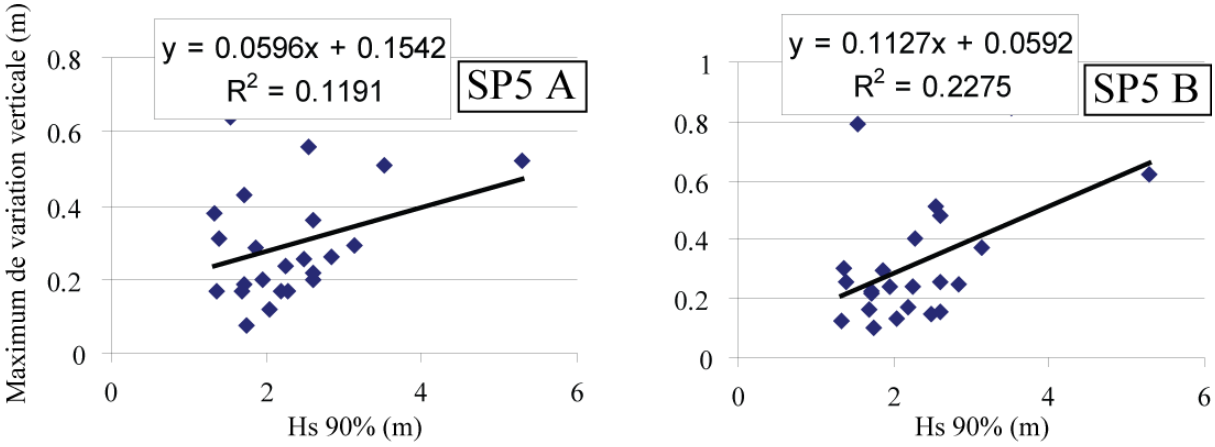


Figure IV- 29 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) dans la partie centrale de l'anse de Suscinio.

Distant d'environ 400 m, le profil SP6 est sensiblement orienté dans la même direction que le profil SP5. Les différentes sections transversales ne présentent aucune corrélation remarquable avec l'agitation au large.

d- Penvins (annexes 16)

A l'approche de l'extrémité sud-orientale de l'anse de Suscinio, formée par la petite presqu'île de Penvins, le profil SP7 présente les meilleures corrélations observées entre la variabilité altimétrique transversale et les conditions d'agitation au large (Figure IV- 30). Les quatre sections transversales de ce profil ont des corrélations faibles à moyennes. La corrélation devient maximale au niveau de la rupture de pente avec un coefficient de r^2 de 0,42. La section inférieure (section D) présente un coefficient de corrélation moyen de 0,27. Ces valeurs font du profil SP7 le plus sensible aux variations de l'agitation au large. Les corrélations sont présentées en annexes 16.

Le profil SP8 montre des coefficients de corrélation plus modestes (Figure IV- 30). Le segment réfléchissant de la plage (section A) a une faible corrélation ($r^2 = 0,12$) tandis que celle-ci augmente ($r^2 = 0,16$) au niveau de la rupture de pente (section B). Le coefficient de corrélation entre l'agitation au large et la terrasse de basse mer de ce profil (section C) est insignifiant.

Enfin, la variabilité altimétrique transversale du profil SP9 ne présente aucune corrélation avec l'agitation au large.

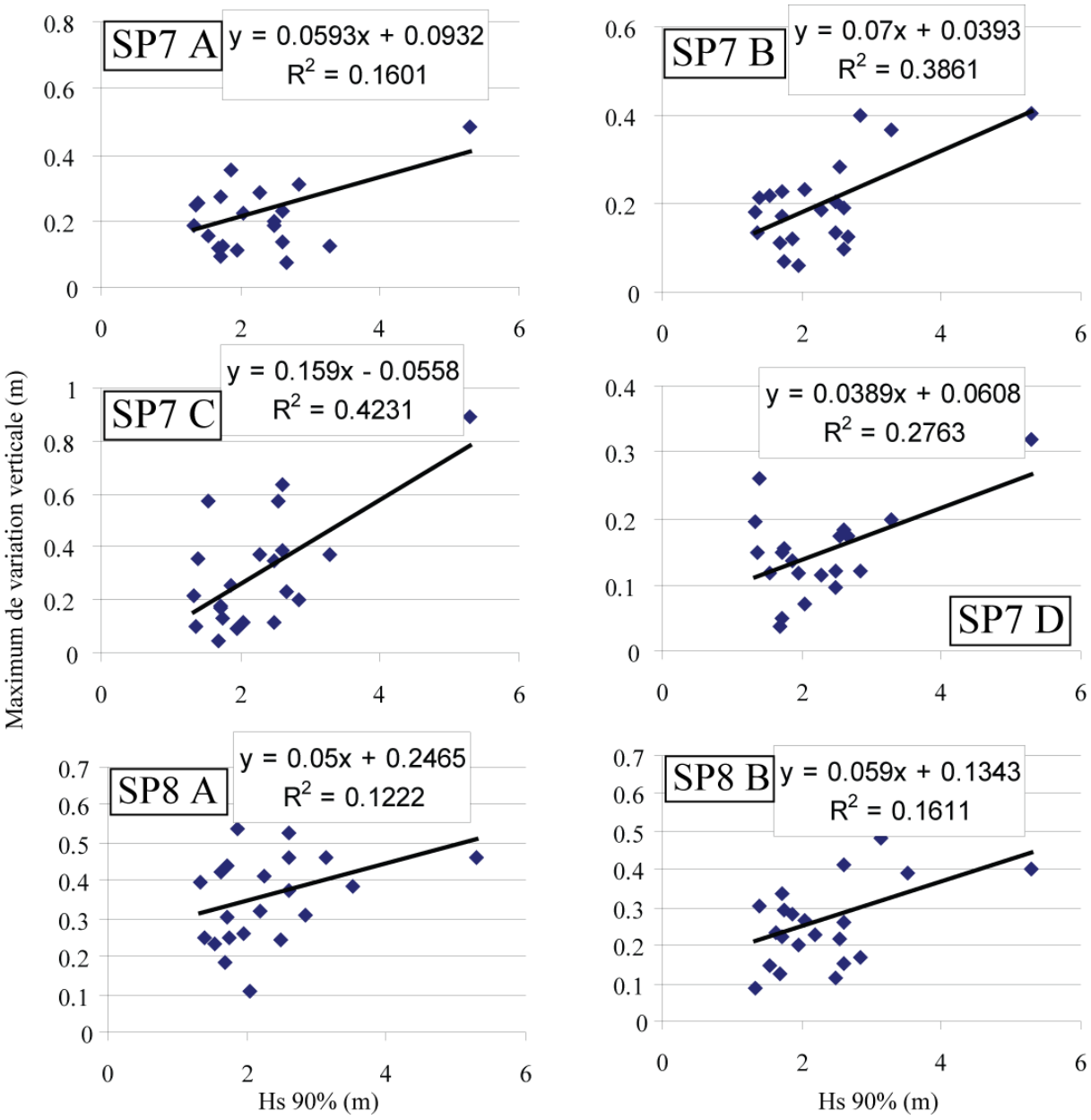


Figure IV- 30 : Corrélations remarquables entre le maximum de variation verticale (MVV) et la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) à l'approche de la pointe de Penvins.

III-5-3- Relation entre les composantes longitudinales et transversales du vent et le maximum de variation verticale (MVV)

a- Beg Lann (annexes 17)

A l'extrémité occidentale de l'anse de Suscinio, les composantes transversales et longitudinales du vent semblent impacter les variations altimétriques des profils SP1 et SP2. Cependant, seule la composante transversale du vent est ressentie sur la section supérieure du profil (section A) avec un coefficient de corrélation faible (r^2 = 0,2). Les vents de nord-est,

plus nombreux, favorisent les variations altimétriques de cette section. Pourtant, les vents de sud-ouest, moins fréquents, semblent imposer des amplitudes de variations d'altitudes plus importantes. Les composantes longitudinales et transversales du vent affectent les variations altimétriques de la section inférieure du profil SP2, correspondant à la terrasse de basse mer. Ces corrélations sont accompagnées de faibles coefficients de corrélation respectivement de 0,11 et 0,13 pour la composante longitudinale et la composante transversale du vent.

b- Suscinio (annexes 18)

Dans la partie la plus concave de l'anse de Suscinio, les profils SP3 et SP4 répondent, avec certaines disparités transversales, aux composantes longitudinales et transversales du vent moyen. Les vent longitudinaux, orientés ouest, affectent les variations altimétriques de la section supérieure (section A) du profil SP3 avec un faible coefficient de corrélation (r^2=0,11). Le vent transversal n'est que très faiblement corrélé aux variations altimétriques transversales du profil. La composante longitudinale du vent affecte la section médiane (section B) du profil SP4. La composante transversale du vent affecte, plus sensiblement, la section incluant la rupture de pente de ce profil (section C). Le vent provenant de la mer, de plus grande occurrence, est faiblement à moyennement corrélé avec les variations altimétriques de cette section.

c- Landrezac (annexes 19)

A l'exception de la section supérieure (section A) du profil SP6, le centre de l'anse de Suscinio, représenté par les profils SP5 et SP6, ne montre aucune corrélation entre les composantes longitudinales ou transversales du vent et les variations altimétriques. La section supérieure du profil SP6 montre une faible corrélation avec la composante transversale du vent où un coefficient de corrélation (r^2 = 0,11) moins faible est observé.

d- Penvins (annexes 20)

Plus à l'est, le profil SP7 présente des corrélations faibles à moyennes entre les changements altimétriques et la composante transversale du vent. Les vents orientés ouest nord-ouest engendrent de plus grandes variations d'altitudes sur le segment réfléchissant de la plage que les vents orientés est sud-est, avec des coefficients de corrélation respectifs de 0,25 (section A) et de 0,21 (section B). L'influence de cette composante du vent décroît en allant vers le bas

de plage. Les variations altimétriques du profil SP8 présentent une faible corrélation ($r^2 = 0,1$) avec la composante longitudinale du vent sur sa section supérieure (section A). Le profil SP9, situé proche de la pointe rocheuse de Penvins, montre les mêmes tendances évolutives que le profil SP8, avec un coefficient de corrélation comparable.

III-5-4- Moyennes du maximum de variation verticale

Le maximum de variation verticale moyen est compris entre 0,15 m et 0,38 m (Tableau IV-6). La terrasse de basse mer, représentée par les sections les plus inférieures des profils SP1, SP2, SP5, SP6, SP7, SP8 et SP9 concentre les plus faibles valeurs du MVV. A l'inverse, les sections les plus actives, c'est-à-dire ayant les plus fortes valeurs du MVV se situe généralement au niveau de la rupture de pente (SP1, SP3, SP4, SP5, SP6 et SP7). A l'approche des extrémités de l'anse, les sections les plus actives sont observées sur le haut de plage (SP2, SP8 et SP9).

Tableau IV- 6 : Valeurs moyennes du maximum de variation verticale (MVV) pour chaque section transversale de chaque profil de l'anse de Suscinio.

	Sections	MVV moyen (m)
SP1	A	0.19
	B	0.24
	C	0.17
SP2	A	0.29
	B	0.22
	C	0.27
	D	0.15
SP3	A	0.23
	B	0.32
	C	0.33
SP4	A	0.33
	B	0.36
	C	0.38
SP5	A	0.29
	B	0.32
	C	0.15
SP6	A	0.19
	B	0.25
	C	0.37
	D	0.20
SP7	A	0.23
	B	0.20
	C	0.30
	D	0.15
SP8	A	0.36
	B	0.27
	C	0.23
SP9	A	0.27
	B	0.19
	C	0.20

III-5-5- Synthèse

Dans son ensemble, l'anse de Suscinio présente d'importantes variations d'altitude transversales. Trois grands secteurs de l'anse, généralement situés sur le haut de plage, sont relativement sensibles à la hauteur significative de la houle au large (Figure IV- 31). Cependant, le profil SP7 concentre les plus grandes variations morphologiques causées par l'activité hydrodynamique. Avec une agitation croissante, un chenal de vidange longitudinal apparaît au niveau de la rupture de pente. Même si cette caractéristique peut être observée sur le profil SP6, les analyses statistiques ne mettent pas en évidence de relation directe entre

l'agitation au large et l'apparition d'un tel chenal. Globalement, la rupture de pente présente des variations morphologiques associées à des changements des conditions d'agitation au large. L'influence du vent sur la morphologie du domaine intertidal est également ressentie sur trois grands secteurs de l'anse. Dans les secteurs occidentaux (Beg Lann et Suscinio), deux zones d'influence du vent sont observées. En s'étirant vers l'est, le long de ces deux zones, l'influence prépondérante du vent semble se déplacer vers le bas de plage (Figure IV-31). Le vent parallèle au trait de côte, provenant d'un large secteur ouest, remobilise davantage le stock sédimentaire du domaine intertidal. Pourtant, la composante transversale du vent, provenant de la mer, peut aussi être à l'origine de variations altimétriques. Plus à l'est, à partir du centre de l'anse (SP6) vers l'extrémité orientale (SP9), les variations altimétriques du haut de plage répondent de façon ininterrompue à la composante longitudinale du vent préférentiellement orienté ouest nord-ouest.

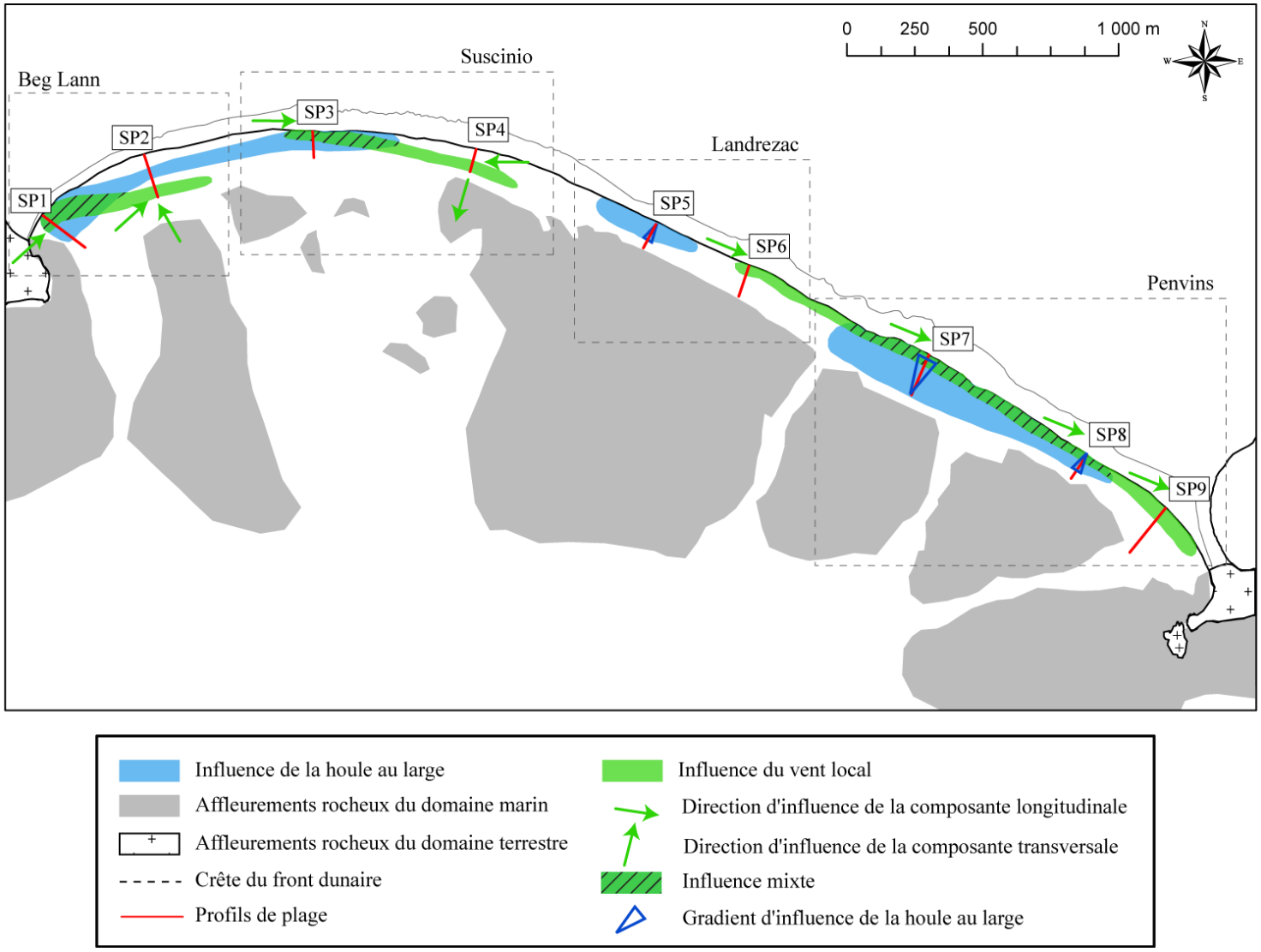


Figure IV- 31 : Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique sédimentaire du domaine intertidal de l'anse de Suscinio.

III-6- Synthèse des analyses statistiques transversales des plages de poche de la presqu'île de Rhuys

Les analyses statistiques de chaque profil des quatre plages de poche de la presqu'île de Rhuys indiquent qu'il existe une grande variabilité transversale et longitudinale des changements morphologiques.

Transversalement, les sections les plus dynamiques sont généralement situées entre le niveau moyen de la mer et le niveau des pleines mers de vives eaux. De plus, sur de nombreux profils, il existe un point, situé à une distance variable du rivage, pour lequel les variations d'altitude sont minimales, impliquant une valeur minimale de l'écart type. A titre d'exemple, sur la plage des Govelins, ce point d'équilibre est situé entre 40 m à 45 m de distance du haut de plage (Figure IV- 20). Selon la plage ou le secteur de plage considéré, la localisation de ce point remarquable peut varier sur le segment réfléchissant de chacune des plages (Figure IV-32). Longitudinalement, ce point s'étire suivant une ligne géomorphologique d'équilibre continu représentant une zone de transit favorisant les échanges sédimentaires transversaux. De tels échanges sont notamment observés dans des milieux littoraux estuariens où la combinaison du vent local et de l'agitation au large entrant dans le système participe peut expliquer ces phénomènes (Jackson, 1992).

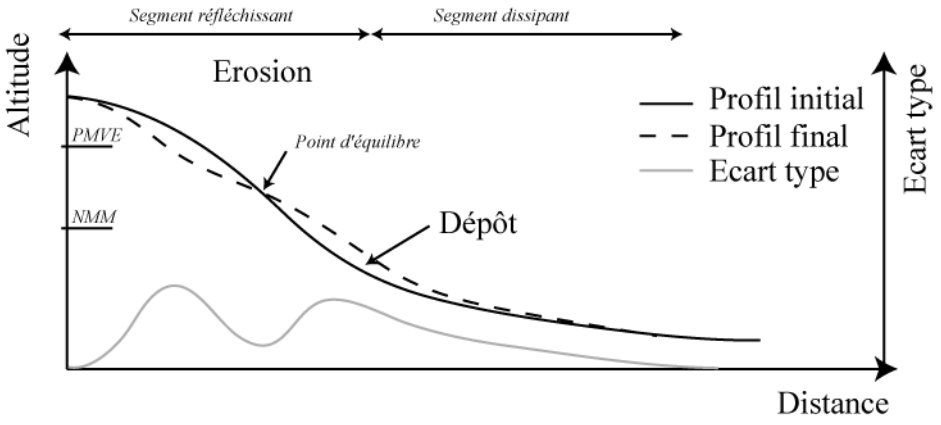


Figure IV- 32 : Représentation schématique des échanges transversaux existants sur le segment réfléchissant des plages.

Dans un contexte mésotidal, ces échanges sédimentaires transversaux peuvent être expliqués par les variations du niveau d'eau. Au cours d'un cycle tidal, les processus de jet de rive (*swash*), de déferlement (*surf*) et de levé de vagues (*shoaling*) migrent transversalement. Le jet de rive et le déferlement des vagues, participant activement aux transferts sédimentaires,

ont une occurrence plus importante sur la partie réfléchissante du profil de plage (Figure IV-33). Dans le cas des plages dites en « terrasse de basse mer », le temps d'occurrence des processus de jet de rive et de déferlement sur le segment dissipatif est insuffisant pour permettre une remobilisation significative de sédiment impliquant des changements morphologiques importants.

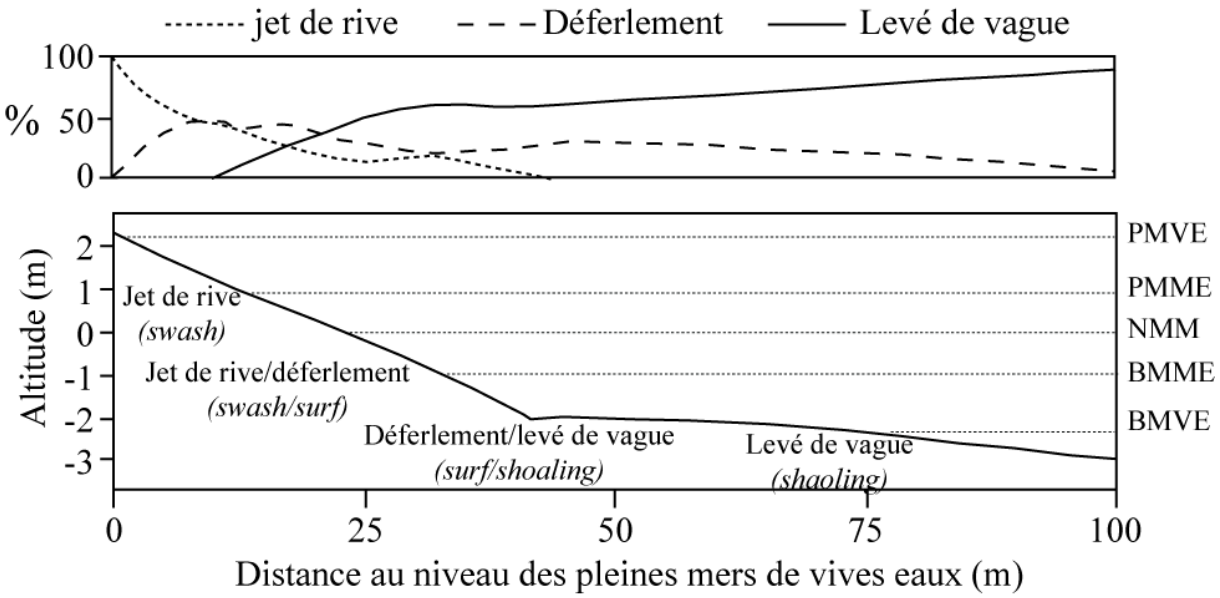


Figure IV- 33 : Occurrence relative des processus de jet de rive, de déferlement et de levé de vagues calculés à partir d'un demi-cycle tidal pour une plage en terrasse de basse mer. Modifié d'après Masselink et Hegge (1995).

Avec la variation du niveau d'eau, l'agitation participe à déterminer les échanges sédimentaires vers le haut de plage ou vers la base du domaine réfléchissant. Avec une agitation suffisante, une énergie libérée par le jet de rive et le déferlement, les sédiments les plus grossiers, dont le temps de mis en suspension est très court, sont transférés vers le haut de plage, participant à former une nette rupture de pente et potentiellement des barres de *swash* en haut de plage. A l'inverse, lors de périodes de faible agitation, par processus gravitaire, les sédiments migrent vers la base du domaine réfléchissant, comblant et lissant partiellement la rupture de pente. Ce phénomène explique les plus fortes valeurs de l'écart type observées au niveau de la rupture de pente, notamment dans l'anse de Suscinio. Cette direction de migration s'opère aussi lors de conditions de forte énergie, lorsque des vagues cambrées créent d'importants courants de retour au déferlement, emportant les sédiments en bas de plage ou en domaine subtidal.

Les coefficients de corrélations établis entre la hauteur significative de la houle au large, les composantes longitudinales et transversales du vent et les variations d'altitude par sections transversales sont généralement faibles et plus exceptionnellement moyennes. Ces valeurs sont bien en deçà des résultats obtenus par Almeida *et al.*, (2011) sur le domaine ouvert de la côte d'Algarve (Portugal) où les coefficients de corrélations établies entre les maximums de variation d'altitude et le 99ème percentile de la hauteur significative de la houle ($Hs_{99\%}$) varient entre $r^2 = 0,52$ jusqu'à 360 m du rivage et $r^2 = 0,67$ pour le haut de plage. Les résultats obtenus pour les plages de poche de la presqu'île de Rhuys sont directement à mettre en relation avec le caractère semi-abrité de cette frange littoral et un régime hydrodynamique mixte. Sur ces systèmes sableux, le vent et l'agitation peuvent agir, selon les endroits considérés, indépendamment ou conjointement sur les variations morphologiques observées. Avec des variations des paramètres granulométriques très locales, une intense contrainte géologique structurale ne permet pas d'obtenir de bonnes corrélations entre le forçage météo-marin et la réponse morphodynamique d'une plage. Cependant, les faibles mais remarquables corrélations ($0,1 < r^2 < 0,42$) parfois obtenues peuvent être retenues pour mettre en évidence des schémas théoriques d'influence du forçage météo-marin sur la morphodynamique de chaque système sableux.

Les relations établies entre la signature morphodynamique d'un système et le forçage météo-marin sont effectuées à partir de mesures statistiques. Par conséquent, certaines variations du forçage, dans l'espace et le temps, ne peuvent pas être intégrées dans ces calculs. La difficulté d'établir des relations empiriques indiscutables réside dans la complexité à mesurer ce forçage et à quantifier l'effet de la contrainte structurale sur l'atténuation des relations empiriques établies.

IV- Détermination d'un seuil théorique d'agitation au large nécessaire aux variations morphologiques significatives

Sur l'ensemble des sections transversales de chaque profil de plage, nous avons déterminé le maximum de variation vertical moyen (Tableau IV- 3 ; Tableau IV- 4 ; Tableau IV- 5 ; Tableau IV- 6). Comme nous l'avons évoqué précédemment, nous considérons que chaque valeur du MVV moyen correspond à une valeur seuil au-delà de laquelle le changement morphologique est significatif, celui-ci étant principalement induit par le déferlement.

Pour chaque section transversale et à partir des relations empiriques obtenues entre le MVV et la hauteur significative de la houle au large, il possible de déterminer théoriquement l'agitation minimale nécessaire afin de provoquer une variation morphologique remarquable (Tableau IV- 7).

Nous observons, pour l'ensemble des plages sableuses de la presqu'île de Rhuys, qu'une valeur seuil théorique moyenne de la hauteur significative de la houle ($Hs_{90\%}$) égale 2,27 m engendre des variations morphologiques significatives (Tableau IV- 7) sur l'ensemble du domaine étudié. De plus, il apparaît clairement que, quelle que soit la section transversale considérée, cette valeur seuil est conservée, à quelques centimètres d'agitation près. Certaines sections ne présentent aucune corrélation avec le forçage météo-marin mesuré. Pourtant, ces sections connaissent d'importantes variations morphologiques. A titre d'exemple, le haut de plage du profil SP2 de Suscinio ne présente aucune corrélation avec le forçage météo-marin. Cependant, ces variations existent et peuvent être exceptionnellement de forte amplitude causant un recul et une érosion durable du trait de côte (chapitre III).

En fonction du niveau d'eau au moment de l'occurrence d'un MVV, la base du front dunaire et les aménagements de défense disposés peuvent être fortement impactés. En effet, par endroit, les périodes de fort marnage combinées à des vents d'afflux et des phénomènes de surcotes peuvent définitivement dégrader la base du front dunaire ou faire reculer la crête de la dune.

Tableau IV- 7 : Tableau récapitulatif des valeurs seuils théoriques de la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$) permettant d'atteindre la maximum de variation verticale moyen (MVV moyen) sur les plages de la presqu'île de Rhuys. $Hs_{90\%}$ minimum = 2,13 m. $Hs_{90\%}$ max = 2,34 m. $Hs_{90\%}$ moyen = 2,27 m.

Fogeo					
Profils	Sections	MVV moyen (m)	r^2	Relation	$Hs_{90\%}$ (m)
FP1	C	0.29	0.1092	$MVV = 0.0548.Hs_{90\%} + 0.1641$	**2.30**
FP2	D	0.26	0.1422	$MVV = 0.0551.Hs_{90\%} + 0.1325$	**2.31**
FP3	D	0.2	0.1107	$MVV = 0.0401.Hs_{90\%} + 0.109$	**2.27**
FP4	B	0.28	0.1046	$MVV = 0.0554.Hs_{90\%} + 0.1576$	**2.21**

Kerver					
Profils	Sections	MVV moyen (m)	r^2	Relation	$Hs_{90\%}$ (m)
KP2	A	0.27	0.229	$MVV = 0.0647.Hs_{90\%} + 0.1203$	**2.31**
KP3	A	0.29	0.2004	$MVV = 0.0865.Hs_{90\%} + 0.0928$	**2.28**
KP5	C	0.16	0.1233	$MVV = 0.0514.Hs_{90\%} + 0.0507$	**2.13**

Les Govelins					
Profils	Sections	MVV moyen (m)	r^2	Relation	$Hs_{90\%}$ (m)
GP1	A	0.29	0.1222	$MVV = 0.047.Hs_{90\%} + 0.1822$	**2.29**
	B	0.35	0.2248	$MVV = 0.1048.Hs_{90\%} + 0.11$	**2.29**
GP2	A	0.3	0.4534	$MVV = 0.1165.Hs_{90\%} + 0.0327$	**2.29**
	B	0.28	0.1534	$MVV = 0.0845.Hs_{90\%} + 0.0999$	**2.13**
GP3	B	0.26	0.2158	$MVV = 0.0798.Hs_{90\%} + 0.0782$	**2.28**
	C	0.21	0.3235	$MVV = 0.0977.Hs_{90\%} - 0.0186$	**2.34**

Suscinio					
Profils	Sections	MVV moyen (m)	r^2	Relation	$Hs_{90\%}$ (m)
SP1	A	0.19	0.1374	$MVV = 0.0414.Hs_{90\%} + 0.0957$	**2.28**
	B	0.24	0.1317	$MVV = 0.0461.Hs_{90\%} + 0.1321$	**2.34**
SP2	B	0.22	0.1445	$MVV = 0.0409.Hs_{90\%} + 0.1306$	**2.19**
SP3	A	0.23	0.334	$MVV = 0.0878.Hs_{90\%} + 0.0319$	**2.26**
	B	0.32	0.3502	$MVV = 0.1087.Hs_{90\%} + 0.0742$	**2.26**
SP5	A	0.29	0.1191	$MVV = 0.0596.Hs_{90\%} + 0.1542$	**2.28**
	B	0.32	0.2275	$MVV = 0.1127.Hs_{90\%} + 0.0592$	**2.31**
SP7	A	0.23	0.1601	$MVV = 0.0596.Hs_{90\%} + 0.0932$	**2.30**
	B	0.2	0.3861	$MVV = 0.07.Hs_{90\%} + 0.0393$	**2.30**
	C	0.3	0.4231	$MVV = 0.159.Hs_{90\%} - 0.0558$	**2.24**
	D	0.15	0.2763	$MVV = 0.0389.Hs_{90\%} + 0.0608$	**2.29**
SP8	A	0.36	0.1222	$MVV = 0.05.Hs_{90\%} + 0.2465$	**2.27**
	B	0.27	0.1611	$MVV = 0.059.Hs_{90\%} + 0.1343$	**2.30**

V- Synthèse du chapitre IV

A travers les variations longitudinales des variations volumétriques calculées entre janvier 2010 et janvier 2012, une redistribution sédimentaire latérale est mise en évidence. Par exemple, sur la plage de Fogeo, cette redistribution a pour effet une accrétion de la partie occidentale et une érosion de sa partie orientale. Sur les plages de Kerver et des Govelins, l'orientation préférentielle d'une dérive littorale est difficilement observable à l'échelle de temps de l'expérience. Enfin, dans l'anse de Suscinio, l'observation des transferts sédimentaires longitudinaux permet de définir quatre grandes zones répondant indépendamment au forçage météo-marin entrant dans ce système littoral. Ces variations longitudinales se rapprochent d'un phénomène d'oscillation de plage (*beach oscillation*) causé par de brèves hausses de l'activité hydrodynamique. En considérant l'échelle de temps des mesures topographiques, aucune cyclicité saisonnière ou annuelle n'a pu être mise en évidence.

Transversalement, la réponse morphodynamique des plages de poche de ce système semi-abrité est très fortement contrainte par le contrôle géologique structural. Ce système littoral rocheux induit d'importants phénomènes de réfraction et de diffraction des ondes de houle à l'approche de la côte. Ces perturbations hydrodynamiques sont très difficilement mesurables et quantifiables. Par conséquent, les possibles relations existantes entre la hauteur significative de la houle au large et les changements morphologiques observés sont, dans le meilleur des cas, faibles à moyennes ($0,1 < r^2 < 0,42$). De même, les composantes longitudinales et transversales du vent local sur les changements morphologiques sont faiblement corrélées. Ces résultats reflètent l'environnement géomorphologique fortement contraint dans lequel ces plages évoluent. Dans ces conditions, il est très difficile de prévoir et d'anticiper les réponses morphodynamiques apportées par des conditions météo-marines sur chaque plage. Cependant, de grandes tendances se dégagent de cette étude. Sur le domaine réfléchissant, la dynamique transversale prédomine la dynamique longitudinale. Le stock sédimentaire migre du bas de plage vers le haut de plage (et inversement) en oscillant autour d'un point d'équilibre, de moindre activité.

Bien que les corrélations établies entre les variations morphologiques et l'agitation au large apparaissent négligeables, l'utilisation de ces relations empiriques définit un seuil d'agitation minimal pour lequel les changements morphologiques sur l'estran sont significatifs. A chaque

fois que cela est possible, ces relations indiquent une valeur seuil moyenne de 2,27 m du 90ème percentile de la hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$). Dans certains cas, cette valeur théorique peut toutefois être utilisée pour tenter de déterminer les conditions nécessaires à l'altération locale du trait de côte.

CHAPITRE V : DISCUSSION GENERALE

Les plages de poche sont, par définition, contraintes par des structures naturelles ou artificielles. D'importants phénomènes de réfraction et d'atténuation des vagues y sont observés (Short, 1985). Le contrôle structural des plages de poche exposées aux houles océaniques des milieux ouverts fait apparaître de puissants courants sagittaux (*rip currents*) aux extrémités. La géométrie des pointes rocheuses et leur distance d'espacement dictent l'apparition et le maintien de ces courants (Shepard et Inman, 1950 ; McKenzie, 1958 ; Short, 1985 ; Short, 1999 et 2010). La principale conséquence de l'existence de ces courants est une plus grande sensibilité de la plage à des problèmes d'érosion, le stock sédimentaire étant transféré vers le bas de plage (et le large). Les plages de poche en milieux abrités et semi-abrités ne voient pas l'apparition de courants sagittaux. Leur morphologie est davantage contrôlée par le stock sédimentaire en présence et par l'orientation des pointes rocheuses aux extrémités des vagues incidentes de moindre énergie. La crête des vagues s'oriente parallèlement au trait de côte lui configurant une géométrie concave dont la dynamique peut être modélisée à partir d'équations empiriques basées sur des modèles statiques (Hsu *et al.*, 1987), des spirales logarithmiques (Yasso, 1965) ou des modèles paraboliques (Hsu et Evans, 1989). Le transport longitudinal est alors considérablement limité. Pourtant, les phénomènes de « rotation de plage » sont fréquemment observés dans des environnements variables (Masselink et Pattiarach, 2000 ; Ranasinghe *et al.*, 2004 ; Ojeda et Guillén, 2008 ; Pinto *et al.*, 2009 ; Martins *et al.*, 2010 ; Dolphin *et al.*, 2011). Ces variations peuvent intervenir de façon cyclique saisonnière (Dophin *et al.*, 2011) ou à des échelles de temps pluriannuelles (Thom et hall, 1991) à la suite de variation dans l'angle d'incidence des vagues dictées par le vent. A l'échelle de temps de cette étude, aucune « rotation de plage » n'est observée sur les plages de la presqu'île de Rhuys. Néanmoins, la plage de Fogeo affiche un budget sédimentaire positif dans sa partie occidentale et un budget déficitaire dans sa moitié est (chapitre IV). La co-existence des processus longitudinaux et transversaux dans le contrôle morphodynamique des plages de poche ou des plages de baie est largement reconnue et acceptée (Short, 1999). La direction et l'intensité du vent local contrôlent activement le transit sédimentaire longitudinal par obliquité du déferlement. Le vent local, combiné à une augmentation de l'activité hydrodynamique, conduit à des phénomènes d'oscillation de plage (*beach oscillation*) traduisant des variations volumétriques de sédiments à l'approche de chaque extrémité d'une plage de poche (ou plage de baie) (Thomas *et al.*, 2012). Une extrémité est alors engraissée tandis que la seconde est démaigrie. Sous l'influence du vent local, les plages de poche de la

presqu'île de Rhuys sont soumises à des variations volumétriques longitudinales, sans cyclicité saisonnière apparente, à l'image des environnements abrités. Sur les plages de la presqu'île de Rhuys, le volume total reste stable pendant la durée de l'étude et les variations volumétriques engagées excèdent rarement 5 % et exceptionnellement 10 % du volume total (Chapitre IV). Les variations volumétriques sont principalement associées et attribuées aux composantes longitudinales (de chaque plage ou secteur de plage) du vent local.

Située en domaine sud breton, les plages de la presqu'île de Rhuys s'édifient, depuis la transgression holocène dans un environnement pauvre en sédiment. Au cours de la transgression, la remontée du niveau marin piège une quantité importante de sédiment. A l'Holocène, le stock sédimentaire disponible forme des cordons dunaires accrochés ou adossés au substratum rocheux le long de paléo littoraux. Au cours de la transgression, ces formations sont érodées et redistribuées le long de ces anciens rivages en migrant pour former la ligne de rivage actuelle. Par conséquent, les cordons sableux actuels des plages de poche de la presqu'île de Rhuys sont des matériaux fossiles (Estournès, 2012), remaniés au cours de la transgression, représentant la dernière quantité de sédiment disponible permettant aux plages de s'édifier. Actuellement, aucun apport terrigène de ses principaux distributaires n'est en mesure d'alimenter ce littoral, ce qui accentue sa vulnérabilité. En effet, en considérant une hausse global du niveau marin, comprise en 0,2 et 0,4 m d'ici à 2100 (suivant les modèles utilisés) (Llovel, 2010), et sans apport sédimentaire, les cordons sableux formant les plages de poche de la presqu'île de Rhuys risquent une érosion chronique avec une redistribution partielle des matériaux érodés vers le domaine subtidal. A long terme, des brèches dans les fronts dunaires pourraient apparaître et entraîner des phénomènes de submersions marines par rupture des cordons dunaires. Dans le cas des plages de poche directement adossées à des falaises rocheuses, l'élévation du niveau marin entraîne une disparition des plages par érosion du stock sédimentaire intertidal et redistribution vers le domaine subtidal (Brunel, 2010). Dans le cas des plages de la presqu'île de Rhuys formant des cordons accrochés aux pointes rocheuses les délimitant, la hausse du niveau marin peut conduire à une migration de l'ensemble du cordon dunaire (et des processus de déferlement et de jet de rive associés) vers les zones basses d'arrière plage (zones humides ou anciens marais salants). De plus, dans un contexte transgressif, l'apparition de brèches peut considérablement modifier la dynamique du système et entraîner une redistribution sédimentaire de l'espace disponible transformant définitivement la géométrie du trait de côte actuel.

