

Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impact sur les stocks sableux : vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers

Marie Jabbar

▶ **To cite this version:**

Marie Jabbar. Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impact sur les stocks sableux : vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2016. Français. ⟨NNT : 2016BRES0108⟩. ⟨tel-01532463⟩

HAL Id: tel-01532463

https://theses.hal.science/tel-01532463v1

Submitted on 2 Jun 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

université de bretagne occidentale

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
Mention : Géographie
École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par
Marie Jabbar
Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, aux Laboratoires Géomer, LETG UMR 6554 CNRS et Domaines Océaniques UMR 6538 CNRS

Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impacts sur les stocks sableux.

Vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers.

Thèse soutenue le 12 décembre 2016
devant le jury composé de :

Raphaël Certain
Maître de Conférences, Université de Perpignan / *Rapporteur*

Alain Hénaff
Maître de Conférences, Université de Bretagne Occidentale / Directeur de thèse

Arnaud Héquette
Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale / Rapporteur

Nicolas Le Dantec
Chargé de recherche, Cerema / DTec EMF - Université de Bretagne Occidentale / Directeur de thèse

Marie-Hélène Ruz
Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale / Examinatrice

Laure Simplet
Ingénieur, Ifremer / invitée

Serge Suanez
Professeur, Université de Bretagne Occidentale / Examinateur

Résumé

Le phénomène global d'érosion côtière, notamment sur les rivages d'accumulation, tend à accroître les risques côtiers (érosion et submersion) dans les secteurs à enjeux. Dans ce contexte, les stratégies visant à la gestion des stocks sableux côtiers au sein même des cellules hydro-sédimentaires apparaissent comme une réponse potentielle à la gestion locale de l'érosion des accumulations littorales, et au-delà à la gestion de ces risques. Ces perspectives se heurtent encore à une insuffisance de connaissance des dynamiques géomorphologiques des avant-plages (partie immergée de la cellule). Pour autant, la connaissance des échanges au sein de la cellule et avec le large sont au cœur de la compréhension du fonctionnement des systèmes littoraux sableux. Les objectifs de cette thèse sont de renforcer les connaissances géomorphologiques des stocks sableux et de leur mobilité au sein des cellules littorales et, par l'amélioration de cette connaissance, de contribuer à l'élaboration de stratégies de gestion des risques côtiers.

La comparaison de levés bathymétriques multi-temporels sur le temps long (séculaire) et court (annuel) à une échelle régionale et locale met en évidence les évolutions des avant-plages sur les côtes bretonnes du début du XXème siècle à nos jours. Ainsi, un des résultats majeurs est une inversion des tendances d'évolutions au milieu du XXème siècle. Une situation d'accrétion ou de stabilité relative laisse place à une érosion généralisée des avant-plages sur les côtes bretonnes. L'interprétation et la discussion de ces résultats permettent d'avancer des facteurs explicatifs de ces évolutions tels que les forçages météo-marins et anthropiques et les contraintes structurales.

Mots clés : avant-plage ; morphologie sous-marine ; risques côtiers ; dynamique morpho-sédimentaire ; levés bathymétriques multi-temporels

Abstract

Nearshore morpho-sedimentary dynamics and stocks impacts. Improving strategies of coastal risks management.

The global phenomenon of coastal erosion, occurring especially on sandy coasts, tends to increase coastal risks in areas with key issues and concerns. In this context, stocks management strategies within sandy hydro-sedimentary coastal cells have appeared to be potential solutions to the local management of coastal erosion and their associated risks. However, despite their importance to determine management strategies, the dynamics of nearshore (submerged part of the cell) geomorphology remain poorly studied and partially understood. This PhD thesis aims to provide a better understanding of nearshore geomorphology in some specific sites and to contribute to the development of coastal risk management strategies.

The study of multi-temporal bathymetric surveys at century-scale and annual-scale highlights significant evolution of the Brittany nearshore morphology from the beginning of the 20th century until today. In particular, a striking result is the reversal of the morphological evolution tendency in the mid-20th century. During the first half-century, the situation is steady, though nearshore morphology has a slight tendency toward accumulation. During the second half-century, we measured a net erosion tendency for all the survey sites. Interpretation and discussion of these results allow to determine the forcing of the nearshore morphodynamics, among which are climatic (coupled ocean-atmosphere) events, anthropogenic impacts and structural constraints.

Key words : nearshore, submarine morphology, coastal risks, morpho-sedimentary dynamics, multitemporal bathymetric surveys

Remerciements

Après en avoir lu des dizaines dans tous les styles au cours de ma thèse (parce que c'est quand même souvent ce qu'on aime lire en premier !), c'est maintenant à mon tour d'écrire mes remerciements. Ils s'adressent à plein de gens, qui, à leur manière, m'ont permis de réaliser ce travail de thèse.

En premier lieu, je souhaite remercier mes directeurs de thèse, Alain Hénaff, Nicolas Le Dantec et Anne Deschamps pour leur encadrement et leurs conseils, tant scientifiquement qu'humainement. J'espère avoir été à la hauteur de leurs attentes ! Je souhaite également rendre un hommage à Anne Deschamps. La reprise de la thèse après son décès n'aura pas été simple, et c'est souvent que je pensais à elle et à son dynamisme pour me remettre au travail. La réussite de cette thèse lui revient donc aussi en partie. Mais avec l'encadrement d'Alain et de Nicolas, les choses ne pouvaient que bien se terminer.

Merci aux deux rapporteurs, Raphaël Certain et Arnaud Héquette, pour leurs remarques et leur lecture avisée. Je remercie également les membres du jury, examinateurs et invités, qui ont accepté d'évaluer mon travail : Marie-Hélène Ruz, Serge Suanez et Laure Simplet.

Je souhaite vivement remercier les équipages de l'Haliotis qui nous ont permis durant 4 années d'acquérir un jeu de données dans de très bonnes conditions. Merci à Jacques, Jérôme, Serge et Renaud pour les bons moments passés à bord, pour leur réponse à toutes mes questions et pour leur expertise. Merci également aux différentes personnes de l'Ifremer du SIVOM et Combrit - Île-Tudy et de Lorient Agglomération pour les discussions scientifiques, l'accès aux données et les connaissances terrains qu'ils m'ont apportés.

Merci à Lucas Janeau et Sylvain Dutaut, deux stagiaires, qui m'ont particulièrement aidé sur des aspects techniques, Lucas expert en incertitudes et Sylvain en droit du littoral et des extractions.

Un très grand merci aux relecteurs et corrigeurs de fautes pour leur aide précieuse de fin de thèse : maman, Maïwenn, Mylène, Yoram et Bastien.

Je souhaite également remercier l'ensemble du laboratoire et les doctorants. Et plus particulièrement, Pauline, pour tous tes petits mots de motivation (qui marchent !), Isabelle, Véronique, Laurence et Adeline pour votre aide dans ce travail. Spéciale dédicace au bureau du fond, dont j'ai vu la composition changer au fil des années et dont la dernière version était composée de Marie, Laura, Alix et Mylène. Le quatuor de choc des doctorants en fin de thèse que nous avons formé et qui m'a permis de passer un été de rédaction, somme toute, agréable (Lucille, Lucile et Manu).

La famille Vic pour leur accueil toujours très chaleureux lors des missions en mer à Loctudy.

Merci à Cathy, Ghislain et tous les Gary pour leur accueil dans la famille, leur soutien et les bons moments.

Tous mes copains de Brest et d'ailleurs, notamment Maïwenn pour ces bons moments passés au marché de Morlaix (et au bar !). Et tous mes colocs : Clément (d'avoir été le papa de la thèse, un modèle à suivre !), Sarah (pour tous ces bons moments passés ensemble et pour tes licornes sud-africaines), Justine (pour toutes tes petites attentions et tes pains au chocolat et nos fous rires de lendemain de garde), Félix (pour tes blagues (heu non en fait !), pour tes sujets de discussion éclairée et tous tes bons petits plats) et Hélène (pour cette nouvelle coloc qui démarre).

Et pour terminer, mes remerciements vont :

À Lauriane, avec qui j'ai traversé toutes ces années d'études (depuis le CE1 ! !) et qui a soutenu 4 jours avant (normal c'est la plus grande !). Nous avons pu fêter ensemble non seulement la réussite de nos thèses mais également la fin d'une longue période et je l'espère le début d'une nouvelle où nous resterons pas trop loin l'une de l'autre.

À mes parents pour avoir toujours soutenu et encouragé mes choix.

À ma sœur, pour ta présence, ton soutien et tes petits mots toujours doux.

À Bastien, qui en plus de ton aide et ton soutien pendant ces dernières années, m'a toujours permis de sortir la tête du travail pour vivre de nombreuses épopées. Pourvu que cela continue encore longtemps !

Sommaire

Introduction **21**
1 Contexte du sujet . . . 22
2 Définition de la problématique du sujet . . . 23
3 Les méthodes mises en œuvre pour y répondre . . . 25
4 Organisation du mémoire . . . 26

1 L'érosion du littoral, entre gestion du risque et connaissances géomorphologiques **29**
1.1 Introduction . . . 30
1.2 La gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion . . . 31
1.2.1 Définitions des risques et de la vulnérabilité . . . 32
1.2.2 Les politiques de gestion : quels dispositifs pour quels acteurs ? . . . 34
1.2.3 Les enseignements de la tempête Xynthia . . . 37
1.2.4 Les aménagements . . . 38
1.2.5 La gestion des stocks sédimentaires et les conflits liés à la ressource 45
1.3 Connaissances et méconnaissances du fonctionnement des systèmes sédimentaires littoraux . . . 48
1.3.1 Les processus à l'origine de la dynamique du système . . . 49
1.3.2 Les avant-plages . . . 58
1.3.3 La cellule littorale . . . 62
1.4 Les différentes approches d'étude des avant-côtes et leurs techniques . . . 67
1.4.1 Les approches et les méthodes d'étude . . . 68
1.4.2 Les techniques et les outils . . . 70
1.4.3 Une approche complémentaire : la modélisation . . . 78
1.5 Conclusion . . . 79

2 Des évolutions régionales à long et moyen termes **83**
2.1 Introduction . . . 84
2.2 Méthodes et techniques d'utilisation des données . . . 84
2.2.1 Démarches, contraintes et objectifs . . . 84
2.2.2 Mise en forme des données anciennes . . . 85
2.2.3 Calcul des incertitudes . . . 89
2.2.4 Préparation des données Litto3D® . . . 95
2.2.5 Réalisation des MNT et mise en évidence des évolutions . . . 97
2.3 Présentation des sites d'étude . . . 102
2.3.1 L'anse du Pouldu . . . 105
2.3.2 Baie de La Forêt . . . 112
2.3.3 Anse de Bénodet . . . 116

2.3.4 Baie d'Audierne . . . 122
2.3.5 Façade occidentale de la presqu'île de Crozon . . . 126
2.3.6 Anse des Blancs Sablons . . . 130
2.4 Analyse des résultats et discussion . . . 135
2.4.1 Analyse des évolutions générales par site . . . 135
2.4.2 Les grands types d'évolution . . . 168
2.4.3 Bilan général des évolutions et mode de fonctionnement des cellules 175
2.4.4 Corrélation entre les forçages, les caractéristiques géomorphologiques et les évolutions . . . 183
2.5 Conclusion . . . 196

3 Guidel et l'Île-Tudy : une étude des dynamiques locales à long, moyen et court termes 199
3.1 Introduction . . . 200
3.2 Méthodes et techniques d'étude . . . 201
3.2.1 Démarche et méthodologie générale . . . 201
3.2.2 La mise en place d'un suivi annuel et le choix des sites . . . 201
3.2.3 Techniques d'acquisition, d'analyse et de traitement des données . . 202
3.3 Des dynamiques locales à court terme qui suivent les tendances à long terme 212
3.3.1 Analyse géomorphologique des sites . . . 212
3.3.2 Analyse des bilans sédimentaires et des évolutions . . . 215
3.3.3 Influences du socle rocheux . . . 232
3.3.4 Analyse des formes sédimentaires particulières . . . 238
3.4 Discussion . . . 256
3.4.1 Mise en relation des évolutions avec les forçages . . . 256
3.4.2 Bilan de fonctionnement global des sites aux différentes échelles de temps . . . 261
3.4.3 Réflexions . . . 261
3.5 Conclusion . . . 264

4 Retour vers des stratégies de gestion des stocks sédimentaires 269
4.1 Introduction . . . 270
4.2 Le développement des rechargements sédimentaire en Europe et en France depuis le milieu du XXème siècle . . . 271
4.2.1 Le rechargement : définition et technique générale . . . 271
4.2.2 Les rechargements sédimentaires à l'échelle de la cellule . . . 272
4.2.3 Les pays européens pratiquant les rechargements . . . 273
4.2.4 Des exemples français . . . 275
4.3 Les prérequis à la gestion des stocks . . . 277
4.3.1 Les connaissances nécessaires . . . 277
4.3.2 La mise en place d'un suivi : acquisition de la connaissance et impacts des opérations . . . 279
4.3.3 Cadre juridique . . . 281
4.4 Conclusion . . . 294

5 Conclusion générale et perspectives 297

Conclusion générale et perspectives 297

Bibliographie **301**

Annexes **319**

Annexes **321**
.1 Date de construction des ouvrages sur le littoral finistérien 321
.2 Roses des houles 326
.3 Variations de pente 329
.4 Traitement des données bathymétriques sous *Caraibes* 331
.5 Analyse par photo-interprétation des sillons sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy 332
.6 Article publié dans la revue *Géomorphologie : Relief, processus et environnement* 336

Table des figures

1.1 Matrice multiscalaire des principaux instruments de gestion des risques côtiers. (Conçue par Catherine Meur-Ferec et Yann Rabuteau ; élaborée par Laurence David in Hénaff et Philippe (2014)) 35
1.2 Courants générés par les vagues 51
1.3 Les différentes zones d'action des vagues et les principaux courants 54
1.4 Zonage annuel d'un profil d'une plage sableuse 61
1.5 Les unités de la cellule littorale 64
1.6 L'imbrication des échelles spatio-temporelles 65
1.7 Les échelles dans l'évolution du littoral, avec LSCE : Large Scale Coastal Evolution, MSCE : Middle Scale Coastal Evolution et SSCE : Small Scale Coastal Evolution (Stive et al., 1990). 66
1.8 Synthèse non-exhaustive du type d'étude réalisée sur les plateaux continentaux à travers le monde dans l'objectif de la compréhension des systèmes sableux sous-marins. 69
1.9 Construction de la carte marine du port de Belle-Île en mer du XIXème siècle. 72
1.10 Extrait imagerie mission Fissel 2014. 77

2.1 Choix des cinq zones de travail 85
2.2 Localisation des zones d'étude 87
2.3 Extrait d'un fichier .glz 87
2.4 Résumé statistique pour la zone 1. *Roches : zones rocheuses sur lesquelles sont calculées les incertitudes. Roches sans VA : les mêmes zones sans prise en compte des valeurs aberrantes. Complet : calcul des incertitudes sur la zone entière. Min : minimum. 1st Qu : premier quartile. Median : médiane. Mean : moyenne. 3rd Qu : troisième quartile. Max : maximum. MAE : Mean Absolute Error - erreur absolue moyenne. RMSE : Root Mean Square Error - racine carré de l'erreur quadratique moyenne.* 94
2.5 Modèle de la méthodologie utilisée pour le calcul des incertitudes 96
2.6 Volume relatif calculé à partir d'un plan de référence 99
2.7 Carte géologique simplifiée du Massif armoricain (Source : France du Nord). 102
2.8 Présentation de la zone 1 : Anse du Pouldu 105
2.9 Zone 1. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 108
2.10 En haut, recul du trait de côte au niveau du blockaus entre janvier 2000 et févier 2009, et en bas, recul du trait de côte au niveau du poste de secours entre janvier 2000 et février 2009 (source : Geos/AEL et Lorient Agglomération). 109

2.11 En haut, vue de la plage du Loc'h entre janvier 2000 et févier 2009, et en bas, confortement du pied de dune entre mai 2000 et mai 2009 (source : Geos/AEL et Lorient Agglomération). 110
2.12 Du haut en bas : évolution de la falaise Pen-er-Malo entre mars 2006 et mai 2009 suite aux travaux réalisés, renforcement du pied de dune entre mai 2000 et mai 2009, recouvrement du système Stabiplage et mise en place d'enrochements entre mai 2000 et mai 2009 (source : Geos/AEL et Lorient Agglomération). 111
2.13 Présentation de la zone 2 : Baide de la Forêt 113
2.14 Zone 2. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 116
2.15 Présentation de la zone 3 : Anse de Bénodet 117
2.16 Zone 3 1. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 120
2.17 Zone 3 2. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 121
2.18 Présentation de la zone 4 : Baie d'Audierne 123
2.19 Zone 4. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 126
2.20 Présentation des zones 5 et 6 : Façade occidentale de la presqu'île de Crozon 127
2.21 Zone 5. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 130
2.22 Zone 6. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 130
2.23 Présentation de la zone 7 : Anse des Blancs Sablons 131
2.24 Zone 7. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle 134
2.25 Zone 1 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 137
2.26 Zone 1 : Profils 139
2.27 Zone 2 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 141
2.28 Zone 2 : Profils 142
2.29 Zone 3 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 143
2.30 Zone 3 secteur ouest : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 144
2.31 Zone 3 secteur est : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 145
2.32 Zone 3 secteur ouest : Profils 147
2.33 Zone 3 secteur est : Profils 149
2.34 Zone 4 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 151
2.35 Zone 4(a) : Profils 153
2.36 Zone 4(b) : Profils 154
2.37 Zone 5 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) 156

2.38 Zone 5 sud : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) . . . 157
2.39 Zone 5 nord : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) . . . 158
2.40 Zone 5 sud : Profils . . . 160
2.41 Zone 5 nord : Profils . . . 161
2.42 Zone 6 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) . . . 162
2.43 Zone 6 : Profils . . . 164
2.44 Zone 7 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion) . . . 165
2.45 Zone 7 : Profils . . . 167
2.46 Représentation des écarts de pente par zone étudiée. . . . 172
2.47 Période 1 du début au milieu du XXème siècle (volume en million de m^3 représenté par zone). . . . 173
2.48 Période 2 du milieu du XXème au début du XXIème siècle (volume en million de m^3 représenté par zone). . . . 173
2.49 Période 1 du début au milieu du XXème siècle (épaisseur en m (m^3/m^2 représenté par zone). . . . 174
2.50 Période 2 du milieu du XXème au début du XXIème siècle (épaisseur en m (m^3/m^2 représenté par zone). . . . 174
2.51 Carte de synthèse de la zone 1 . . . 176
2.52 Carte de synthèse de la zone 2 . . . 177
2.53 Carte de synthèse de la zone 3 . . . 178
2.54 Carte de synthèse de la zone 4 . . . 179
2.55 Carte de synthèse de la zone 5 . . . 180
2.56 Carte de synthèse de la zone 6 . . . 181
2.57 Carte de synthèse de la zone 7 . . . 182
2.58 Répartition des types d'ouvrage sur le littoral en fonction de leur longueur (source : Le Berre et al. (2008)) . . . 190
2.59 Artificialisation du trait de côte dans le Finistère (source : Géomer, 2008) . 191
2.60 Localisation des communes concernées par les PPR Est et Ouest Odet (source : PPRLN-1 Ouest Odet et PPRL-2 Est Odet) . . . 193
2.61 Historique des ouvrages et structures de protection sur la commune de l'Île-Tudy (source : PPRLN-1 Ouest Odet) . . . 194
2.62 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Combrit - Île-Tudy (source : PPRLN-1 Ouest Odet) . . . 195

3.1 La vedette océanographique Haliotis de l'Ifremer. (Photographie : Ifremer ($http://flotte.ifremer.fr$)) . . . 202
3.2 Exploitation du Z RTK pour la correction de la marée, avec Z GPS : Mesure GPS (par rapport à l'ellipsoïde WGS84) moyennée sur trois minutes, afin de s'affranchir des variations à court terme (pilonnement) ; H GPS : Hauteur de l'antenne GPS au-dessus du niveau de l'eau ; ZH :Hauteur du zéro hydrographique au-dessus de l'ellipsoïde WGS84 (Source : Genavir, Ifremer). . . . 204
3.3 Traitement manuel des sondes sous *Odicce*. . . . 206

3.4 Exemple de numérisation des différents horizons (mission Haliotis 2015 sur le secteur de l'anse du Pouldu). 209
3.5 Localisation des points de prélèvements sur les sites de Combrit - Île-Tudy (gauche) et Guidel (droite). 211
3.6 Présentation du site de Combrit - Île-Tudy (d'après Bodéré et al., 1990, modifié in Bouffort et al. (2011)). 213
3.7 Les différentes cellules littorales identifiées à Guidel et leur toponyme (Selon Geos/Ael, 2011). 214
3.8 Bathymétrie de 2012 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy. 216
3.9 Bathymétrie de 2013 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy. 216
3.10 Bathymétrie de 2014 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy. 217
3.11 Bathymétrie de 2015 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy. 217
3.12 Bathymétrie de 2014 sur le secteur de Guidel. 219
3.13 Bathymétrie de 2015 sur le secteur de Guidel. 220
3.14 Évolutions de la bathymétrie entre 2012 et 2013. 221
3.15 Évolutions de la bathymétrie entre 2013 et 2014. 222
3.16 Évolutions de la bathymétrie entre 2014 et 2015. 223
3.17 Localisation des profils de plage réalisés par Egis Eau (2011). 226
3.18 Profils de plage dans le secteur de l'Île-Tudy (Egis Eau, 2011). 227
3.19 Profils de plage (1 à 4) dans le secteur du Treustel (Egis Eau, 2011). 228
3.20 Profils de plage (5 à 8) dans le secteur du Treustel (Egis Eau, 2011). 229
3.21 Profils de plage dans le secteur de Penmorvan (Egis Eau, 2011). 230
3.22 Profils sismiques réalisés sur le secteur de Combrit - Île-Tudy durant la mission Fissel 1 (d'après Goslin (2014)). 233
3.23 Profils sismiques réalisés sur le secteur de Guidel durant la mission Fissel 4. 233
3.24 Représentation du socle rocheux le long des profils sur le secteur de Combrit - Île-Tudy. 235
3.25 Représentation du socle rocheux le long des profils sur le secteur de Guidel 236
3.26 Corrélation tectoniques entre zones émergées et immergées. Carte extraite de Garreau (1985). 1 : Quimper. 2 : Linéament-accident Kerforn. 3 : Linéaments sud-armoricains. 4 : Linéaments des Montagnes Noires. 5 : Failles. 6 : Zone prélittorale entre 0 et -20 m. 7 : isobathes. SE : Ile et chausée de Sein. CS : Bloc soulevé du Cap Sizun. PB : Bloc affaissé du Pays Bigouden et de la baie de Bénodet. GL : Bloc de Glénan. BJ : Basse Jaune. BD : Basse Doum. BC : Basse Groe. BM : Basse Moulec. PR : Plateau des Birvideaux. RI : Zone affaissée de Riantec - Guihel. LO : Lorient. 237
3.27 Représentation des épaisseurs sédimentaires à Combrit-Île-Tudy (en haut) et Guidel (en bas) (valeurs en mètres). 239
3.28 Diagramme de la répartition de la granulométrie des échantillons analysés à Combrit - Île-Tudy (2015). 241
3.29 Répartition des différents faciès sédimentaires sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy et comparaison entre 2013 et 2014. 241
3.30 Imagerie et résultats des analyse granulométriques à Combrit - Île-Tudy (2015). 242
3.31 Caractérisation sédimentaire réalisée à partir des données d'imagerie et des prélèvements sédimentaires sur le site de Combrit - Île-Tudy, à gauche en 2013 et à droite en 2014. 243

3.32 Diagramme de la répartition de la granulométrie des échantillons analysés à Guidel (2015). 244
3.33 Répartition des différents faciès sédimentaires sur l'avant-plage de Guidel en 2014. 244
3.34 Imagerie et résultats des analyse granulométriques à Guidel (2015). 245
3.35 Caractérisation sédimentaire réalisée à partir des données d'imagerie et des prélèvements sédimentaires en 2014 sur le site de Guidel. 246
3.36 Évolution des sillons et des zones rocheuses sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy de 1961 à 2012. 248
3.37 Profils transverses à la côte d'un groupe de sillons 249
3.38 Profils transverses au large d'un groupe de sillons 250
3.39 Profil transversal à la côte 251
3.40 Localisation du champ de dunes. 253
3.41 Localisation des profils. 253
3.42 Coupes transversales et longitudinales des dunes. 254
3.43 Découpage en sections du cordon dunaire de Combrit - Île-Tudy, selon le schéma de confortement dunaire (Bouffort et al. (2011)). 260

4.1 Les délimitations du domaine public maritime (source : http ://www.developpement-durable.gouv.fr/Consistance-du-domaine-public.html). 283
4.2 Schématisation des procédures relatives aux études d'impact et examens au cas par cas (réalisé d'après Dutaut (2016)). 291