I- Un environnement de faible énergie et une dynamique sédimentaire transversale prépondérante

Les plages de la presqu'île de Rhuys présentent, entre elles, une morphologie comparable. A l'exception de la plage de Fogeo, deux segments transversaux sont clairement identifiés. Le premier segment, réfléchissant, a une forte pente alors que le second, dissipant, a une pente beaucoup plus modeste (Chapitre I). Cette morphologie est fréquemment rencontrée dans des environnements estuariens (Nordstrom et Jackson, 1992), de baie (Goodfellow et Stephenson, 2005), sur la façade abritée d'îles proches du continent (Costas *et al.*, 2005) ou encore à l'arrière d'obstacles naturels ou artificiels (Hegge *et al.*, 1996). Les systèmes littoraux sableux de la presqu'île de Rhuys ont une morphologie caractéristique des environnements à *fetch* court où les vagues de courtes périodes sont générées par l'action du vent local. Selon Hegge *et al.*, (1996), les plages offrant une morphologie des plus concaves, c'est-à-dire où les segments transversaux réfléchissants et dissipants sont les plus marqués, sont majoritairement situées dans les environnements les plus abrités (Nordstrom, 1980; Nordstrom et Jackson, 1992, Jackson *et al.*, 1999 ; Jackson *et al.*, 2002). De plus, dans la plupart des cas, le segment réfléchissant de ce type de plage est réduit (de l'ordre d'une vingtaine de mètres). Les plages de poche de la presqu'île de Rhuys ont un segment réfléchissant considérable de 40 m à 60 m pour les plages de Kerver et des Govelins et jusqu'à 70 m pour le secteur le plus concave de l'anse de Suscinio au-delà duquel se trouve une terrasse de basse mer. Selon le travail d'inventaire des environnements marins et estuariens de faibles énergie menés par Jackson *et al.*, (2002), le terme « environnements de faible énergie » se rapporte à des plans d'eau dont la hauteur significative des vagues n'excède pas 0,25 m par temps calme et 0,5 m lors de conditions agitées encouragées par des vents frontaux. Toutefois, les auteurs rapportent les faibles dimensions de ces plages avec une largeur d'une vingtaine de mètres où l'héritage de conditions tempétueuses est enregistré dans la topographie. Les plages de poche de la presqu'île de Rhuys remplissent les conditions pour s'inscrire dans la définition de ces environnements. En effet, par temps calme, la hauteur significative des vagues à l'approche de la côte de la presqu'île de Rhuys est de l'ordre de 0,25 m. Lors d'évènements extrêmes, la hauteur des vagues peut atteindre 1 m en domaine intertidal avec la propagation des houles océaniques générées en atlantique dans la Mor Braz. De plus, dans cet environnement mésotidal, les plages de la presqu'île de Rhuys adoptent une morphologie en terrasse de basse mer dont la morphologie est comparable à des environnements abrités comme des baies (Goodfelow et Stephenson, 2005 ; Vila-Concejo *et*

al., 2010) et des estuaires (Nordstrom, 1992) avec toutefois une largueur d'estran plus importante. La morphologie des plages de la presqu'île de Rhuys se rapproche de celles observées au sud-ouest de l'Angleterre, le long de la mer d'Irlande (Scott *et al.*, 2012). Les auteurs mettent en relation ces morphologies, en contexte mésotidal, avec des conditions de faible agitation et une hauteur significative de la houle de l'ordre de 0,2 à 0,5 m pour des périodes comprises entre 8 et 10 s. Sur la plage de Teignmouth (Angleterre), Miles et Russel (2004) identifient une forte densité d'ondes infragravitaires sur le segment réfléchissant de la plage en « *low tide terrace* ». Les mêmes auteurs détectent une concentration de matière en suspension supérieure d'un ordre de grandeur sur le segment réfléchissant comparé à la terrasse dissipante. Le domaine réfléchissant est marqué par d'importants courants de retour (*undertow*), potentiellement érosifs (Russel, 1993) alors que la terrasse est caractérisée par des courants longitudinaux, plus faibles. Ces mêmes courants ont été mis en évidence lors des déploiements d'appareils de mesures sur les plages de la presqu'île de Rhuys. La rupture de pente sépare ces deux secteurs par une variabilité hydrodynamique, morphologique et granulométrique (Inman et Filloux, 1960 ; Komar, 1978 ; Wright et Short, 1984). La morphodynamique des plages à forte pente en milieu abrité des houles océaniques est dominée par des échanges sédimentaires transversaux (Costas *et al.*, 2005 ; Austin et Masselink, 2006 ; Buscombe et Masselink, 2006 ; Masselink et Russel, 2006). Les plages de la presqu'île de Rhuys présentent une composante transversale dominante. Pourtant, ces plages enregistrent une dynamique contrôlée à la fois par la composante longitudinale du vent local et par la hauteur de la houle au large. La presqu'île de Rhuys correspond alors à un environnement de type mixte avec un impact conjoint de la houle formée au large et du vent local. Le contrôle structural inhérent à l'héritage géologique local avec l'affleurement de platier rocheux offre une première atténuation des vagues, pouvant canaliser les courants tidaux (Gallop *et al.*, 2011). La pente du domaine subtidal semble jouer un rôle complexe dans le comportement morphodynamique des plages de poche et leur cycle d'érosion et d'accrétion en milieu ouvert (Jackson et Cooper, 2010). Sur la plage de Portsward Strand (Irlande du Nord), les suivis bathymétriques effectués par Jackson et Cooper (2005) sur une période de deux ans supposent qu'une faible pente du milieu marin à l'approche de la côte limite les phénomènes d'érosion. Ainsi, les plages de la presqu'île de Rhuys bénéficient d'une protection accrue en raison d'une faible pente du plateau continental. A partir de données sur les plages de poche australiennes, Short (2010) insiste sur l'héritage géologique qui réduit l'énergie apportée par les vagues et intensifie les phénomènes de réfraction ce qui conduit à conférer une morphologie correspondant à des environnements de faible énergie (Hegge *et*

al., 1996) mais aussi une adaptation morphologique contrainte par le cadre géologique structural (Jackson *et al.*, 2005 ; Jackson et Cooper, 2009).

Sans enregistrement *in situ* de l'agitation au sein du Mor Braz, il est difficile de connaître précisément le degré d'atténuation de la hauteur significative de la houle au large et en amont des îles barrières. Cependant, le modèle *Previmer* indique que la hauteur significative de la houle du Mor Braz représente environ le quart de l'agitation dans la Golfe de Gascogne, au large des îles barrières (Belle-île, Houat, Hoëdic). De plus, en domaine intertidal, une très forte atténuation, croissante d'ouest en est de la presqu'île, est mise en évidence par mesures hydrodynamiques (chapitre III).

Les variations morphologiques observées les plus notables sont transversales. Généralement, les échanges sédimentaires se concentrent sur le segment réfléchissant et se font du haut de plage vers le bas de plage du segment réfléchissant où les variations des écarts types mettent en évidence un point d'équilibre, aussi identifié dans le cas de transferts sédimentaires transversaux en milieux mésotidaux de faible énergie des plages du New Jersey et du sud de l'Espagne (Nordstrom et Jackson, 1992 ; Benavente *et al.*, 2000) sur lequel les variations morphologiques sont moindres (Chapitre IV). Cependant, les variations transversales observées ne sont pas uniquement la conséquence de l'augmentation de l'agitation du plan d'eau, sous l'effet du vent local dans un environnement à *fetch* court. En effet, la pénétration des houles gravitaires du Golfe de Gascogne dans le Mor Braz (en amont des îles barrières) est ressentie en domaine intertidal des plages de la presqu'île de Rhuys. Entre deux levés topographiques espacés de quelques jours, les variations verticales peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres en conditions de forte énergie (chapitre III), par exemple, au passage de la tempête *Joachim*. Les échanges sédimentaires transversaux ne s'accompagnent que de variations volumétriques négligeables. Les variations verticales transversales des plages sont corrélées de façon faible à modérée. Pourtant, ces corrélations issues de relations empiriques peuvent être considérées comme satisfaisantes. En effet, chaque fois que cela est possible, les équations de régression issues des corrélations établies entre la hauteur significative de la houle au large et les valeurs moyennes du maximum de variation verticale (par section transversale) indiquent une valeur seuil égale à 2,27 m du $90^{ème}$ percentile de la houle au large ($Hs_{90\%}$) nécessaire à une variation morphologique significative (chapitre IV), généralement de l'ordre de 0,3 m.

L'action combinée de la hauteur significative de la houle au large, de la direction et de l'intensité du vent local (composantes longitudinales et transversales), entraînant des variations morphologiques, illustre le caractère semi-abrité de l'environnement littoral de la presqu'île de Rhuys. Sur cette frange littorale, le comportement morphodynamique transversal des plages sableuses dites en « terrasse de basses mers » peut être analysé suivant quatre grandes phases d'agitation distinctes (Figure V- 1). Dans chaque cas, le redéploiement de sédiment est uniquement local avec toutefois une perméabilité avec le domaine subtidal proche.

Lors de conditions modales (longues périodes et faible hauteur des vagues), la partie supérieure du segment réfléchissant tend à s'éroder, par écoulement gravitaire des particules grossières (Figure V- 1). Cette érosion se compense par une accumulation à la base de ce segment et tend à adoucir la rupture de pente. Celle-ci s'accompagne d'une migration vers le large. Lors de conditions de faible agitation, avec l'apparition d'une « mer de vent », l'augmentation de la fréquence du déferlement implique un jet de rive d'intensité supérieur à la nappe de retrait. Ainsi, les particules grossières sont mises en mouvement et entraînées vers le haut de plage. Celui-ci est engraissé et la rupture de pente érodée. Cette ligne géomorphologique migre vers la plage et devient plus marquée. Le tri entre les particules grossières du haut de plage réfléchissant et les particules fines du bas de plage dissipant s'améliore. Pendant ces deux phases, les fluctuations du niveau d'eau favorisent l'apport de particules fines d'origine subtidale vers le domaine intertidal. Ces échanges se produisent autour d'un point d'équilibre ou point de pivot.

Avec une « mer de vent » persistante et une importante hauteur significative de la houle au large, les conditions deviennent très agitées voire tempétueuses. Les masses d'eau apportées à la côte par une forte activité hydrodynamique provoquent la formation de courants de retour (*rip currents*) entraînant les particules grossières vers la base de segment réfléchissant et les particules fines du segment dissipant vers le large, en domaine subtidal. Ces dernières peuvent se déposer dans les fractures du socle ou bien être transportées au-delà d'une barrière rocheuse par suspension (Corbau *et al.*, 2002). Dans ces conditions, le haut de plage est érodé par l'action d'une nappe de retrait supérieure en intensité au jet de rive. Les sédiments les plus grossiers se déposent préférentiellement à la base du segment réfléchissant. La rupture de pente adopte une géométrie plus diffuse. Avec une très importante hauteur significative de la houle au large ($Hs_{90\%}$ >> 2,27 m), les maximums de variations verticales sont très élevés,

pouvant atteindre 0,9 m et donc supérieurs à la valeur seuil de 0,3 m. Enfin, avec le maintien de conditions hydrodynamiques énergétiques mais avec la disparition d'ondes de courtes périodes, le haut de plage est alimenté en sédiment, la rupture de pente est érodée et apparaît avec une plus grande netteté. Une importante hauteur significative de la houle permet une remise en suspension des particules fines et leur migration vers le domaine subtidal. Le retour aux conditions modales inverse cette tendance.

Nous remarquons que la plage adopte une réponse morphodynamique semblable dans le cas de conditions modales ou lors de conditions extrêmes. Pourtant, les processus mis en jeu et leur temps d'action sont très différents. Lors de conditions modales, l'écoulement gravitaire des particules sédimentaires vers le bas de plage réfléchissant est un processus relativement lent, pouvant prendre plusieurs semaines à plusieurs mois. A l'inverse, les processus d'érosion du haut de plage et d'accrétion à la base du segment réfléchissant peuvent s'effectuer en quelques heures, lors de conditions tempétueuses. Le temps d'occurrence du forçage météo-marin est donc un paramètre déterminant, conditionnant l'évolution morphologique du système. De plus, la morphologie initiale d'un profil donné détermine son évolution ultérieure. Dans ces conditions, la réponse morphodynamique à l'impact de tempêtes sensiblement identiques en intensité peut être très différente. L'état initial d'un système littoral influence largement son évolution morphodynamique.

Le passage de la tempête *Xynthia* met en évidence des transferts sédimentaires entre le domaine subtidal et le domaine intertidal. Suite à cet épisode de forte énergie, l'anse de Suscinio enregistre un important taux d'érosion (10 %) alors que les plages situées plus à l'ouest (plus abritées) enregistrent un gain de sédiment de l'ordre de 2 à 3 %. La trajectoire de la tempête *Xynthia* générant des ondes de courtes périodes ainsi que la coïncidence d'une pleine mer de vives eaux (coefficient 102) peut expliquer l'érosion observée sur le domaine intertidale de l'anse. Ce transfert de sédiment vers le domaine subtidal est fortement contraint par le contexte géomorphologique local et la présence d'affleurements rocheux subtidaux. Ces derniers n'autorisent les échanges (transferts) sédimentaires entre les domaines subtidaux et intertidaux que par l'intermédiaire de brèches et d'incisions du substratum. Le passage de la tempête *Joachim* est marqué par un important pic de la hauteur significative de la houle au large (Hs) de 8 m avec une période au pic (Tp) de 13 s, d'occurrence décennale. Cette tempête se déplace d'ouest en est au nord de la Bretagne. Ces vagues sont bien développées et peu cambrées. De plus, en Bretagne sud, la tempête *Joachim* survient lors d'une basse mer. Par

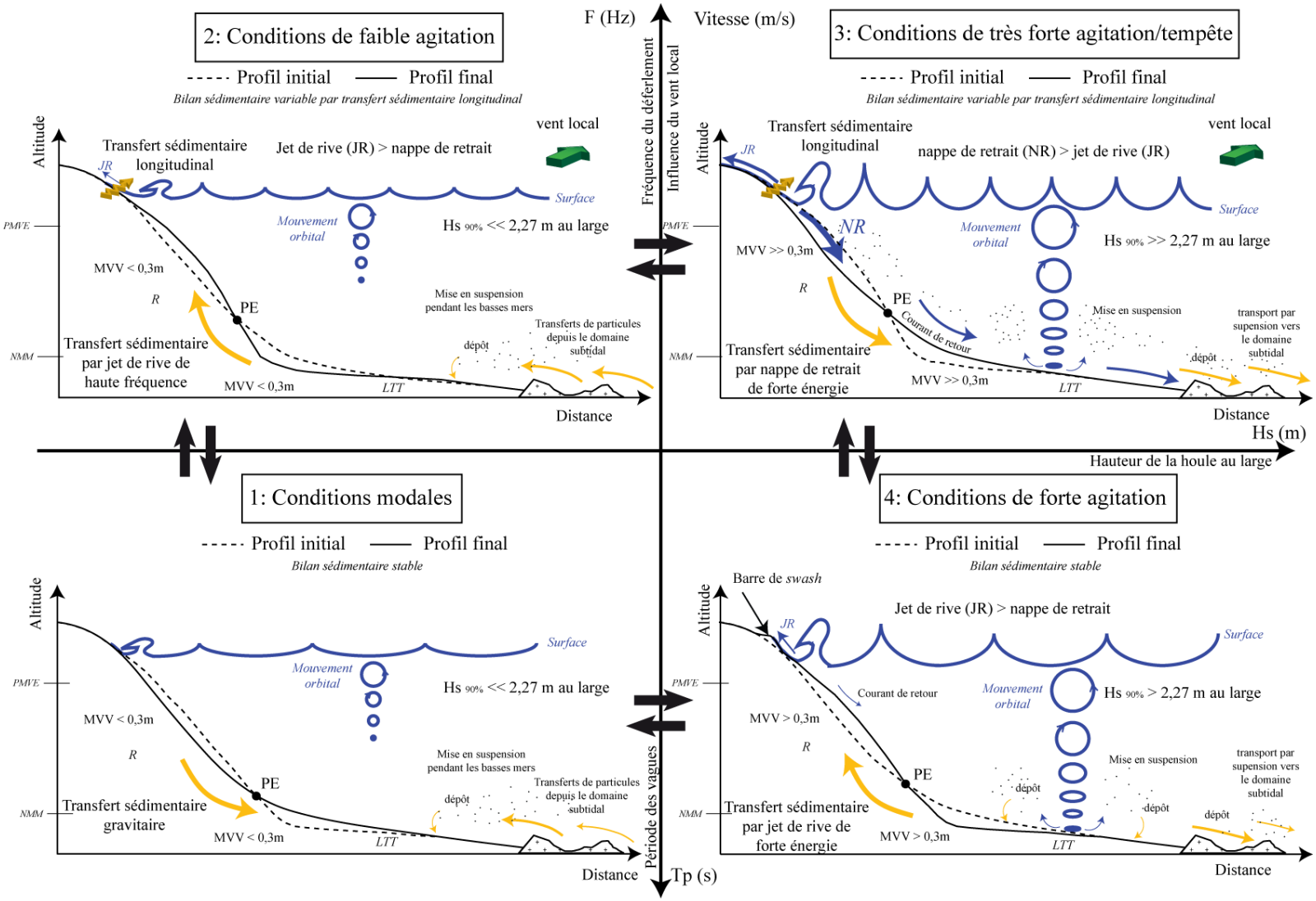
conséquent, un faible niveau d'eau et l'absence d'ondes très énergétiques de courtes périodes ne favorisent pas les échanges sédimentaires avec le domaine subtidal et aucune submersion n'est observée. En domaine intertidal, une importante dynamique transversale, accompagnée par une dynamique longitudinale plus modeste, est observée. Au passage de cette tempête, chaque plage conserve un bilan sédimentaire à l'équilibre. Toutefois, certains secteurs de plage présentent un déficit sédimentaire. Ce déficit apparent s'explique par la distance au trait de côte d'investigation des profils topographiques. Cette distance d'investigation dépend du niveau d'eau à l'heure du levé, et donc du coefficient de marée. Le passage de la tempête *Xynthia* provoque une submersion marine de la plage de Beg Lann avec une hauteur significative de la houle au large (Hs) de 4 m et une période au pic (Tp) de 8 à 10 s en deçà des conditions de collision avec le trait de côte de la plage remarqué sur la partie réfléchissante mésotidale de Faro, au sud du Portugal (Almeida *et al.*, 2012). Les caractéristiques hydrodynamiques au large de la tempête *Joachim* pouvaient entraîner une submersion. Bien que semi-abritée par les îles, l'anse de Suscinio apparaît vulnérable pour des conditions non extrêmes mais énergétiques et au contraire non sensible aux évènements de plus haute énergie. Dans un contexte mésotidal, la variation du niveau d'eau s'avère être le facteur dominant face aux conditions hydrodynamique au large.

Comme nous l'avons évoqué, la contrainte géologique structurale et la présence de platiers rocheux subtidaux ne permettent pas un réajustement morphologique systématique du système (Jackson et Cooper, 2009 ; Jackson *et al.*, 2005). De plus, les échanges sédimentaires sont considérablement limités par ces écueils. Par conséquent, la réponse morphodynamique d'une plage ou d'un secteur de plage est particulièrement difficile à anticiper. Dans le but d'utiliser des modèles de propagation des vagues (*Swan*) et des modèles de réponses morphologiques (*S-beach, X-beach*) aux conditions hydrodynamiques, il est indispensable de cartographier avec une très grande précision la morphobathymétrie des domaines subtidaux et intertidaux. La comparaison entre les résultats des modèles et les mesures topographiques et hydrodynamiques peut permettre d'améliorer sensiblement leur application dans des environnements rocheux, même si la réponse morphodynamique d'une plage réfléchissante en utilisant le modèle *X-beach* apparaît assez difficile (Vousdoukas *et al.*, 2011).
Plusieurs auteurs ont recherché, à partir d'expérimentations menées en laboratoire et sur le terrain, à obtenir des relations empiriques entre différents facteurs environnementaux (hauteur des vagues, période et les paramètres granulométriques des sédiments) (e.g King, 1972 ; Dean ; 1973 ; Sunamura ; 1989), même si ces deux approches ne sont pas strictement

comparables (Sunamura, 1984). Avec ces recherches, plusieurs auteurs ont permis l'expression mathématique de la valeur de la pente de la plage en fonction de la cambrure des vagues au large pour une taille de sédiment (D_{50}) fixée (Rector, 1954), de l'énergie délivrée par les vagues (*wave power*) et de la taille des particules (Doorkamp et King, 1971) ou encore en fonction de plusieurs paramètres intégrant la taille des particules, la hauteur de vagues au déferlement, l'accélération de la gravité et la périodes des vagues déferlantes (Sunamura, 1984). Cette relation est exprimée par l'équation suivante :

$$\text{Tan}\beta = 0{,}12\ (Hb/g^{0,5}.D^{0,5}.T) \qquad \text{(Eq. V-1)}$$

Avec tanβ la pente de la plage, Hb la hauteur des vagues au déferlement, D la taille moyenne des grains et T la période des vague. Cette relation obtenue à partir de mesures de terrain semble adaptée à expliquer, en partie, le comportement morphodynamique des plages à caractère réfléchissant en milieu mésotidal de faible énergie. L'influence du vent, en agitant le plan d'eau et donc en diminuant la période des vagues au déferlement peut ainsi faire augmenter la pente de la plage comme il a souvent été observé en presqu'île de Rhuys. Benavente *et al.* (2000) développent un nouveau paramètre morphodynamique adapté à la plage mésotidale de faible énergie de Vistahermosa au sud ouest de l'Espagne, dont les sédiments ont une granulométrie homogène. Ce paramètre appelé facteur érosif des vagues (*wave erosivity factor*) prédit la pente de la plage et l'énergie délivrée par les vagues. Les résultats théoriques indiquent une meilleure corrélation pour les plages réflectives que pour les plages intermédiaires. Une faible augmentation du facteur érosif des vagues entraîne une plus grande variation morphologique des plages réflectives alors qu'une importante augmentation de ce facteur entraîne une moindre réponse morphologique des plages intermédiaires. Les plages de la presqu'île de Rhuys pourraient à l'avenir bénéficier de ce type de nouveau paramètre afin de prédire plus efficacement les variations longitudinales et transversales d'une plage de poche et proposer un concept d'équilibre en milieu rocheux mésotidal et semi-abrité.



NMM: Niveau moyen de la mer; PMVE: Pleines Mers de Vives eaux; R: segment réfléchissant; LTT: segment dissipant "Low Tide terrace"; PE: Point d'Equilibre des échanges sédimentaires transversaux. RP: Rupture de pente.

Figure V- 1 : Diagramme de phases, synthétique conceptuel, du comportement morphodynamique transversal des plages de poche de la presqu'île de Rhuys en fonction de la période et de la hauteur significative de la houle.

II- Sensibilité du linéaire côtier

II-1- Des conditions hydrodynamiques relativement calmes pour un changement morphologique significatif

Les aléas du forçage météo-marin font apparaître, selon les endroits considérés et en dehors des aménagements anthropiques, un recul du trait de côte. Ce recul est particulièrement observé à l'ouest de l'anse de Suscinio, ou la crête du cordon dunaire de la plage de Beg Lann enregistre un important recul depuis au moins 1952 (Pian, 2010). A l'opposé, à l'est, le front dunaire du cordon sableux taillé en falaise a reculé de plus d'un mètre au passage de la tempête *Xynthia* et d'environ 1,4 m lors d'un épisode de forte agitation à la fin du mois d'octobre 2011. Ce même évènement a intensément érodé le haut de plage de la plage de Beg Lann (chapitre III). Les deux extrémités de l'anse de Suscinio sont donc dominées par une dynamique érosive et un recul rapide du trait de côte, observable à l'échelle de temps de cette étude. Cette sensibilité du trait de côte de l'anse de Suscinio, accélérée par la multiplication de chemins (Pian, 2010), ne s'observe que dans une moindre mesure sur les plages de Fogeo, Kerver et des Govelins.

Nous avons précédemment déterminé une valeur seuil de l'agitation au large ($Hs_{90\%}$ = 2,27 m), engendrant des variations d'altitude maximales moyennes de l'ordre de 0,3 m sur l'ensemble du domaine littoral étudié. Cette valeur seuil de l'agitation au large ne reflète aucunement des conditions tempétueuses mais des conditions relativement calmes. A titre d'exemple, entre le 11 septembre et le 9 octobre 2010, la bouée du plateau du Four fournit 525 heures d'enregistrement de la hauteur significative de la houle. Pendant cet intervalle de temps, $Hs_{90\%}$ = 2,27 m et 70% des enregistrements indiquent des hauteurs inférieures à 1 m (Figure V- 2). Pendant 52 heures, l'agitation au large dépasse le seuil de 2,27 m, permettant un changement morphologique significatif à la plage. Le haut de plage et le trait de côte peuvent être impactés durablement par de tels changements, à plus forte raison lors de forts coefficients de marée.

Pour chaque secteur longitudinal de plage, la coïncidence de vents d'afflux significatifs (en durée et en intensité) avec de forts coefficients de marée ainsi que de faibles pressions atmosphériques peuvent générer d'importants phénomènes de surcote, de *wave setup* et de *wave runup*. Par conséquent, l'altération et la vitesse de recul du trait de côte considéré

dépendent de la probabilité d'occurrence de la simultanéité de ces paramètres. A très court terme, cette probabilité d'occurrence est nulle. En considérant un pas de temps plus long, cette probabilité augmente et tend vers un taux de 100 % à une échelle de temps suffisamment importante. Même si des conditions extrêmes altèrent, par endroit, le linéaire côtier, les évènements modérés mais chroniques jouent un rôle tout aussi déterminant. A la fin de ces travaux, le 17 octobre 2012, un évènement bref d'intensité modérée a coïncidé avec une pleine mer de vives eaux de coefficient 108. Le jet de rive et même le déferlement ont atteint la crête du front dunaire de la plage de Beg Lann, dans l'anse de Suscinio, participant pendant quelques dizaines de minutes au recul du trait de côte local (Figure V- 3).

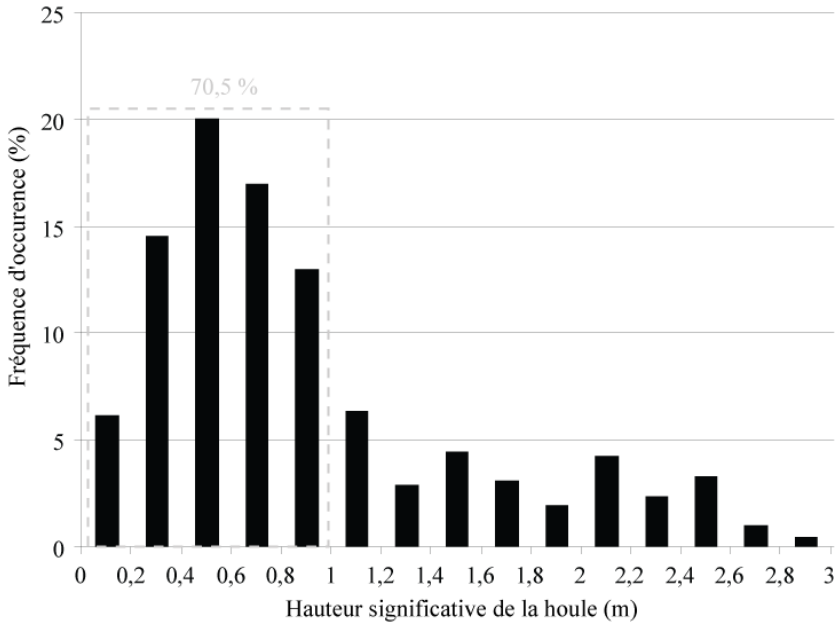


Figure V- 2 : Fréquence d'occurrence de la hauteur significative de la houle au large (Plateau du Four) calculée pour 525 heures d'enregistrement entre le 11 septembre et le 9 octobre 2010. $Hs_{90\%}$ = 2,27 m.

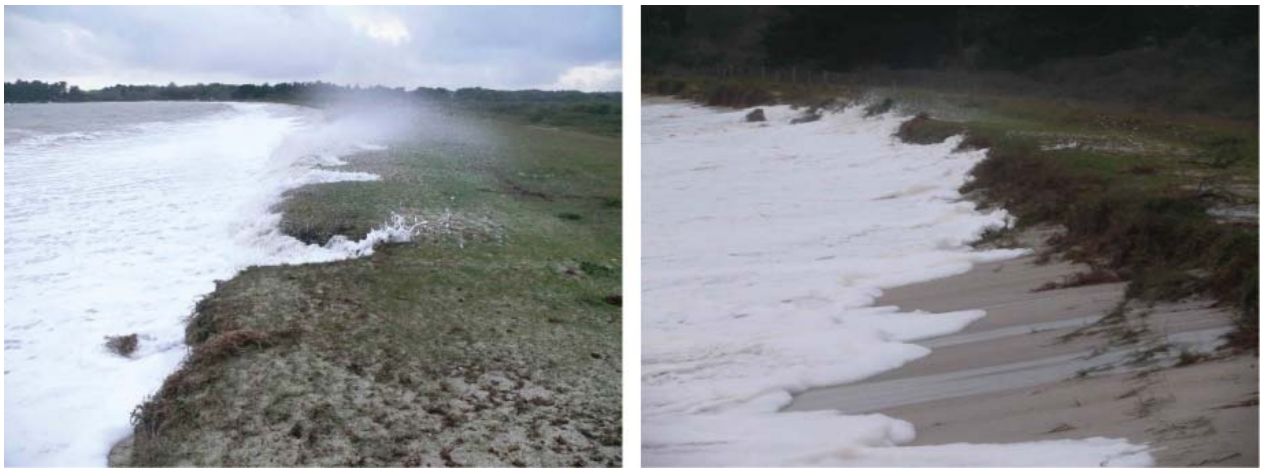


Figure V- 3 : Photographies de l'impact du déferlement et du jet de rive sur la crête du front dunaire de la plage de Beg Lann dans l'anse de Suscinio le 17 octobre 2012. Cliché : A. Dubois.

L'espace disponible à l'arrière de chacune des plages étudiées permet un réajustement progressif du linéaire côtier avec une migration du trait de côte vers les terres pouvant être accompagnée de l'ouverture de brèches dans le cordon dunaire. Les différentes analyses du comportement morphodynamique des plages de poche de la presqu'île de Rhuys suggèrent, au sein de chaque plage, une sensibilité hétérogène du trait de côte, sur le moyen terme.

Sur la plage de Fogeo, la sensibilité maximale du trait de côte est observée dans sa partie occidentale. La base du front dunaire marquée par un enrochement et par la présence de ganivelles est régulièrement sapée par les vagues sans que des conditions tempétueuses ne soient nécessaires. Sur la plage de Kerver, dans la partie sud-orientale, la base du cordon dunaire est soumise à une plus grande érosion directement contrôlée par le platier rocheux intertidal du Petit Rohu. Sur la plage des Govelins, le trait de côte, largement fixé par des enrochements ne montre pas de signes manifestes d'une sensibilité à l'érosion. Pourtant, au nord-ouest de la plage, l'étier permettant la communication du marais d'arrière dune avec le milieu marin peut présenter une zone vulnérable où les aléas du forçage météo-marin peuvent potentiellement transformer sa morphologie. Enfin, comme nous l'avons évoqué (chapitre III), dans l'anse de Suscinio, les extrémités (Beg Lann et Penvins) sont particulièrement vulnérables. A long terme, ces deux zones concentrent la plus grande probabilité d'ouverture de brèches. Pendant la durée de cette expérimentation, l'érosion du cordon dunaire observé au passage de la tempête *Xynthia* ne laisse pas la place à la formation d'une dune embryonnaire alimentée par le domaine intertidal.

II-2- Secteurs sensibles de chaque plage dans un contexte transgressif

II-2-1- Hausse du niveau marin

Le niveau moyen de la mer se stabilise jusqu'à l'Holocène récent (jusqu'au XIXème siècle). A partir du XXème siècle, une tendance à la hausse du niveau marin est observée, directement à partir d'enregistrements marégraphiques. Ensuite, les méthodes utilisées et notamment l'altimétrie spatiale améliorent considérablement le degré de précision des mesures. De 1993 à 2008, les mesures satellitaires Topex/Poseidon/Jason-1 permettent d'estimer la hausse globale du niveau marin de 3,1 ± 0,4 mm/an (Cazenave *et al.*, 2008). Cependant, la vitesse calculée des variations du niveau marin varie dans l'espace. Cette distribution géographique de la montée du niveau de la mer s'explique par des variations spatiales de l'expansion thermique, des phénomènes de subsidence, la fonte des glaciers continentaux, ou encore des variations de la salinité de l'océan. Dans ce contexte, même s'il existe des disparités régionales, le taux de variation du niveau de la mer est estimé à 3 mm/an (Cronin, 2012). D'après Zecca et Chiari (2012), en fonction de l'activité anthropique et des rejets dans l'atmosphère de carbone fossile, la hausse moyenne du niveau de la mer pourrait atteindre 0,94 m (entre 0,73 et 1,2 m) en 2100 et 2,29 m (entre 1,63 et 3,32 m) en 2200, pour le scénario le plus alarmiste. Cependant, a minima, le niveau de la mer pourrait s'élever de 0,78 m (entre 0,56 et 0,82 m) en 2100 et de 1,5 m (entre 1,17 et 2,08 m) en 2200.

Théoriquement, la hausse du niveau marin entraîne un recul du trait de côte. Toutefois, l'adaptation de la ligne de rivage dépend de nombreux facteurs (budget sédimentaire, variation de l'énergie des vagues, courants de marée, action du vent, etc.). Avec un apport conséquent de sédiment, le système littoral peut connaître une certaine stabilité ou même une progradation. A l'inverse, un faible ou inexistant apport de matériaux sédimentaires conduit inéluctablement le stock sédimentaire présent sur le littoral à adapter sa morphologie. Celui-ci peut être érodé puis ennoyé. Au contraire, s'il existe suffisamment d'espace disponible en amont, le stock sédimentaire peut être contraint de migrer vers les terres.

L'estimation quantitative de l'évolution morphologique des plages de poche de la presqu'île de Rhuys paraît difficile tant l'interaction des facteurs déterminant leur comportement morphodynamique est complexe. A ce jour, le manque de données hydrodynamiques et morphobathymétriques fines ne permet pas d'utiliser les modèles d'évolution morphologique

des cordons dunaires pour les plages de poche de la presqu'île de Rhuys. Pourtant, les mesures topographiques effectuées pendant 2 années conduisent à la mise en évidence des zones où le trait de côte est le plus sensible. Ainsi, en s'appuyant sur ces mesures et bien que le résultat soit incertain, une hypothèse d'évolution qualitative de la migration du trait de côte est proposé pour chacune des plages étudiées.

II-2-2- Plage du Fogeo

L'altitude de la base du front dunaire de la plage de Fogeo croît d'ouest en est. A l'ouest, au niveau du profil FP1, l'altitude du front dunaire est inférieure à 4 m N.G.F. A l'est, au niveau du profil FP6, l'altitude atteint près de 6 m (chapitre I). Cette particularité implique une plus grande vulnérabilité de la base du front dunaire de la plage dans sa partie occidentale. La répétition des conditions agitées synchrones des pleines mers lors de périodes de forts coefficients de marée altèrent durablement le trait de côte et impose un recul progressif de celui-ci avec l'élévation du niveau de la mer (Figure V- 4). Sur cette même plage et pendant la période de suivi morphologique, la partie occidentale enregistre une variation volumétrique positive alors que la partie orientale enregistre une perte de sédiment. Ces variations s'effectuent avec un bilan volumétrique total en équilibre. De plus, les calculs des écarts types indiquent une plus grande dynamique sédimentaire des profils situés à l'est (FP4, FP5 et FP6) par rapport à ceux situés à l'ouest (chapitre IV).
Globalement, le front dunaire de la plage de Fogeo est aménagé par l'installation de ganivelles. Les particules sédimentaires les plus fines du domaine intertidal sont apportées par transport éolien vers le domaine supratidal et notamment la base du front dunaire. Les ganivelles implantées garantissent l'accrétion sédimentaire sur le front dunaire et lui confère une certaine stabilité. Lors d'un évènement tempétueux de très forte énergie (tempête *Joachim*), le front dunaire est alimenté en sédiment d'origine éolienne. La plage de Fogeo constitue une cellule à part entière où les remaniements de sédiment observés sont uniquement locaux.

L'élévation du niveau marin impactera l'ensemble du trait de côte de la plage. La partie occidentale de la plage est plus propice à un recul du front dunaire. Ainsi, avec une élévation de près d'un mètre en 2100, le cordon peut sensiblement reculer, le volume érodé pouvant alimenter le domaine intertidal. Avec une alimentation en sédiment du domaine intertidal et subtidal, les masses d'eau bénéficient d'un plus faible espace, à plus fortes raisons lors

d'évènements de forte énergie associés à des pleines mers de vives eaux. Par conséquent, l'élévation du plan d'eau se maintenant, la rupture du cordon dunaire est envisagée, ce qui conduit à une redistribution sédimentaire longitudinale le long de la nouvelle ligne de rivage (Figure V- 4).