.1 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Penmarc'h (source : PPRLN-1 Ouest Odet) 321
.2 Frise chronologique des constructions sur le littoral du Guilvinec (source : PPRLN-1 Ouest Odet) 321
.3 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Treffiagat (source : PPRLN-1 Ouest Odet) 321
.4 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Plobannalec-Lesconil (source : PPRLN-1 Ouest Odet) 322
.5 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Loctudy (source : PPRLN-1 Ouest Odet) 322
.6 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Bénodet (source : PPRLN-1 Est Odet) 322
.7 Frise chronologique des constructions sur le littoral de Fouesnant (source : PPRLN-1 Est Odet) 323
.8 Frise chronologique des constructions sur le littoral de la Forêt-Fouesnant et Concarneau (source : PPRLN-1 Est Odet) 323
.9 1. Date de construction des ouvrages côtiers des communes du Finistère Sud, de Penmarc'h à Concarneau (source : PPRL1 Ouest Odet et PPRL2 Est Odet) 324
.10 2. Date de construction des ouvrages côtiers des communes du Finistère Sud, de Penmarc'h à Concarneau (source : PPRL1 Ouest Odet et PPRL2 Est Odet) 325
.11 Localisation des cinq point de données de houle (ANEMOC). 326
.12 Rose des houles au point 0730. 326
.13 Rose des houles au point 3343. 327
.14 Rose des houles au point 2511. 327

.15 Rose des houles au point 3899. 328
.16 Rose des houles au point 3898. 328
.17 Calcul des écarts de pente. 330
.18 Chaîne de traitement utilisée pour le traitement des données bathymétriques sous *Caraibes*. 331
.19 Photo-interprétation des sillons en 1961. 332
.20 Photo-interprétation des sillons en 1997. 333
.21 Photo-interprétation des sillons en 2001. 333
.22 Photo-interprétation des sillons en 2005. 334
.23 Photo-interprétation des sillons en 2009. 334
.24 Photo-interprétation des sillons en 2012. 335

Liste des tableaux

1.1 Les différents modes de gestion du littoral présentés par le GIP Littoral Aquitain (GIP, 2012). 44
1.2 Coefficient de décroissance de la vitesse des courants de marée (Vanney, 1969). 52
1.3 Les principales figures sédimentaires en domaine littoral (Jaud, 2011). . . . 56

2.3 Valeur du facteur d'élargissement k qui donne un intervalle correspondant au niveau de confiance p, en supposant la loi normale (JCGM, 2008) 90
2.3 Résumé des métadonnées des fichiers de bathymétrie de la zone 4 (anse de Bénodet) et les valeurs d'incertitude estimées 93
2.4 Valeur de RMSE prise en compte pour chaque jeu de données 95
2.6 Résumé des traitements réalisés pour la mise en évidence des évolutions . . 100
2.8 Niveaux de marée pour le site de Guidel (source : SHOM) 107
2.13 Niveaux de marée pour le site de la baie de La Forêt (source : SHOM) . . . 114
2.15 Niveaux de marée pour le site de l'anse de Bénodet (source : SHOM) . . . 119
2.18 Niveaux de marée pour le site de la baie d'Audierne (source : SHOM) . . . 124
2.20 Niveaux de marée pour le site de la presqu'île de Crozon (source : SHOM) 128
2.23 Niveaux de marée pour le site de l'anse des Blancs Sablons (source : SHOM) 132

3.3 Détermination des faciès pour la caractérisation des fonds. 208
3.35 Évolution du nombre de sillons cartographiés sur les photographies aériennes. 248

4.0 Synthèse des projets de rechargement en Europe selon Hamm et al. (2002). 274
4.1 Extrait du tableau annexé à l'article R.122-2 du Code de l'environnement, concernant les procédures d'étude d'impact ou d'examen au cas par cas. . . 290

Introduction

Sommaire

1 Contexte du sujet 22

2 Définition de la problématique du sujet 23

3 Les méthodes mises en œuvre pour y répondre 25

4 Organisation du mémoire 26

1 Contexte du sujet

Le littoral, milieu dynamique sur lequel les installations humaines sont de plus en plus nombreuses, est soumis à de fortes pressions naturelles et anthropiques. La multiplication des enjeux sur le littoral associée à des aléas de type météo-marins créent des zones à risques. On parle ici de risques dits « naturels » où l'aléa est défini comme un événement potentiellement dangereux d'origine naturelle qui se caractérise par une probabilité d'occurrence spatiale et temporelle et une intensité. L'enjeu, quant à lui, « désigne tout ce qui est exposé à un aléa susceptible d'entraîner des dommages : les hommes, leurs biens mais aussi l'environnement dans lequel ils vivent » (Auly et al., 2012).

L'érosion côtière est un phénomène mondial qui concerne toutes les côtes à falaises par définition et qui concernait 70 % des plages en 1983 d'après Bird (1985). À l'échelle européenne et selon le rapport Eurosion (Salman et al., 2004) :

- tous les États côtiers membres de l'Union européenne sont touchés ;
- 2 900 km de côte sont protégés par des ouvrages et 4 700 km sont stabilisés artificiellement ;
- durant les 50 dernières années, la population des communes littorales a plus que doublé ;
- on estime que plus de 158 000 personnes seront exposées aux risques d'érosion côtière ou de submersion en 2020 ;
- les dépenses publiques pour la gestion des risques côtiers sont en augmentation (2 500 millions d'euros en 1986 contre 3 200 millions en 2001).

À l'échelle régionale le phénomène d'érosion côtière est également un problème majeur, puisqu'en Bretagne environ 23 % du linéaire côtier naturel régional recule (Salman et al., 2004), et constitue une menace pour certains secteurs à enjeux.

Dans ce contexte de littoralisation, entraînant une intensification des enjeux sur le littoral, les politiques publiques visent à mettre en place des solutions de gestion équilibrées et durables des littoraux (Salman et al., 2004; Ministère de l'écologie, 2010; Ministère de l'Écologie, 2013). Sur les côtes sableuses, parmi l'ensemble des solutions mises en œuvre pour gérer ces phénomènes d'érosion et de submersion qui constituent un risque dès lors que des enjeux sont menacés, les propositions visant à une meilleure appréciation des stocks sédimentaires côtiers, en particulier sous-marins, et à leur gestion sont évoquées. Néanmoins, ces perspectives se heurtent à une insuffisance de connaissance des dynamiques géomorphologiques de l'avant-plage, partie sous-marine de la plage et partie intégrante de la cellule littorale. Parallèlement, ces stocks sableux sous-marins constituent des sources potentielles de matériaux pour le secteur du Bâtiment et des Travaux Publics (BTP) et sont l'objet d'exploitations actuelles ou envisagées dans le futur. Contrairement

à d'autres régions françaises, peu d'études géomorphologiques s'intéressent encore aux fonctionnements des avant-plages en Bretagne. En effet, des études sont déjà engagées en Languedoc-Roussillon (Brunel, 2012; Aleman, 2013), ainsi que sur la côte Aquitaine (e.g. GIP littoral Aquitain) et en Charente (Proust, 2004; Chaumillon et al., 2011).

Pourtant, la présence d'une activité maritime ancienne et importante en Bretagne permet aujourd'hui de disposer d'un large jeu de données bathymétriques couvrant les petits fonds à différentes périodes de temps. En effet, pour l'établissement des cartes marines, dans une préoccupation de sûreté de la navigation, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) réalise des missions hydrographiques le long des côtes bretonnes depuis le début du XIXème siècle.

La Bretagne présente des conditions particulièrement propices pour l'étude des dynamiques sédimentaires des avant-plages. Mais l'évolution du trait de côte est rendue complexe dans cette région, du fait de l'alternance du type de côte, de l'urbanisation et des aménagements littoraux, des différents degrés d'exposition aux houles, des différences entre la côte nord, très rocheuse, et la côte sud, plus sableuse. Sa position péninsulaire sur la façade de l'océan Atlantique la soumet aux conditions météo-océaniques des latitudes tempérées, avec des hivers tempétueux bien marqués, qui ont une influence considérable sur l'évolution des accumulations littorales, comme a pu l'illustrer l'hiver 2013-2014 et sa succession de tempêtes (Daubord, 2014). Du fait d'un littoral très découpé, la Bretagne dispose d'un linéaire côtier de 2220 km (sur un total de 7124 km en France métropolitaine - échelle cartographique non précisée dans l'étude) (Salman et al., 2004). Ce découpage est illustré par une alternance de nombreux types de côte : côtes rocheuses basses, falaises, marais maritimes, côtes sableuses, rias et abers. De plus, localement, la présence de nombreux écueils rocheux en avant de la côte complexifie grandement les transferts sédimentaires et donc la compréhension du fonctionnement des cellules littorales. Par ailleurs, la côte bretonne s'étend sur trois façades maritimes (Manche, mer d'Iroise et Atlantique), ce qui lui confère plusieurs degrés d'exposition aux agents météo-marins : houles, marées et perturbations atmosphériques.

2 Définition de la problématique du sujet

Cette thèse porte sur le fonctionnement et les dynamiques des avant-plages à différentes échelles de temps, depuis le temps court (interannuel) et pluri-décennal à séculaire. La thèse vise, d'une part, à renforcer les connaissances géomorphologiques des stocks sableux

et de leur mobilité au sein des cellules hydro-sédimentaires. D'autre part, par l'amélioration de cette connaissance, elle a pour but de contribuer à l'élaboration de stratégies de gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion. Au sein des systèmes littoraux, les avant-plages font partie intégrante des accumulations littorales, dans la continuité des plages et des dunes. L'étude morphodynamique de chacun de ces compartiments littoraux est indispensable pour comprendre les évolutions du système sédimentaire dans son ensemble. Contrairement aux plages et aux dunes qui font l'objet de nombreuses études et de suivis dans le temps, les avant-plages restent relativement peu étudiées, notamment en raison de leur accessibilité limitée pour les observations scientifiques. Les connaissances géomorphologiques sont encore incomplètes et, de ce fait, les interactions avec les plages, et les fonds du large, sont mal connues (Cf. Chapitre 1, section 1.3.3). C'est pourtant dans les échanges sédimentaires entre ces compartiments que réside toute l'importance de l'avant-plage dans la morphodynamique littorale (Short, 1999). Ces processus sont au cœur des préoccupations de gestion des évolutions des zones côtières et des extractions de sédiments marins, dans un contexte sédimentaire contemporain largement déficitaire (Bird, 1985; Salman et al., 2004; Suanez, 2009; Ministère de l'écologie, 2010).

Dès lors que l'on imagine comme solution aux risques côtiers une gestion des stocks sédimentaires de l'ensemble d'un système côtier, sa très bonne connaissance est indispensable. Cela passe par trois aspects :

— les processus ;
— les stocks ;
— les évolutions sur plusieurs échelles temporelles.

Cette thèse a pour but d'apporter des éléments de réponse au dernier point : la mise en évidence des évolutions passées. L'idée est bien de s'intéresser à qualifier, quantifier et expliquer les évolutions d'un passé lointain à très proche, du dernier siècle à l'année dernière. De plus, nous pouvons remarquer dans la littérature scientifique que bien que les systèmes côtiers soient beaucoup étudiés aujourd'hui, leur partie sous-marine l'est beaucoup moins et l'est encore moins dans l'objectif de la gestion durable des risques côtiers. Cette notion de durabilité est pourtant d'actualité. Une gestion intelligente et durable des stocks sédimentaires est à plébisciter. La volonté d'une gestion durable des stocks passe par un recyclage naturel des sédiments et non pas par des apports extérieurs qui constituent une perte nette pour l'environnement dont ils sont extraits.

Deux objectifs principaux se dégagent alors : mettre en évidence les dynamiques morpho-sédimentaires en lien avec les forçages naturels et anthropiques, via l'analyse des évolutions morphologiques ; étudier les modes de gestion possibles des stocks et déterminer

leur adéquation avec l'analyse géomorphologique.

3 Les méthodes mises en œuvre pour y répondre

Ce travail se base sur l'idée qu'une bonne compréhension des dynamiques côtières passe par leur étude à plusieurs échelles spatiales et temporelles. Cette thèse s'est donc construite en considérant un emboîtement d'échelles spatiales et temporelles. En effet, la gestion des côtes requière une compréhension des phénomènes, et une prédiction des changements morphologiques sur des échelles de temps de l'ordre décennal voir plus (Short, 1999).