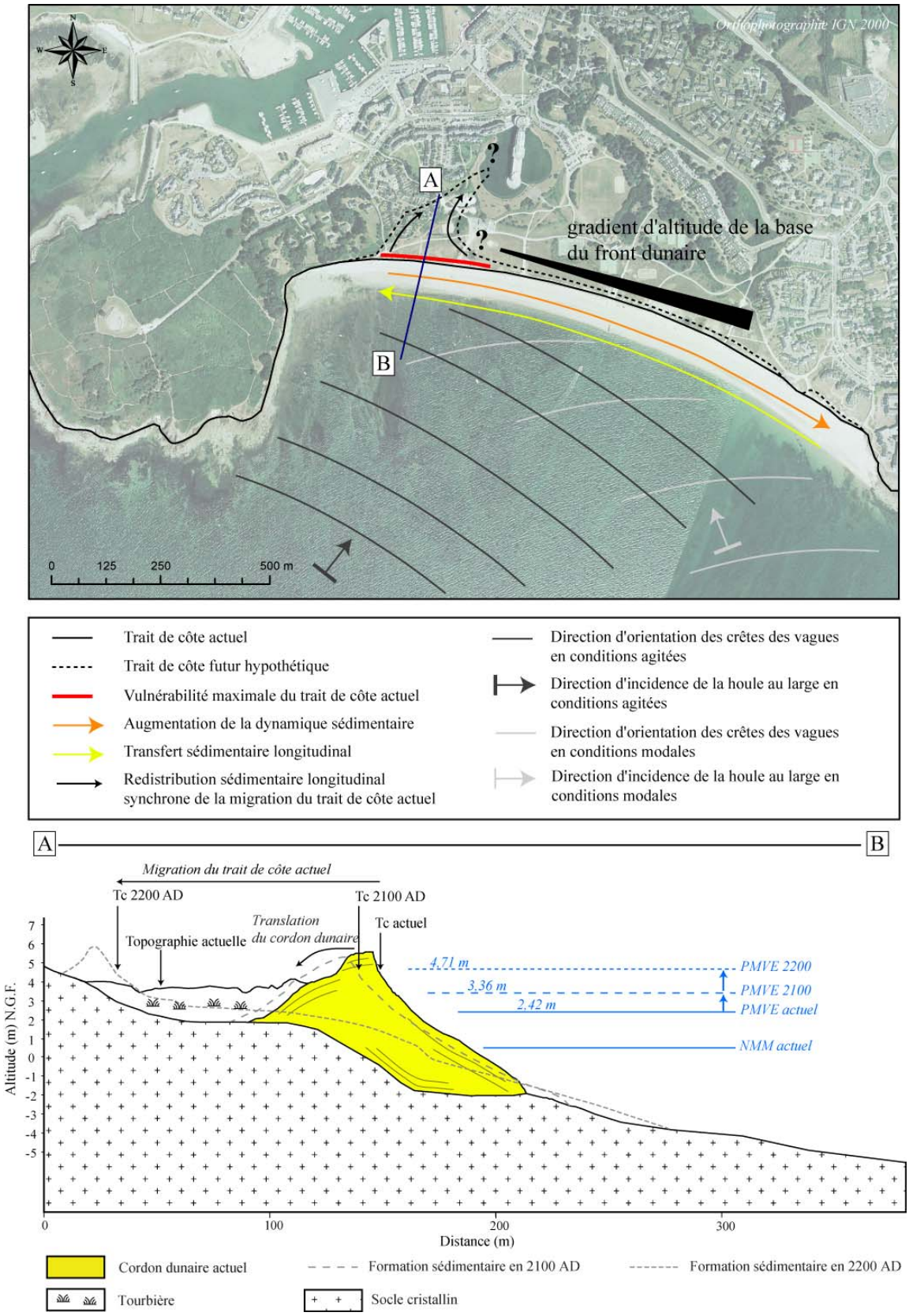


Figure V- 4 : En haut : Proposition d'un schéma évolutif du trait de côte de la plage de Fogeo et caractéristiques hydrosédimentaires. En bas : Coupe schématique de la migration possible du cordon dunaire, conséquente de l'élévation du niveau marin à une échelle pluridécennale

II-2-3- Plage de Kerver

La dynamique de la plage de Kerver est largement contrôlée par l'affleurement rocheux du Petit Rohu, en domaine intertidal du centre de la plage. Les phénomènes complexes de diffraction et réfraction des ondes de houles sont déterminants pour contrôler le comportement morphodynamique de l'ensemble du système. Au nord-ouest, le front dunaire est dominé par une dynamique d'accrétion alors que le sud-est est plus vulnérable et sensible à l'érosion marine (Figure V- 5). De plus, les variations volumétriques reflètent l'existence d'une cellule sédimentaire que l'on peut diviser en deux sous-cellules séparées par le saillant central. A l'échelle de cette plage, il est difficile d'estimer les phénomènes de diffraction et de réflexion des ondes tant la géométrie de l'obstacle est complexe. Nous pouvons pourtant affirmer que l'axe transversal du saillant du centre de la plage sépare deux grands secteurs. De part et d'autre du saillant, les ondes de houles incidentes ne sont pas de la même nature, ce qui implique une dynamique sédimentaire croissante du nord-ouest vers le sud-est. La morphologie de ces deux secteurs de plage est aussi un élément déterminant de leur comportement morphodynamique. En effet, les profils de plage du nord-ouest (KP1 et KP2) ont une altitude moins élevée que ceux situé au sud-est du saillant (KP4 et KP5) (chapitre I). Ces différences permettent d'expliquer, en partie, l'altération variable du trait de côte au sud-est du saillant. Les profils du nord-ouest et du centre (KP2, KP3 et KP4) semblent profiter de l'atténuation de l'énergie apportée par les vagues arrivant par l'ouest, provoquée par l'affleurement rocheux du Petit Rohu, contrairement aux profils de la moitié sud-est (KP4 et KP5). Dans ce contexte, l'élévation du niveau marin peut créer une ou plusieurs brèches de rupture du cordon dunaire dans la partie sud-est de la plage (Figure V- 5). Dans le cas d'une brèche pérenne, le stock sédimentaire est redistribué le long du nouveau rivage naissant. Par conséquent, la quantité de sédiment représenté par la formation sédimentaire de l'année 2200 est plus faible qu'à l'actuel (Figure V- 5).

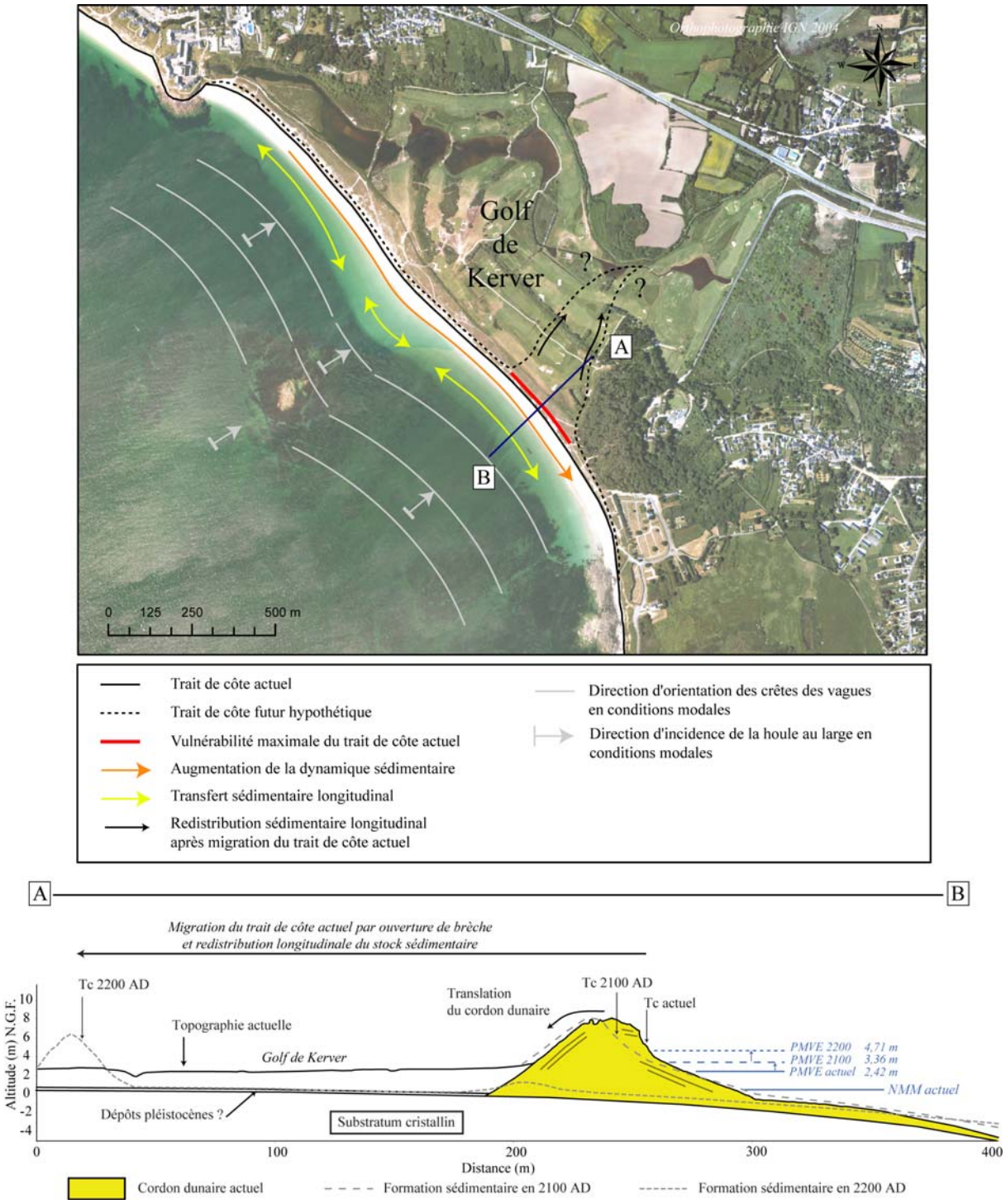


Figure V- 5 : En haut : Proposition d'un schéma évolutif du trait de côte de la plage de Kerver et caractéristiques hydrosédimentaires. En bas : Coupe schématique de la migration possible du cordon dunaire, conséquente de l'élévation du niveau marin à une échelle pluridécennale.

II-2-4- Plage des Govelins

La plage des Govelins ne montre pas de sensibilité particulière à l'érosion côtière. Sa partie centrale est fixée par des enrochements. L'ensemble du haut de plage est dominé par une accrétion éolienne. Les particules les plus fines du domaine intertidal sont transportées par le vent et contribuent à recharger en sédiment le front dunaire. Les variations volumétriques montrent clairement que cette petite plage fonctionne en système clos même si la quasi absence de platiers rocheux en domaine subtidal proche peut permettre des échanges significatifs avec une zone plus éloignée de la côte. De tels échanges sont mis en évidence au cours d'évènements brefs de forte énergie, comme par exemple au passage de la tempête *Joachim*. Le volume total de la plage reste stable. Avec une hausse du niveau marin, de plus grandes variations morphologiques sont à attendre au nord-ouest de la plage, au niveau de l'étier. Ce dernier peut s'élargir offrant une plus grande connectivité à chaque marée entre le domaine marin et le marais d'arrière dune (Figure V- 6). Ainsi, au cours du siècle à venir, le réajustement de la courbure du chenal de vidange du marais d'arrière dune est à envisager. Le trait de côte de la partie nord-est de la plage migrera alors directement vers le marais. Pourtant, il est très difficile de discuter avec certitude de la vulnérabilité (pendant ce siècle) des habitations situées directement en amont. En effet, le réajustement du stock sédimentaire à la montée de la mer peut dans un premier temps former une barrière protectrice, elle-même soumise à l'érosion à une échelle de temps beaucoup plus longue.

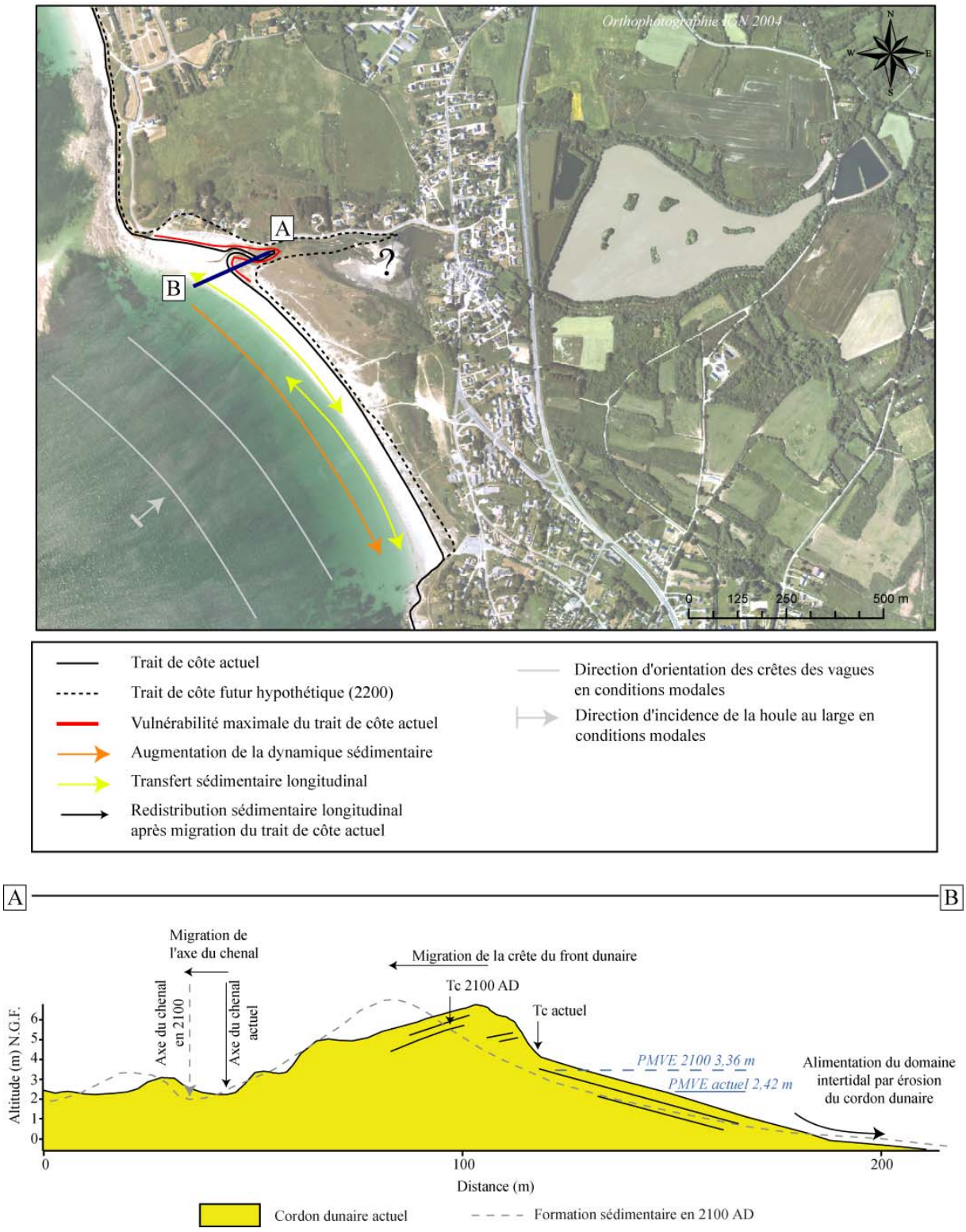


Figure V- 6 : En haut : Proposition d'un schéma évolutif du trait de côte de la plage des Govelins et caractéristiques hydrosédimentaires. En bas : Coupe schématique de la migration possible du cordon dunaire, conséquente de l'élévation du niveau marin à une échelle pluridécennale.

II-2-5- Anse de Suscinio

Les transferts sédimentaires longitudinaux et transversaux de l'anse de Suscinio présentent une plus grande complexité comparée aux autres plages, de dimensions plus modestes de la presqu'île de Rhuys. Dans son ensemble, le budget sédimentaire est conservé. Cependant, au cours de la période de suivi morphologique, quatre principaux secteurs, définis à partir des variations volumétriques, peuvent être identifiés (chapitre IV). L'orientation du trait de côte local, la pente du segment réfléchissant et les paramètres granulométriques des sédiments en présence permettent d'expliquer l'émergence de cette sectorisation spatiale de l'anse de Suscinio. Il est difficilement concevable que les particules sédimentaires mises en mouvement alimentent un « site puits » à partir d'un « site source » situé à l'opposé de l'anse. Le transfert longitudinal de sédiment s'établit par la mise en mouvement de plaquages sédimentaires dont les limites peuvent correspondre aux quatre grands secteurs identifiés (Figure V- 77). Ces secteurs sont transversalement en partie connectés au domaine subtidal, largement constitué de platiers rocheux. Les variations de l'activité hydrodynamique et la morphobathymétrie du domaine subtidal autorisent ces transferts sédimentaires par l'intermédiaire du réseau de fracturation ou de plus larges passes du substratum rocheux. La plus large zone d'échange possible entre le domaine subtidal et le domaine intertidal se situe au droit du secteur de Suscinio, à l'aplomb d'une plus large incision du socle, aujourd'hui comblée de sédiment.

Le long du linéaire côtier, la stabilité du trait de côte varie. D'importantes vitesses de recul sont enregistrées au cours de la deuxième moitié du XXème siècle (Pian, 2010) et observées au cours de ces travaux (chapitre III). A l'ouest de l'anse, l'absence de front dunaire le long du linéaire côtier des secteurs de Beg Lann et de Suscinio favorise l'érosion par submersions marines lors d'évènements agités combinés à d'importants niveaux d'eau. Au sud-est, à l'approche du perré de Penvins, le front dunaire, taillé en une falaise verticale, est marqué par des phases de recul très brèves lors d'évènements intenses. Aux deux extrémités de l'anse, le recul du trait de côte est essentiellement associé à des évènements tempétueux. Pourtant, des évènements d'intensité modérée mais synchrones avec d'importants niveaux d'eau participent activement à l'altération du trait de côte actuel. Le centre de la baie (Landrezac) semble, au contraire, beaucoup plus stable.

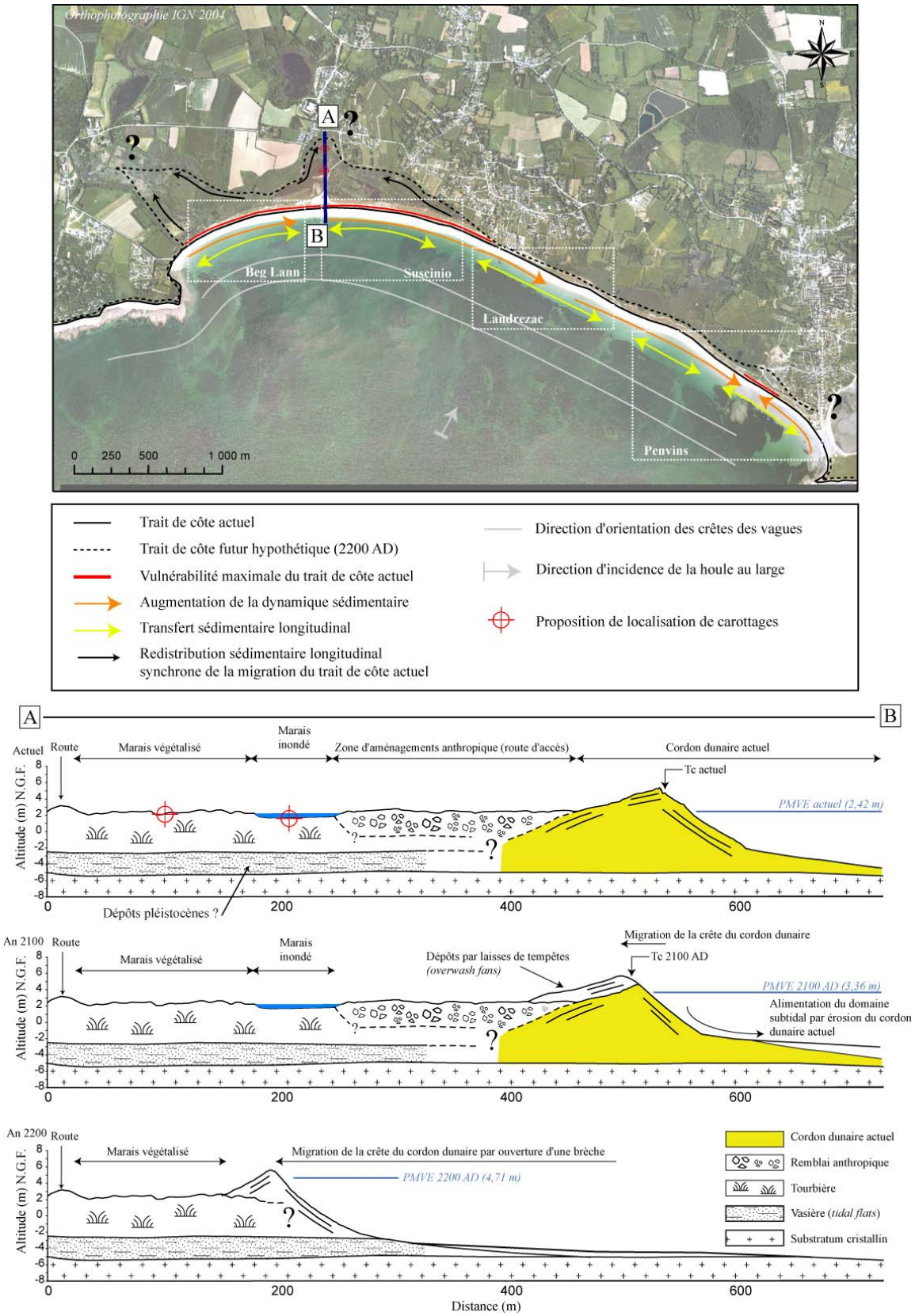


Figure V- 7 : En haut : Proposition d'un schéma évolutif du trait de côte de l'anse de Suscinio et caractéristiques hydrosédimentaires. En bas : Coupe schématique de la migration possible du cordon dunaire, conséquente de l'élévation du niveau marin à une échelle pluridécennale.

Au niveau du maximum de concavité de la baie, le cordon dunaire actuel offre une protection des zones basses d'arrière dune (Figure V- 7). Cette zone basse est aménagée en une route d'accès à la plage et un parking. Cet aménagement justifie un comblement anthropique partiel composé de remblai, directement adossé à la dune. En amont, jusqu'à la route, le marais est partiellement inondé. Le comblement du marais est principalement composé de tourbe dont les datations restes à confirmer. La base du remplissage peut contenir des restes de dépôts marins pléistocènes (Eémien). Afin de reconstituer l'histoire du remplissage du marais de Suscinio, et confirmer la présence de dépôts pléistocènes, des carottages sont nécessaires. La nature des dépôts du comblement du marais peut nous fournir des indications capitales quant à la localisation du trait de côte Eémien (-120 000 ans), période interglaciaire à laquelle le niveau marin globale était supérieur à une dizaine de mètres par rapport à l'actuel (Imbrie *et al.*, 1984). L'augmentation du niveau marin pourrait entraîner la formation de brèches dans le cordon et, à terme, modifier l'ensemble du système sédimentaire détruisant le marais d'arrière dune. A la fin de la transgression marine actuelle, le trait de côte futur pourrait retrouver la géométrie que le rivage adopta à l'Eémien.

D'une manière plus globale, les plages de la presqu'île de Rhuys sont soumises à des évènements érosifs chroniques (Figure V- 3). Les évènements tempétueux enregistrés au cours de cette étude n'impliquent pas de variations sédimentaires globales négatives. Après le passage de la tempête *Xynthia*, l'anse de Suscinio affiche un budget sédimentaire à l'équilibre un mois seulement après l'impact. Quant à la tempête *Joachim*, les seules variations volumétriques enregistrées après son passage sont attribuées à la distance au rivage de l'investigation topographique plus faible causée par l'agitation du plan d'eau et l'occurrence de plus faibles coefficients de marée. L'élévation attendue du niveau marin engendre une plus forte probabilité de coïncidence d'évènements énergétiques ou modérés avec d'importants niveaux d'eau. Ainsi, avec un niveau d'eau croissant, la probabilité d'occurrence de ces évènements associés aux phénomènes de *wave setup* et de *runup* locaux, la migration vers les terres de la ligne de rivage est inéluctable, à une échelle de temps pluridécennale, avec toutefois des disparités spatiales.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Ces travaux, combinant une approche au court terme et au moyen terme, permettent d'améliorer l'état des connaissances du comportement morphodynamique des plages de poche en milieu mésotidal semi-abrité.

Les courants tidaux des plages méridionales de la presqu'île de Rhuys apparaissent de faible intensité, avec des vitesses de l'ordre de 0,1 à 0,2 m/s. Ces valeurs varient peu avec l'occurrence d'évènements tempétueux. Compte tenu de la morphologie de ces plages dites en « low tide terrace », les courants tidaux ne peuvent expliquer les transferts sédimentaires longitudinaux observés à deux échelles de temps distinctes (à l'échelle des cycles de marée et à l'échelle mensuelle ou saisonnière). La direction et l'intensité du vent local s'avère être le facteur prépondérant forçant les transports sédimentaires longitudinaux. Bien que ce paramètre ne semble pas avoir d'incidence sur les vitesses d'écoulement des courants marins, dans cet environnement à *fetch* court, il agite néanmoins le plan d'eau créant des ondes de courtes périodes favorisant le déplacement longitudinal des particules sédimentaires les plus grossières, situées sur le segment réfléchissant des plages. Cependant, les processus de déferlement induits par le vent local, à l'origine de variations morphologiques, ne sont pas homogènes dans l'espace. L'incidence du vent sur les variations morphologiques fluctue sur quelques centaines de mètres, ce qui rend difficilement prévisible l'évolution précise à court terme ou à moyen terme d'une plage de poche. Avec les variations des paramètres granulométriques locaux, ces différences peuvent en grande partie s'expliquer par les changements d'exposition d'un secteur de plage mais aussi par la géomorphologie de la côte. La topographie terrestre du domaine littoral peut créer d'importante perturbation sur la circulation des masses d'air et ainsi complexifier son impact sur la zone de déferlement. Le suivi morphologique des plages de poche de la presqu'île de Rhuys souligne des transferts sédimentaires longitudinaux répondant à une dérive littorale. A cette échelle de temps, les principaux schémas de circulation sédimentaire, déterminés à une échelle de temps pluridécennale (Pian, 2010), proposant une dérive littorale globalement orientée d'ouest en est, ne sont pas mis en évidence. Au sein de chaque plage, les transferts sédimentaires observés correspondent à des déplacements de plaquages de sédiments n'affectant qu'un faible pourcentage du volume total. Il ainsi difficile de distinguer clairement les sites sources des sites puits et par conséquent de mettre en évidence une circulation sédimentaire impliquant un déplacement de volumes de sédiment d'une extrémité à l'autre d'une plage de

poche, particulièrement dans l'anse de Suscinio. Cette dernière peut être subdivisée en quatre zones dont les variations morphologiques et volumétriques semblent indépendantes. Bien que des variations volumétriques soient identifiées dans chaque système, le bilan sédimentaire total est conservé. Les pointes rocheuses, délimitant chaque plage de poche, constituent des barrières infranchissables interdisant les échanges sédimentaires entre deux systèmes adjacents.

Les houles océaniques provenant du Golfe de Gascogne, atténuées par les îles barrières, pénètrent le Mor Braz où leur influence est ressentie sur les plages de la presqu'île de Rhuys. Ce forçage hydrodynamique impose une réponse morphodynamique transversale dominante pouvant permettre des échanges de sédiments avec le domaine subtidal proche. Bien que l'intégralité d'une plage de poche réagisse à l'activité hydrodynamique au large, les équations empiriques établies à partir du maximum de variation verticale moyen par section transversale de chaque profil de plage soulignent une hétérogénéité dans l'espace. En d'autres termes, l'impact de la houle sur la morphologie d'une plage varie en quelques centaines de mètres parallèlement au rivage. Situées en milieu semi-abrité, les variations morphologiques sont sensibles à des conditions relativement calmes au large. Sur une période de temps donnée, il apparaît que si 10% de la hauteur significative de la houle au large dépasse 2,27 m ($Hs_{90\%}$ > 2,27 m), la morphologie varie significativement. Le marnage apparaît, alors, déterminant pour détériorer (ou non) le haut de plage et la base du front dunaire. Lors de conditions tempétueuses brèves, d'importantes quantités de sédiments peuvent migrer vers le domaine subtidal. Cependant, ces échanges sont fortement limités et contrôlés par l'existence de platiers rocheux inter et subtidaux. La plage peut alors être momentanément déficitaire en sédiment. Les volumes de sédiments ainsi piégés, dans les brèches et les incisions du substratum affleurant, sont alors rendus au domaine intertidal lors de conditions moins énergétiques. Le rééquilibrage sédimentaire du domaine sédimentaire peut alors s'effectué en quelques semaines. En règle générale, les échanges sédimentaires avec le domaine subtidal, provoqués par les variations de l'agitation au large, sont réduits et même s'il peut exister une certaine perméabilité avec le domaine intertidal, aucune perte significative de sédiment n'est démontrée. Les faibles variations observées sont directement à mettre en relation avec la distance d'investigation topographique au trait de côte.

L'influence conjuguée du vent local et des ondes de houle du Mor Braz et leurs rapides disparités spatiales sont fortement contrôlés par la géomorphologie actuelle. La pente locale

de la plage, l'orientation du trait de côte et la granulométrie des sédiments sont autant de facteurs expliquant les divers réponses observées pour chaque profil de plage. D'importants phénomènes de diffraction et de réfraction, difficilement quantifiables ainsi que des ondes de houle dépendantes directement de la morphobathymétrie et de la nature du domaine subtidal et intertidal sont créés à l'approche de la côte. La multiplicité de capteurs mesurant l'activité hydrodynamique stratégiquement déployés en domaine subtidal et intertidal apportera une plus grande précision quant à l'intensité de ces phénomènes. Il faut alors réfléchir aux différentes positions des appareils de mesures et proposer des dispositifs transversaux et longitudinaux pour chaque secteur de plage ou pour un système entier. Ces dispositifs pourront affiner et mieux appréhender le « désordre » hydrodynamique imposé par l'héritage géologique structural. Idéalement, une bouée d'enregistrement des paramètres hydrodynamiques, disposée au centre du Mor Braz, sera utile pour palier le manque de donnée inhérent à la compréhension de la dynamique de cet espace semi-abrité.

Par ailleurs, le suivi bathymétrique réalisé avec des sondeurs mono- et multifaisceaux depuis le domaine intertidal inférieur jusqu'à une certaine distance à la côte devra faire l'objet de campagnes d'acquisition régulières (saisonnières). Compte tenu de la faible profondeur du Mor Braz, cette distance peut être de l'ordre de plusieurs kilomètres, pour atteindre une profondeur de -5 à -10 m. Ces suivis réguliers peuvent souligner et quantifier l'existence d'échanges sédimentaire entre la plage et le large à travers les irrégularités du socle rocheux, mais aussi identifier une profondeur dite «de clôture » (*closing depth*) à partir de laquelle il n'existe plus d'échanges sédimentaires. Cette profondeur à déjà fait l'objet de plusieurs études en milieu ouvert (Nicholls *et al.*, 1998) mais reste indéterminée dans un milieu pauvre en sédiment et rocheux. La détermination de la profondeur de clôture des plages de poche de la presqu'île de Rhuys et des environnements rocheux en générale peut être un sujet d'étude amenant à mieux comprendre et identifier chaque cellule sédimentaire. Aussi, couplées à des données bathymétriques fines, il sera permis l'application de modèle de propagation de vagues aux environnements rocheux avec un degré de précision inédit.

Conjointement aux acquisitions bathymétriques, les levés topographiques devront être poursuivis aussi longtemps que possible dans le but de pérenniser la base de données et par la suite améliorer les calculs statistiques. Par exemple, l'application des EOF (*Empirical Orthogonal Function*) peut permettre de définir avec une plus grande précision l'impact prépondérant d'un facteur de forçage. Cette méthode est largement appliquée sur le littoral

français (Dehouck, 2006 ; Rihouey, 2004) mais aussi sur différents systèmes côtiers à travers la monde (e.g Larson et Kraus, 1994 ; Houser et Greenwood, 2005 ; Houser *et al.*, 2008 ; Karunarathna *et al.*, 2012). De plus, les levés topographiques ultérieurs devront s'appliquer à répertorier l'altitude maximale du jet de rive (*maximum runup*). La multiplication de ces valeurs pourra alors fournir une base de donnée pouvant permettre d'adapter les équations empiriques du calcul de la hauteur du jet de rive issues de la littérature. Chaque secteur de plage se verra alors attribué une équation spécifique capable de prédire l'altitude théorique du jet de rive. Ces nouvelles équations pourront être utilisées pour déterminer l'agitation au large nécessaire à l'altération du trait de côte en fonction du marnage et des conditions favorisant l'apparition de surcotes. Ces mesures pourraient être couplées à l'imagerie vidéo et caractériser l'activité de la zone de déferlement à l'origine de changements morphologiques (Vousdoukas *et al.*, 2009). Toutes ces données permettront l'amélioration des modèles de réponse morphodynamique (*S-beach*, *X-beach*) des plages de poche dans un environnement pauvre en sédiment. Leur application pourra aider à l'anticipation de l'évolution de ces plages à une échelle de temps intégrant la hausse du niveau marin.

Cette étude des plages de poche de la presqu'île de Rhuys a permis de dégager les principaux linéaires côtiers sujets à une plus grande sensibilité. Suivant le secteur de plage considéré, la sensibilité du trait de côte a pour origine la géomorphologie du front dunaire ou bien l'existence d'affleurement rocheux. Actuellement, il faut impérativement prendre en considération l'élévation du niveau marin qui parallèlement au maintien du forçage météo-marin actuel fera reculer le trait de côte et qui créera certainement des brèches par rupture du cordon dunaire. Ainsi, le changement du paysage côtier est envisagé pour le siècle prochain. Ce changement s'accompagnera d'une redistribution sédimentaire longitudinale dont l'état actuel des connaissances ne permet pas d'en définir la géométrie. A l'avenir, le laboratoire de Géosciences Marines et de Géomorphologie du Littoral de l'Université de Bretagne Sud comblera les lacunes permettant de proposer des conseils d'aménagements durables à partir de mesures physiques et de l'utilisation de modèles numériques.

Références bibliographiques

Aagaard, T., 1988. Nearshore bar morphology on the low-energy coast of northern Zealand, Denmark. Geografiska Annaler. Series A. *Physical Geography* 59–67.

Aagaard, T., Kroon, A., Andersen, S., M\oller S\orensen, R., Quartel, S., Vinther, N., 2005. Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. *Marine Geology* 218, 65–80.

Almeida, L.P., Ferreira, Ó., Pacheco, A., 2011. Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 523–532.

Almeida, L.P., Vousdoukas, M.V., Ferreira, Ó., Rodrigues, B.A., Matias, A., 2012. Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern Portugal. *Geomorphology* 143–144, 3–12.

Anthony, E., Levoy, F., Monfort, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology* 208, 73–100.

Anthony, E.J., Ruz, M.-H., Vanhée, S., 2009. Aeolian sand transport over complex intertidal bar-trough beach topography. *Geomorphology* 105, 95–105.

Arens, S.M., Wiersma, J., 1994. the dutch foredunes:inventory and classification. *Journal of coastal Reasearch* 10, 189–202.

Austin, M.J., Buscombe, D., 2008. Morphological change and sediment dynamics of the beach step on a macrotidal gravel beach. *Marine Geology* 249, 167–183.

Austin, M.J., Masselink, G., 2006. Swash–groundwater interaction on a steep gravel beach. *Continental Shelf Research* 26, 2503–2519.

Barusseau, J.P., Radulescu, M., Descamps, C., Akouango, E., Gerbe, A., 1994. Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France). *Marine Geology* 122, 47–62.

Battiau-Queney, Y., Billet, J.F., Chaverot, S., Lanoy-Ratel, P., 2003. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology* 194, 31–45.

Battjes, J.A., 1974. Surf similarity. Paper presented 14th International Conference on Coastal Engineering. Am. Soc. of Civ. Eng. Copenhagen.

Baulig, H., 1970. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Ed. Ophrys.

Benavente, J., Gracia, F.., López-Aguayo, F., 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology* 167, 375–390.

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 42, 16–30.

Biessy, G., 2009. Quantification et caractérisation des mouvements verticaux aux courtes échelles de temps dans les zones dites stables. Thèse de doctorat. Université de Rennes1.

Black, K., Andrews, C., 2001. Sandy shoreline response to offshore obstacles: Part 1. Salient and tombolo geometry and shape. *Journal of coastal Research*, SI 82–93.

Blott, S., 2000. A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer. Department of Geology. Egham (England).

Bodéré, J.-C., Hénaff, A., 2001. Modifications récentes des apports biodétritiques littoraux : conséquences sur le budget sédimentaire des estrans sableux de l'ouest du Massif Armoricain. morfo 7, 17–29.

Bonnot, C., Levasseur, J.E., others, 2003. Recherche d'indicateurs «naturalistes» de la limite supérieure du domaine maritime. Cahier Nantais 59, 47–56.

Bonnot-Courtois, C., Levasseur, J.E., 2002. Reconnaissance de la limite terrestre du domaine maritime. Intérêt et potentialités de critères morpho-sédimentaires et botaniques. Ministère de l'équipement CETMEF/RIVAGES. Laboratoire de géomorphologie et environnement du littoral.

Bowden, K.F., 1983. Physical oceanography of coastal waters. Ellis Horwood Ltd., Chichester England. 1983. 302.

Brivois, O., Idier, D., Thiébot, J., Castelle, B., Le Cozannet, G., Calvete, D., 2012. On the use of linear stability model to characterize the morphological behaviour of a double bar system. Application to Truc Vert beach (France). Comptes Rendus Geosciences 344, 277–287.

Brunel, C., 2010. Evolution Séculaire de l'Avant Côte de la Méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes.Thèse de doctorat. Université d'Aix-MarseilleI. 397p.

Buscombe, D., Masselink, G., 2006. Concepts in gravel beach dynamics. *Earth-Science Reviews* 79, 33–52.

Bryan, K., R., Gallop, S., L., Van de Lag, W., I., Coco, G., 2009. Observation of rip chanels, sand-bar shoreline coupling and beach rotation at Tairua beach, New Zealand. *19th Australasian Conference.*

Cariolet, J.M., 2011. Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne vers une définition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires.Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale. 297p.

Carrier, G.F., Greenspan H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *J. of Fluid Mech*.(4) 97-109.

Carter, R.W.G., 1977. The rate and pattern of sediment interchange between beach and dune. In Tanner, W.F. (ed.) *Coastal sedimentology*. Florida state University, Tallahasse.

Carter, R.W.G., 1988. Coastal environnements. Academic press, London.

Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: A review. *Marine Geology* 245, 141–159.

Cazenave, A., Lombard, A., Llovel, W., 2008. Present-day sea level rise: A synthesis. Comptes Rendus Geoscience 340, 761–770.

Certain, R., Meulé, S., Rey, V., Pinazo, C., 2005. Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France). Journal of Marine Systems 58, 19–34.

Chaumillon, E., Tessier, B., Reynaud, J.Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 181, 75–85.

Corbau, C., Ciavola, P., Gonzalez, R., Ferreira, O., 2002. Measurements of Cross-Shore Sand fluxes on a Macrotidal Pocket Beach (Saint-Georges Beach, Atlantic Coast, SW France). *Journal of coastal Research*, SI 36, 182–189.

Costas, S., Alejo, I., Vila-Concejo, A., Nombela, M.A., 2005. Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: A case study from NW-Iberian Peninsula. *Marine Geology* 224, 43–56.

Cowell, P.J. et Thom, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution, (eds): R.W.G. Carter et C.D. Woodroffe. Coastal evolution : *Late Quaternary Shoreline Morphodynamics.*

Coyne, M.A., Fletcher, C.H., Richmond, B.M., 1999. Mapping coastal erosion hazard areas in Hawaii: Observations and errors. *Journal of coastal Research*. SI 28 171–184.

Cronin, T.M., 2012. Rapid sea-level rise. *Quaternary Science Reviews* 56, 11–30.

Davidson-Arnott, R.G.D., Law, M.N., 1990. seasonal patterns and controlson sediment supply to coastal foredunes, long point, lake erie, Wiley, London. ed, In: Nordstrom, K.F., Psuty, N.P., Carter, N.W.G., Coastal dunes: *form and process*.

Davies, J.L., 1958. Wave refraction and the evolution of shoreline curves. Geographical studies 5, 1–14.

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approch to world shoreline. Zeitschrift für *Geomorphologie* 8, 127–142.

Davies, J.L., 1980. Geographical variation in coastal development. Longman, London.

Davis Jr, R.A., Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology* 60, 313–329.

Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone, in: First Australian Conference on *Coastal Engineering*, 1973: Engineering Dynamics of the Coastal Zone. p. 215.

Dehouck, A., 2006. Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale. 261p.

Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology* 266, 1–17.