Pour l'étude des dynamiques à long terme, nous disposons, sur sept sites répartis le long des départements du Finistère et du Morbihan, des minutes de sondes levées par le SHOM depuis le début du XIXème siècle. Sur chaque site, sont exploitables, au minimum, trois dates de levés entre 1818 et les années 1990 ainsi que pour certains, des données issues du projet Litto3D®. Les caractéristiques communes aux sites sont des accumulations littorales sableuses dans un contexte un macrotidal et dominées par la houle. Les degrés d'exposition aux houles et l'influence anthropique, eux par contre, diffèrent d'un site à l'autre. Ainsi, la diversité des sites et de leurs caractéristiques permet de rendre compte de l'influence des différents forçages présents sur l'ensemble des avant-côtes de bretagne occidentale.

Deux sites d'étude principaux ont été sélectionnés : l'avant-plage entre Guidel et Fort-Bloqué (Morbihan) et l'avant-plage de Combrit – Île-Tudy (Finistère sud). Ils ont tout deux fait l'objet de suivis réguliers. D'une part, nous disposons de levés topographiques. D'autre part, nous disposons d'un suivi bathymétrique annuel des avant-plages depuis 2012 de Combrit - Île-Tudy et 2014 de Guidel. À cela s'ajoutent des données de sismique et d'imagerie, ainsi que des informations sur les forçages naturels et anthropiques : houle au large, vents, débits des principales rivières, recensement des événements tempétueux dommageables, etc.

Une étude sur plusieurs échelles de temps est rendue complexe par l'hétérogénéité des jeux de données sur le long terme. En effet, deux difficultés majeures entrent en jeu dans cette démarche. Tout d'abord, il faut pouvoir disposer de données qui soient exploitables sur une longue échelle de temps et sur une échelle spatiale cohérente.

Le choix a été fait de se baser sur l'étude de la morphologie (morpho-dynamique)

à l'aide principalement de données bathymétriques. D'une part, la disponibilité de données anciennes nous paraissait être une source de données très intéressante à analyser et, d'autre part, les levés bathymétriques actuels permettaient de rendre l'étude cohérente tout en apportant des précisions et une vision sur le court terme de l'évolution des deux sites d'étude principaux. L'analyse pluriannuelle passe, en effet, par l'utilisation de données à très haute résolution : bathymétrie, imagerie et sismique. Le croisement de ces données avec des données physiques (houles et vents) doit permettre d'appréhender la morphologie et le fonctionnement morphodynamique de plusieurs avant-plages exposées différemment le long du littoral breton. L'analyse des dynamiques sur le plus long terme passe par la comparaison des données récentes et anciennes (minutes de levés bathymétriques du SHOM, photographies aériennes). Ces résultats pourront être interprétés en associant des données sur le long terme, comme l'orientation des houles et les événements météo-marins extrêmes.

Pour terminer, les rechargements sédimentaires et les réflexions plus large sur la gestion des stocks sédimentaires dans un objectif de réduire les risques côtiers sont abordées. Cette réflexion est abordée du point de vue des prérequis qui nous ont semblé importants à souligner à l'issue de ce travail de recherche. Il s'agit alors des connaissances géomorphologiques et de la compréhension fine du fonctionnement des littoraux d'accumulation, puis de l'indispensable mise en place de suivis et enfin du cadre législatif contraignant les opérations d'extractions et de rechargements.

4 Organisation du mémoire

Ce mémoire est organisé en quatre grands chapitres. Ils se déclinent ensuite en sections, sous-sections, etc. À chaque fin de section, un encadré gris propose une conclusion de la section en reprenant les points principaux évoqués et en faisant le lien avec la section suivante.

Le chapitre 1 expose une synthèse bibliographique sur l'état actuel des connaissances sur les avant-plages et plus généralement sur les cellules littorales. Dans un premier temps, on s'intéresse à définir les risques côtiers ainsi que leur gestion aux différents échelons territoriaux. Ensuite, les compréhensions actuelles des fonctionnements géomorphologiques sont exposées. Il s'agit là de définir les cellules littorales et les avant-plages. L'idée est de toujours faire le lien entre les connaissances acquises ainsi que la pertinence des échelles spatiale et temporelle, notamment au travers de l'analyse de nombreuses études de cas.

Le deuxième chapitre s'intéresse, à l'échelle régionale, à une étude des dynamiques

morpho-sédimentaires sur les long et moyen termes. En s'appuyant sur une méthodologie spécifique permettant l'utilisation de données anciennes et leur comparaison avec des données récentes, les données bathymétriques sont modélisées et comparées sur huit sites d'étude, sur une période allant du début du XIXème siècle jusqu'au début du XXIème siècle. Ces résultats permettent de mettre en évidence des grandes tendances d'évolution selon les périodes et les secteurs d'étude. Les différents facteurs, tant anthropiques que naturels, permettant d'expliquer ces résultats sont développés par la suite.

Le chapitre 3 consiste en une étude plus complète sur deux secteurs particuliers : Combrit - Île-Tudy (Finistère) et Guidel (Morbihan). Nous utilisons ici les résultats de la partie précédente sur les évolutions morphologiques à long terme, que nous complétons par une analyse sur le court terme. En effet, ces deux sites ont fait l'objet depuis 2012 (pour l'Île-Tudy) et 2014 pour Guidel, de levés bathymétriques, sismiques et d'imagerie annuels. Ces données apportent des éléments essentiels dans la compréhension fine de l'évolution des avant-plages.

Dans le quatrième et dernier chapitre, nous nous attachons à utiliser les résultats des études géomorphologiques et les schémas généraux de fonctionnement géomorphologique des sites d'étude pour proposer des stratégies de gestion des stocks sédimentaires dans la perspective d'une gestion des risques côtiers. Ces propositions se font après une étude approfondie des techniques de rechargements et de leurs applications aux niveaux européen et français. Par la suite, ces propositions sont étudiées du point de vue des connaissances géomorphologiques nécessaires, de la mise en place de suivis et des contraintes juridiques et administratives.

Chapitre 1

L'érosion du littoral, entre gestion du risque et connaissances géomorphologiques

Sommaire

1.1 Introduction 30

1.2 La gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion . . 31

1.2.1 Définitions des risques et de la vulnérabilité 32

1.2.2 Les politiques de gestion : quels dispositifs pour quels acteurs ? 34

1.2.3 Les enseignements de la tempête Xynthia 37

1.2.4 Les aménagements 38

1.2.5 La gestion des stocks sédimentaires et les conflits liés à la ressource 45

1.3 Connaissances et méconnaissances du fonctionnement des systèmes sédimentaires littoraux 48

1.3.1 Les processus à l'origine de la dynamique du système 49

1.3.2 Les avant-plages 58

1.3.3 La cellule littorale 62

1.4 Les différentes approches d'étude des avant-côtes et leurs techniques 67

1.4.1 Les approches et les méthodes d'étude 68

1.4.2 Les techniques et les outils 70

1.4.3 Une approche complémentaire : la modélisation 78

1.5 Conclusion 79

1.1 Introduction

Les risques côtiers, leur compréhension et leur gestion sont aujourd'hui une préoccupation majeure tant aux niveaux international et national que local. L'augmentation de la population sur le littoral et les aménagements que cela implique, associées à la raréfaction de la ressource sédimentaire et aux conséquences du changement climatique (élévation du niveau marin par exemple) font craindre une extension des zones à risque. La question de la gestion de ces risques est donc d'actualité et est à aborder à partir de différents aspects (solutions techniques, aspects géomorphologiques, économiques, juridiques et sociologiques).

Ce travail de thèse s'intéresse à l'étude des évolutions des côtes sableuses dans une perspective d'apporter de nouvelles réponses aux solutions à mettre en œuvre pour la gestion de ces risques. Ce premier chapitre dresse un bilan des connaissances liées à cette problématique. En effet, la gestion des stocks sableux passe par une bonne connaissance du milieu littoral, tant du côté de la géographie physique que humaine (Chaumillon et al., 2011). La gestion des risques en France est rendue complexe par la multitude d'acteurs impliqués et de plans à mettre en œuvre. C'est donc sur cette thématique que nous entamons ce premier chapitre. La gestion des risques est étudiée sur un plan administratif et juridique afin de présenter concrètement les moyens d'actions disponibles et les acteurs en jeu. Ensuite, il convient de s'intéresser à l'état actuel des connaissances du fonctionnement de la cellule littorale et plus précisément de notre objet d'étude : l'avant-plage. Ces connaissances passent à la fois par les processus affectant le système et par les définitions et modes de fonctionnement connus de notre objet d'étude. De nombreux concepts et travaux sont ainsi présentés afin d'établir un état des lieux de la connaissance et souligner l'importance de l'étude des avant-plages, considérée comme partie intégrante de la cellule littorale. Enfin, dans le but de construire une étude pertinente des dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages, différentes approches et techniques d'étude géomorphologique de ces milieux issues de la littérature scientifique sont analysées. Les levés bathymétriques sont la première source de données utilisées dans ce type d'étude, souvent complétés par des levés sismiques, des données de courants, de houle et parfois d'imagerie. Les techniques et les outils employés sont donc présentés dans l'objectif de construire au mieux la méthodologie utilisée dans cette thèse.

1.2 La gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion

Introduction

La gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion est aujourd'hui un enjeu national, notamment dans un contexte de changement climatique, dont l'élévation du niveau marin et une modification potentielle du régime des tempêtes sont des conséquences impactant directement les systèmes littoraux. Dès lors que des enjeux (personnes et biens) sont exposés aux aléas, les risques côtiers représentent un élément majeur à prendre en compte dans les politiques d'aménagement et de gestion du trait de côte et, plus généralement, des territoires littoraux (Ministère de l'Écologie, 2013). Diverses stratégies de gestion peuvent être décidées localement, régionalement ou nationalement, selon le contexte. À l'échelle locale, elles consistent principalement en trois grandes orientations : résister, subir en s'adaptant ou reculer les enjeux. Le recul des enjeux est devenu récemment une orientation majeure de l'État français, des expérimentations sont déjà en cours de réflexion, mais il n'y a pas encore de véritable exemple de projets mis en œuvre (Ministère de l'Écologie, 2013; MEDDE, 2014; André et al., 2015; Mineo-Kleiner et Meur-Ferec, 2016). Les politiques axées sur la résistance sont bien plus généralisées et plus anciennes. Elles ont conduit généralement à opter pour la « durcification » du rivage pour « tenir la ligne ». L'adaptation, quant à elle, propose préférentiellement d'utiliser les mécanismes naturels pour diminuer les effets potentiels ou avérés des aléas sur le milieu et sur les enjeux. C'est dans cette seconde catégorie que se placent les méthodes et les techniques visant à gérer les risques côtiers d'érosion et de submersion par une gestion des stocks sédimentaires au sein des cellules hydro-sédimentaires. La définition et l'expérimentation d'un tel principe de gestion se heurtent, en réalité, à de nombreux problèmes. Le problème majeur est sans doute, en premier lieu, d'ordre géomorphologique, car on dispose d'une connaissance encore insuffisante de ces stocks et des dynamiques des accumulations littorales, en particulier lorsqu'il s'agit des dynamiques relatives aux avant-plages. Les autres problèmes sont certainement d'ordre juridique et économique et ils sont nécessairement en lien avec les principes et le fonctionnement de la gestion.

Dans un premier temps, il est nécessaire de bien connaître le mode de fonctionnement de cette gestion. Nous définirons tout d'abord les risques côtiers d'érosion et de submersion. Ces définitions permettent de comprendre ce que l'on souhaite gérer et sur quels éléments on agit pour réduire les risques (les aléas et/ou les enjeux en général), ce qui se traduit par des politiques particulières et la mise en œuvre d'outils. Les politiques de gestion interviennent, en effet, à différents niveaux institutionnels : du niveau national au

niveau communal et intercommunal. À chacun de ces niveaux correspondent des outils et des moyens d'actions spécifiques. Il est important de connaître les échelles auxquelles s'appliquent les différentes actions de gestion des risques.

Ensuite, en ce qui concerne la gestion, il convient d'évoquer les différentes techniques utilisées pour diminuer les risques. Celles-ci sont de différentes natures, selon qu'il s'agisse de techniques actives (Paskoff, 1998b; Capobianco et Stive, 2000; French, 2001), qu'elles soient « dures » (l'objectif étant alors de maintenir et fixer le trait de côte) ou dites « souples » (qui permettent de composer avec les phénomènes et processus naturels qui interviennent dans l'évolution du littoral), ou de solutions plus passives comme la dépoldérisation et la relocalisation des personnes et des biens (Bawedin, 2004; Goeldner-Gianella, 2007). En France, la gestion actuelle du littoral aquitain résume bien les différentes applications de ces méthodes, c'est pourquoi il sera pris en exemple.

Il est aujourd'hui convenu que le sable est une ressource non renouvelable (au moins sous les latitudes tempérées) et très convoitée. Son exploitation entraîne de fortes pressions qui sont, d'année en année, plus importantes. Nous pouvons d'ailleurs nous apercevoir que les médias parlent aujourd'hui de cette problématique comme d'un enjeu mondial (documentaire : Le sable - enquête sur une disparition [1]) (Bird, 1985; Paskoff, 1998a). Dans cette partie, nous évoquerons donc les différents usages du sable, depuis la protection des côtes jusqu'à son utilisation industrielle en passant par les besoins pour le BTP. Nous nous concentrerons ensuite sur plusieurs exemples de conflits en Bretagne entre population locale, sociétés d'extraction et autorités locales.

1.2.1 Définitions des risques et de la vulnérabilité

C'est dans les années 1960 qu'émerge l'étude des risques en sciences de la Terre et en sciences humaines, avec un nombre croissant de chercheurs s'intéressant au sujet (White, 1961; Antoine et al., 2009). Lorsque l'on s'intéresse aux risques côtiers d'érosion et de submersion, ceux-ci sont d'abord décrits au travers de deux paramètres : les aléas et les enjeux (Miossec, 2012). Comme le mentionnent Hénaff et al. (2013) les littoraux sont par nature des territoires à risques et les événements tempétueux majeurs sont là pour le rappeler. La tempête Xynthia du 28 février 2010, dernier événement tempétueux aux conséquences dramatiques en France, a remis sur le devant des scènes politique et médiatique l'importance des risques d'érosion et de submersion. Nous détaillerons dans la partie suivante les avancées apportées à la suite de Xynthia en matière de politique de gestion et de prévention des risques.

Au niveau scientifique ces événements ont relancé l'étude des risques côtiers au travers de nombreuses disciplines telles que la géomorphologie littorale, la géographie sociale, la

1. http ://www.arte.tv/guide/fr/046598-000-A/le-sable-enquete-sur-une-disparition

sociologie, la psychologie, etc. En particulier, le projet de recherche Cocorisco (Connaissances, Compréhension et Gestion des Risques Côtiers – 2011-2015 - ANR) s'est intéressé à la vulnérabilité systémique des territoires côtiers face aux risques et à l'amélioration des stratégies de prévention et de gestion. Ce fut un projet de recherche interdisciplinaire regroupant des géologues, géographes, ethnologues, juristes, économistes et psychologues de l'environnement. Ce travail a nécessité la définition de nombreux termes scientifiques afin de permettre une bonne compréhension entre les disciplines. Comparés à la définition classique, les risques côtiers y sont définis à travers les quatre composantes principales déterminant la vulnérabilité systémique (Hénaff et Philippe, 2014) :

— **Les aléas** ;
— **Les enjeux** ;
— **La gestion** ;
— **Les représentations**.

Des définitions de ces termes sont ainsi proposées : « L'aléa est considéré comme un événement d'origine naturelle ou humaine potentiellement dangereux dont on essaie d'estimer l'intensité et la probabilité d'occurrence par l'étude des périodes de retour ou des prédispositions du site. »

Les enjeux représentent la valeur humaine, économique ou environnementale des éléments exposés à l'aléa. Plus prosaïquement, ils constituent ce que l'on risque de perdre et rassemblent par conséquent à la fois les personnes et les biens exposés (Le Berre et al., 2014).

La gestion du risque correspond aux politiques et outils de prévention, aux mesures de protection et de réparation adoptées et mises en œuvre par les différentes autorités compétentes (Meur-Ferec et Rabuteau, 2014).

Les représentations correspondent à différentes formes de connaissances (ex : croyances, valeurs, stéréotypes, informations) envers un objet (ex : risque), en lien avec les comportements, chez une personne ou groupe de personnes (ex : habitants, élus) »(Michel-Guillou et Meur-Ferec, 2014).

Cette définition plus complète des risques côtiers permet d'intégrer la notion de vulnérabilité comme étant la résultante de la combinaison de tous ces facteurs. La notion de vulnérabilité s'est développée au sein des sciences sociales dans les années 1980. Elle prend en compte « les facteurs structurels et fonctionnels des sociétés exposées (structure de la population, organisation sociale et politique, usages, croyances...). »(Hénaff et Philippe, 2014).

Par ailleurs, prendre en compte la dimension historique est nécessaire pour mieux caractériser l'aléa, notamment sa probabilité de survenue. La question des événements pas-

sés dans la gestion des risques en général est essentielle. Les géographes dans un premier temps, puis les historiens, plus récemment, se sont intéressés à l'étude des phénomènes passés pour mieux prévoir le risque (Antoine et al., 2009). Plusieurs recensements des événements majeurs ont été réalisés, notamment par Garnier (2004); Corvol (2005); Garnier et al. (2011); Desarthe (2014). Les documents de prévention des risques contiennent cette dimension historique. Les Plans de Prévention des Risques (PPR) par exemple, incluent des cartographies des événements historiques dans les espaces concernés.

Outre leur définition, les risques côtiers doivent également être abordés du côté des mesures existantes pour leur gestion et du rôle des acteurs dans leur mise en œuvre.

1.2.2 Les politiques de gestion : quels dispositifs pour quels acteurs ?

La question des risques côtiers et des moyens d'action pour les gérer est un enjeu de premier ordre. C'est aujourd'hui une préoccupation centrale, car de l'Europe aux collectivités territoriales, tous les échelons politiques sont impliqués. Les politiques de gestion des risques côtiers peuvent être classées en fonction de l'acteur chargé de la création du texte puis de son application. Le tableau de Meur-Ferec et Rabuteau (2014) synthétise très bien l'ensemble des actions à mener de l'échelle européenne à l'échelle communale (Figure 1.1).

L'Europe mène des actions indirectes en passant par des recommandations et des directives qui doivent ensuite être transposées dans le droit national de chaque pays membre. C'est par exemple le cas de la directive Inondation de 2007, qui impose à chaque État membre de cartographier les bassins hydrographiques et les zones côtières à risque afin d'établir des Plans de Gestion des Risques d'Inondation (PGRI). Afin de proposer ces directives et recommandations, l'Europe pilote également des programmes thématiques de recherche appliquée, comme Eurosion (Salman et al., 2004). En France, la directive de 2007 a été transposée dans la loi Grenelle 2 de 2010 (Ministère de l'Écologie, 2013). L'État français est l'acteur principal dans la gestion des risques et l'initiateur d'un grand nombre de plans (Figure 1.1), tels que le Plan Communal de Sauvegarde (PCS), le Plan de Prévention des Risques (PPR) ou encore le Plan d'Action et de Prévention des Inondations (PAPI) pour les plus connus. Le PPR et le PGRI sont élaborés par les services déconcentrés de l'État (DREAL, DDTM), mais tous les autres sont à la charge des communes et des intercommunalités. En effet, les communes jouent un rôle important dans la prévention et la gestion des risques côtiers. Nous pouvons distinguer quatre grandes thématiques dans lesquelles les mairies sont impliquées :

— Veiller à la sécurité de la population. Le maire est autorité de police et doit, à ce

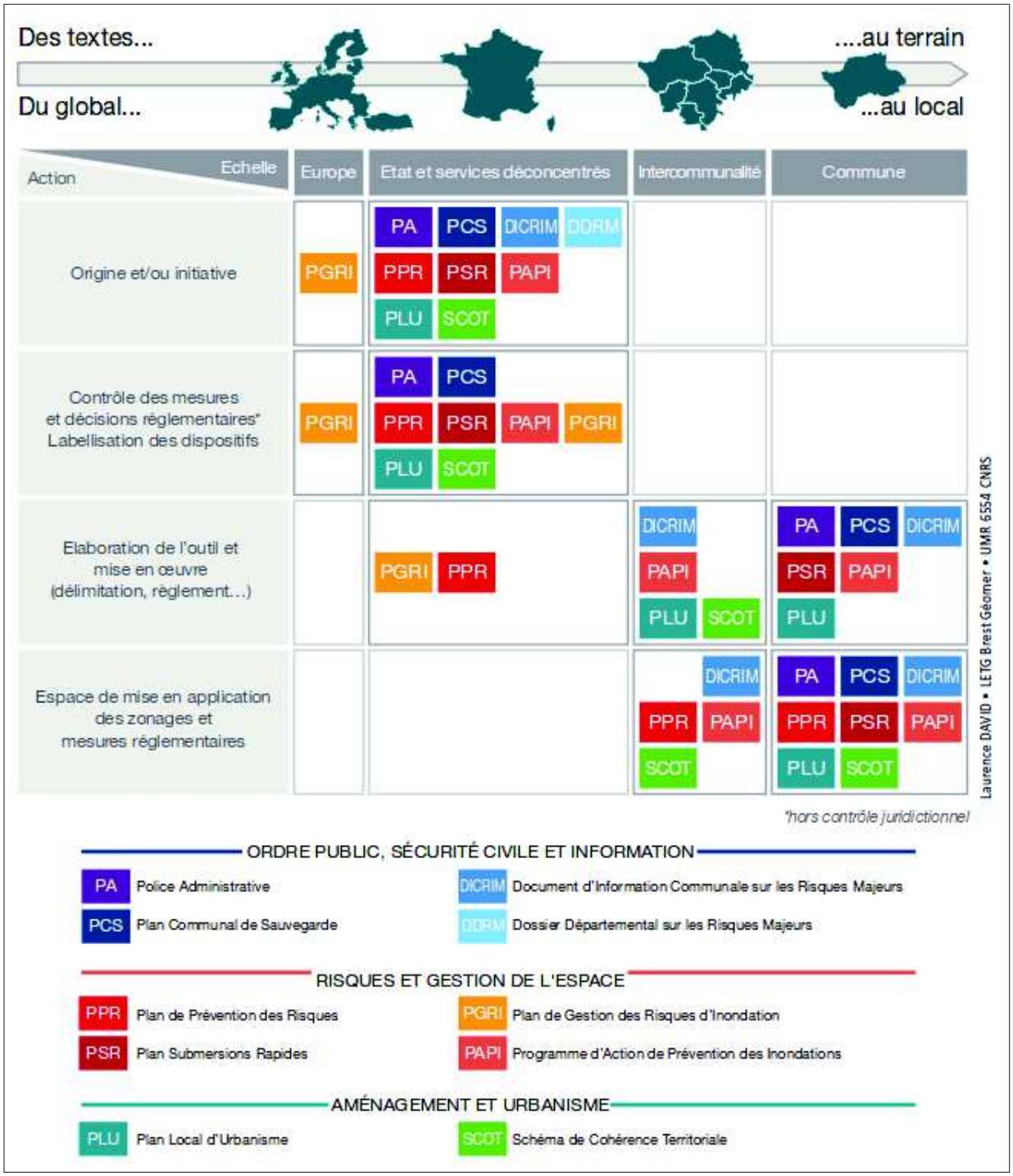


FIGURE 1.1 – Matrice multiscalaire des principaux instruments de gestion des risques côtiers. (Conçue par Catherine Meur-Ferec et Yann Rabuteau ; élaborée par Laurence David in Hénaff et Philippe (2014))

titre, prévenir la population et indiquer les risques ;
— Consolider les protections contre la mer dans le cadre d'un Plan de Submersions Rapides (PSR) ou bien d'un projet plus intégré comme le Plan d'Action et de Prévention des Inondations (PAPI) ;
— Intégrer les risques côtiers dans le développement de la commune et dans la stratégie d'urbanisation, au travers du Plan Local d'Urbanisme (PLU) ;
— Réfléchir sur le plus long terme dans un contexte de changement climatique - expropriation dans le cadre d'un péril imminent, et sur la relocalisation des activités et des biens.

La complexité du système engendrée par le grand nombre d'outils et de dispositifs est évoquée par Meur-Ferec et Rabuteau (2014). Au vu de cette complexité (Figure 1.1) et des compétences d'une mairie, il est légitime de se poser la question de la difficulté à mettre en œuvre ces plans. Les élus locaux ne disposent que d'outils indépendants les uns des autres. Ainsi, la multiplicité des instruments mobilisables au niveau communal entraîne un cloisonnement des phases de la gestion des risques : prévision, prévention et protection (Anziani, 2010). De plus, la gestion est souvent faite au coup par coup et dans l'urgence, sans mise en cohérence des actions à une échelle géographique pertinente et sans lien avec les politiques d'aménagement (GIP, 2012).

La gestion est également complexe d'un point de vue législatif. En effet, il existe une imperméabilité, au nom du « principe d'indépendance des législations », entre le droit de l'urbanisme et le droit de l'environnement (Anziani, 2010). La législation concernant la gestion des risques côtiers est presque entièrement comprise dans le code de l'environnement, tandis que l'application du Plan Local d'Urbanisme et les choix d'aménagement du territoire sont régis par le code de l'urbanisme. Or, ces deux domaines du droit ne communiquent que rarement, et fonctionnent de manière cloisonnée. Cela engendre des zonages contradictoires, facteurs d'incompréhension.