Dolphin T.J., Vincent C.E., Wihsgott J., Belhache M., Bryans K.R., 2011. Seasonal rotation of a mixed sand-gravel beach. *Journal of coastal Research*, SI 64, 65–69.

Dominguez, L., Anfuso, G., Gracia, F., 2005. Vulnerability assessment of a retreating coast in SW Spain. Environmental Geology 47, 1037–1044.

Doornkamp, J.C., King, C.A.M., 1971. Numerical analysis in *Geomorphology*: an introduction. Edward Arnold.

Dubois, A., Sedrati, M., Menier, D., 2010. Xynthia storm impact on french south Brittany coast-Suscinio bay. Poster.*Stormes Surges Congress 13-17 september 2010, Hamburg, Germany*.

Dubois, A., Sedrati, M., Menier, D., 2011. Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions: including the Xynthia storm (South Brittany, France). *Journal of coastal Research*, SI 64,1845–1849.

Duquenne, F., Botton, S., Peyret, F., Bétaille, D., Willis, P., 2005. GPS: localisation et navigation par satellites (2 Éd.).

Effect of submerge breakwater on profil developpment., 1996. . Proc. 25th International Conference on *Coastal Engineering*, ASCE, Orlando, USA. 2428–2441.

Estournès, G., Menier, D., Guillocheau, F., Le Roy, P., Paquet, F., Goubert, E., 2012. The paleo-Etel River incised valley on the Southern Brittany inner shelf (Atlantic coast, France): Preservation of Holocene transgression within the remnant of a middle Pleistocene incision? *Marine Geology*. Sous presse.

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 photointerprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale. 320p.

Ferreira, Ó., Garcia, T., Matias, A., Taborda, R., Dias, J.A., 2006. An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores. *Continental Shelf Research* 26, 1030–1044.

Gallop, S.L, Bosserelle, C., Pattiaratchi, C., Eliot, I., 2011a. Hydrodynamic and morphological response of a perched beach during sea breeze activity. *Journal of Coastal Research*: 2009, SI 64, p. 75–79.

Gallop, S.L., Bosserelle, C., Pattiaratchi, C., Eliot, I., 2011. Rock topography causes spatial variation in the wave, current and beach response to sea breeze activity. *Marine Geology* 290, 29–40.

Gao, S., 1996. A fortran program for grain size analysis to define net sediment transport pathways. *Computers and Geosciences* 449–452.

Gao, S., Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". Sedimentary Geology 81, 47–60.

Gao, S., Collins, M., 1994. Analysis of grain-size trends for defining sedimentthways in marine environment" transport pathways in marine environment. *Journal of coastal Research* 10(1).

Garry, G., Graszk, E., Toulemont, M., Levoy, F., 1997. Plans de prévention des risques littoraux (PPR): guide méthodologique. La Documentation française.

Goodfellow, B., Stephenson, W., 2005. Beach morphodynamics in a strong-wind bay: a low-energy environment? *Marine Geology* 214, 101–116.

Gourlay, M.R., 1981. Beaches processes in the vicinity of offshore breakwaters. Proceedings of the Fifth Australasian *Conference on Coastal and Ocean Engineering*, Perth Australia.

Guilcher, A., 1951. Essai de terminologie française des plages marines et autres accumulations littorales. *revue de géomorphologie dynamique*. 32–45.

Guillén, J., Stive, M., Capobianco, M., 1999. Shoreline evolution of the Holland coast on a decadal scale. *Earth surface processes and landforms* 24, 517–536.

Guza, R.T., Thornton, E.B., 1981. Wave setup on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 86, 4133–4137.

Hallegouet, B., Hénaff, A., 1995. L'engraissement des plages de l'anse du Dinan à l'ouest de la presqu'île de Crozon en Bretagne occidentale. noroi 165, 131–152.

Hallermeier, R.J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253–277.

Harley, M., Turner, I., Short, A., Ranasinghe, R., 2011. A reevaluation of coastal embayment rotation: The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport

processes, Collaroy-Narrabeen Beach, southeast Australia. *Journal of Geophysical Research* 116, F04033.

Healy, T., 1991. Coastal erosion and sea level rise. Zeitschrift für *Geomorphologie* 81, 15–29.

Hegge, B., Eliot, I., Hsu, J., 1996. Sheltered sandy beaches of southwestern Australia. *Journal of coastal Research* 748–760.

Hénaff, A., Bodéré, J.C., 2001. Modification récente des apports littoraux: conséquence sur le budget sédimentaire des estrans sableux de l'ouest du massif armoricain. *Géomorphologie : relief, processus, environnement.* (7) 17-29.

Hesp, P., 1982. Morphology and dynamics of foredunes in S.E. Australia. Phd Thesis. University of Sydney. Australia.

Hesp, P., 1988. surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southern coast. *Journal of coastal Research*, Special Issue C.E.R.F Florida 3, 15–25.

Hesp, P., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, *Geomorphology* and dynamics. *Geomorphology* 48, 245–268.

Hanson, H., et Kraus, N. C., 1990. Shoreline response to a single transmissive detached breakwater." *Proceedings 22nd Coastal Engineering Conference*, ASCE, 2034-2046.

Holman R.A., 1986. Extreme value statistics for wave for wave runup on a natural beach. *Coastal Engineering* 9, 527–544.

Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1985. Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research* 90, 945.

Houser, C., Greenwood, B., 2005. Profile response of a lacustrine multiple barred nearshore to a sequence of storm events. *Geomorphology* 69, 118–137.

Houser, C., Hapke, C., Hamilton, S., 2008. Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology* 100, 223–240.

Hsu, J.R.., Evans, C., 1989. Parabolic bay shapes and applications. *Proceedings Institutions Civil Engineers*. London Part 2.

Hsu, J.R.., Silvester, R., Xia, Y.M., 1987. New Characteristics of equilibrium shaped bay. *Proceedings 8th International Conference of Coastal Engineering*. ASCE 140–144.

Hsu, J.R.., Yu, M.J., Lee, F.C., Benedet, L., 2010. Static bay beach concept for scientists and engineers: A review. *Coastal Engineering* 57, 76–91.

Hsu J.R.C, Evans C., 1989. Parabolic bay shapes and applications. Presented at the *Proceedings Institution Civil Engineers*, London, pp. 557–570.

Hunt, J. of W. ways and H.D., ASCE 85 (WW3), 1959. Design of seawalls and breackwaters. 123–152.

Imbrie, J., Hays, J., Kulka, G., Saltman, B., 1984. The orbital theory of pleistocene climate:support from a revised chronology of the marine O18 record. Milankovitch and climate, serie C, *Mathematical and Physical Sciences* 126.

Inman, D.L., Filloux, J., 1960. Beach cycles related to tide and wind wave regime. *Journal of geology* 225–231.

Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., 2009. geological control of a beach form: accomodation space and contempory dynamics. *Journal of coastal Research* (proceeding) SI59, 69–72.

Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., del Rio, L., 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology* 216, 297–314.

Jackson, N.L., 1995. Wind and waves: influence of local and non-local waves on mesoscale beach behavior in estuarine environments. *Annals of the Association of American Geographers* 85, 21–37.

Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., 1992. Site specific controls on wind and wave processes and beach mobility on estuarine beaches in New Jersey, USA. *Journal of coastal Research* 88–98.

Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Eliot, I., Masselink, G., 2002. [] Low energy'sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. *Geomorphology* 48, 147–162.

Juhel, C., 1999. Mémoire de maîtrise - 2 tomes -Université de Rennes 2.

Karunarathna, H., Horrillo-Caraballo, J.M., Ranasinghe, R., Short, A.D., Reeve, D.E., 2012. An analysis of the cross-shore beach morphodynamics of a sandy and a composite gravel beach. *Marine Geology* 299, 33–42.

King, C.A.M., 1972. Beaches and coasts. Edward Arnolds, London. 570p.

Komar, P.D., 1998. Beach Processes and Sedimentation. Prentice.

Kraus, N.C., Rosati, J.D., Station, U.A.E.W.E., 1997. Interpretation of shoreline-position data for *Coastal Engineering* analysis. US Army Engineer Waterways Experiment Station.

Kroon, A., Masselink, G., 2002. Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology* 190, 591–608.

Kuriyama, Y., Ito, Y., Yanagishima, S., 2008. Medium-term variations of bar properties and their linkages with environmental factors at Hasaki, Japan. *Marine Geology* 248, 1–10.

Larson, M., Capobianco, M., Hanson, H., 2000. Relationship between beach profiles and waves at Duck, North Carolina, determined by canonical correlation analysis. *Marine Geology* 163, 275–288.

Larson, M., Kraus, N.C., 1994. Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology* 117, 75–94.

Law, M.N., Davidson-Arnott, R.G.., 1990. Seasonal controls on aeolian processeson the beach and foredune. *Proc. Symposium on Coastal Sand Dunes*. NRC, Ottawa 49–67.

Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricain. *Sci Geol Bull* 44, 31–103.

Lemasson, L., 1999. Vents et tempêtes sur le littoral de l'ouest de la France: variabilité, variation et conséquences morphologiques (Thèse de doctorat).Université de Rennes2. 186p.

Leroux J.P., Rojas E.M., 2007. Sediment transport pattern determined from grain size parameters: Overview and state of the art. Sedimentary Geology. 202 (473-488).

Lesser, G.R., Vroeg, J.H., Roelvink, J.A., de Gerloni, M., Ardone, V., 2003. Modelling the morphological impact of submerged offshore breakwaters. *Proc. Coastal sediment. World Scientific Publication Co*, Florida, USA.

Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., Larsonneur, C., 2000. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology* 171, 39–59.

Lippman, T.C., Holman, R.A., n.d. The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research* 95, 1575–1590.

Llovel, W., 2010. Hausse du niveau de la mer et impact du changement climatique global. Thèse de doctorat.Université de Toulouse III. 210p.

Makaske, B., Augustinus, P.G.E.F., 1998. Morphologic changes of a micro-tidal, low wave energy beach face during a spring-neap cycle, Rhone-Delta, France. *Journal of coastal Research* 14, 632–645.

Martins, C.C., Michaelovitch de Mahiques M., Dias J.M.A., 2010. Daily morphological changes determined by high-energy events on an embayed beach: a qualitative model. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 487–495.

Masselink, G., Hegge, B., 1995. Morphodynamics of meso-and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology* 129, 1–23.

Masselink, G., Hughes, M.G., 2003. Introduction to coastal processes and *Geomorphology*. Arnold, Hodder Headline Group.

Masselink, G., Pattiaratchi, C.B., 2001. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology* 172, 243–263.

Masselink, G., Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of coastal Research* 9, 785–800.

McKenzie P., 1958. Rip-current systems. *Journal of Geology* 66, 103–113.

McLaren, P., Bowles, D., 1985. The effect of sediment transport on grain-size distributions. Journal of *Sedimentary Petrology* 55, 457–470.

Menier, D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines: apport de la stratigraphie sismique. (Mémoire Géosciences Rennes).183p.

Menier, D., Reynaud, J., Proust, J., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. 85, 37. *Society for Sedimentary Geology*. Vol 87. 37-55.

Menier, D., Tessier, B., Proust, J.N., Baltzer, A, Sorrel, P., Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (Southern Brittany, Western France). *Bulletin de la Société Géologique de France*. (2) 115-128.

Menier, D., Tessier, B., Dubois, A., Sedrati, M., 2011. Geomorphological and hydrodynamic forcing of sedimentary bedforms-Example of Gulf of Morbihan (South Brittany, Bay of Biscay). *Journal of coastal research* SI-64 1530–1534.

Miles, J.R., Russel, P.E., 2004. Dynamics of a reflective beach with a low tide terrace. *Continental Shelf Research* 24, 1219–1247.

Moore, L.J., Benumof, B.J., Griggs, J.B., 1999. Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego. *Journal of coastal Research*. Specail issue n°28 121–130.

Moore, L.J., Griggs, G.B., 2002. Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology* 181, 265–283.

Morton, R.A., Speed, M.F., 1998. Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. *Journal of coastal Research* 14, 1773–1784.

Nancy L. Jackson, D.P.H., 1999. Changes in beach water table elevation during neap and spring tides on a sandy estuarine beach, Delaware Bay, New Jersey 22, 753–762.

Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A., Lee, G., 1998. Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology* 148, 179–201.

Nir, Y., 1982. Offshore artificial structures and their influence on the Israel and Sinai Mediterranean beaches. Proceedings of the 18th International Conference on *Coastal Engineering* (ASCE) 1837–1856.

Nordstrom, K.F., 1980. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of oceanside and bayside beaches. *Physical Geography* 1, 177–196.

Ojeda, E., Guillén, J., 2008. Shoreline dynamics and beach rotation of artificial embayed beaches. *Marine Geology* 253, 51–62.

Pajak, M.J., Leatherman, S., 2002. The high water line as shoreline indicator. *Journal of coastal Research* 329–337.

Pettijohn, F.J., Potter P.E., Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. Springer-Vergla.

Perhein, C., Roche, A., 2010. Evolution des méthodes de caractérisation des aléas littoraux. XIème Journées Nationales Génie Cotier - Génie Civil 609–616.

Pian, S., 2010. Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers sud bretons.Thèse de doctorat. Université de Rennes 2. 477p.

Pian, S., Regnauld, H., 2007. La carte qui change les concepts. Comment des méthodes classiques de cartographie géomorphologique d'un littoral anthropisé incitent à repenser les concepts d'érosion et d'accumulation. http://www.espacestemps.net/.

Pinot, J.P., 1974. Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental: étude géomorphologique. Impram.

Pinto C.A., Taborda R., Andrade C., Teixeira S.B., 2009. Seasonal and Mesoscale Variations at an Embayed Beach (Armaçao De Pera, Portugal). *Journal of coastal Research*, SI 56, 118–122.

Pirazzoli, P.A., 2000. surges, atmosheric pressure and wind change and flood probability on the atlantic coast of France. *Oceanologica Acta* 23, 643–661.

Pirazzoli, P.A., 2004. Etude statistique des variations récentes de la pression atmosphérique et du vent sur les côtes atlantiques de la France et de l'Irlande. Actes de l'AIC, Caen 341–343.

Quartel, S., Kroon, A., Ruessink, B.G., 2008. Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach. *Marine Geology* 250, 19–33.

Ranasinghe, R., Symonds, G., Black, K., Holman, R., 2004. Morphodynamics of intermediate beaches: a video imaging and numerical modelling study. *Coastal Engineering* 51, 629–655.

Ranasinghe, R., Turner, I.L., 2006. Shoreline response to submerged structures: A review. *Coastal Engineering* 53, 65–79.

Raubenheimer, B., Guza, R.T., Elgar, S., 2001. Field observations of wave-driven setdown and setup. *J. Geophys. Res*. 106, 4629–4638.

Rector, R.L., 1954. Laboratory study of equilibrium profiles of beaches. U.S. Army corps of Engineers Beach Erosion Board.

Regnauld, H., Louboutin, R., 2002. Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments, Brittany, France. *Sedimentary Geology* 150, 17–29.

Regnauld, H., Pirazzoli, P.A., Morvan, G., Ruz, M., 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology* 210, 325–337.

Reichmüth, B., Anthony, E.J., 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology* 90, 101–114.

Rihouey, D., 2004. Analyse statistique de l'évolution morphodynamique des plages sableuses : Application aux sites d'étude du Programme National d'Environnement Côtier et aux plages d'Anglet, Université de Pau et des Pays de l'adour.

Roubertou, A., Bonneval, H., 1965. La photographie aérienne en hydrographie marine. Chevalier R. La photographie aérienne Panorama intertechnique. Gauthier-Villars Paris 51–56.

Ruessink, B.G., Kroon, A., 1994. The behaviour of nearshore bars system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology* 121, 187–197.

Ruessink, B.G., Wijnberg, K.M., Holman, R.A., Kuriyama, Y., Van Enckevort, I.M.J., 2003. Intersite comparison of interannual nearshore bar behaviour. *Journal of Geophysical Research* 108(C8°, 3249–3261.

Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research* 13, 1243–1265.

Ruz, M.-H., Hequette, A., Hill, P.R., 1992. A model of coastal evolution in a transgressed thermokarst topography, Canadian Beaufort sea. *Marine Geology* 106, 251–278.

Sabatier françois, Suanez, S., Héquette, A., Regnauld, H., Anthony, E.J., Musereau, J., Ruz, M.-H., 2009. Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3–22.

Sallenger Jr, A.H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of coastal Research* 890–895.

Saunders, K.E., Davidson-Arnott, R.G.., 1990. Coastal dune response to natural disturbances. Proc. *Symposium on Coastal Sand Dunes*. NRC, Ottawa 321–345.

Scott, T., Masselinka, G., Russell, P., 2011. Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Marine Geology*.

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

Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.-P., Capo, S., Bujan, S., Howa, H., 2009. Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology* 107, 263–274.

Shepard F.P., Inman D.L., 1951. Nearshore circulation. Presented at the Proceeding 1st Conference *Coastal Engineering*., Concil of Wave Research, Long Beach, pp. 50–59.

Shore Protection Manual., 4th Edition, 2 volumes U.S. Army Engineering Waterways Experiment Station. ed, 1984. . Coastal Engineering center, Washington.

Shoreline response to a single transmissive detached breakwater, 1990. . Proc. 22nd International Conference on Coastal, Delft, The Netherlands, ASCE 2034–2046.

Short, A.D., 1985. Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine Geology* 65, 47–71.

Short, A.D., 2010. Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coastal Engineering* 57, 92–97.

Short, A.D., Hesp, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology* 48, 259–284.

Short, A.D., 1999. Handbook of beach and shoreface morphodynamics. John Wiley & Sons. New York. US.

Silvester, R., 1960. Stabilization of sedimentary coastlines. *Nature* 188, 467–469.

Silvester, R., Hsu, J.R.., 1993. Coastal stabilization, Innovative Concepts. Prentice Hall, Englewood cliffs. New Jersey.

Sipka, V., 1997. Contexte environnemental et caractérisation morphodynamique des plages macrotidales du Nord-Pas de Calais. Thèse de doctorat. Université de la côte-d'Opale.

Sipka, V., Anthony, E.J., 1999. Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal low wave conditions. *J. Rech. Oceanogr*. 24, 25–31.

Smith, J.M., 2003. Surfzone Hydrodynamic. Coastal Engineering Manual. CEM.

Stafford, D.B., Langfelder, J., 1971. Air photo survey of coastal erosion. *Photogrammetric Engineering*.

Stépanian, A., Levoy, F., 2003. Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale: l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France): Morphodynamical evolution sequences of intertidal bars on a macrotidal beach: case study of Omaha beach (Normandy, France). *Oceanologica Acta* 26, 167–177.

Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger Jr, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53, 573–588.

Suanez, S., Fichaut, B., Sparfel, L., 2007. Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne) Assessment method of low coastal flooding hazard applied to Vougot beach, Guissény (Brittany). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 319–334.

Suanez, S., Stéphan, P., 2006. Forçages météo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 91–110.

Sunamura, T., 1989. Chapter 6 Sandy Beach *Geomorphology* Elucidated by Laboratory Modeling, in: V.C. Lakhan and A.S. Trenhaile (Ed.), Elsevier *Oceanography Series*. Elsevier, pp. 159–213.

Sunamura, T., 1984. Quantitative predictions of beach-face slopes., *Geological Society of America Bulletin*.

Tanner, W.F., 1960. Florida coastal classification. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc 10, 259–266.

Tessier, C., 2006. Caractérisation et dynamique des turbidites en zones côtière: l'exemple de la région marine Bretagne Sud.

Thom B.G. Hall W., 1991. Behaviour of beach profils during accretion and erosion dominated periods. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 113–127.

Thomas, T., Phillips, M., Williams, A., Jenkins, R., 2012. Medium time-scale behaviour of adjacent embayed beaches: Influence of low energy external forcing. *Applied Geography* 32, 265–280.

Turner, I.L., Leyden, V.M., Cox, R.J., Jackson, L.A., McGrath, J., 2001. Physical model study of the gold coast artificial reef. *Journal of coastal Research*, Special Issue 131–146.

Van der Briezen, S.C., Roelvink, J.A., Van de Graaf, J., Schaap, J., Torrini, L., 1998. . Proc. 26th *International Conference Engineering*, ASCE, Copenhagen, Denmark. 2028–2041.

Vanney, J.-R., 1977. Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. Société d'édition d'enseignement supérieur.

Vanroye, C., Peignault, F., Gautier, Y., Legros, C., 2012. Rapport relatif à la tempête Joachim sur le littoral de département de la Vendée le 15 et 16 décembre 2011. DDTM 85.

Vila-Concejo, A., Hughes, M.G., Short, A.D., Ranasinghe, R., 2010. Estuarine shoreline processes in a dynamic low-energy system. *Ocean dynamics* 60, 285–298.

Visset, L., Bernard, J., 2006. Évolution du littoral et du paysage, de la presqu'île de Rhuys à la rivière d'Étel (Massif armoricain – France), du Néolithique au Moyen Âge. Archéosciences 143–156.

Visset, L., Hauray, G., 1988. The mechanized « Gik » corer : seven years of use and improvement. Boreas 17, 329–331.

Vousdoukas, M., Ferreira, P., Almeida, L., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., Taborda, R., Silva, A., Ruano, A., Ferreira, Ó., 2011. Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. *Ocean dynamics* 61, 1521–1540.

Wijnberg, K.M., Terwindt, J.H.., 1995. Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology* 126, 301–330.

Wright, L.., Nielsen, P., Short, A.., Green, M.., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology* 50, 97–127.

Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93–118.

Yasso W.E., 1965. Plan geometry of headbay beaches. *Marine Geology* 73, 702–714.

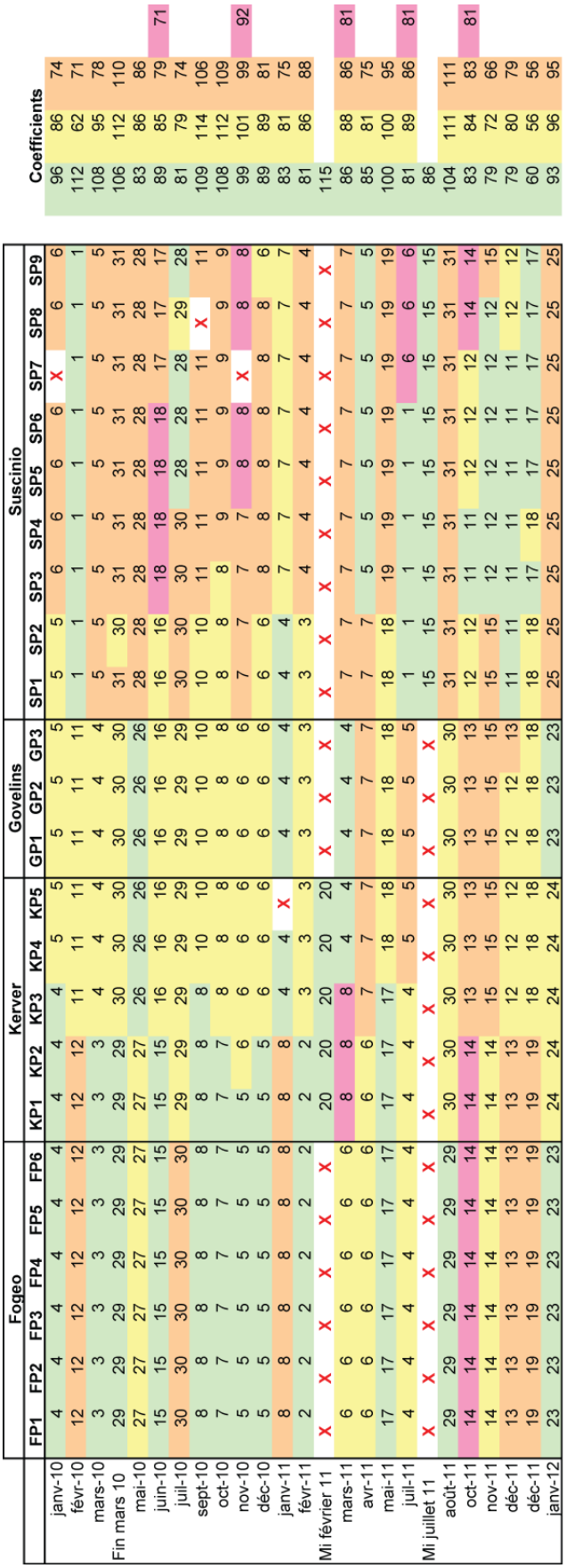
Zecca, A., Chiari, L., 2012. Lower bounds to future sea-level rise. *Global and planetary change* 98–99, 1–5.

Zuzek, P.J., Nairn, R.B., Thieme, S., 2003. Spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes basin. *Journal of coastal Research* SI 38, 125–146.

Annexes

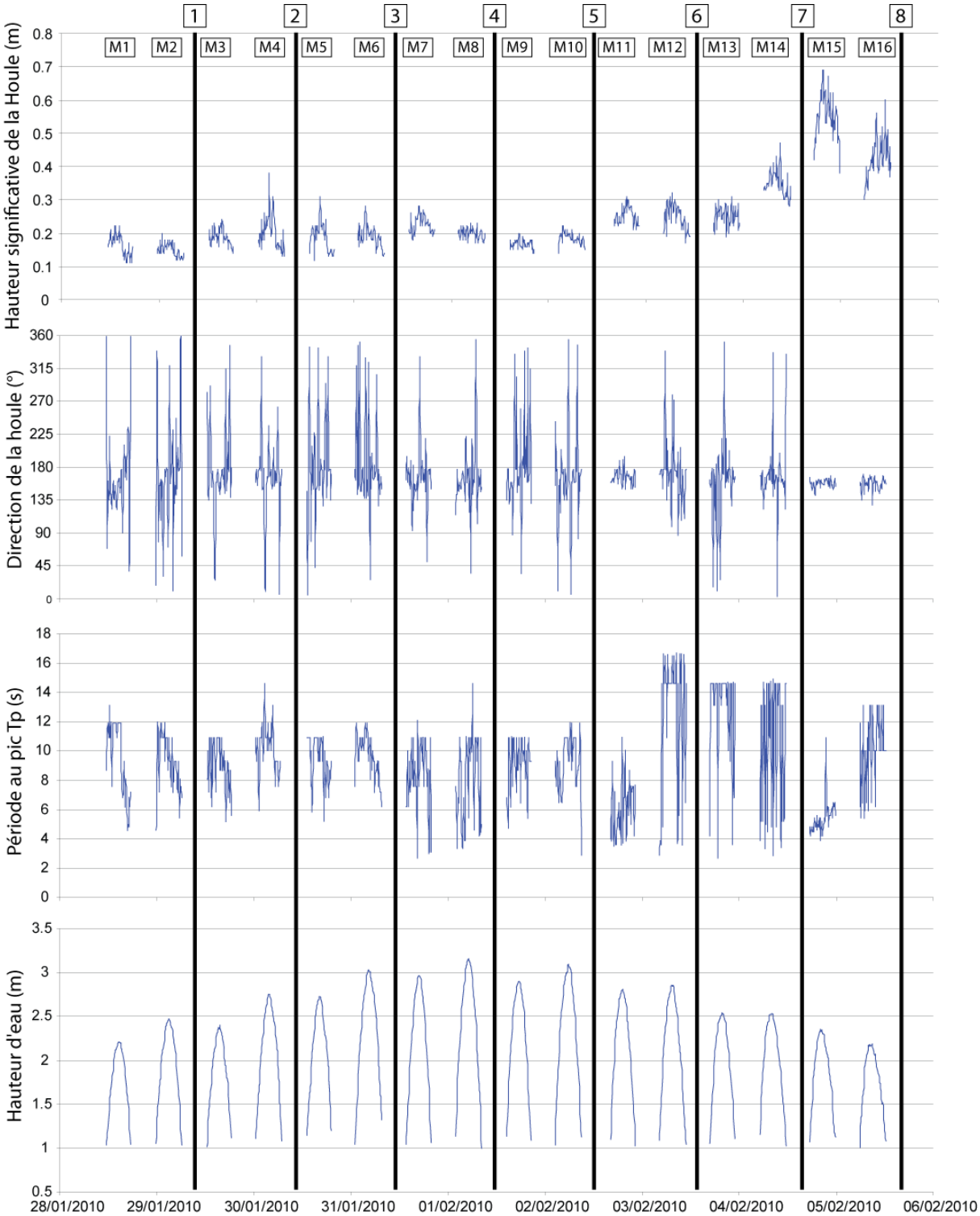
	longueur profil bas plage
FP1	3.5
FP2	2
FP3	1.5
FP4	-
FP5	-
FP6	-
KP1	8.5
KP2	23
KP3	79
KP4	41
KP5	51
GP1	10
GP2	16.5
GP3	50
SP1	82.5
SP2	32
SP3	7
SP4	5
SP5	66
SP6	67
SP7	37
SP8	59.5
SP9	82.5

Annexe 1 : Longueur de chaque profil retenue et utilisée pour les calculs de volume.

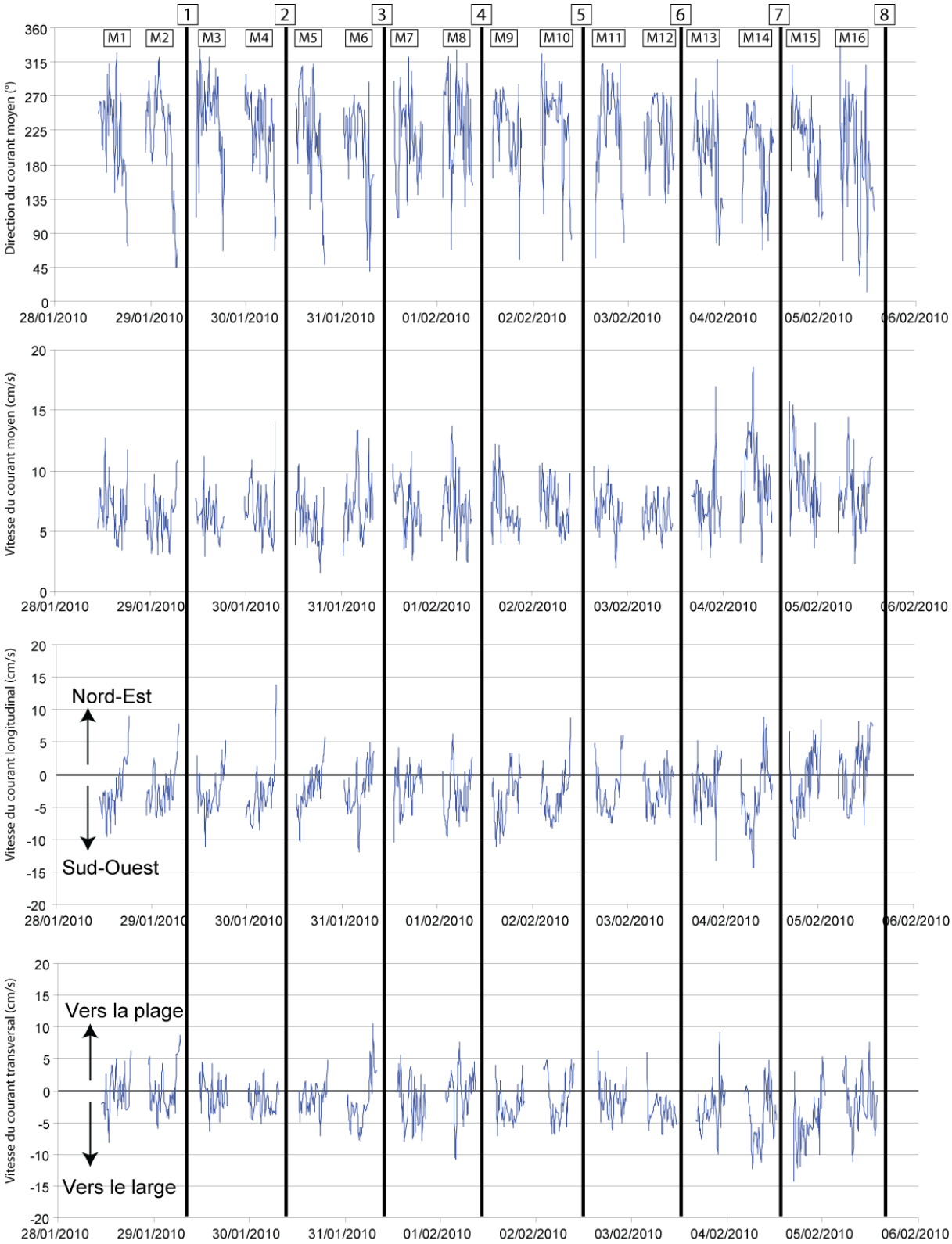


	Fogeo						Kerver					Govelins			Suscinio								Coefficients
	FP1	FP2	FP3	FP4	FP5	FP6	KP1	KP2	KP3	KP4	KP5	GP1	GP2	GP3	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5	SP6	SP7	SP8	SP9	
janv-10	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	6	6	6	6	X	6	6	74
févr-10	12	12	12	12	12	12	12	12	11	11	11	11	11	11	1	1	1	1	1	1	1	1	1	71
mars-10	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	5	5	5	5	78
Fin mars 10	29	29	29	29	29	29	29	29	30	30	30	30	30	30	31	30	31	31	31	31	31	31	31	110
mai-10	27	27	27	27	27	27	27	27	26	26	26	26	26	26	28	28	28	28	28	28	28	28	28	86
juin-10	15	15	15	15	15	15	15	15	16	16	16	16	16	16	16	16	18	18	18	18	17	17	17	71
juil-10	30	30	30	30	30	30	29	29	29	29	29	29	29	29	30	30	30	30	28	28	28	29	28	74
sept-10	8	8	8	8	8	8	8	8	8	10	10	10	10	10	10	10	11	11	11	11	11	X	11	106
oct-10	7	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	8	8	8	8	8	8	9	9	9	9	9	9	109
nov-10	5	5	5	5	5	5	5	6	6	6	6	6	6	6	7	7	7	7	8	8	X	8	8	92
déc-10	5	5	5	5	5	5	5	5	6	6	6	6	6	6	6	6	8	8	8	8	8	8	6	81
janv-11	8	8	8	8	8	8	8	8	8	4	X	4	4	4	4	4	7	7	7	7	7	7	7	75
févr-11	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	88
Mi février 11	X	X	X	X	X	X	20	20	20	20	20	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	115
mars-11	6	6	6	6	6	6	8	8	8	4	4	4	4	4	7	7	7	7	7	7	7	7	7	86
avr-11	6	6	6	6	6	6	6	6	7	7	7	7	7	7	7	7	5	5	5	5	5	5	5	85
mai-11	17	17	17	17	17	17	17	17	17	18	18	18	18	18	18	18	19	19	19	19	19	19	19	100
juil-11	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	5	5	5	1	1	1	1	1	1	6	6	6	81
Mi juillet 11	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	15	15	15	15	15	15	15	15	15	86
août-11	29	29	29	29	29	29	30	30	30	30	30	30	30	30	31	31	31	31	31	31	31	31	31	104
oct-11	14	14	14	14	14	14	14	14	13	13	13	13	13	13	12	12	11	11	12	12	12	14	14	83
nov-11	14	14	14	14	14	14	14	14	15	15	15	15	15	15	15	15	12	12	12	12	12	12	15	79
déc-11	13	13	13	13	13	13	13	13	12	12	12	12	12	13	11	11	11	11	11	11	11	12	12	79
déc-11	19	19	19	19	19	19	19	19	18	18	18	18	18	18	18	18	17	18	17	17	17	17	17	60
janv-12	23	23	23	23	23	23	24	24	24	24	24	23	23	23	25	25	25	25	25	25	25	25	25	93

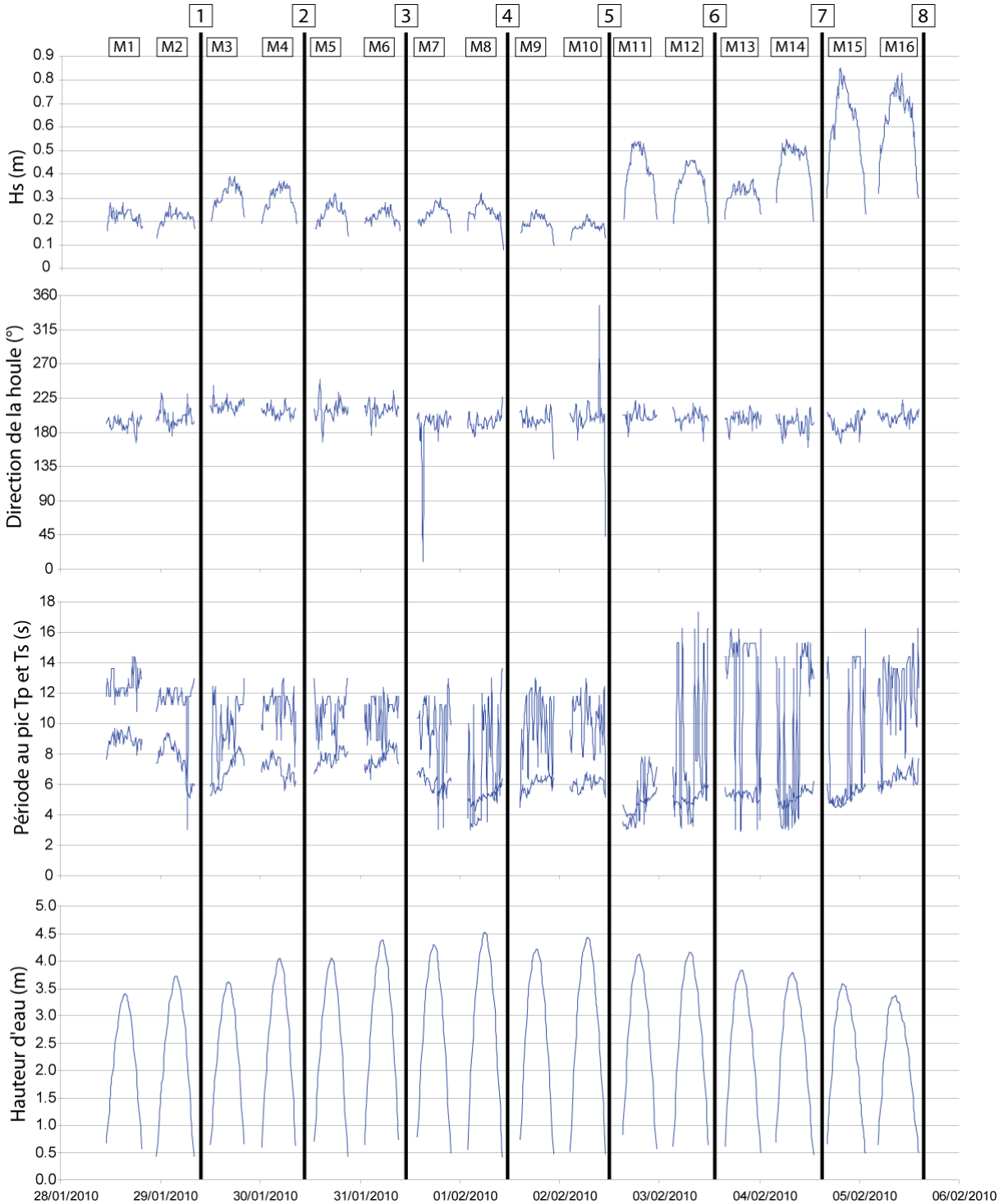
Annexe 2 : Calendrier des dates de levés topographiques effectués au DGPS entre janvier 2010 et janvier 2011 et coefficients de marée associés.