En dernier lieu, il est nécessaire aujourd'hui de mettre en œuvre sur un territoire des actions concertées sur le long terme, en montant des projets d'aménagement du littoral. Une gestion efficace des stocks sableux, en particulier, doit être réfléchie de manière globale.

1.2.3 Les enseignements de la tempête Xynthia

À la suite de la tempête Xynthia en 2010 et de la catastrophe qu'elle a engendrée dans les départements de Vendée, Charente-Maritime et Gironde, les dispositifs de prévention et de gestion des risques côtiers ont été renforcés. En effet, cet événement dramatique a mis en évidence les dysfonctionnements actuels de la gestion du risque. Face au cloisonnement des phases de la gestion des risques (Anziani, 2010), l'objectif est concentré sur une gestion intégrée, et une meilleure cohérence entre les différentes actions à mener. « Ces trois piliers que sont la prévision, la prévention et la protection coexistent sans véritable coordination. [...] En outre, notre pays souffre d'un manque de culture du risque dont la diffusion dans l'ensemble de la population constitue un enjeu majeur. »(Anziani, 2010). Ce constat est fait au lendemain de la catastrophe, et renvoie par la suite à des dispositions et des obligations nouvelles en matière de gestion des risques.

Dans le rapport du Sénat portant sur les conséquences de la tempête Xynthia (Anziani, 2010) il est prévu d'établir des PPR partout où ils n'existaient pas encore et de garantir l'application de leurs mesures au sein du PLU. L'idée est également de « promouvoir une meilleure gestion du risque de submersion marine » en adoptant une démarche globale (prévision, prévention et protection) ainsi qu'en développant une véritable culture du risque (Reghezza-Zitt, 2012).

Nous pouvons également citer la circulaire du 7 avril 2010 qui fait état de sept mesures à prendre après la tempête Xynhtia [2].

1. Préparation du plan « prévention des submersions marines et digues » ;
2. Détermination des zones d'extrême danger ;
3. Recensement des campings des zones à risques ;
4. Recensement des systèmes de protection contre les submersions ;
5. Réparations des ouvrages d'endiguement endommagés par la tempête Xynthia ;
6. Conditions de constructibilité dans les zones exposées aux risques littoraux (dont les zones situées derrière les digues) ;
7. Coordination de l'action départementale et régionale.

L'application de ces politiques peut se transcrire de manière opérationnelle au travers d'aménagements à réaliser au sein d'une commune. Outre des réflexions sur les politiques de gestion des risques, la tempête Xynthia a également relancé le débat et les recherches sur les modes de protection à privilégier et ceux à éviter suivant les cas.

2. Source : http ://www.bulletin-officiel.developpement-durable.gouv.fr

1.2.4 Les aménagements

L'essor du tourisme de masse sur le littoral dans les années 1960 se fait sous la volonté de l'État. La mise en place des Plans d'Aménagement du Territoire amène la création de trois Missions interministérielles pour le Languedoc-Roussillon, la côte Aquitaine et la Corse. Elles ont permis d'attirer les touristes français et étrangers sur les côtes ainsi que de relancer certaines économies régionales grâce à l'apport d'emplois touristiques. C'est alors que l'on considère un changement de paradigme où l'on passe du « territoire du vide » (Corbin, 1988) au « littoral d'empoigne » (Paskoff, 1998b). L'urbanisation croissante du littoral entraîne la mise en place d'ouvrages de protection pour préserver ces constructions.

Cependant, la construction d'ouvrages pour tenter de limiter le recul du trait de côte et protéger les habitations est beaucoup plus ancienne. Meur-Ferec (2006) rappelle que « les risques côtiers et les difficultés de gestion ainsi que les coûts financiers qui en découlent, sont connus depuis plus d'un siècle, au moins des propriétaires fonciers et des services de l'État. ». C'est sans doute leur généralisation et leur multiplication sur les espaces à enjeux qui est intervenue au cours des dernières décennies. Plus récemment, des progrès ont été faits dans les techniques de gestion des risques côtiers. En effet, de nombreuses études ont pu montrer que le recours à des ouvrages en dur pouvait être néfaste en accélérant l'érosion en pied d'ouvrage ou en décalant le problème d'érosion en aval de la dérive littorale (Daniel, 1988; Paskoff, 1998b; Pupier-Dauchez, 2002). Les ingénieurs ont alors proposé de nouvelles techniques, plus souples, comme le rechargement, les structures en géotextiles ou encore la re-végétalisation des dunes.

1.2.4.1 Une gestion active

Les techniques dures Ces techniques sont utilisées pour résoudre un problème d'érosion et/ou de submersion localement. Le trait de côte est alors figé (ouvrages longitudinaux), ou bien modifé par des structures transversales comme c'est le cas avec les épis. Elles ont été pendant longtemps le fer-de-lance des ingénieurs et des mairies qui voulaient à tout prix un enrochement, pour protéger les habitants et les constructions.

Ces actions ont généralement résolu les problèmes localement, mais ont souvent aggravé l'érosion aux alentours de l'ouvrage, parfois même sur une distance de plusieurs kilomètres (Durand, 2001; Stéphan, 2011; Touré et al., 2012). Les leçons tirées par le programme Eurosion (Salman et al., 2004) sur les techniques de défense lourdes sont plutôt négatives. En effet, beaucoup n'ont eu d'effets positifs qu'à court terme et sur des secteurs limités. Ainsi, on constate aujourd'hui, à la suite de la mise en place d'enroche-

ments, d'épis, etc., une augmentation de l'érosion en avant (enrochements, murs) et en aval-dérive de ces ouvrages, une anthropisation des espaces dunaires et une modification considérable du paysage littoral (Paskoff, 1998b; Pinot, 1998; Miossec, 2001; Salman et al., 2004; Miossec, 2004). Comme le précise French (2001), la construction en dur va fixer le littoral dans la position qu'il avait au moment de la construction de l'ouvrage. Pourtant le trait de côte n'est pas statique, il avance et recule à des échelles de temps variables et en réponse à des processus météo-marins variables dans le temps eux aussi.

Vouloir fixer le trait de côte pose également des problèmes environnementaux (Paskoff, 1998b) et des problèmes de coûts (Meur-Férec et Morel, 2004). Une gestion active souple est alors à privilégier.

Les techniques souples La lutte active souple est à considérer en fonction des enjeux. La stratégie nationale de gestion du trait de côte (Ministère de l'Écologie, 2013) recommande, dans les zones urbaines ou semi-urbaines, de réfléchir à des projets à long terme de relocalisation des biens et des enjeux, mais conseille d'utiliser, comme solutions à court et moyen termes, des techniques définies comme « souples », telles que le rechargement sédimentaire. À côté des dispositifs de drainage de plage ou de la mise en place de structures longitudinales et/ou transversales en géotextiles pour tenter de retenir le sable, la solution du rechargement sédimentaire arrive lentement en France (Pupier-Dauchez, 2002; Hamm et al., 2002; Hanson et al., 2002). Cette solution peut s'avérer très décevante si elle n'est pas accompagnée d'une étude complète du fonctionnement du site et d'un suivi à moyen terme. Cette connaissance du site passe par une compréhension des processus érosifs, des flux sédimentaires et des évolutions de la dune, de la plage et de l'avant-plage à court, moyen et long termes, autrement dit de la connaissance du budget sédimentaire de l'accumulation littorale. C'est seulement lorsque cette connaissance est acquise que l'on peut définir l'endroit adapté pour le rechargement. En France, encore peu d'études de la sorte sont réalisées avant rechargement. En revanche, les Pays-Bas, par exemple, sont bien plus avancés sur la question. Ils réalisent les plus gros rechargements d'Europe et mènent de nombreuses études de morphodynamique sur leurs côtes (Ruessink et Kroon, 1994; Hamm et al., 2002; Mulder et Tonnon, 2011; Mulder et al., 2011).

On distingue deux solutions de rechargement. La première consiste, pour une commune, à acheter du sable en prenant garde aux spécificités granulométriques afin qu'elles correspondent à celles du site à recharger. Le sable est alors extrait définitivement d'un lieu pour être déplacé, souvent par camions.

La deuxième solution, pratiquée de manière locale et ponctuelle mais ne faisant pas encore l'objet en France de programme d'action globale et d'études précises, consiste à

prélever le sable qui s'accumule dans un endroit au sein même de la cellule sédimentaire et de le remettre dans la circulation littorale. C'est notamment ce qui est pratiqué régulièrement sur l'un de nos sites d'études, Combrit - Île-Tudy, où des transferts de sable s'effectuent annuellement d'une zone en engraissement vers une zone en érosion pour combler temporairement un déficit. Ou encore, c'est ce qui a été pratiqué sur le site de Sainte-Anne-du-Portzic (Finistère) et détaillé dans l'étude de Fichaut et Suanez (2008). L'idée est alors d'éviter de faire venir du sable d'ailleurs et de gérer les stocks au sein même d'une cellule littorale. Cependant, elle demande des études préalables plus lourdes et n'est pas envisageable sur tous les sites. Les déplacements des masses sableuses doivent être bien connus (dans l'espace et dans le temps) ainsi que les évolutions morphologiques de la plage et de l'avant-plage. Dans les deux cas un rechargement ne permet pas de régler l'origine du déséquilibre mais simplement de le compenser. Ainsi, des rechargements réguliers doivent être pris en compte dans le calcul des volumes disponibles et des coûts engendrés.

C'est cette deuxième solution à laquelle cette thèse s'intéresse plus particulièrement. Dans l'objectif d'apporter des connaissances supplémentaires sur la faisabilité d'une solution de gestion des stocks sableux à l'échelle de la cellule sédimentaire nous avons réalisé une étude des dynamiques morpho-sédimentaires sur plusieurs sites.

Chaque solution de gestion des risques se définit selon l'échelle spatiale et temporelle de sa mise en œuvre et de sa durée d'action. Les actions directes sur le littoral (souples ou dures) demandent bien souvent des études préalables qui s'étalent sur une année et les travaux sont ensuite rapidement réalisés. Leur durée d'action est, elle aussi, envisagée sur un temps court et des travaux d'entretien sont à prévoir régulièrement. Face à cela, les solutions du repli stratégique sont réfléchies sur des pas de temps bien plus grands.

1.2.4.2 Le repli stratégique

La relocalisation des activités et des biens Selon Ministère de l'Écologie (2013) dans la *Stratégie Nationale de Gestion du Trait de côte*, « la notion de relocalisation des activités et des biens consiste à déplacer, à reculer les activités et les biens sur le territoire à une distance suffisante, vers l'arrière-pays, afin de les mettre à l'abri des risques qu'ils peuvent encourir face à la mer, à court ou à long terme ».

La particularité de cette mesure est que, contrairement aux mesures d'expropriation qui font suite à des déclarations de périls imminents, le recul est pris en compte de manière anticipée et que la réimplantation spatiale des activités et des biens est envisagée de manière globale. Cependant, les exemples français de relocalisation sont encore rares. L'appel à projet lancé par l'État « expérimentation de la relocalisation » en 2012 qui fait suite à sa stratégie nationale de gestion du trait de côte accompagne quatre projets de

relocalisation en France métropolitaine. L'article de Mineo-Kleiner et Meur-Ferec (2016) propose une présentation de ces projets ainsi qu'une étude de terrain pour confronter les visions de L'État et les collectivités territoriales. Des divergences de point de vue des différents acteurs impliqués sont mises en évidence ainsi que des obstacles financiers, juridiques et humains.

La relocalisation des activités et des biens s'envisage sur une échelle de temps plus longue que les autres solutions de gestion des risques, d'un côté parce que sa mise en œuvre est beaucoup plus longue, mais aussi parce que cette solution est définitive une fois réalisée et cela à condition d'empêcher l'implantation de nouveaux enjeux en zone à risque.

La dépolderisation La dépolderisation est une mesure qui vise à réduire la vulnérabilité d'un territoire face aux risques côtiers en redonnant au trait de côte son caractère mobile et en restaurant un espace tampon entre la terre et la mer.

« Un polder est une terre conquise sur la mer par l'endiguement de marais maritimes ou de marais estuariens. » (Goeldner-Gianella, 2007). La poldérisation en France, et plus largement en Europe, s'est réalisée du XVIème à la fin du XXème siècle. L'agriculture était la vocation première de ces terres artificielles, mais avec la déprise agricole, qui s'opère depuis les années 1950, certaines communes ont modifié l'affectation de ces zones (terres constructibles, par exemple). Aujourd'hui une majorité des polders n'ayant pas été urbanisés sont en déprise et leur protection, par l'entretien des digues notamment, est remis en question dans certains pays européens tels que le Royaume-Uni, l'Allemagne, la Belgique, l'Italie ou encore l'Espagne (DEFRA, 2005; French, 2006; Goeldner-Gianella, 2007). L'objectif souvent annoncé est d'utiliser ces anciens polders en zone tampon entre la mer et des surfaces urbanisées comme un outil de gestion des risques de submersion.

Les techniques présentées ici sont relatives à la gestion des risques côtiers et il est intéressant de réfléchir à leur mise en place dans le cadre d'une Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC). En effet, la GIZC intègre cette notion de durabilité des projets mis en œuvre et l'imbrication des différentes échelles spatiales et temporelles, dont cette thèse fait également l'objet. Nous allons présenter un exemple de ce que peut être cette « gestion réfléchie » avec le cas du littoral aquitain.

1.2.4.3 Une illustration de ces aménagements : le cas du littoral aquitain

La côte Aquitaine, dans le cadre du Groupement d'Intérêt Public (GIP) Littoral Aquitain, est concernée par l'ensemble des aménagements décrits ci-dessus.

Le GIP Littoral Aquitain fut créé en 2006 entre l'État, la région, les départements côtiers et les intercommunalités. Son objectif est la réalisation et la mise en application d'une stratégie de gestion de la bande côtière. Cette stratégie est présentée comme intégrant tous les enjeux sur le littoral : sécurité publique, environnement, économie, enjeux sociaux et gouvernance.

Le secteur d'étude s'étend de l'estuaire de la Gironde à la frontière espagnole. Il est constitué d'une majorité de côtes sableuses et une portion de côte rocheuse au sud. Ce territoire littoral représente près de 280 km de linéaire côtier répartis sur 50 communes, 10 communautés de communes et deux communautés d'agglomération. La démarche stratégique de gestion de la bande côtière s'est appuyée sur une étude menée sur trois sites-tests : Lacanau, Contis et Ciboure, sur lesquels les spécificités de chaque portion de côte sont prises en compte dans les propositions de gestion et d'aménagement.

L'originalité de ce projet réside dans l'approche multi-scalaire. Le GIP a élaboré en concertation une stratégie régionale de gestion du trait de côte en Aquitaine qui est déclinée à l'échelle locale. En effet, le GIP permet de « faire le lien, à l'échelon régional, entre une réflexion nationale et des préoccupations locales » (GIP, 2012). De plus, ce sont les études menées sur les trois sites-tests qui vont permettre de répondre aux problématiques régionales. Enfin, des échéances sont prises en compte aux horizons 2020-2040 et 2100.

La stratégie s'accompagne de cinq grands principes pour une gestion globale :

1. prévoir le risque, améliorer la connaissance et développer la culture du risque ;
2. prévenir le risque ;
3. gérer de façon optimale les situations existantes ;
4. préparer et gérer les crises ;
5. faciliter la mise en œuvre et la cohérence des actions de gestion.

Enfin, le GIP présente une réflexion globale sur les modes de gestion à mettre en œuvre avec cinq propositions allant de l'inactivé au repli stratégique. Chacune des options et son application au territoire concerné sont étudiées au travers des avantages et des inconvénients (Tableau 1.1).

L'utilisation du sable pour le rechargement des plages semble être, au moins dans certains cas, une solution adaptée qui évite de fixer le trait de côte et d'engendrer des problèmes supplémentaires, tout en conservant les biens et les activités à leur place. Néan-

moins, l'utilisation de ce sable est aujourd'hui soumise à des pressions croissantes. En effet, le sable marin est aujourd'hui de plus en plus recherché, notamment pour la construction, en raison de l'appauvrissement des ressources continentales. Cette situation engendre des conflits liés à la ressource.

La GIZC semble être une solution essentielle à la gestion des risques côtiers sur des secteurs de côte très longs comme en Aquitaine. Ici, pour toute action entreprise par l'une des communes on peut s'attendre à des répercussions sur des dizaines de kilomètres. En Bretagne, la situation est totalement différente, notamment en raison des alternances de côtes rocheuses et de côtes d'accumulation qui découpent le littoral en une multitude de cellules sédimentaires dont les frontières sont difficiles à appréhender. Ceci peut expliquer le fait qu'il n'existe pas encore dans la région ce genre de réflexion à un échelon territorial supérieur. L'intérêt de cet exemple aquitain est de montrer qu'il est possible et même pertinent de réfléchir sur plusieurs échelles spatiales. En effet, la connaissance doit porter à la fois sur le fonctionnement précis et quantitatif d'une cellule littorale, mais aussi de manière plus globale sur le fonctionnement de plusieurs cellules entre-elles, dans l'objectif de trouver les solutions de gestion les plus adaptées.

TABLE 1.1 – Les différents modes de gestion du littoral présentés par le GIP Littoral Aquitain (GIP, 2012).

Mode de gestion	Définition	Avantages	Inconvénients	Applicabilité
L'inaction (absence de gestion)	Absence de gestion.	Fonctionnalités naturelles préservées. Aucune dépense apparente.	Aucune mesure d'évacuation des personnes. Ruine des biens et mise en danger des habitants et usagers du littoral.	Inenvisageable.
Evolution naturelle surveillée	Pour des motifs de gestion écologique des milieux, le littoral évolue librement sans intervention humaine autre que la surveillance.	Fonctionnalités naturelles préservées. Faibles dépenses. Anticipation d'un autre mode de gestion plus adapté par le suivi.	Aucune réduction de l'aléa. Pas de diminution du risque sur les biens, personnes, activités économiques.	Applicable aux littoraux naturels. Non adapté aux espaces à enjeux humains et économiques.
Accompagnement des processus naturels	Mode de gestion majoritaire sur le littoral aquitain par le contrôle du déplacement des dunes (végétalisation des dunes, pose de branchages, de ganivelles…) par l'Office Nationale des Forêts (ONF).	Préservation des fonctionnalités naturelles. Conciliation de la préservation des milieux naturels, de la qualité paysagère et d'accueil du public… Coût faible au regard de l'efficacité. Anticipation d'un autre mode de gestion plus adapté par le suivi.	Réduction relative de l'aléa érosion côtière notamment en secteurs d'érosion chronique ou forte. Pas de diminution du risque sur les biens, personnes, activités économiques pour ces secteurs.	Applicable à des littoraux naturels, à semi-naturels, notamment les Plans-plage et campings. Applicable pour des secteurs plus urbains mais où l'aléa est faible.
Lutte active	Intervention humaine importante pour contrer l'érosion côtière par fixation du trait de côte. Distinction entre interventions souples (rechargement des plages en sédiments) et interventions dures (épis, digues, perrés, etc.).	Maintien des biens et des activités.	Maintien ou renforcement de l'artificialisation du littoral. Accentuation de l'érosion des plages protégées et voisines par la lutte active dure. Perte directe ou indirecte de fonctionnalités naturelles. Coûts de réalisation et d'entretien importants.	À réserver uniquement aux enjeux économiques forts.
Repli stratégique	Suppression et/ou déplacement des enjeux de la bande littorale soumise à l'aléa.	Retour à un fonctionnement naturel du littoral. Restauration de fonctionnalités naturelles disparues ou altérées.	Mise en œuvre longue, difficile et coûteuse. Problème de disponibilité de terrains pour le déplacement ou la relocalisation.	Envisageable pour n'importe quel type d'enjeu.

1.2.5 La gestion des stocks sédimentaires et les conflits liés à la ressource

Nous nous intéressons, dans ce travail de thèse, plus particulièrement aux stocks sédimentaires à l'échelle des cellules littorales et aux potentialités de leur gestion dans un objectif de réduire les risques côtiers. Bien qu'ils restent encore peu développés, si ce n'est par les techniques du rechargement de plage et du confortement dunaire, les principes d'une gestion active des stocks sédimentaires au sein des cellules hydrosédimentaires sont explorés. Ces techniques employées actuellement consistent le plus souvent à faire entrer dans le budget sédimentaire d'une accumulation des stocks sédimentaires exogènes. Rares sont les propositions ou les mises en œuvre de méthodes et techniques visant à gérer le stock sédimentaire au sein d'une province ou d'une cellule hydro-sédimentaire (Fichaut et Suanez, 2008). Un système cohérent de transferts de sédiments au sein des entités littorales naturelles (cellules hydro-sédimentaires notamment) apparaît pourtant, selon Proust (2004), intéressant à développer. Au moins théoriquement, le principe consiste à transférer les sédiments des secteurs où ils tendent à s'accumuler vers les secteurs déficitaires, en prenant en compte l'ensemble de la cellule littorale, de manière à gérer activement les risques d'érosion et de submersion.

Cependant, les stocks sédimentaires marins sont exploités depuis longtemps pour divers usages : pour l'agriculture et pour la construction. Aujourd'hui, le rechargement des plages et la gestion des risques côtiers constituent des utilisations supplémentaires qui tendent à devenir importantes (Ministère de l'Écologie, 2013). Par conséquent, le sable marin est désormais une ressource très convoitée et est déjà une source de conflits entre usagers du littoral, gestionnaires et extracteurs.

1.2.5.1 Le sable, une ressource très convoitée

Les granulats sont indispensables à la filière du BTP, mais la ressource continentale s'épuise. L'extraction en mer semble alors indispensable à développer, car elle « apparaît comme la seule alternative d'autant que d'importantes réserves sont d'ores et déjà répertoriées en zone côtière » (Dupilet, 2001).

1.2.5.2 Les extractions de sédiments marins

Chaque année en France environ 5 millions de tonnes de sables marins sont extraits, essentiellement pour les besoins des communes littorales (Secrétariat Général de la Mer, 2006). Sur environ 350 millions de tonnes de granulats extraits chaque année en France, l'Union Nationale des Producteurs de Granulats (l'UNPG) annonce que 2,2 % proviennent

des ressources marines. Cette activité concernait, en 2008, 28 sites, principalement localisés dans les régions Pays de la Loire et Poitou-Charentes (Latteux, 2008).

Trois types de sédiments marins sont extraits : les sables et graviers siliceux, les sables coquilliers et le maërl. Les sables et graviers siliceux sont utilisés pour la construction. Si l'on se réfère aux statistiques de l'industrie française des granulats de 2014, sur 350 millions de tonnes produites et importées (10,9 millions de tonnes) 80 % sont utilisés pour le génie civil, les voiries et les réseaux divers, et les 20 % restants pour le bâtiment. Les sables coquilliers servent en agriculture à l'amendement des sols et comme complément alimentaire calcaire pour le bétail. Enfin, le maërl peut aussi être utilisé comme amendement et dans l'industrie chimique.

Ces extractions se pratiquent en majorité à proximité des côtes, c'est-à-dire entre 0,2 et 6 km, pour des profondeurs comprises entre 5 et 22 m (Latteux, 2008). Elles concernent donc dans de nombreux cas les avant-plages et le budget sédimentaire des accumulations littorales auxquelles elles appartiennent. De plus, selon le rapport du Secrétariat Général de la Mer (2006), la volonté politique actuelle est d'augmenter considérablement les volumes de sable extraits en mer pour compenser la raréfaction des sédiments dans les rivières. Ce type de granulat n'a, à l'heure actuelle, pas d'équivalent en termes de qualité pour la fabrication de bétons à haute résistance.

Ce rapport met également en évidence les besoins croissants de sable pour la gestion de l'érosion côtière sans faire de différence entre, d'une part, l'extraction de sable à des fins de construction, et donc un retrait définitif du système et, par conséquent une modification du budget sédimentaire de l'ensemble des accumulations auxquelles elles appartiennent, et, d'autre part, le ré-ensablement des plages, où le sable reste dans le milieu. Néanmoins, on comprend bien là que la volonté politique est d'intensifier les extractions dans les prochaines années.

1.2.5.3 Des exemples de conflits dans la région

Les extractions sont soumises à la procédure d'étude d'impacts. Des formulations théoriques et des modélisations permettent de définir les impacts géomorphologiques potentiels des extractions opérées au large sur les rivages proches. Il en va de même pour les conséquences environnementales et leurs éventuelles répercussions économiques sur les activités de pêche. Néanmoins, ces études sont limitées aux connaissances scientifiques actuelles qui sont encore lacunaires dans certains domaines.