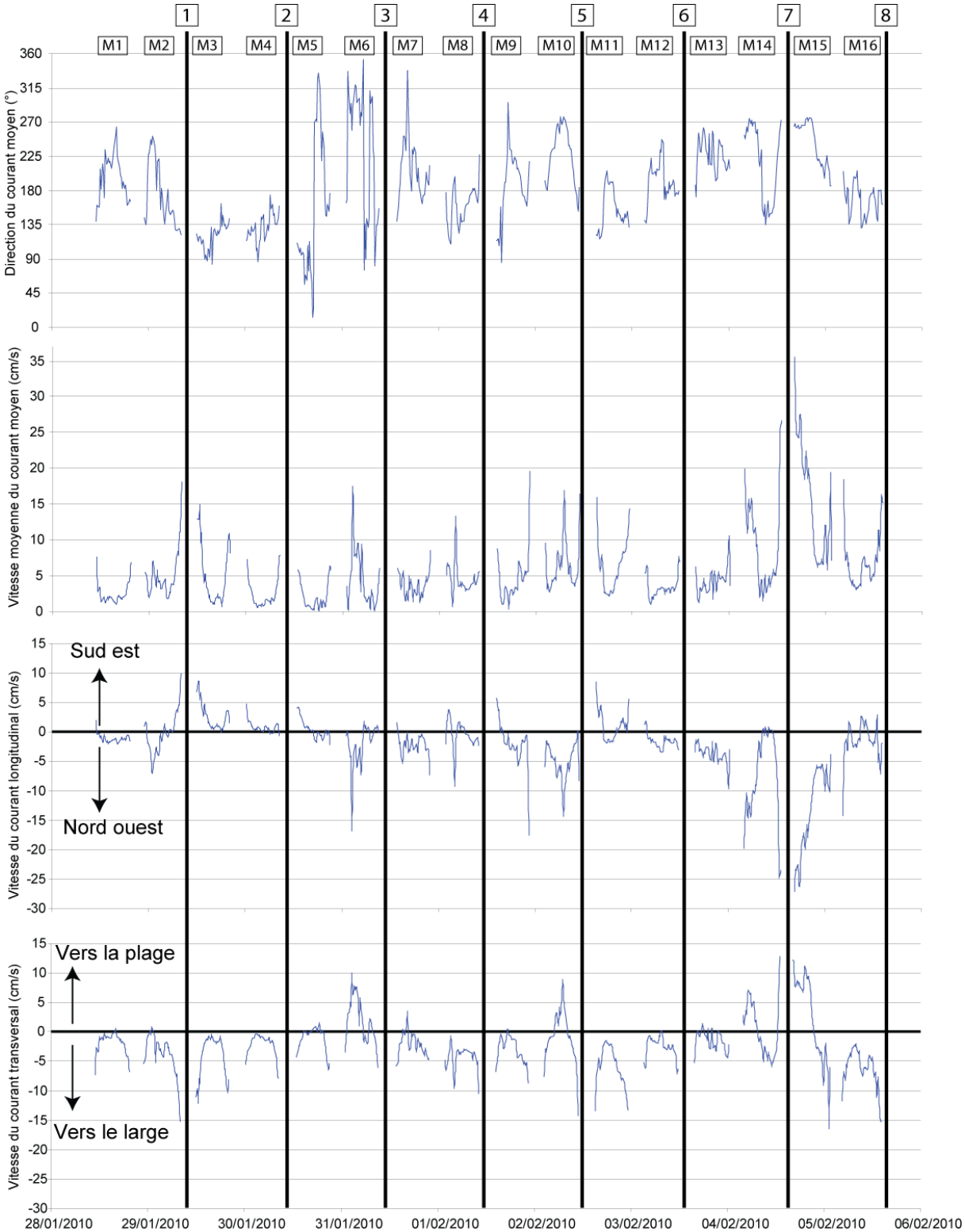
Annexe 3 : Paramètres de la houle mesurés à Beg Lann du 28 janvier au 5 février 2010.



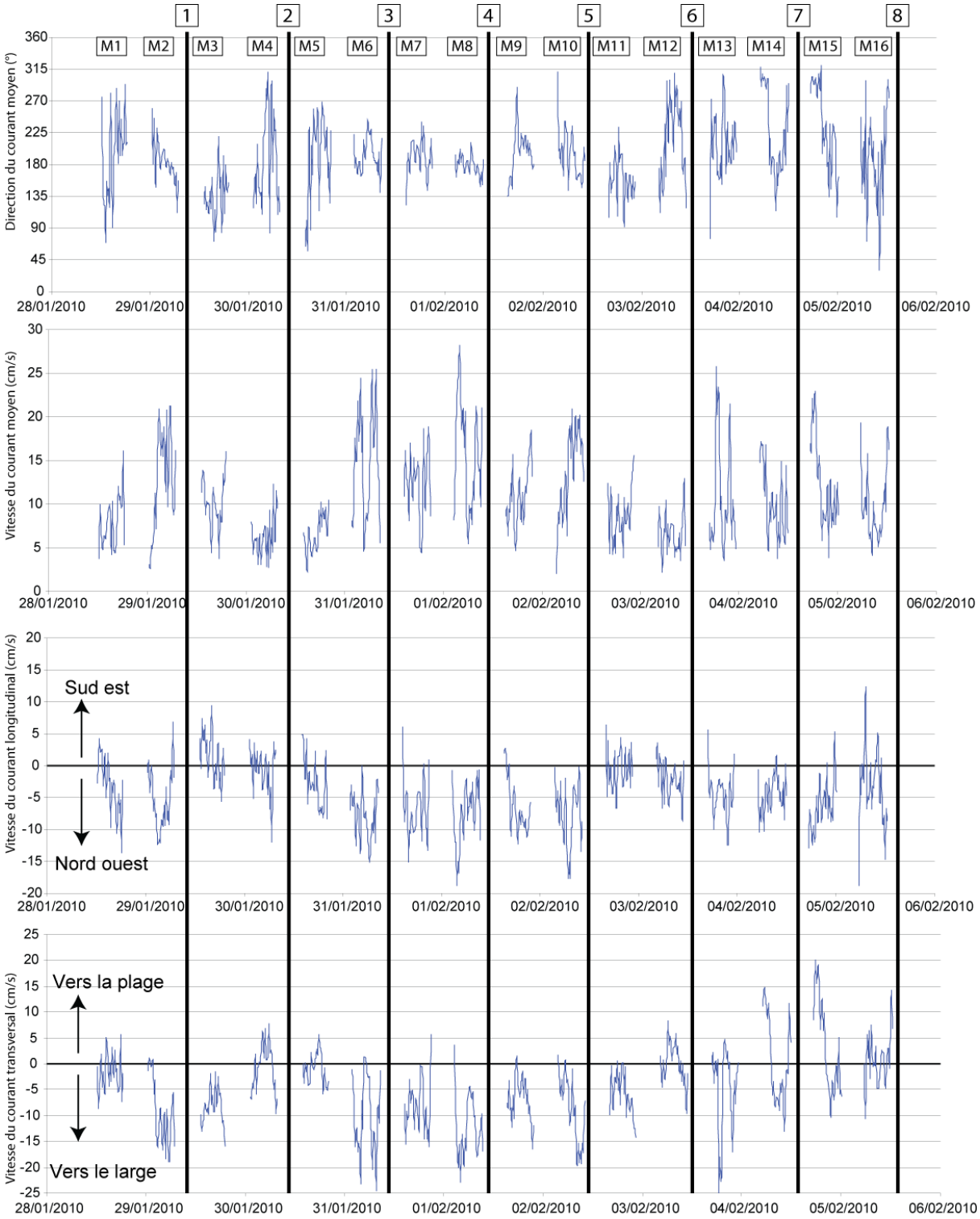
Annexe 4 : Paramètres courants mesurés à Beg Lann du 28 janvier au 5 février 2010.



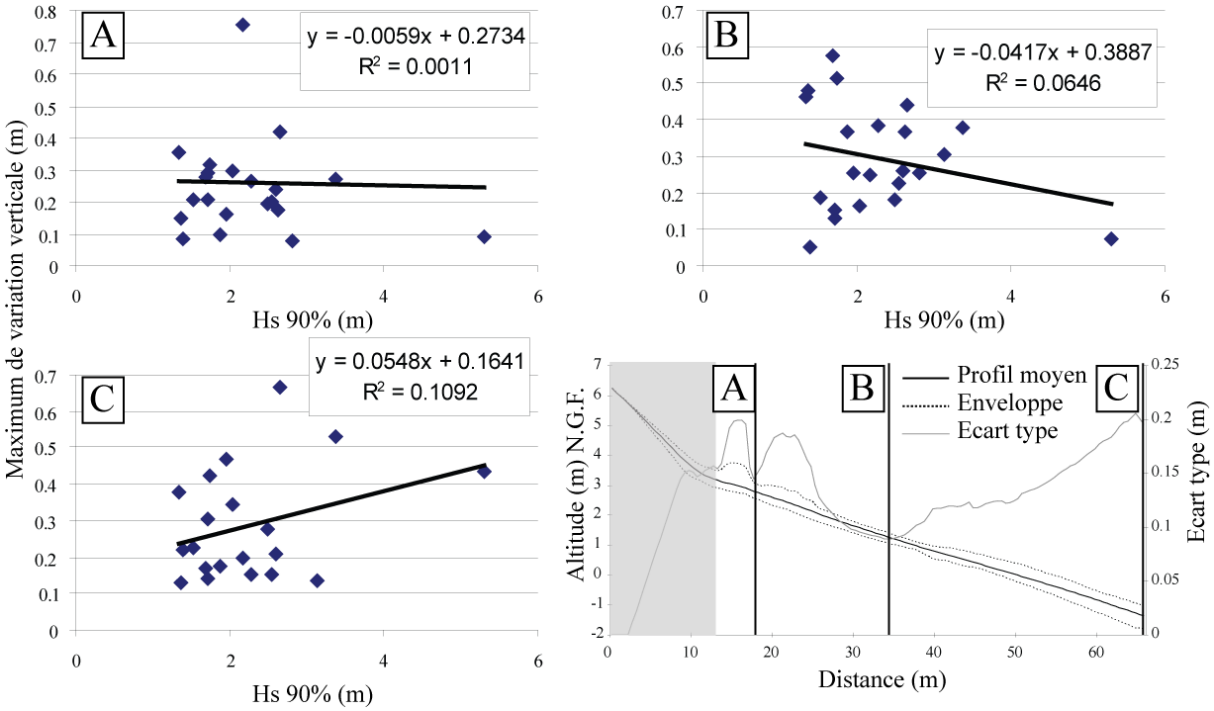
Annexe 5 : Paramètres de la houle mesurés à Landrezac du 28 janvier au 5 février 2010.



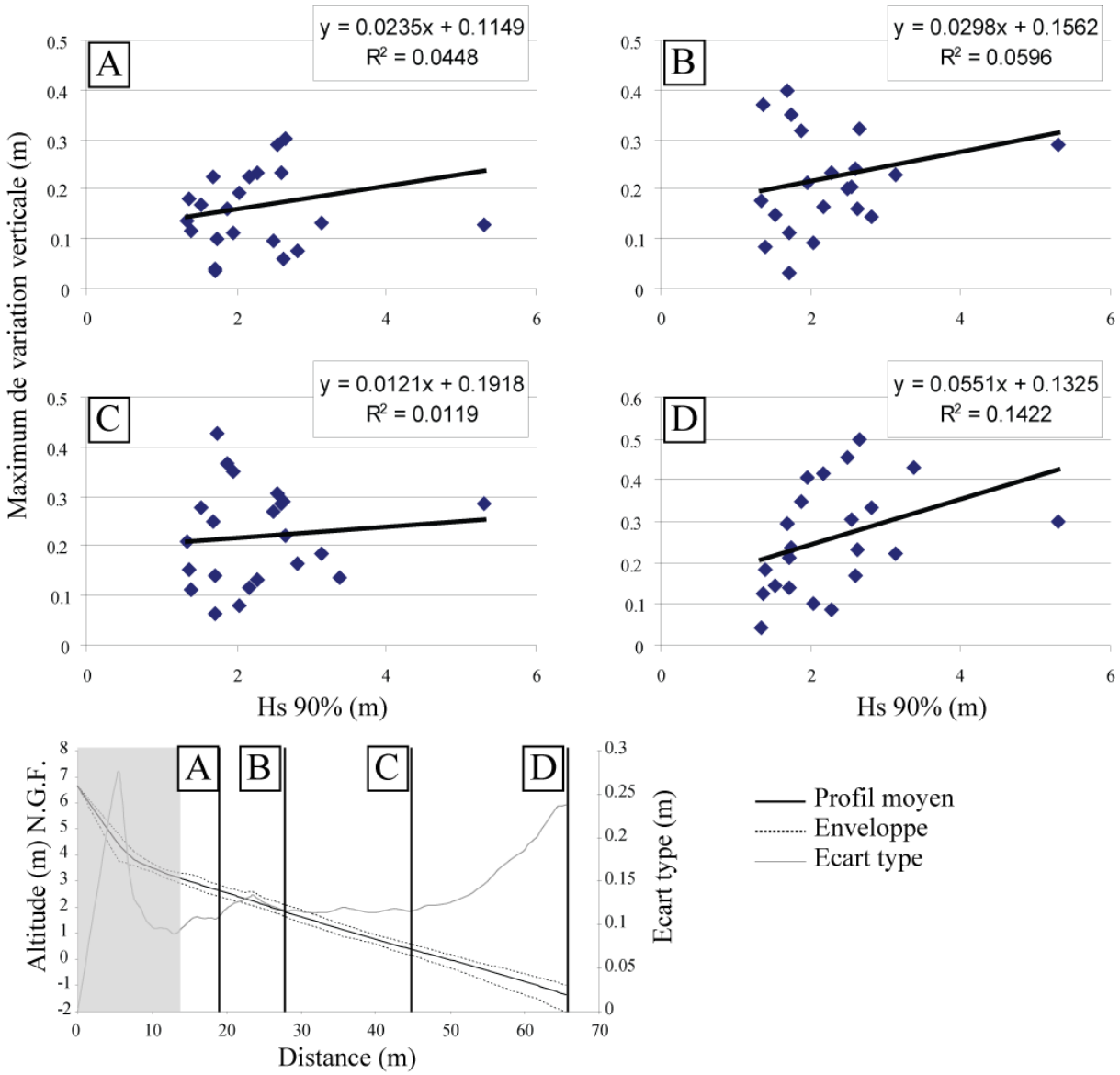
Annexe 6 : Paramètres des courants mesurés à Landrezac du 28 janvier au 5 février 2010.



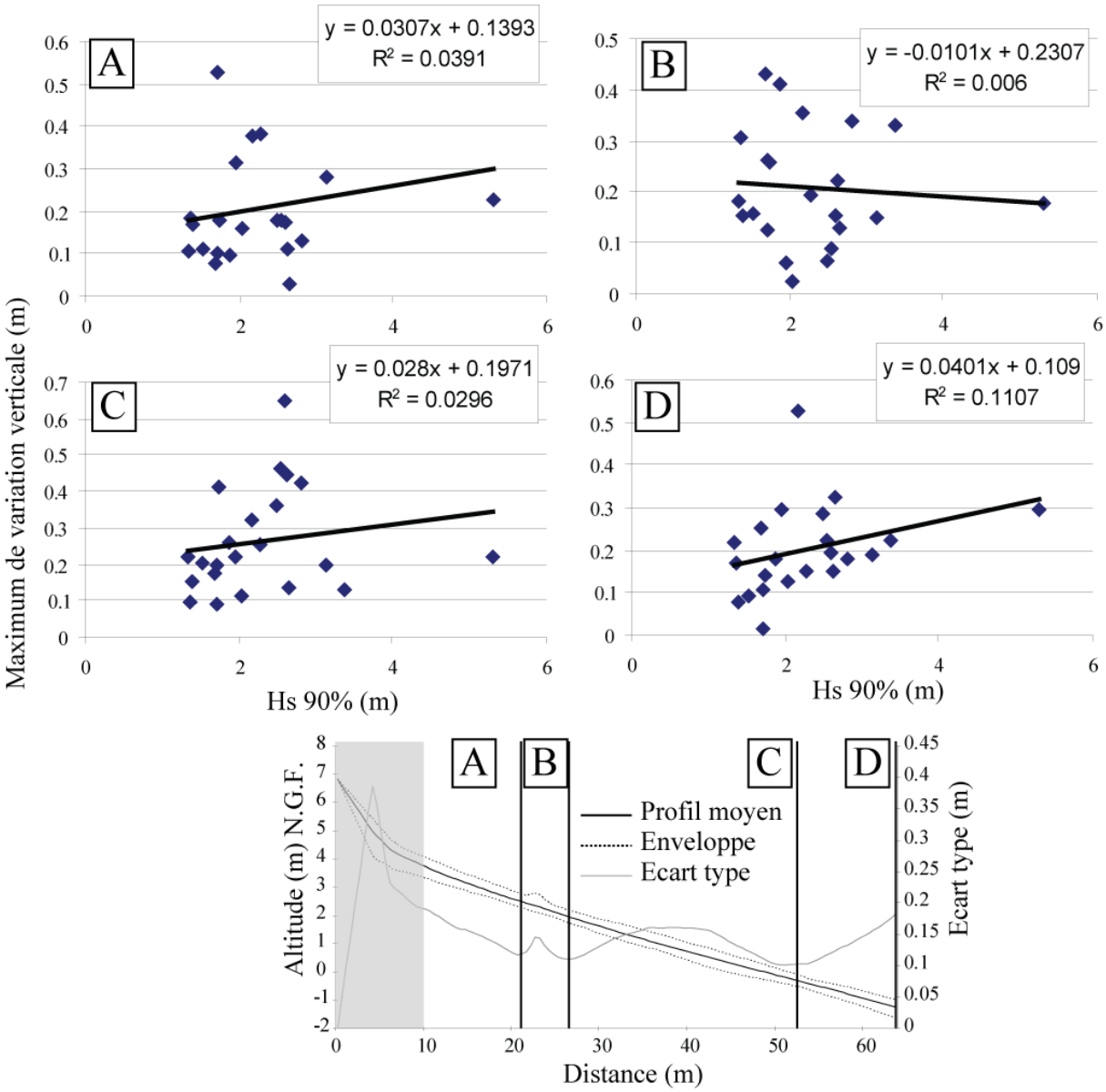
Annexe 7 : Paramètres des courants mesurés à Penvins du 28 janvier au 5 février 2010.



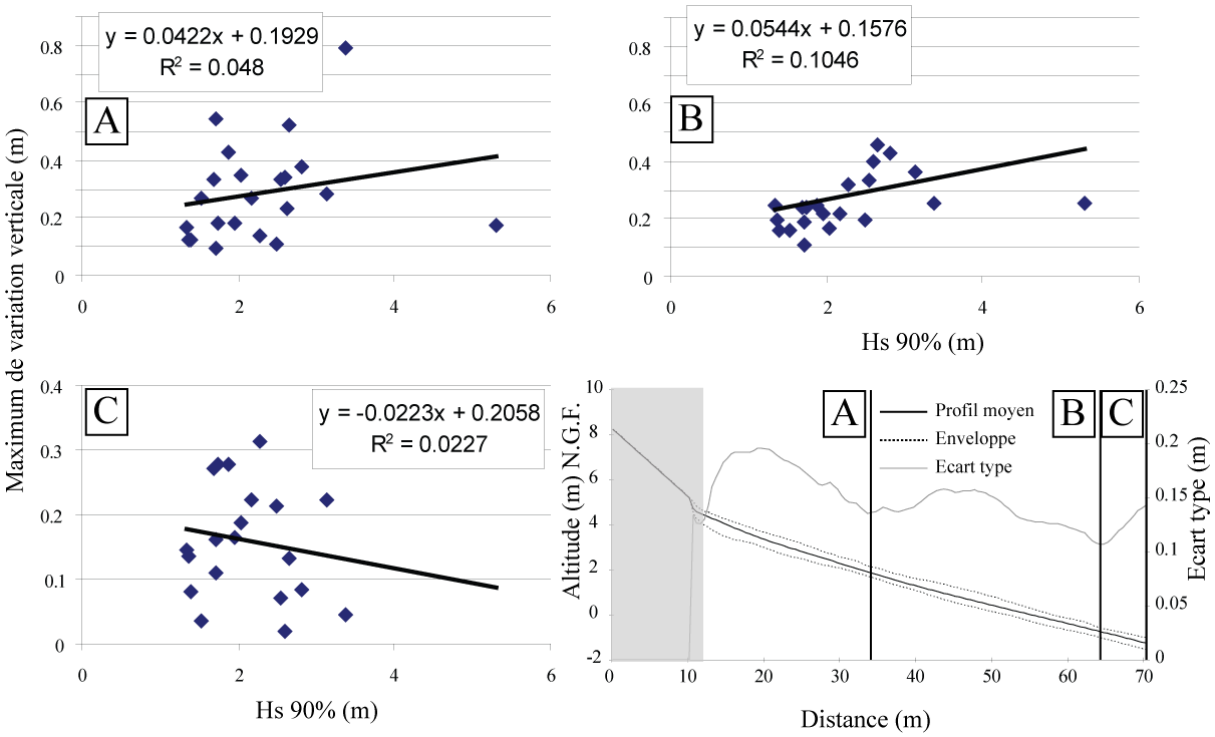
Annexe 8a : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP1).



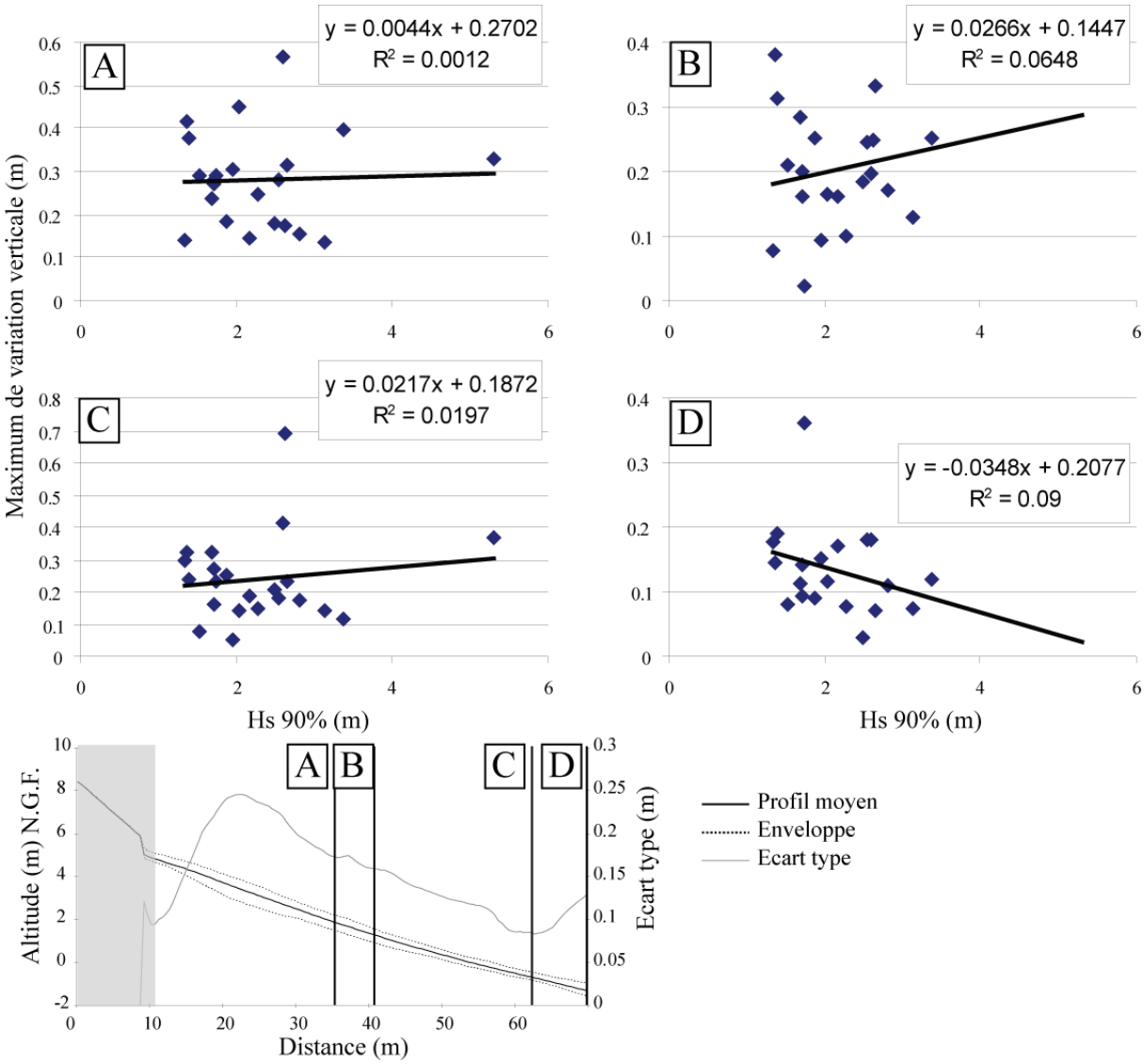
Annexe 8b : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP2).



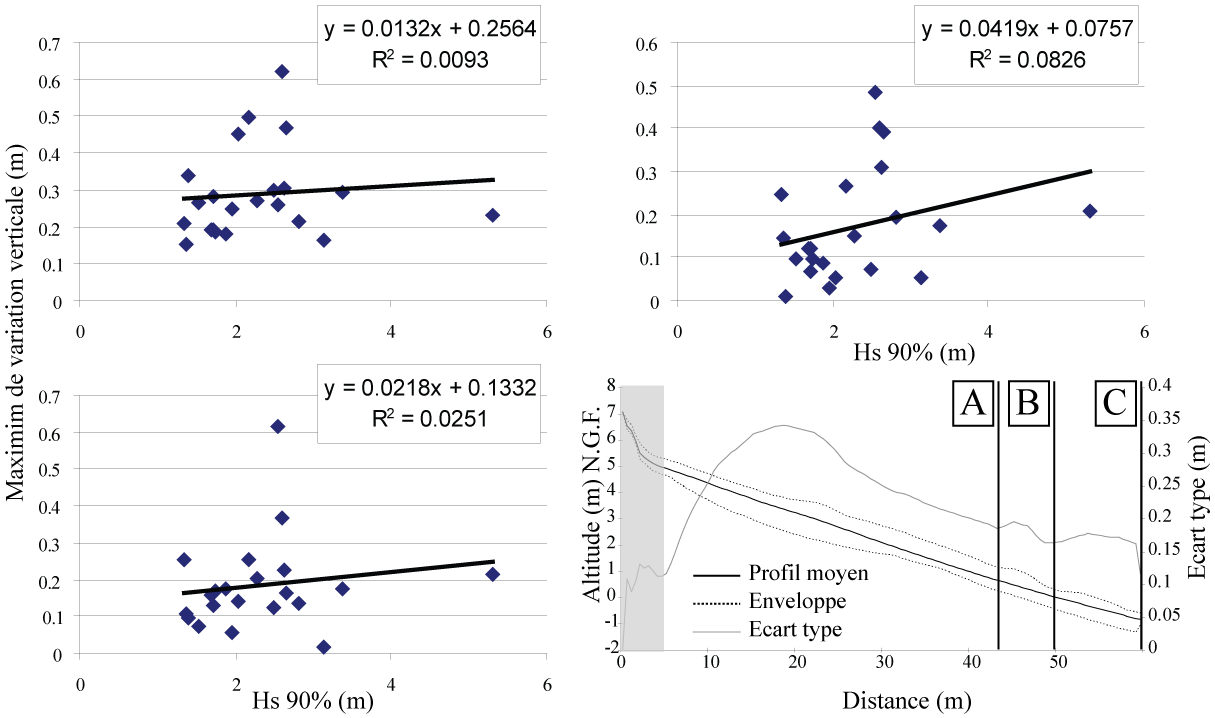
Annexe 8c : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP3).



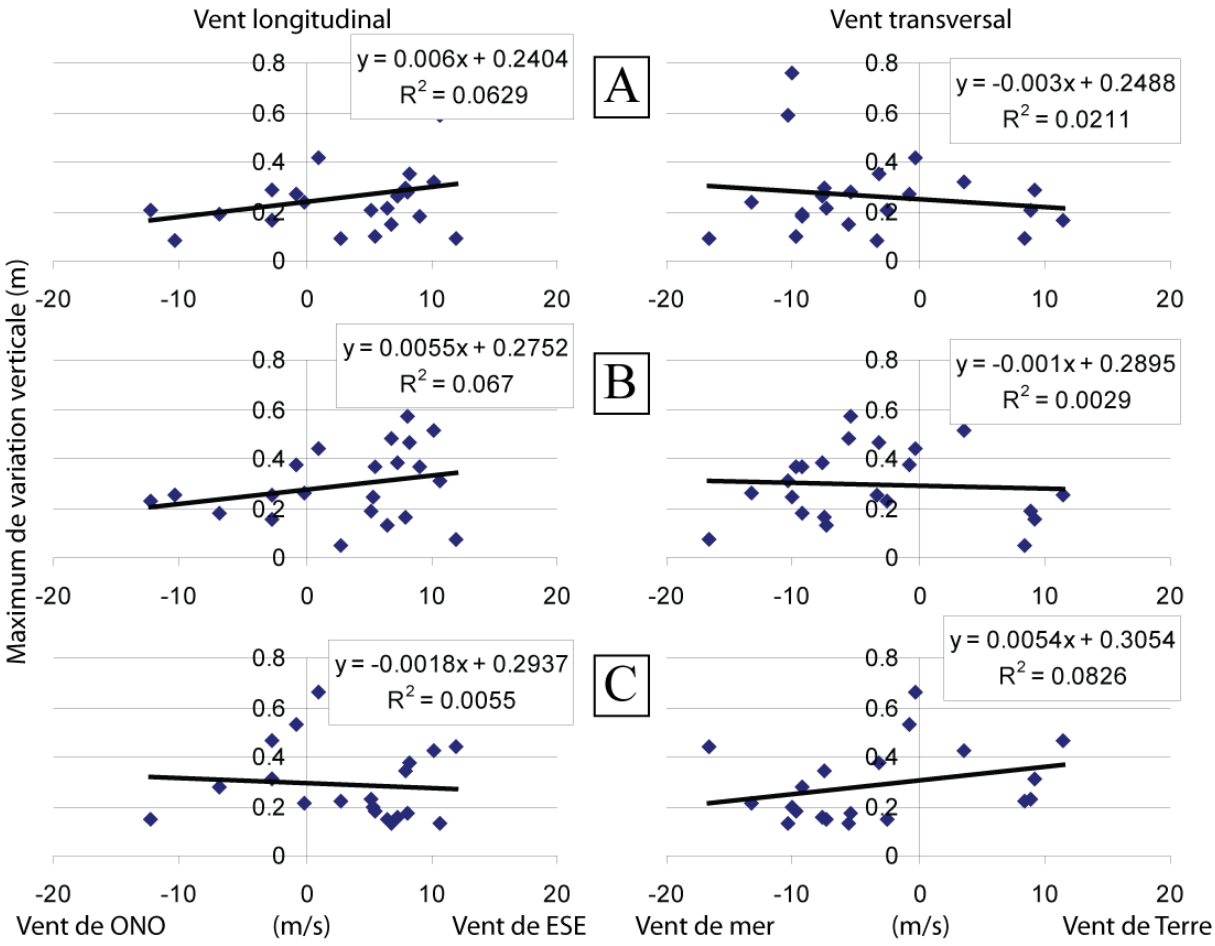
Annexe 8d : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP4).

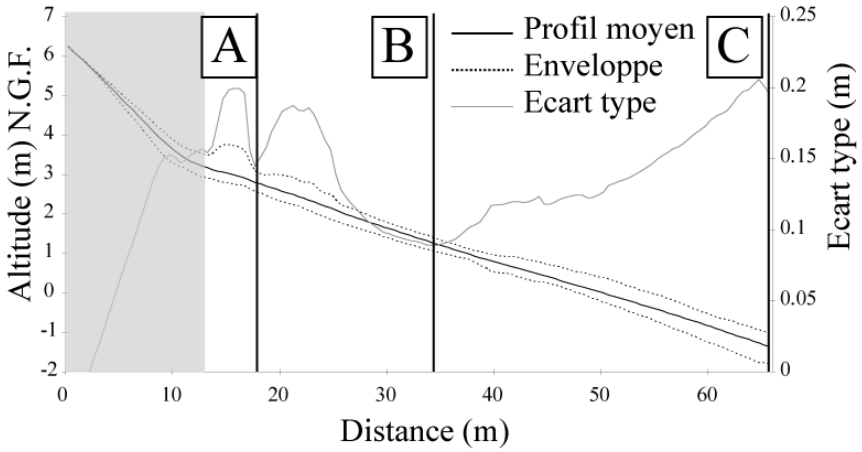


Annexe 8e : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP5).

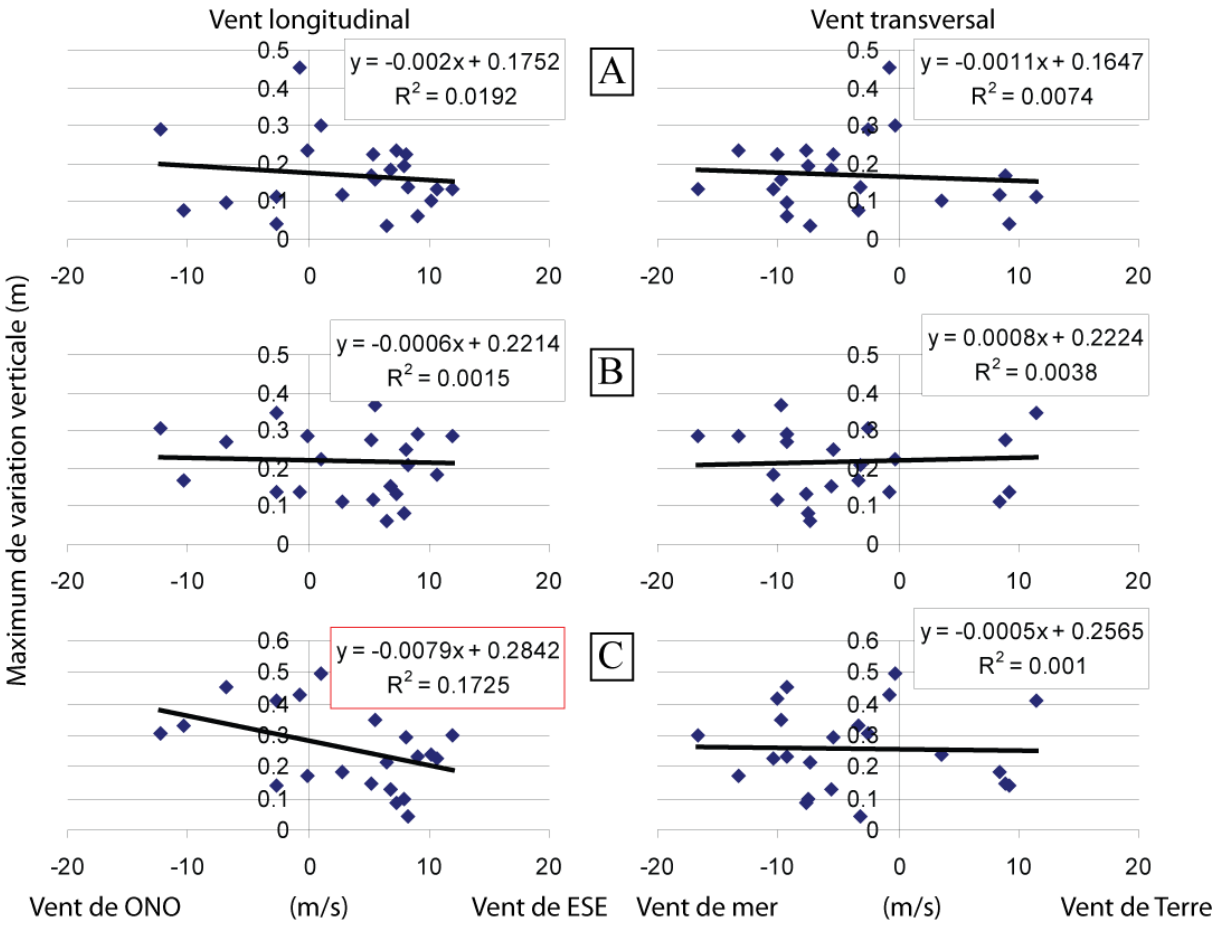


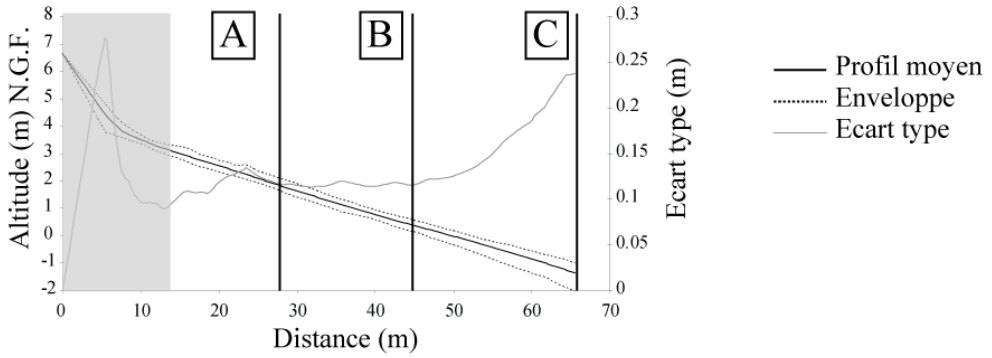
Annexe 8f : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP6).



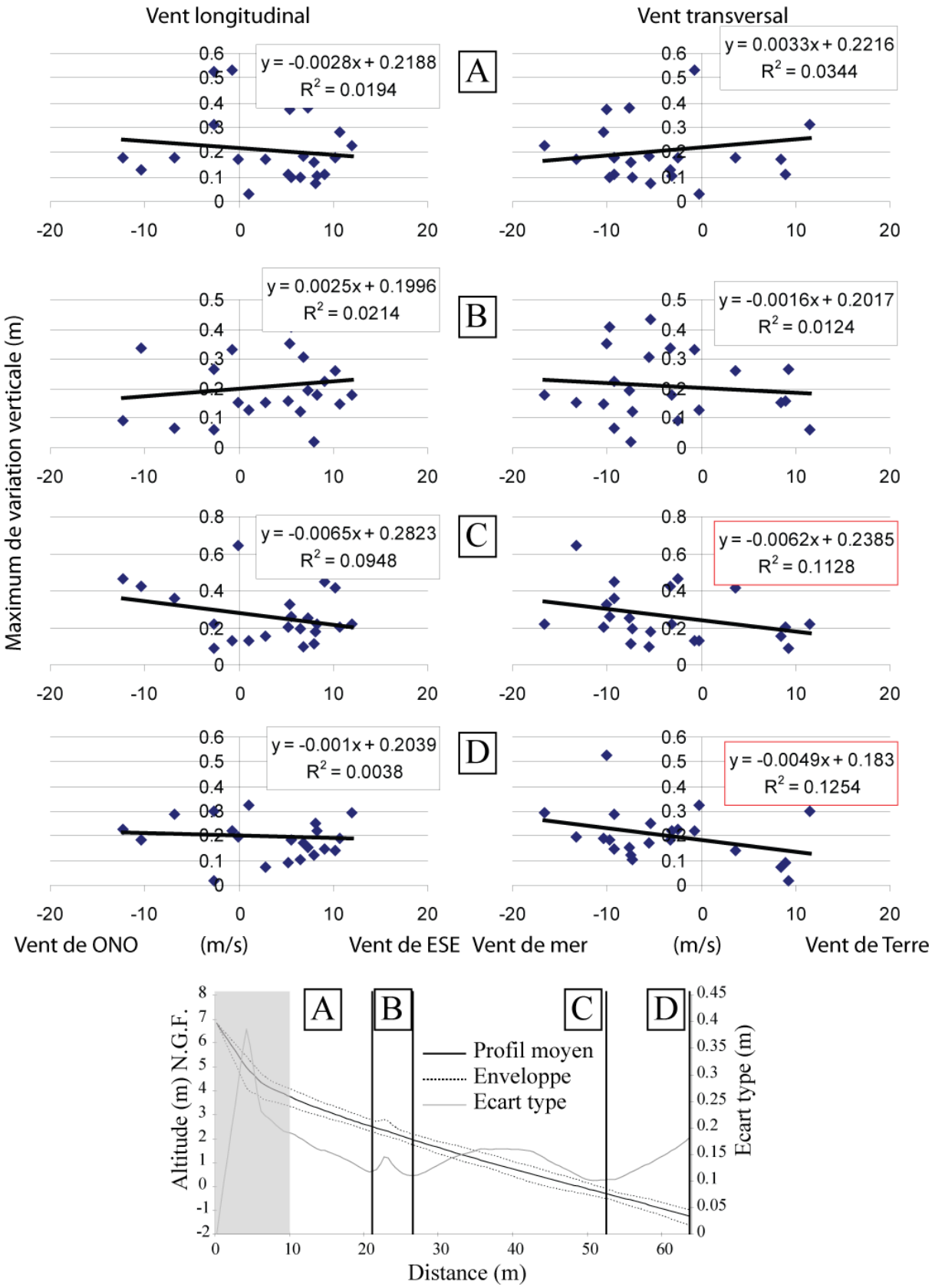


Annexe 9a : Corrélation entre la direction du vent et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP1).

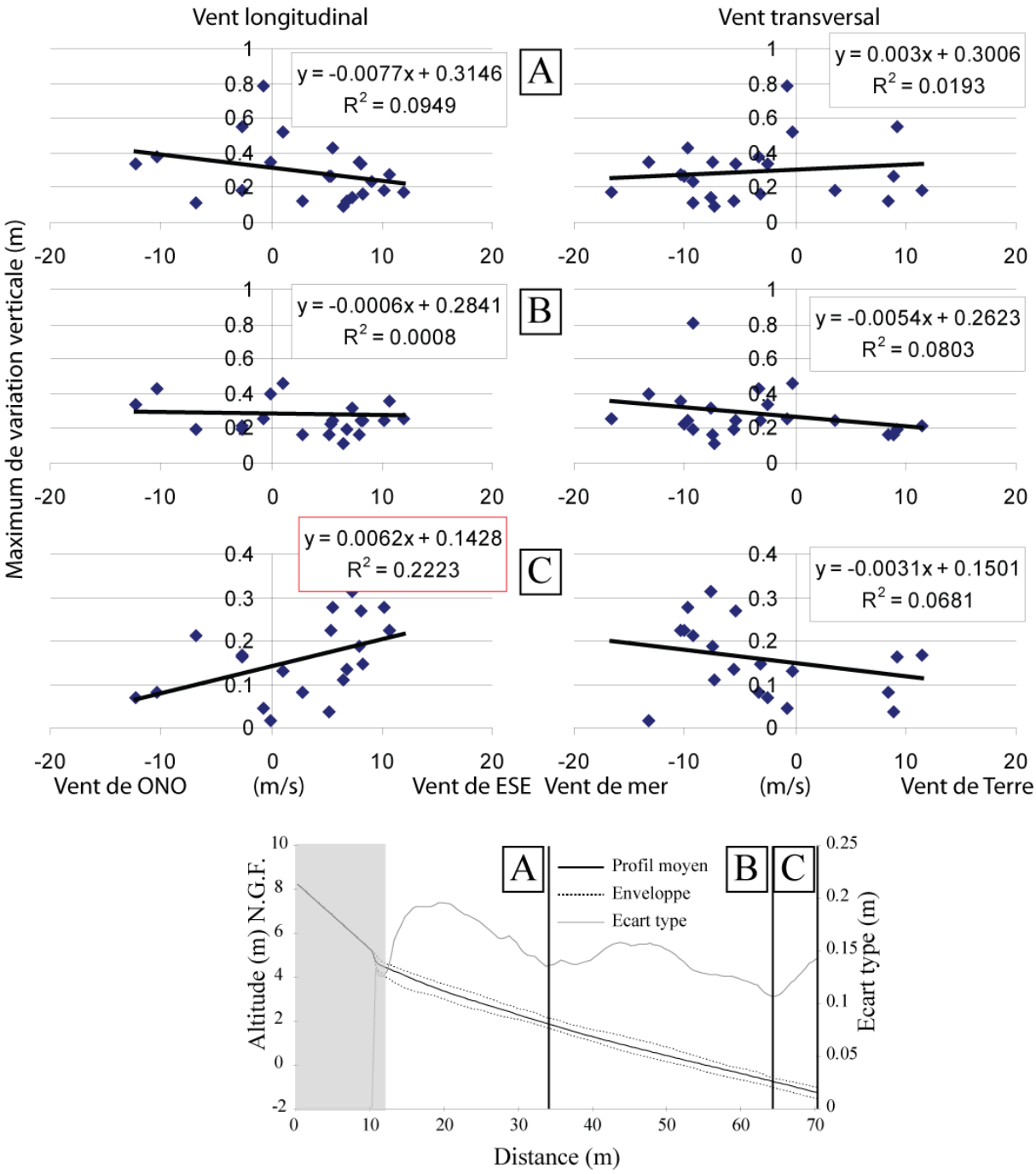




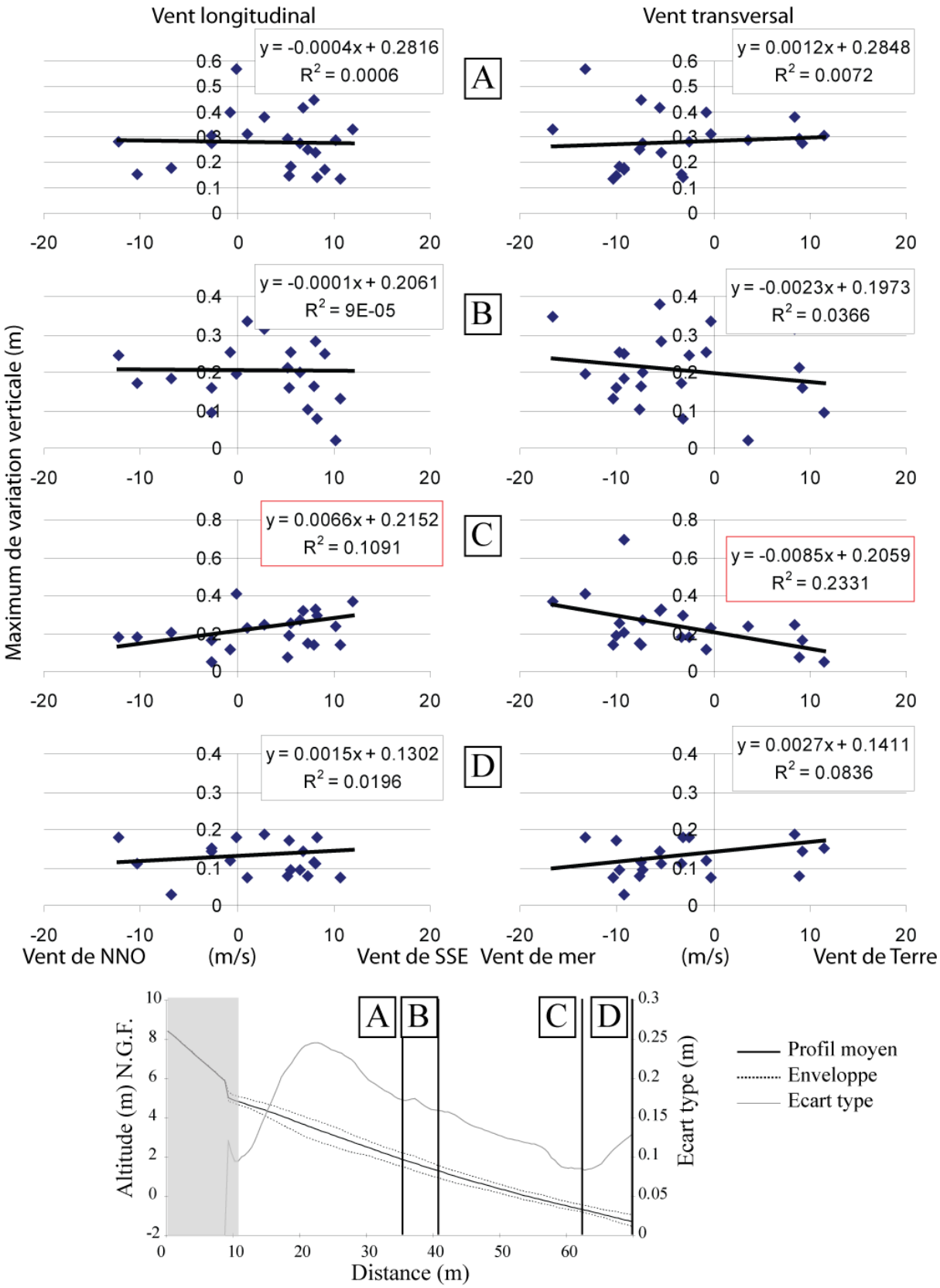
Annexe 9b : Corrélation entre la direction du vent et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP2).



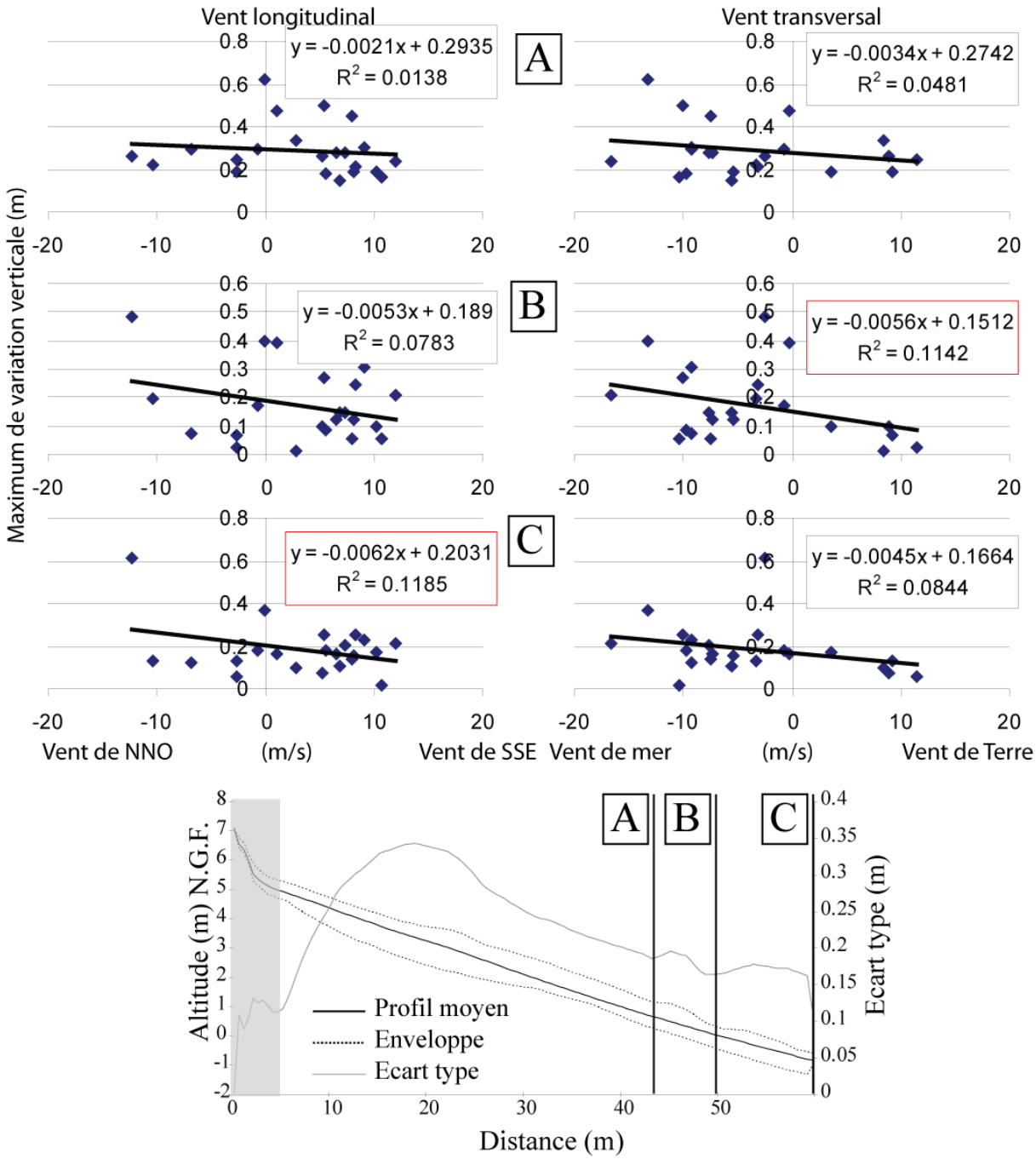
Annexe 9c : Corrélation entre la direction du vent et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP3).



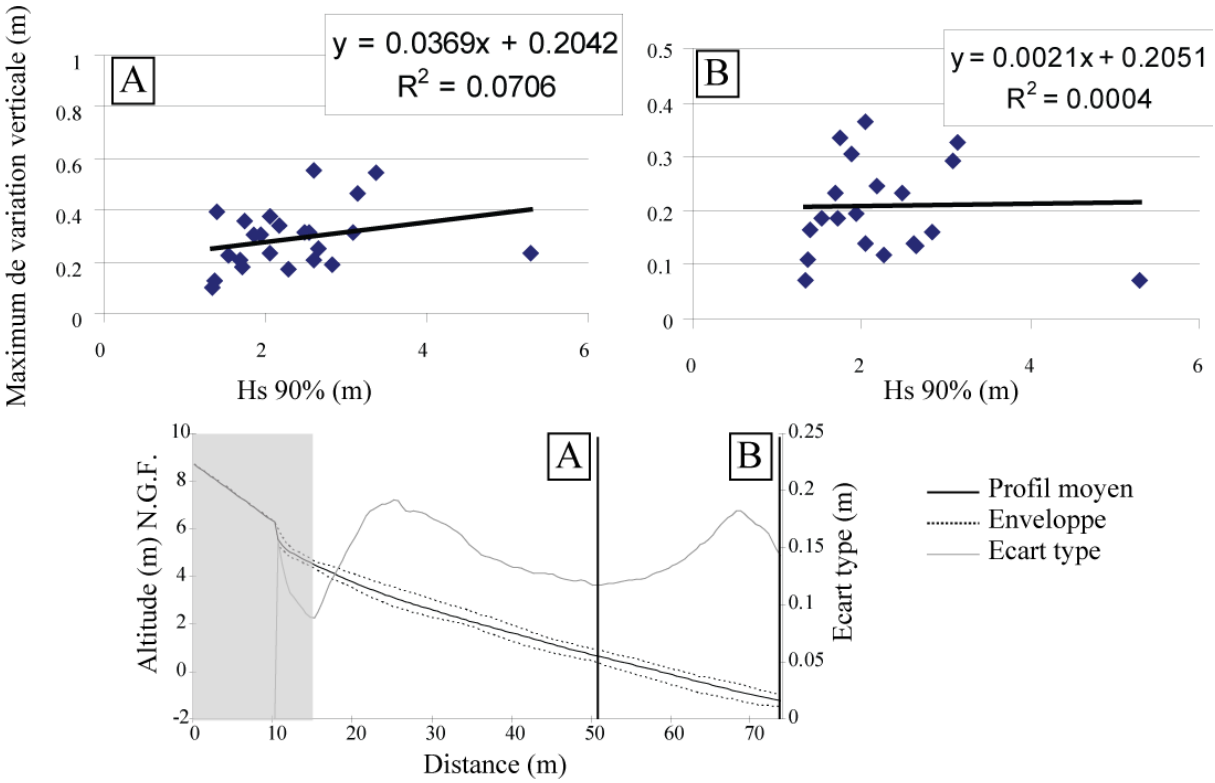
Annexe 9d : Corrélation entre la direction du vent et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP4).



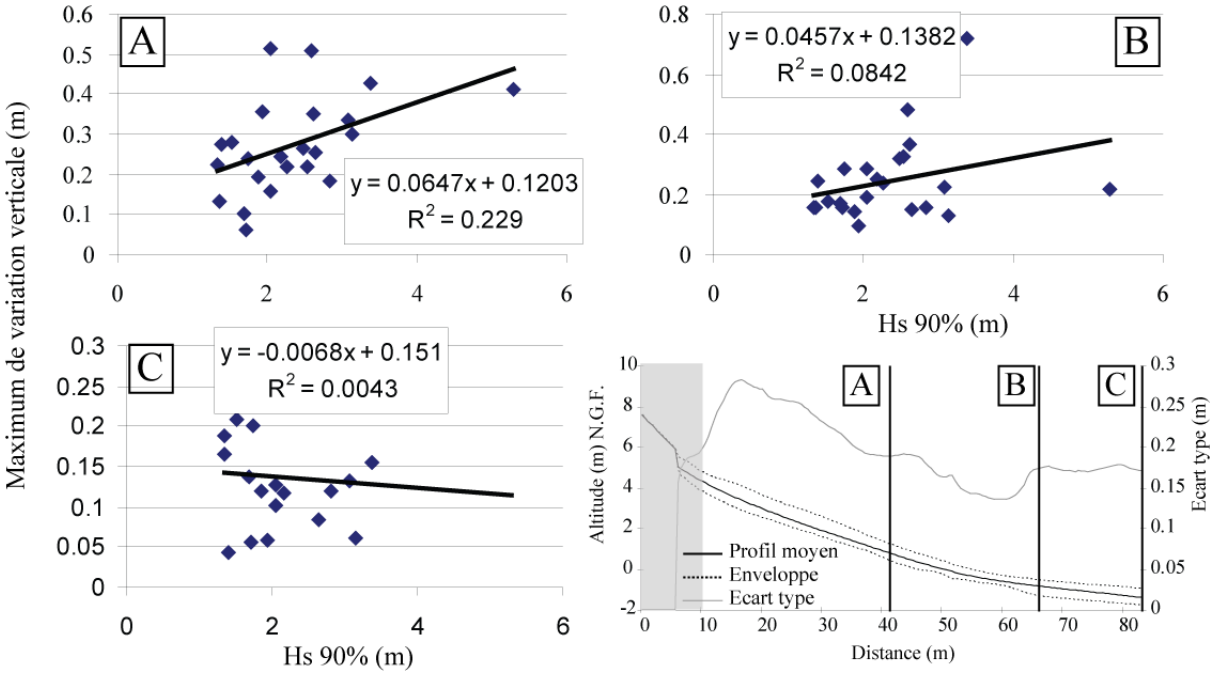
Annexe 9e : Corrélation entre la direction du vent et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP5).



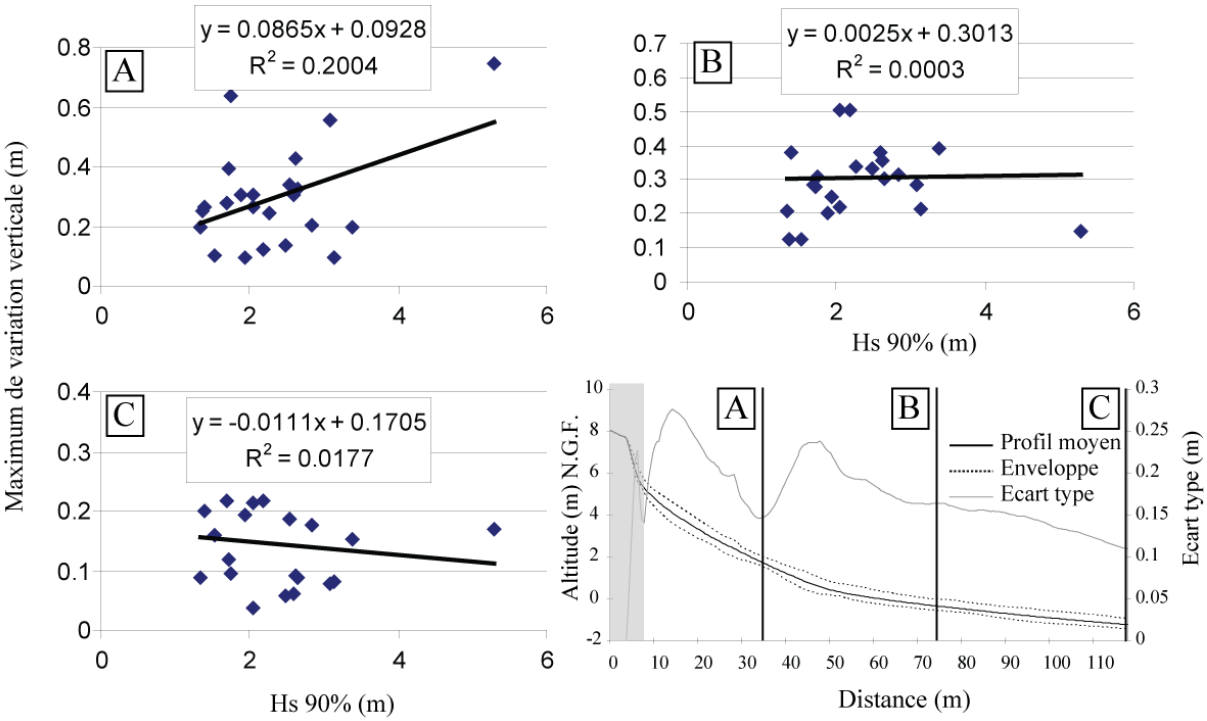
Annexe 9f : Corrélation entre la direction du vent et le maximum de variation verticale à Fogeo (FP6).



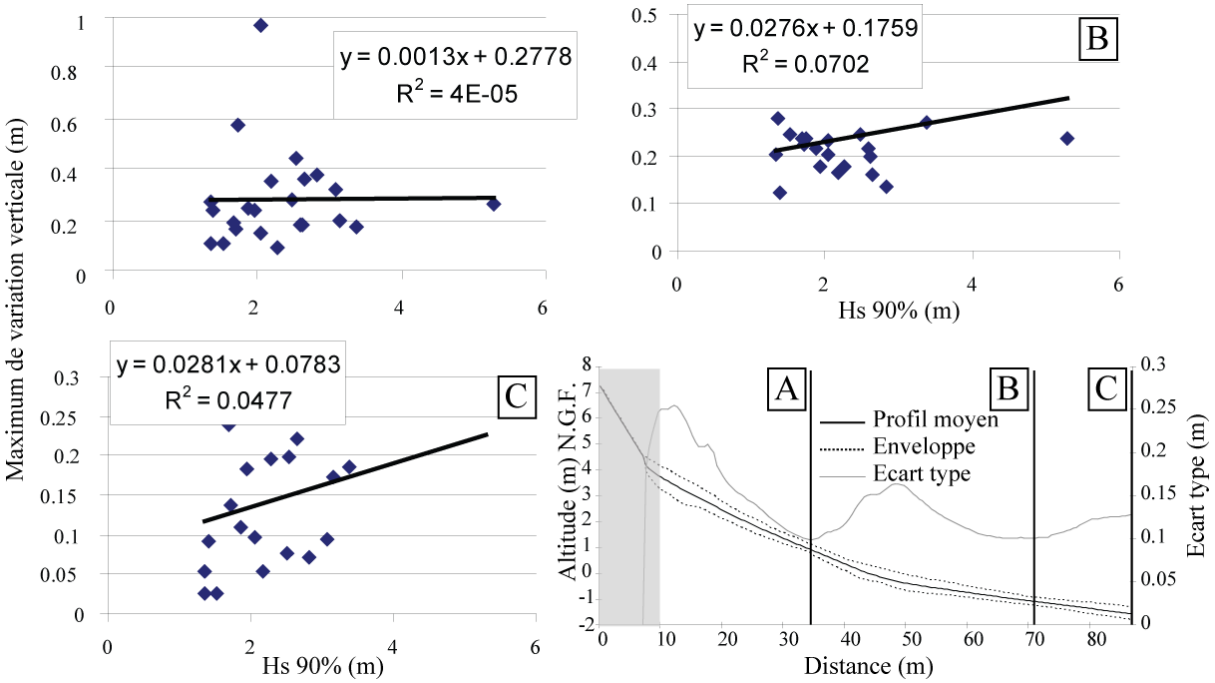
Annexe 10a : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Kerver (KP1).



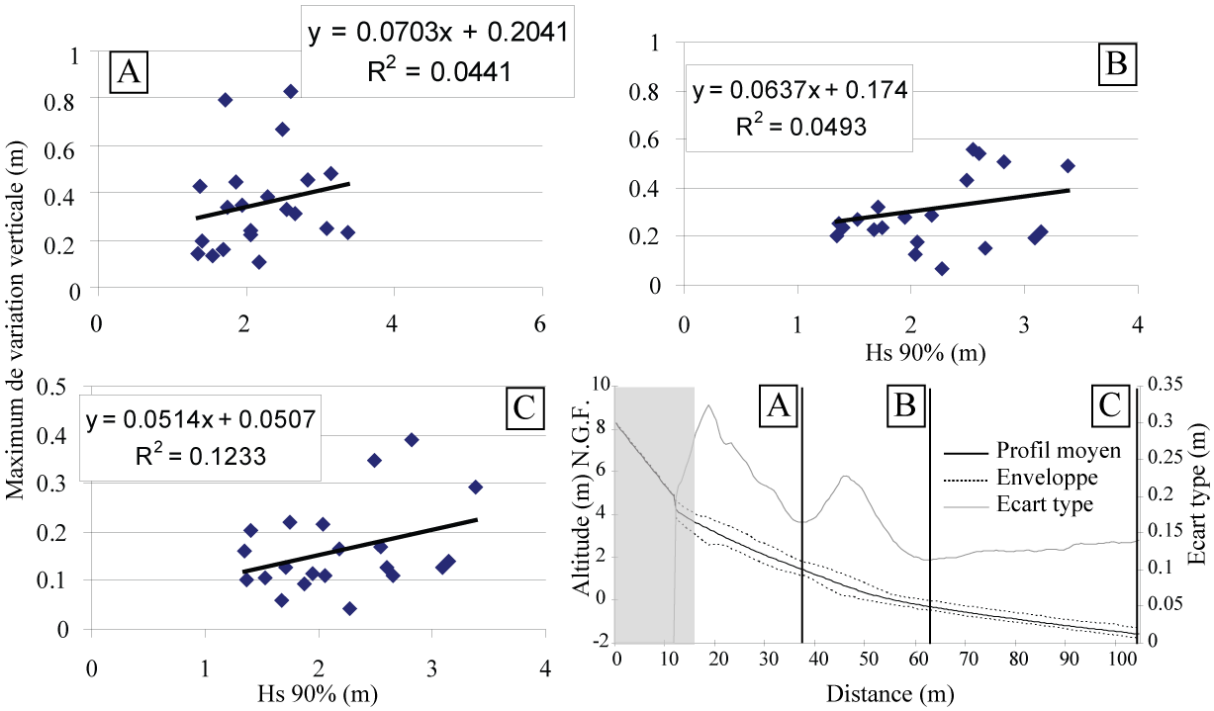
Annexe 10b : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Kerver (KP2)



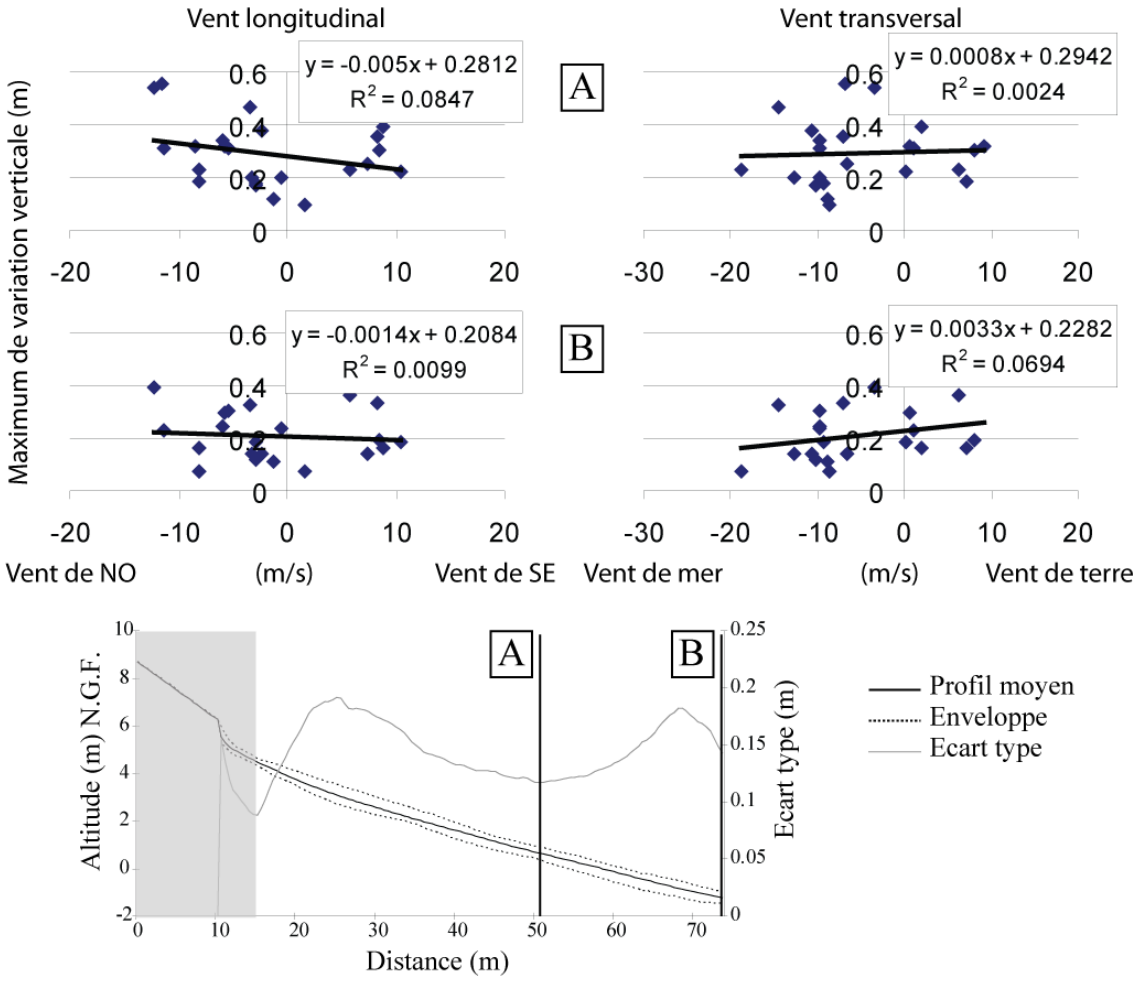
Annexe 10c : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Kerver (KP3)



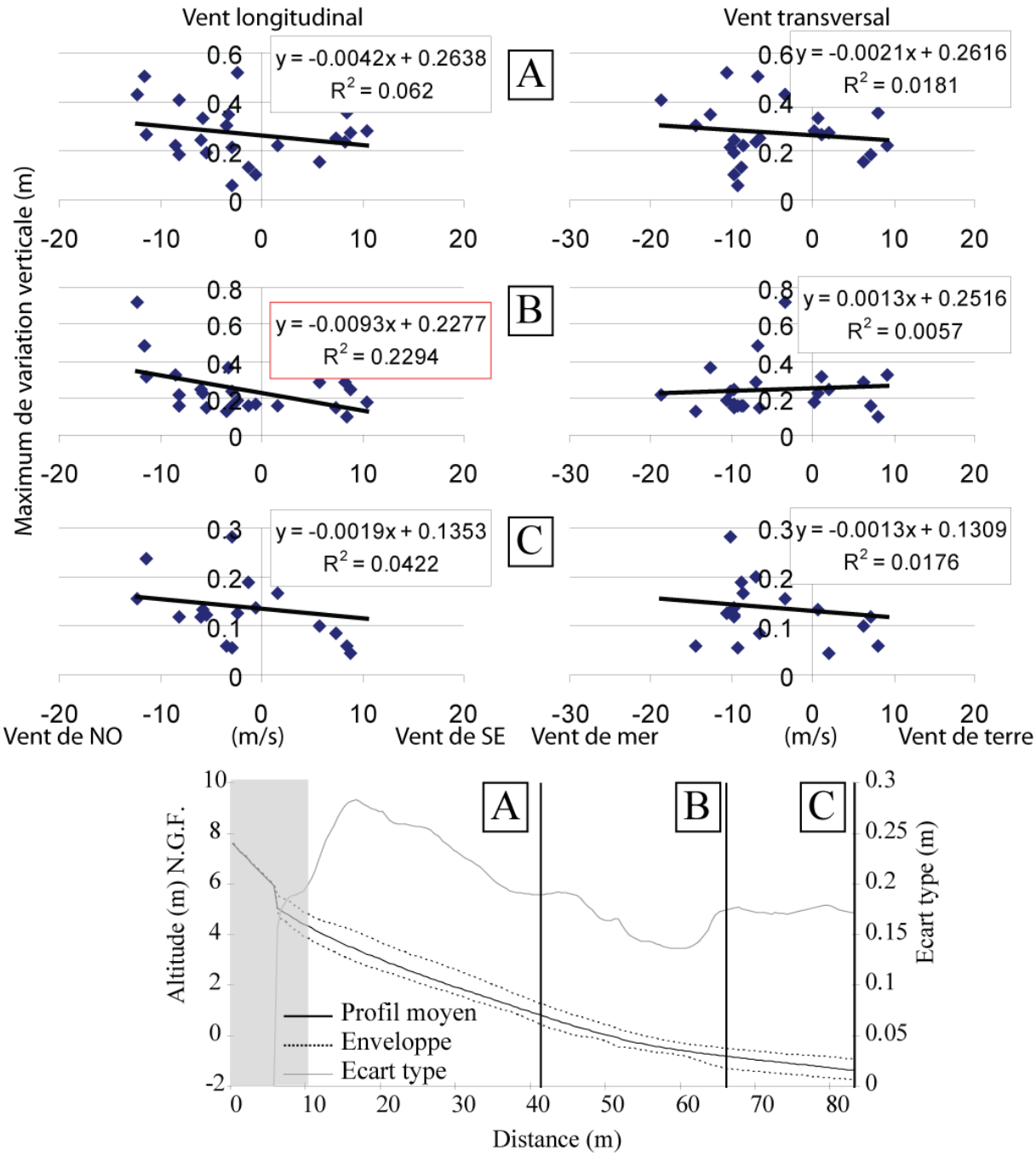
Annexe 10d : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Kerver (KP4)



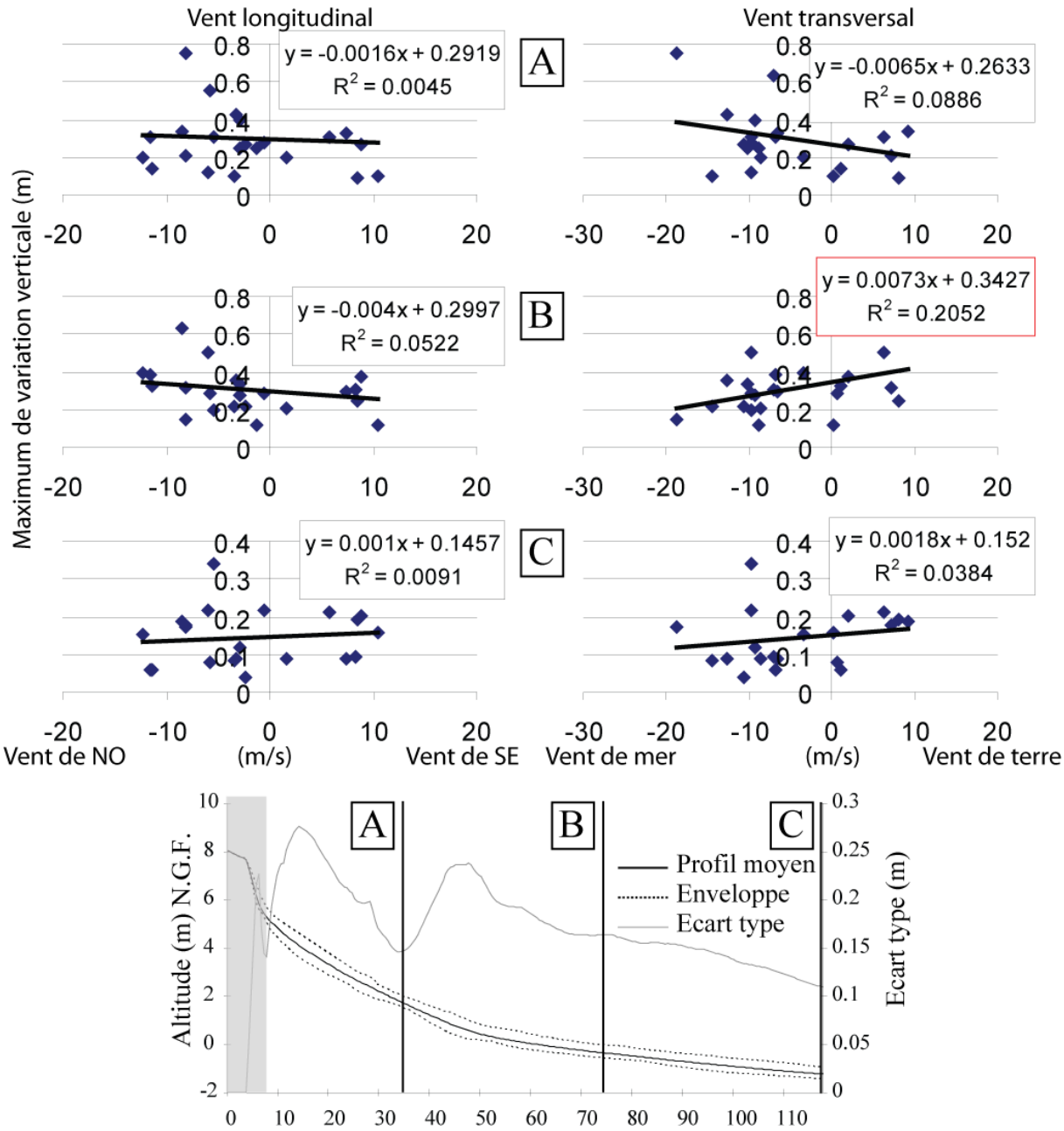
Annexe 10e : Corrélation entre la hauteur de la houle au large et le maximum de variation verticale à Kerver (KP5)



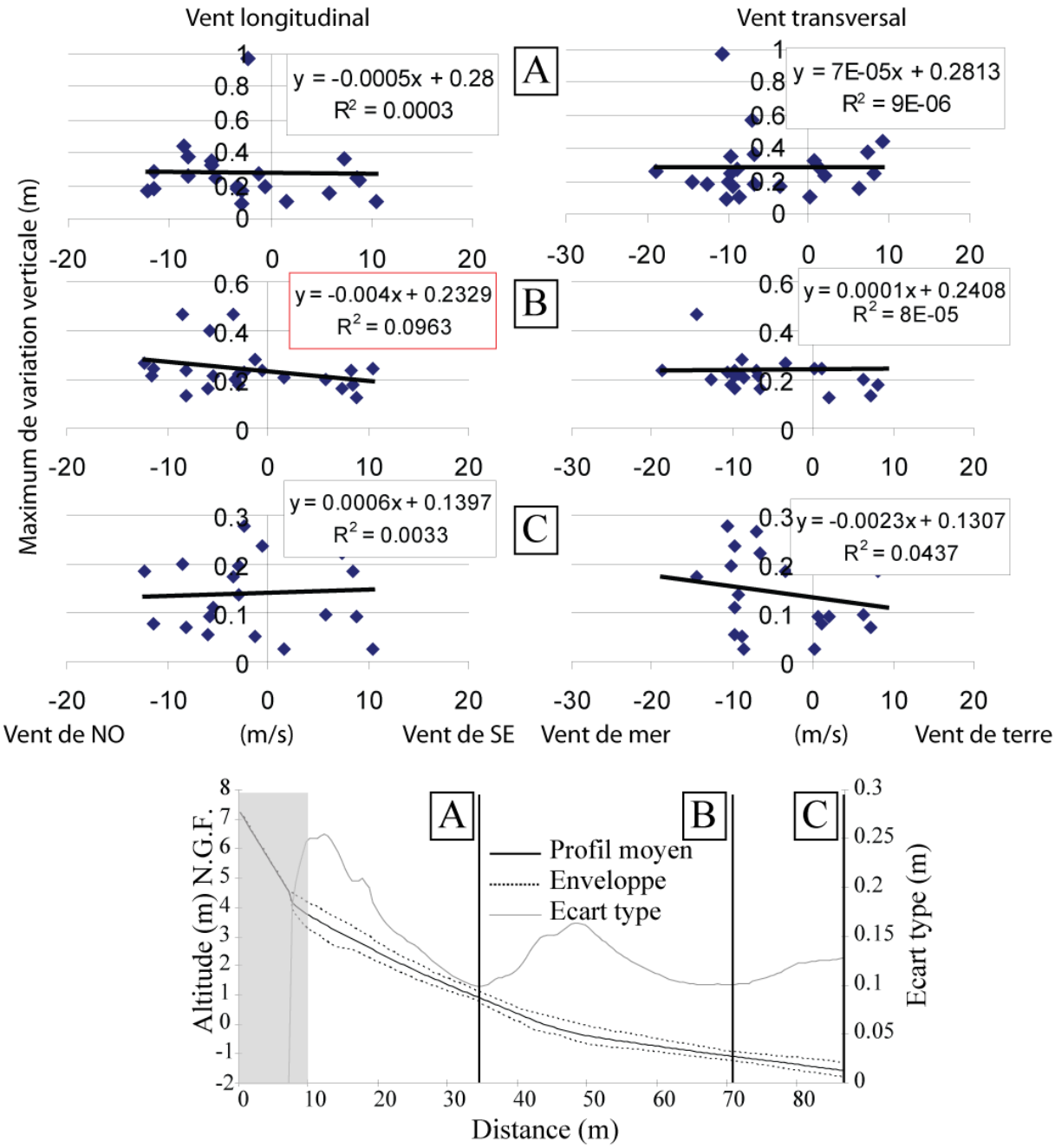
Annexe 11a : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale à Kerver (KP1)



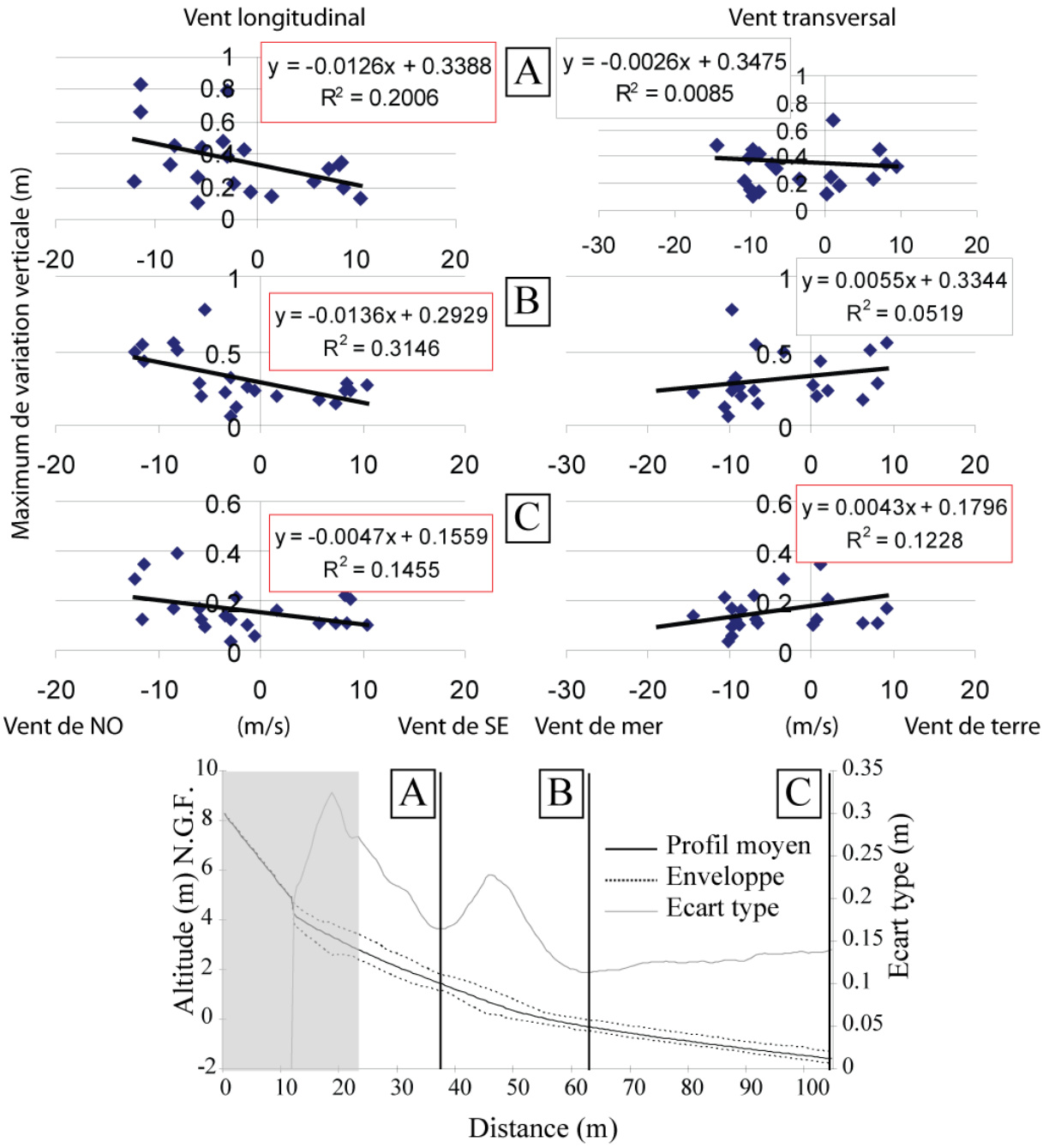
Annexe 11b : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale à Kerver (KP2)



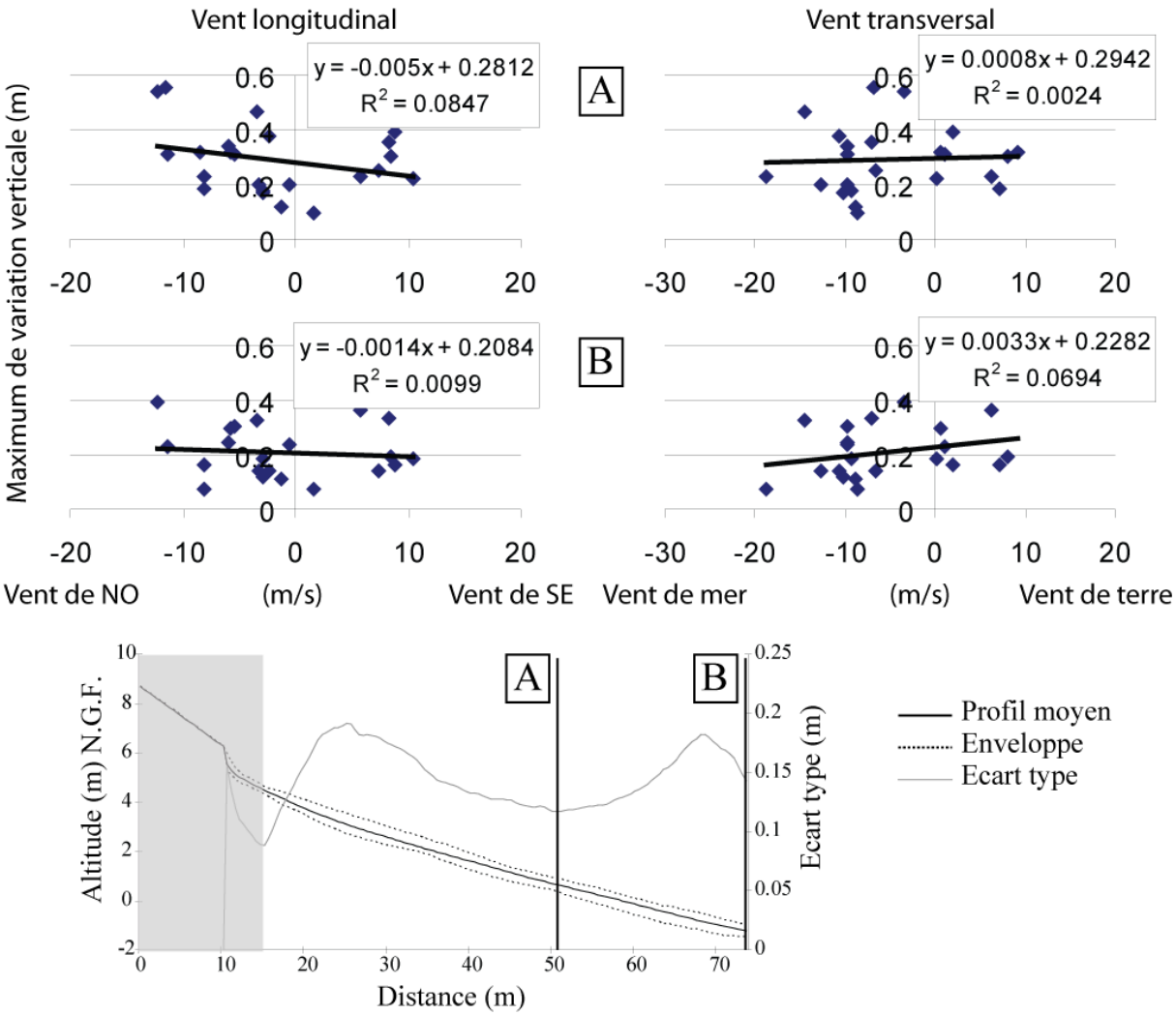
Annexe 11c : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale à Kerver (KP3)



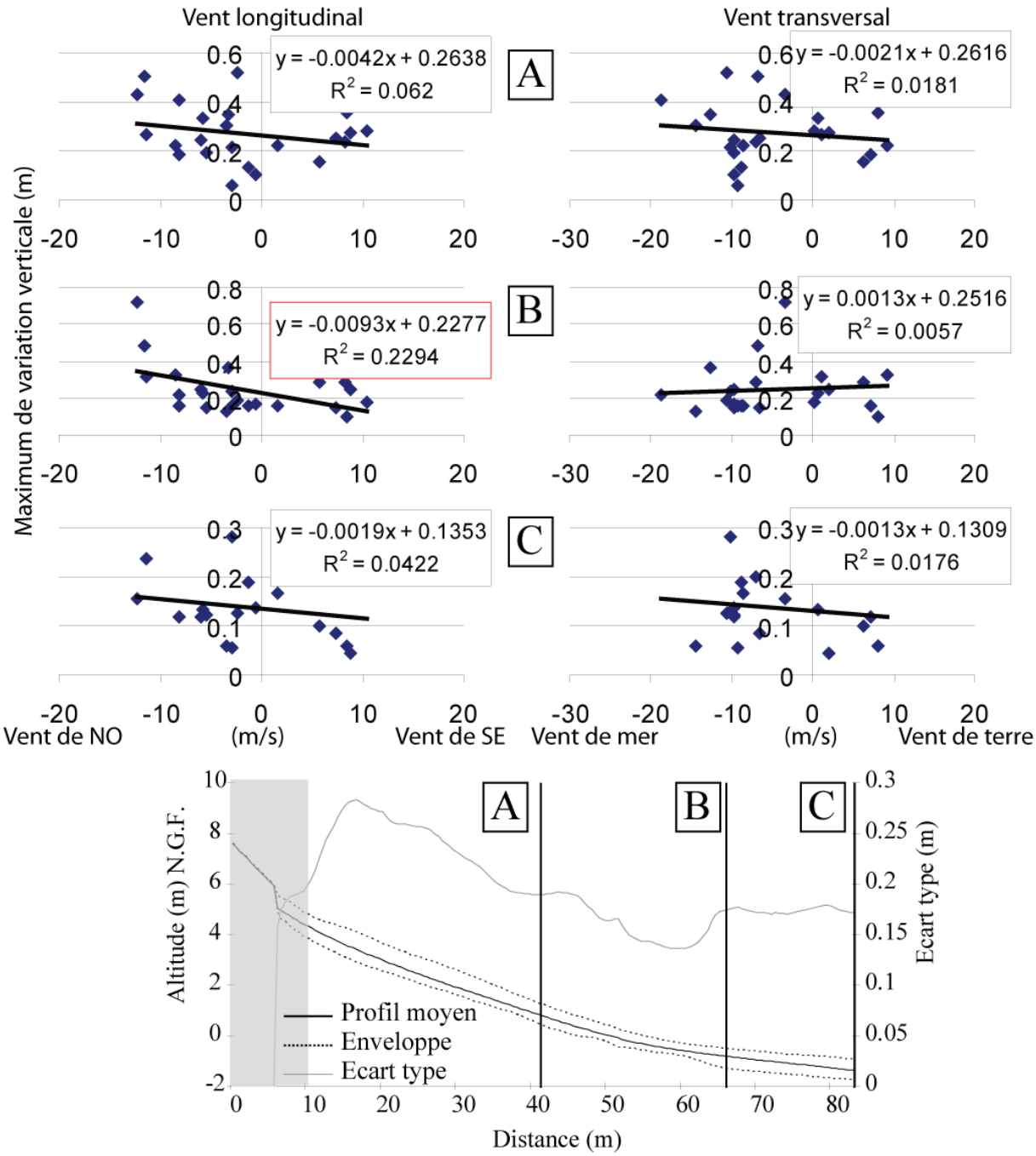
Annexe 11d : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale à Kerver (KP4)



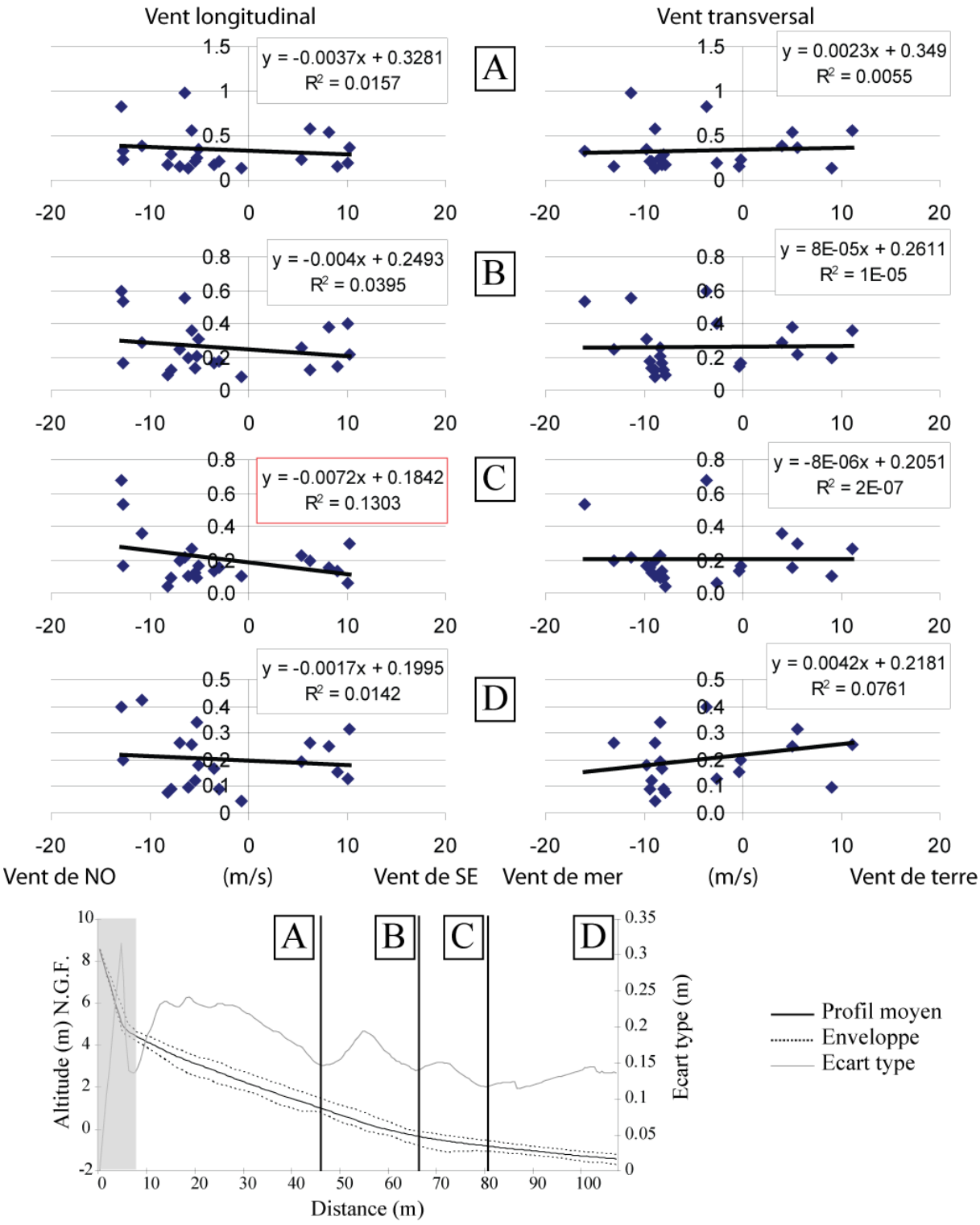
Annexe 11e : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale à Kerver (KP5)



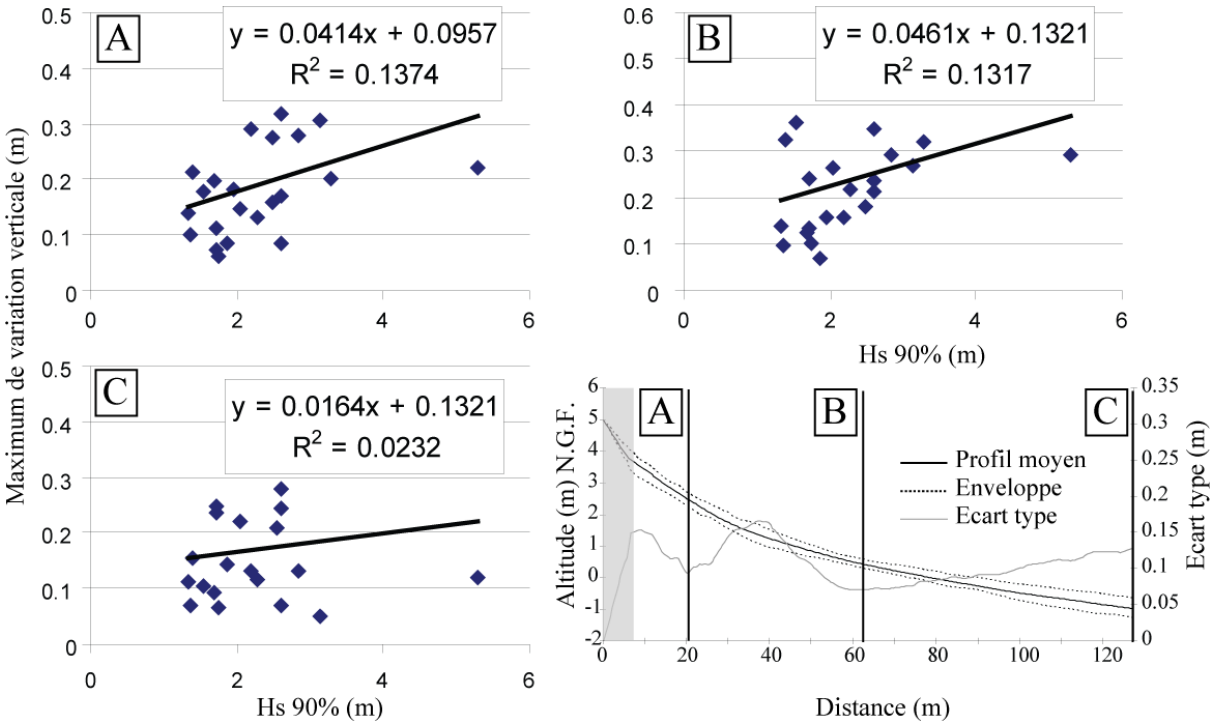
Annexe 12a : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale aux Govelins (GP1)



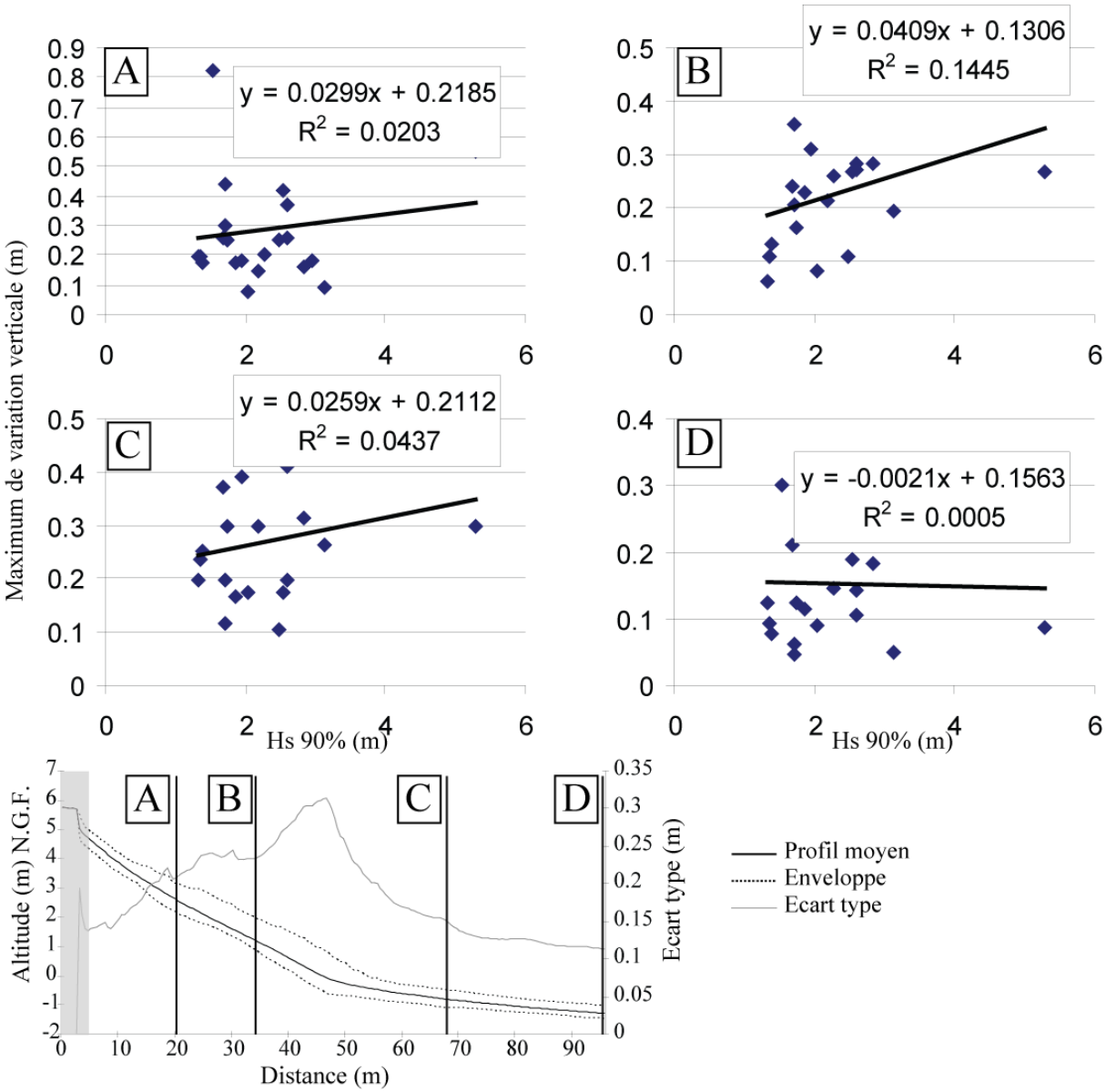
Annexe 12b : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale aux Govelins (GP2)



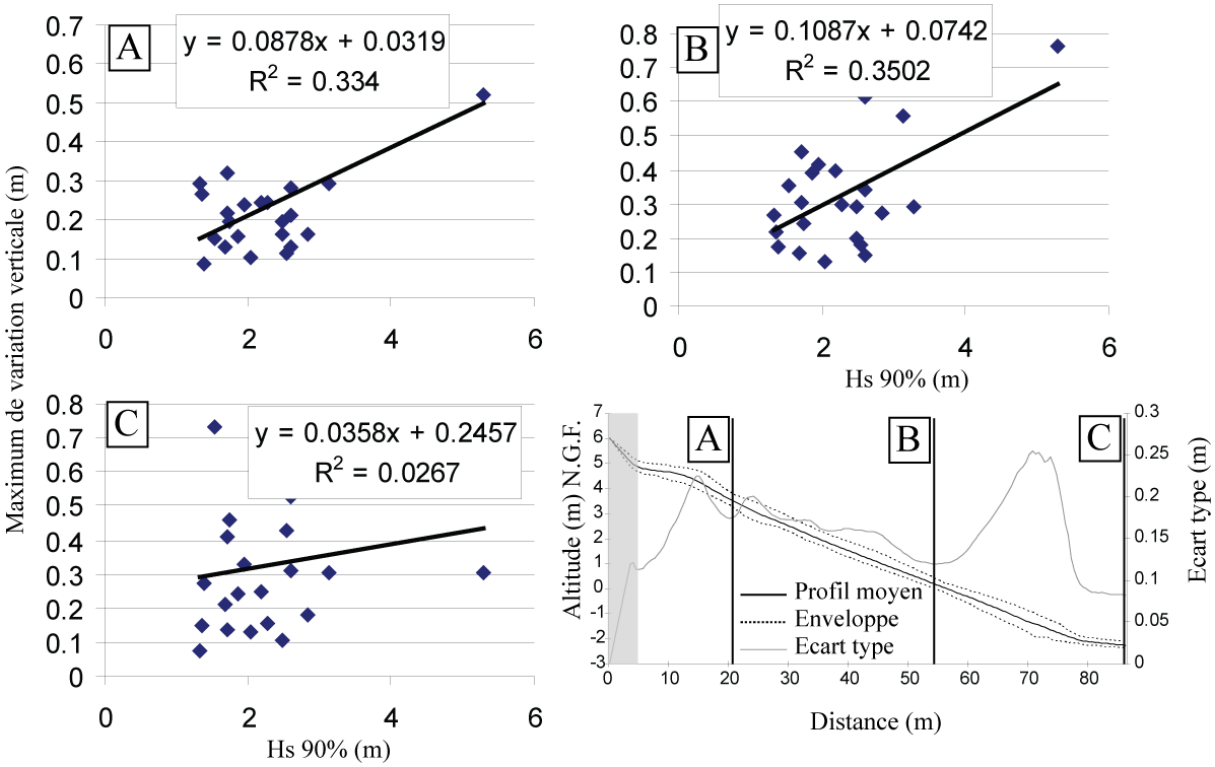
Annexe 12c : Corrélation entre le vent et le maximum de variation verticale aux Govelins (GP3)



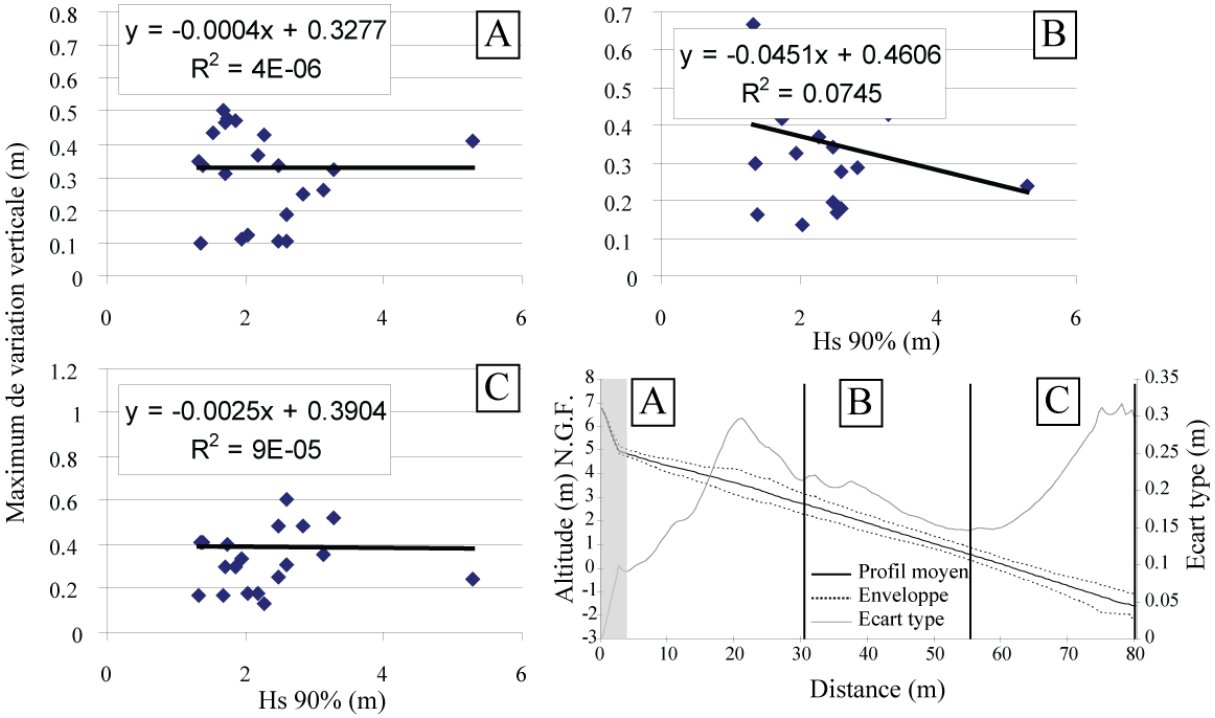
Annexe 13a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP1)



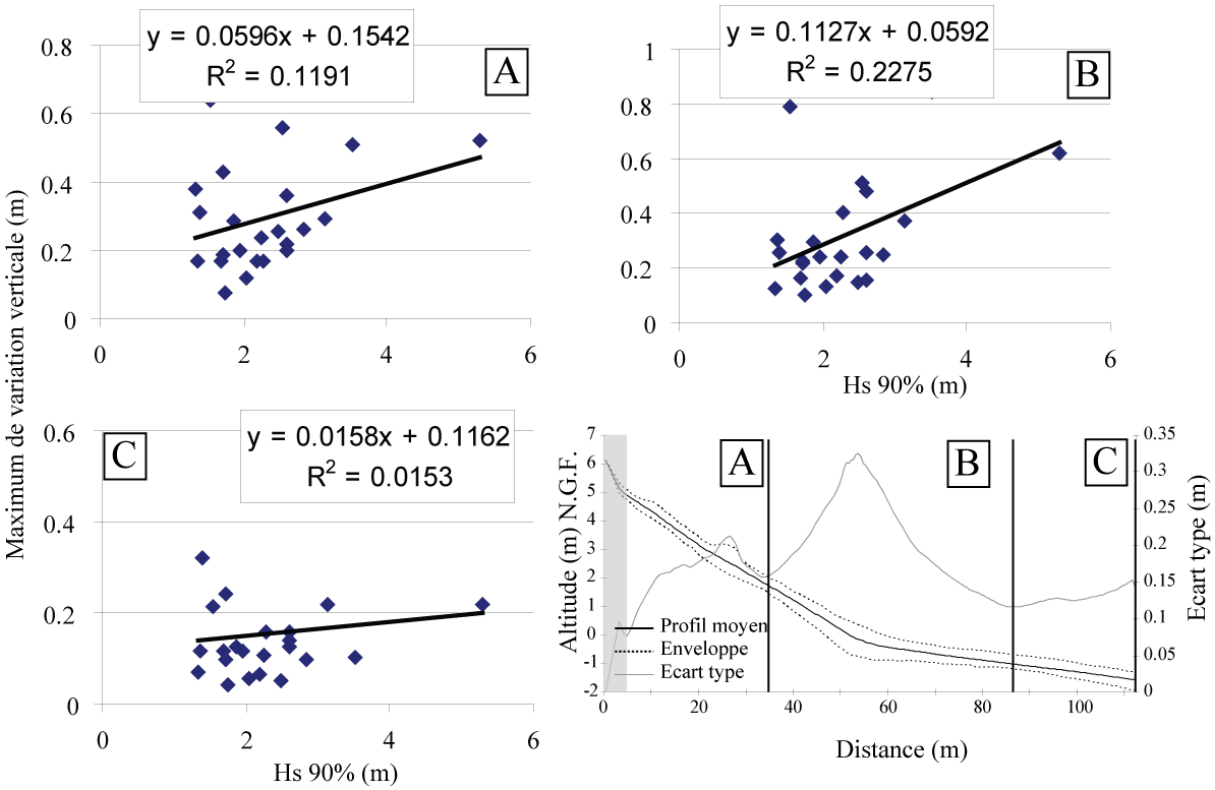
Annexe 13b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP2)



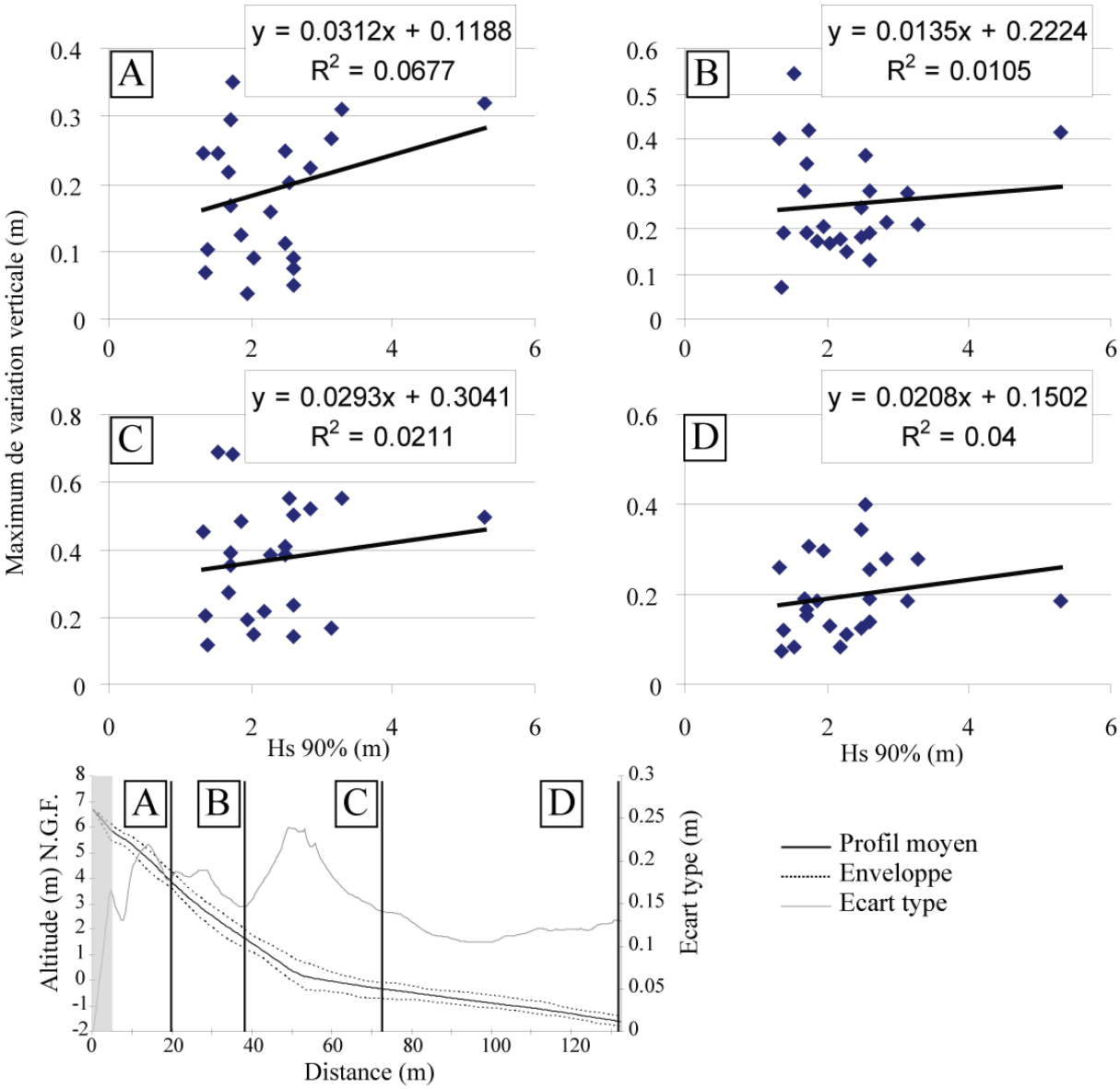
Annexe 14a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP3)



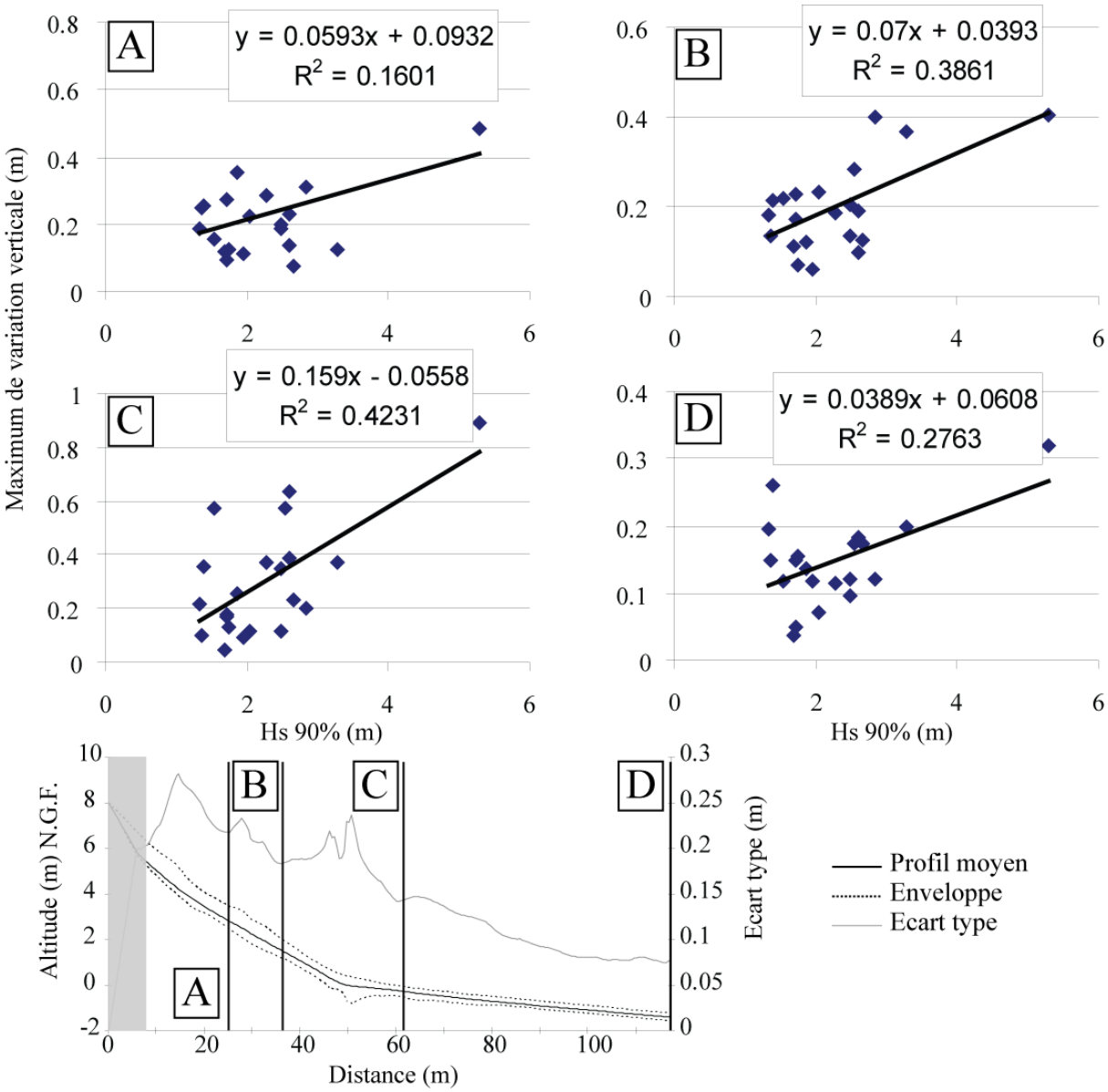
Annexe 13b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP4)



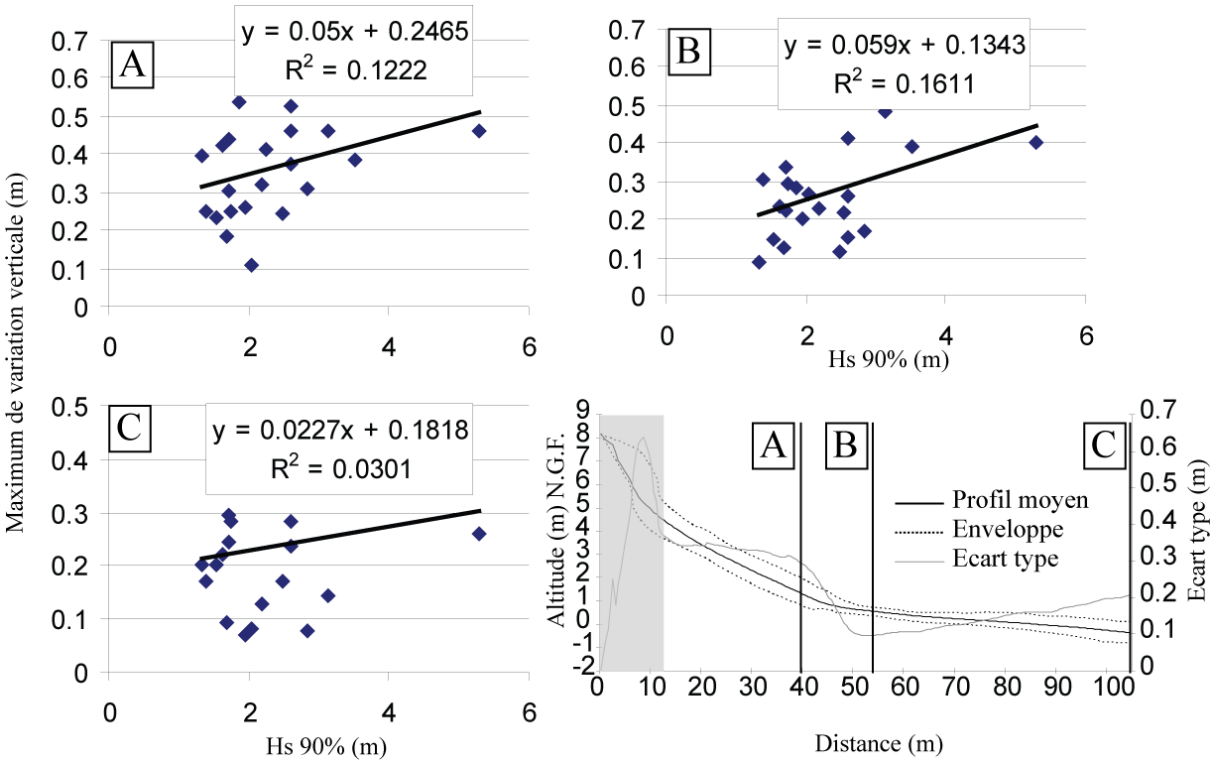
Annexe 15a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP5)



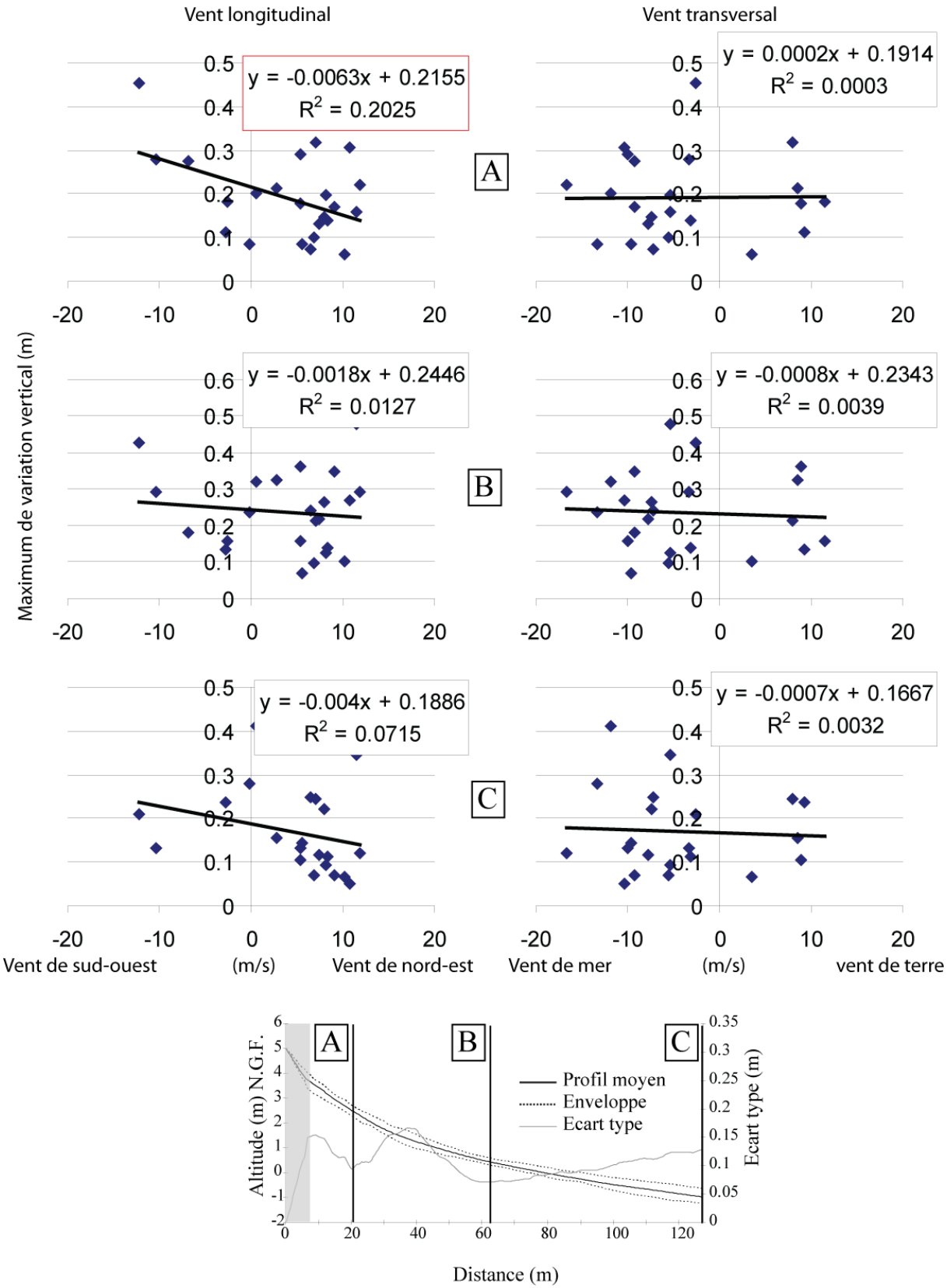
Annexe 15b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP6)



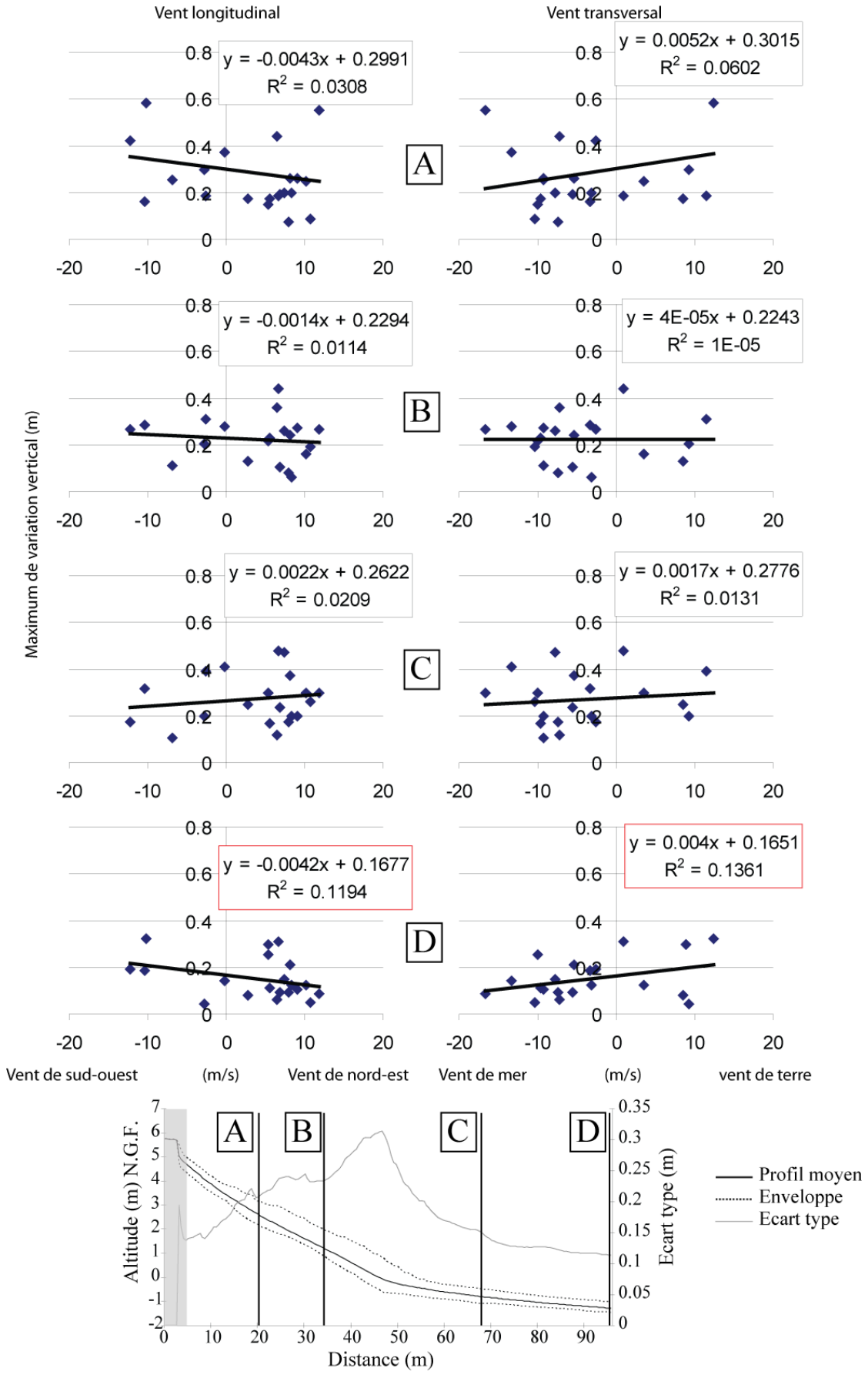
Annexe 16a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP7)



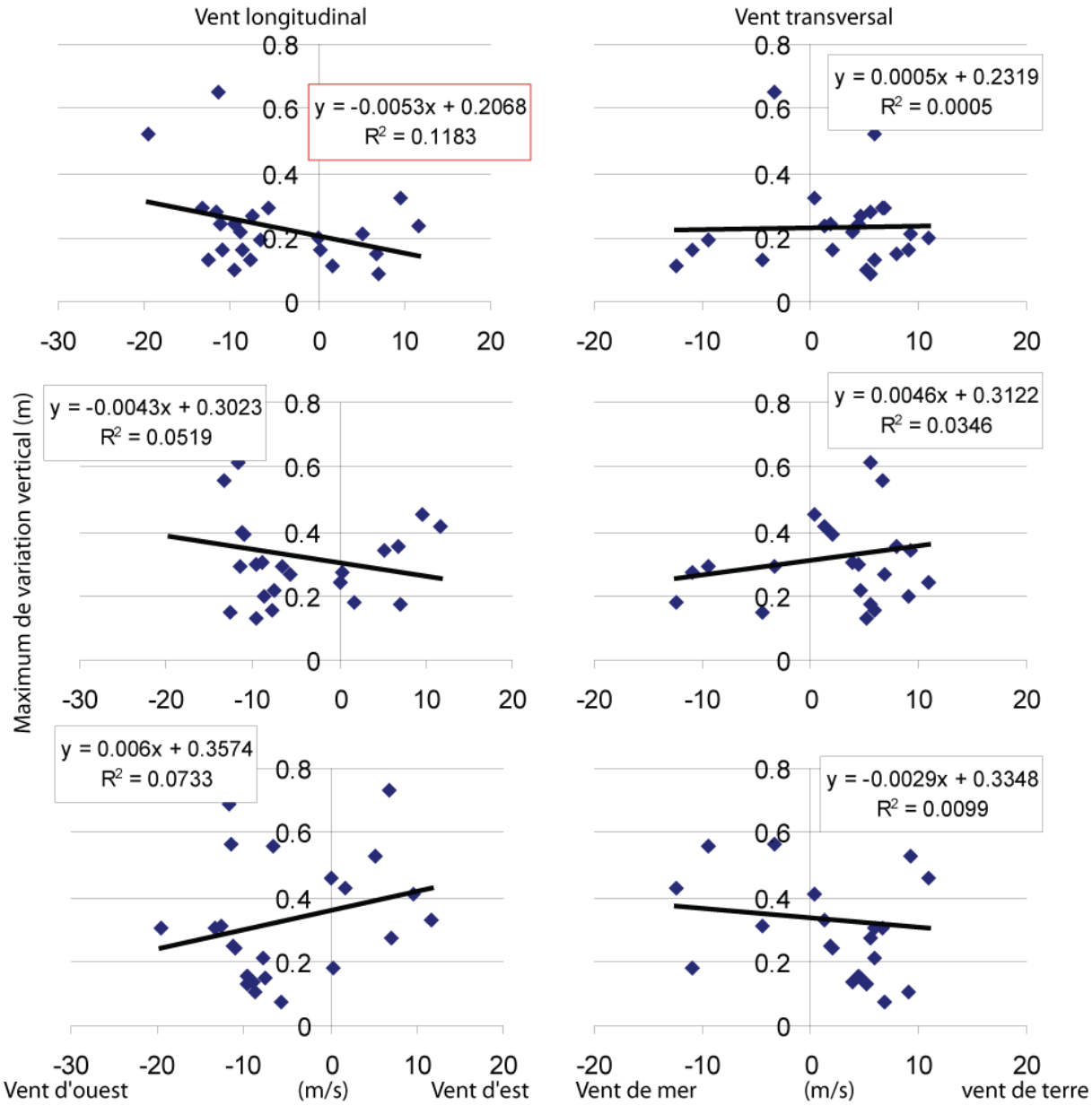
Annexe 16b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP8)

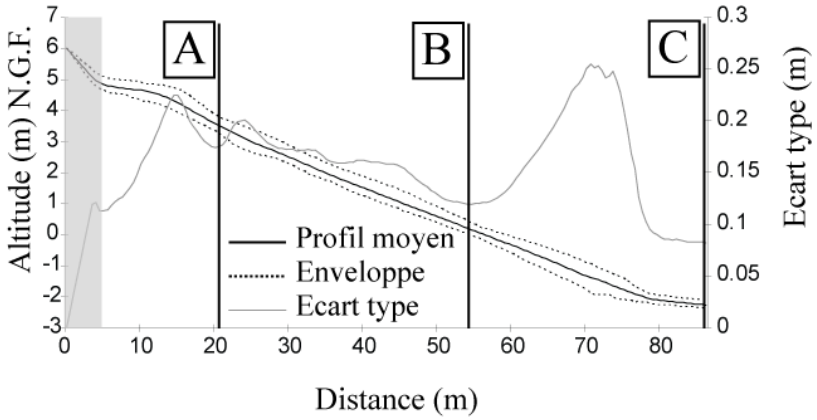


Annexe 17a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP1)

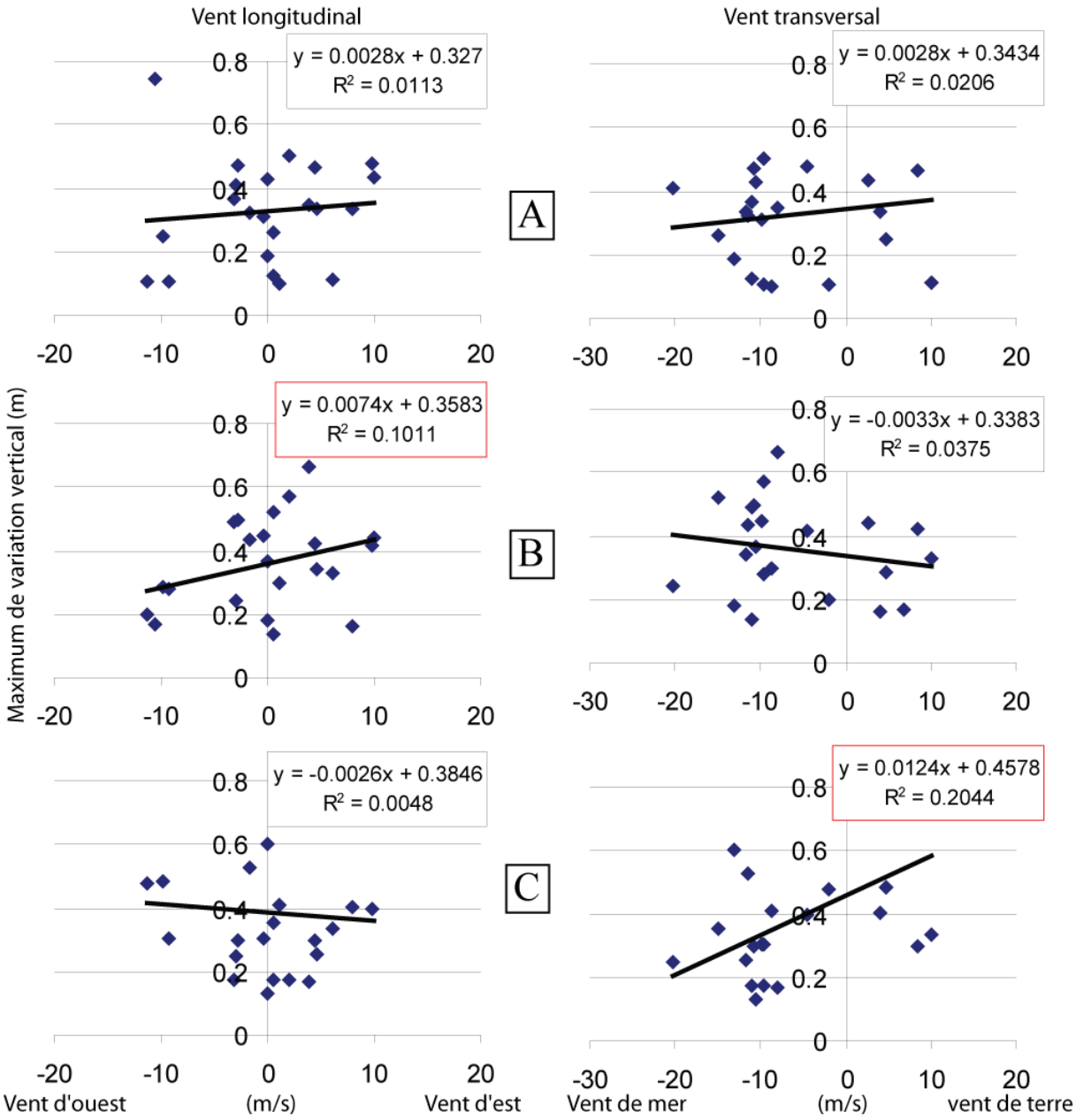


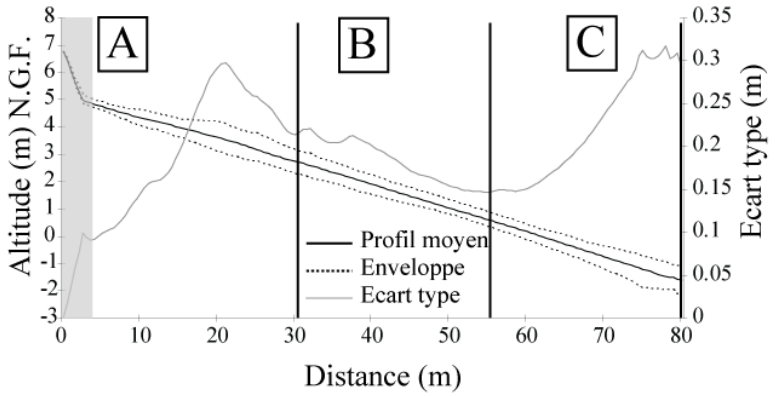
Annexe 17b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP2)



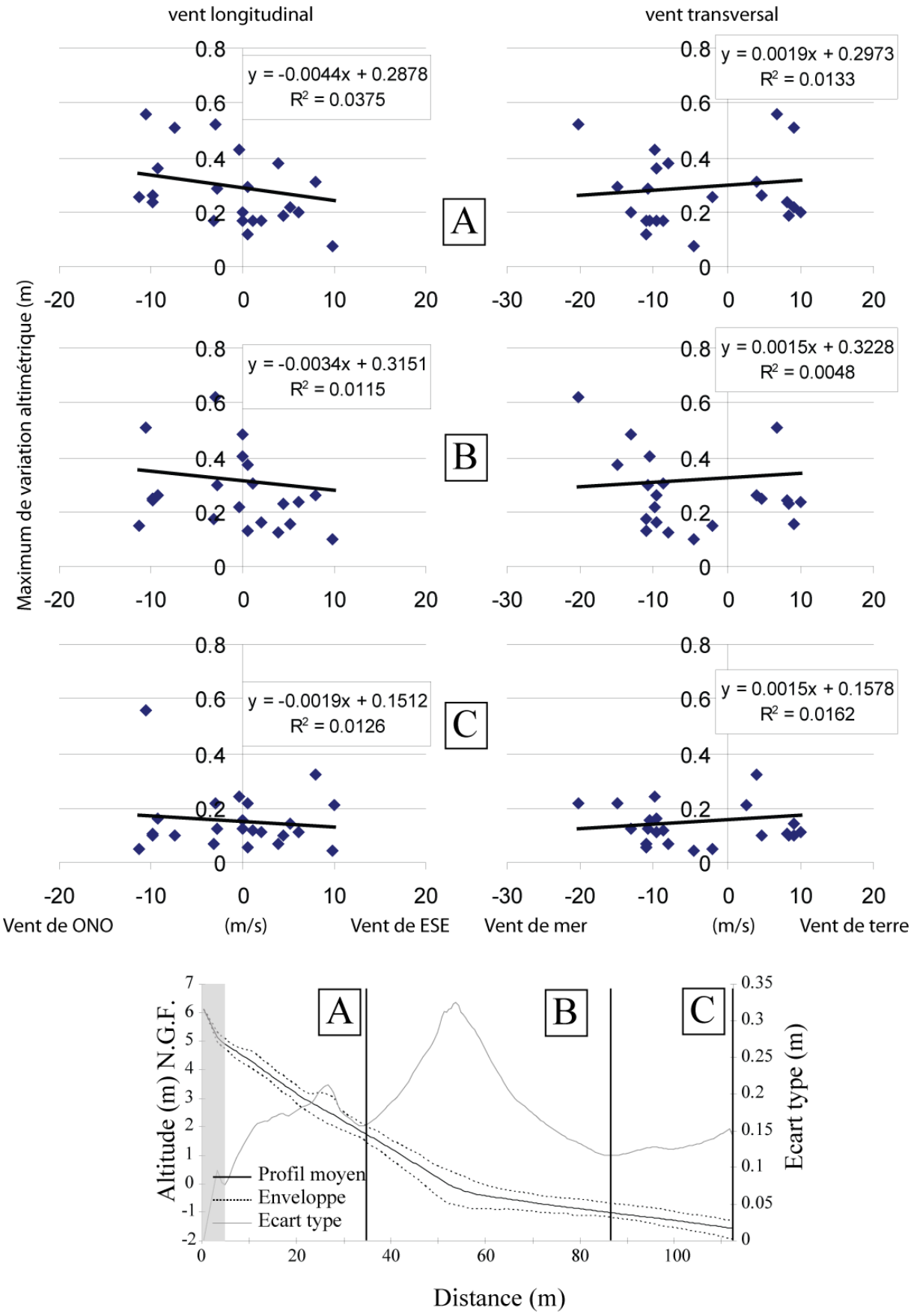


Annexe 18a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP3)

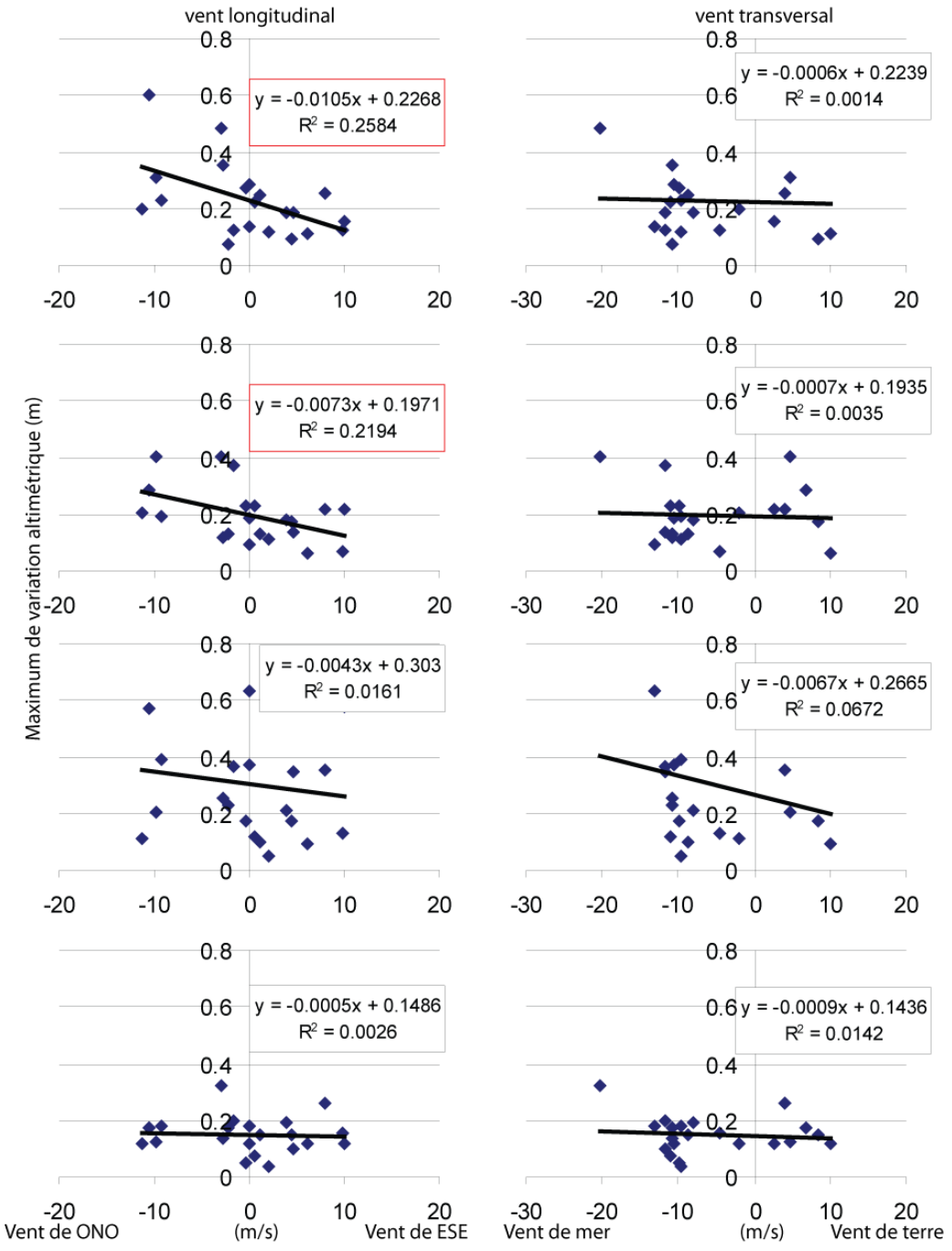


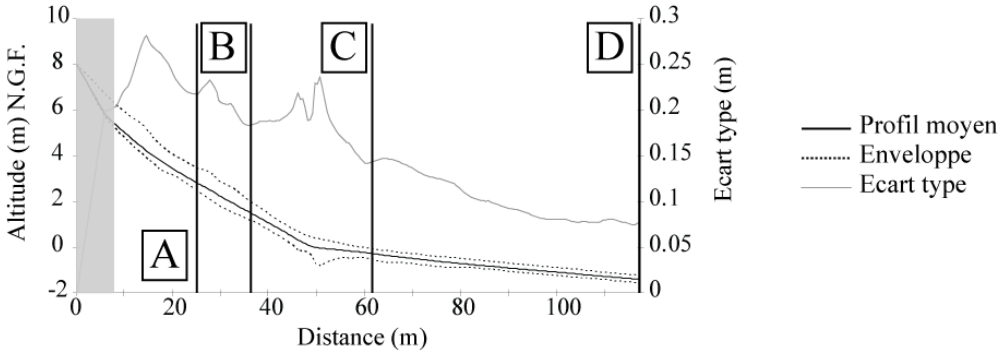


Annexe 18b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP4)

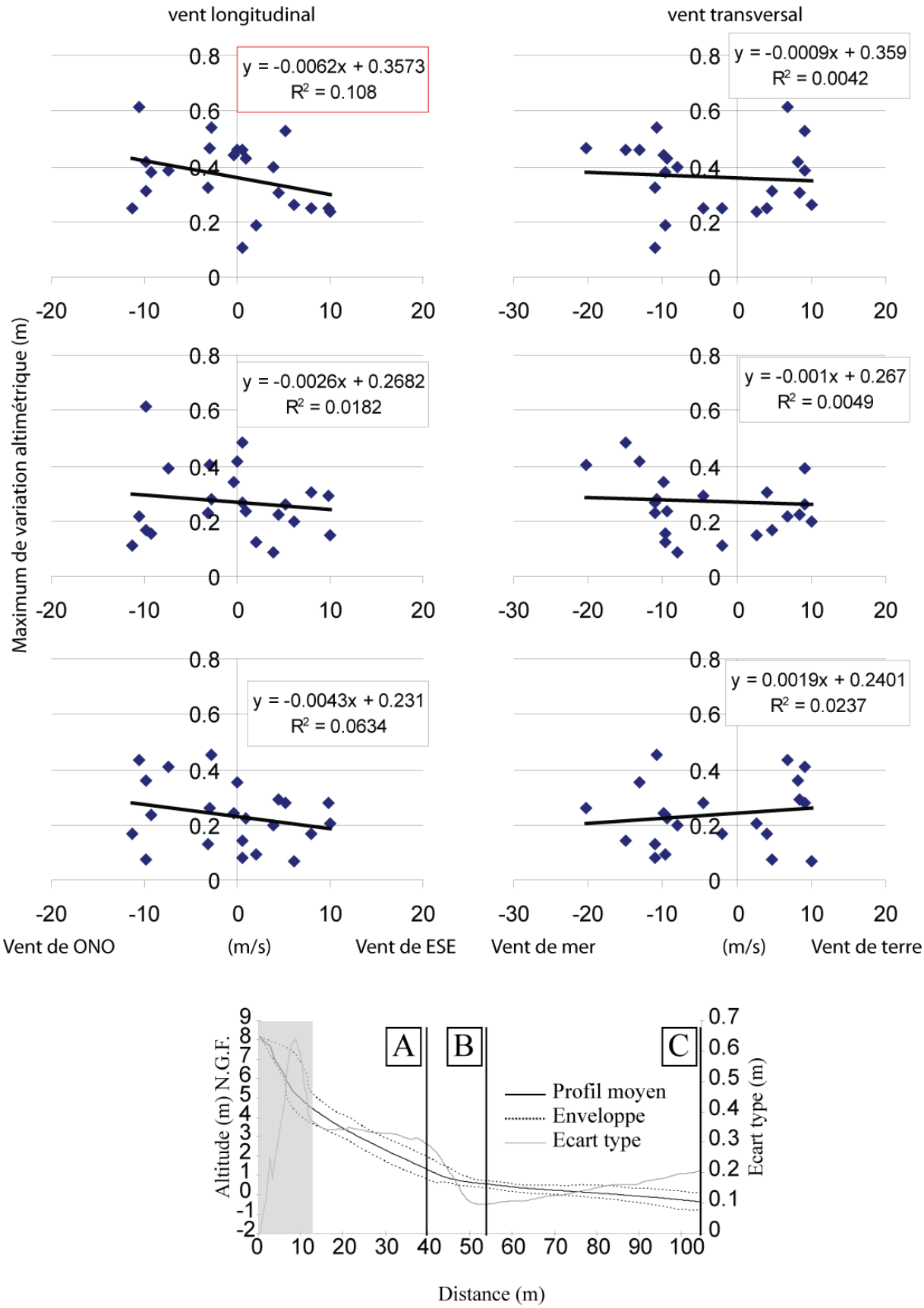


Annexe 19 : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP5)





Annexe 20a : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP1)



Annexe 20b : Corrélation entre la hauteur significative de la houle au large et le maximum de variation verticale à Suscinio (SP8)

Comportement morphodynamique et évolution des plages de poche en milieu mésotidal semi-abrité : exemple des plages méridionales de la presqu'île de Rhuys, Bretagne Sud, France.

Résumé : Les plages de poche prennent place le long des littoraux rocheux. Sur la presqu'île de Rhuys, elles forment des cordons sableux protégeant à l'arrière des zones humides basses partiellement connectées au milieu marin. Ces plages subissent un fort marnage de type mésotidal et placées à l'arrière d'une barrière structurale au large, les houles océaniques y sont fortement atténuées. Le vent local génère une importante mer de vent dont les vagues de courtes fréquences ainsi créées favorisent les plus grands changements morphologiques transversaux et les plus grands transferts de sédiments longitudinaux. Les différentes expériences hydrodynamiques et topographiques menées sur le terrain ont permis de mettre en évidence des déplacements longitudinaux de sédiments favorisés par un vent local modéré et persistant. Avec une plus grande agitation, les transferts sédimentaires s'effectuent transversalement par de plus puissants processus de déferlement et de jet de rive. Les échanges s'effectuent autour d'un point d'équilibre de moindre activité. Le vent et la houle ont un impact hétérogène dans l'espace. Par ailleurs, les variations de volumes indiquent clairement que chaque système de plage est indépendant. Aucun échange de sédiment entre les plages n'est démontré alors qu'une connexion est permise avec le domaine subtidal proche, entre les platiers rocheux. Enfin, le degré d'impact d'une tempête dépend de sa trajectoire et du niveau d'eau. Le volume érodé est par ailleurs rapidement retrouvé par le système. Le budget sédimentaire est conservé. Pourtant, avec la hausse du niveau marin, les cordons dunaires peuvent se briser avec une redistribution longitudinale attendue.

Morphodynamic behaviour et evolution of mesotidal semi-sheltered pocket beaches : example of southern beaches of the Rhuys peninsula, South Brittany, France.

Abstract: Pocket beaches display along rocky shores. In the Rhuys peninsula, they form dune systems baked between headlands sheltering swamps or low areas backshore, which are partially connected to the sea. In a mesotidal regim, the are semi-sheltered by islands and rocky shoals accounting for lower entering swell.The local wind create important wind waves promoting alonshore drift of sediment. This is observed thanks to hydrodynamic and topographic measurements. With an increasing energy input, cross-shore exchanges of sediment are dominant following increasing surf and swash processes. Such exchanges rotate aroud an equilibrium or pivot point less dynamic. Gravity waves and wind waves have an heterogeneous impact in space. Moreover, volumetric variations highlight each pocket beach system running as a single entity. No proof of alongshore by-passing between each beach is identified but a cross-shore connection with the direct nearshore is highly supposed and has to occur only between faults or subtidal rocky shoals. Finally, storm impact depends highly on the storm route and water level. In case of erosion, the beach recover the sediment loss quickly, so the sediment buget remains stable. Nevertheless, through time, sea level rise might create breach by breaking dune system and flood partially the bachshore. The would implie a sedimentary alonshore redistribution, changing significantly the coastline.