Les inquiétudes soulevées par la population, et de collectifs qui se constituent pour

tenter de faire annuler ces projets (ex. Peuple des dunes) se fondent donc sur des craintes environnementales, de destruction d'habitats et de conséquences pour la faune, ainsi que sur des répercussions des extractions à la côte, notamment par le recul du trait de côte et une augmentation des risques côtiers pour les populations installées dans ces zones.

Nous présentons ici deux exemples illustrant ces propos. Tout d'abord, l'exemple d'actualité est celui de la baie de Lannion. La zone d'extraction est une dune sous-marine située à une quarantaine de mètres de profondeur et à une dizaine de kilomètres du littoral. La concession est demandée pour 15 ans avec au maximum 250 000 m^3 de sable extrait par an. Le sable exploité est destiné aux besoins de l'agriculture pour amender les terres trop acides, qui étaient autrefois amendées avec du maërl, aujourd'hui classée comme espèce protégée. Ici, le problème majeur soulevé est environnemental. En effet, ce secteur a été identifié comme zone de frayère pour poissons et anguilles de sable. L'inquiétude est donc pour les pêcheurs, de voir la ressource diminuer. Un autre argument est évoqué à propos de cette frayère qui serait une ressource alimentaire pour les colonies de fous de Bassan et de macareux installés sur la réserve naturelle des sept-îles située à proximité. La remise en suspension des sédiments ainsi que la propagation de ce panache inquiète aussi en raison de la présence à proximité de deux zones classées Natura 2000. Le projet a été accepté et les travaux ont débuté à l'automne 2016, malgrès les vives contestations toujours d'actualité.

Un projet d'extraction au large de Gâvres par les groupes LAFARGE et ITALCIMENTI a été entamé en 2005 et finalement annulé en juillet 2009 après un avis défavorable du Préfet maritime de l'Atlantique car la zone d'exploitation est située dans une zone de tirs militaire. Néanmoins, durant toute la durée de ce projet des confrontations ont eu lieu entre des citoyens, regroupés en collectif (le Peuple des Dunes), les élus et les extracteurs. Les parties en présence se référaient à des connaissances scientifiques avec des points de vue contradictoires. L'avis d'un comité scientifique indépendant a été demandé par Lorient Agglomération en 2009, soit quatre ans après la première commission de suivi. Les revendications des associations locales ainsi que les réticences émises par le comité scientifique sont du même ordre que pour le projet en baie de Lannion, c'est-à-dire les impacts potentiels sur le trait de côte et sur les stocks sableux des cellules littorales et les impacts écologiques sur la faune et la flore locale.

Ces deux exemples régionaux présentés ci-dessus ont été sources de conflits entre les acteurs du projet, les élus et les associations d'habitants face à une ressource en sable que chacun sait précieuse.

Conclusion de la section 1.2

Différents modes de gestion ont été décrits, avec une opposition entre des techniques de lutte actives dures et douces. L'efficacité des techniques dures est aujourd'hui fortement remise en cause et les techniques douces sont progressivement privilégiées. Dans tous les cas, chaque opération de gestion et d'aménagement demande une connaissance du milieu sur lequel on souhaite agir. Ainsi, nous avons pu rendre compte que l'application de politiques publiques au travers de l'aménagement de l'espace se heurte encore à une connaissance imparfaite du fonctionnement des littoraux. Il est donc important de faire un point sur les connaissances actuelles du fonctionnement des systèmes sédimentaires littoraux afin de mieux percevoir les lacunes et les problèmes encore non résolus dans la compréhension de ces systèmes.

1.3 Connaissances et méconnaissances du fonctionnement des systèmes sédimentaires littoraux

Afin d'envisager une gestion des stocks sédimentaires côtiers dans un contexte de risques côtiers, la connaissance du fonctionnement du système littoral est indispensable.

Dans ce sens, l'idée principale de ce chapitre est de présenter un état des connaissances spécifiques à notre objet d'étude : les avant-plages. Il s'agit de faire un bilan des connaissances actuelles et des méconnaissances qui subsistent quant à la compréhension du fonctionnement de cet espace, des liens qui existent avec la plage, le large, mais aussi du rôle du substrat rocheux sous-jacent.

Dès le début du XXème siècle, les chercheurs commencent à s'intéresser à la zone subtidale et à relever l'importance de cette zone dans la morphologie et la dynamique côtière (Fenneman, 1902; Barrell, 1912; Johnson, 1919; Niedoroda et al., 1984). La définition de cette zone a beaucoup évolué au fil du temps et suivant les auteurs. Dans ce chapitre, nous nous intéressons tout d'abord à définir les processus qui agissent sur la morphologie des avant-plages, tels que les forçages hydrodynamiques engendrés par les vagues, le vent et la marée. Ces processus physiques sont à l'origine de la formation des accumulations littorales et c'est pour cette raison qu'ils sont présentés en premier.

Ensuite, nous définissons notre objet d'étude, les avant-plages qui constituent la prolongation de l'accumulation intertidale dans la zone subtidale, au travers de ses délimita-

tions, de la notion de profondeur de fermeture et des stocks sédimentaires qui s'y trouvent, et dont l'évaluation repose sur la connaissance du socle rocheux sous-jacent. Cette définition, des avant-plages, nous amènera ensuite à préciser le concept de cellule littorale puis la notion de système sédimentaire.

Pour terminer, sont considérés différents impacts qui affectent le système, en particulier les avant-plages, à plusieurs échelles temporelles, en dissociant les impacts d'origine « naturelle » et ceux d'origine anthropique.

1.3.1 Les processus à l'origine de la dynamique du système

1.3.1.1 Les vagues, les courants et les marées

Pour comprendre la dynamique d'une plage, il faut comprendre la dynamique des vagues, qui sont le moteur principal des mouvements sédimentaires et donc de l'érosion et de l'accrétion. L'évolution des côtes sableuses est en grande partie causée par de nombreux processus actifs dans cette zone. Ils sont capables de mettre en mouvement et de déplacer les sédiments sous certaines conditions météo-marines. Ils sont induits par les vagues, le vent, et par la marée et ils agissent selon leur compétence respective. La compétence d'un courant est sa capacité à transporter les sédiments (Pinot, 1998). Les premières mesures de courants en zone côtière sont entreprises par Niedoroda et al. (1984) et concernent une plage de la côte est des États-Unis (Tiana beach, Long Island), où plusieurs campagnes ont été réalisées en 1976, 1977 et 1978 pour quantifier les courants présents en zone côtière.

Les processus décrits ci-dessous correspondent à une synthèse des différents courants qui peuvent agir sur les avant-plages pour les côtes dont la dynamique naturelle est dominée par les vagues.

Les processus générés par les vagues Bien que générées par le vent, les vagues « représentent la principale source d'énergie transmise à la zone littorale et constituent un agent essentiel de la dynamique littorale » (Héquette, 2001). Il est nécessaire de distinguer deux grands types de courants générés par celles-ci : d'une part, les écoulements oscillatoires générés par la houle et, d'autre part, les courants résiduels engendrés par les vagues tels que la dérive littorale, les courants de retour (undertow) et les courants d'arrachement (rip current) (Le Hir, 2008).

Les écoulements oscillatoires sont déterminés par la vitesse de rotation d'une particule d'eau dans une vague et la propagation du mouvement, par entraînement, qui s'amortit

depuis la surface vers la base de la colonne d'eau. Ce courant peut entraîner un déplacement des sédiments dès lors que la vague est influencée par le fond. De plus, le fond provoque une déformation du mouvement orbital des particules d'eau en arrivant à la côte. Par conséquent, la profondeur d'eau H dans laquelle se propage une vague constitue un paramètre essentiel qui permet de distinguer la propagation libre des vagues en eaux profondes d'une propagation sur des petits fonds où les mouvements rotationnels des vagues sont modifiés par les fonds. Cette profondeur varie suivant les auteurs entre H = L/2 (Guilcher, 1979; Hallermeier, 1981) ou H = L/4 (Short (1999) ; Komar, (1998) in. Héquette (2001)) (avec L : longueur d'onde moyenne des vagues). Lorsque cette profondeur est atteinte, les particules d'eau décrivent alors un mouvement oscillatoire, qui, suivant l'énergie des vagues, est capable dans un premier temps de mobiliser les sédiments puis de les entraîner vers la côte ou vers le large (Guilcher, 1954).

Les vitesses des courants oscillatoires (sur le fond) peuvent être très élevées, et pendant les tempêtes peuvent dépasser plusieurs mètres par seconde (jusque 2 m/s) (Héquette, 2001). Lors de vagues de forte énergie (l'énergie est proportionnelle au carré de la hauteur significative), la vitesse onshore (sous la crête) est plus élevée que la vitesse offshore, mais la durée de la phase onshore est plus courte que la phase offshore. Ainsi, les sédiments sont remis en suspension en grande quantité durant la phase onshore, n'ont pas le temps de sédimenter et sont transportés durant la phase offshore. Le déplacement net du sédiment aura donc tendance à se faire vers le large. La situation s'inverse lors de temps calmes (Niedoroda et al., 1984).

Au sein d'une accumulation littorale sableuse, de manière très simplifiée et schématique, on peut considérer que suivant les propriétés des vagues (Longueur d'onde, Hauteur et Période) l'énergie dépensée sera consommée pour emporter les sédiments, transversalement à la plage, vers la côte ou vers le large. Sur le court terme, en fonction de l'énergie des vagues parvenant sur la plage, ainsi qu'à l'échelle saisonnière moyenne durant laquelle les conditions d'énergie des vagues varient sensiblement, ces processus impliquent deux types de morphologie de plage. On parle de profils d'été avec remontée du sable depuis le bas vers le haut de plage par des vagues de faible énergie et de profils d'hiver avec formation de barres sur le bas de la plage, aux dépends du haut de plage, par des vagues de forte énergie (Paskoff, 1998a; Ministère de l'écologie, 2010).

L'angle d'incidence des vagues et leur réfraction à la côte créent des courants dits « unidirectionnels ». Ceux-ci peuvent être de trois types (Figure 1.2). La dérive littorale est un courant induit par l'arrivée des vagues oblique à la côte (Guilcher, 1954). Cette dérive est capable d'entraîner les sédiments parallèlement à la côte. Les courants de retour («

undertow ») et les courants sagittaux sont dirigés vers le large et participent à la création d'une zone de convergence de flux de sédiments et favorisent la formation de croissants de plage ou de barres visibles sur certaines plages (Dehouck, 2006). C'est notamment des courants de retour hivernaux, aussi appelés courants d'arrachements, qui provoquent ce phénomène en arrachant sur le fond les particules les plus fines (Pinot, 1998). Les courants sagittaux (« rip currents ») agissent sur toute la colonne d'eau et sont actifs sous de fortes conditions hydrodynamiques. Ils permettent de compenser l'afflux d'eau à la côte produit par les vagues lors de leur déferlement (Dehouck, 2006).

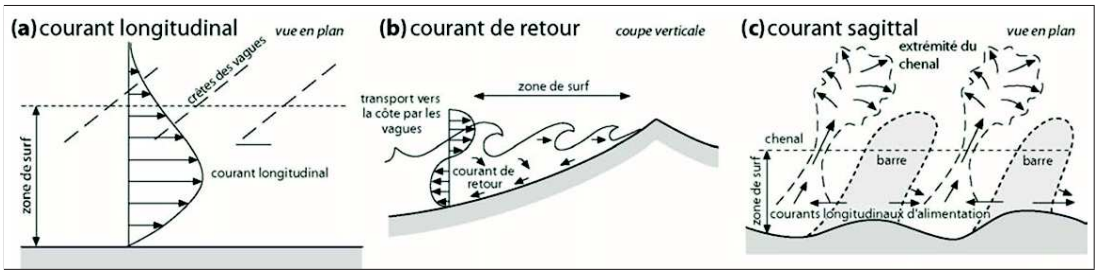


FIGURE 1.2 – Courants générés par les vagues : (a) courants longitudinaux induits par les vagues obliques à la côte, (b) courant de retour de fond, (c) courants sagittaux ((Dehouck, 2006) d'après Masselink and Hughes, 2003).

Les processus générés par le vent En dehors de l'agitation du plan d'eau et de la formation de la mer de vent, des vagues et des houles, le vent agissant à la surface du plan d'eau est capable de créer des courants de surface pouvant se propager en profondeur. Il peut ponctuellement, lors d'épisodes de tempêtes et suivant son orientation, engendrer à proximité de la côte deux grands types de courant, à savoir des courants d'upwelling (mouvements verticaux ascendants) et de downwelling (mouvements verticaux descendants) et à l'échelle d'une côte (1 à 100 km). Dans le cas d'une tempête avec des vents dirigés dans un premier temps vers la côte, la réaction est la formation de fortes vagues déferlant à la côte et produire un afflux d'eau au rivage. La compensation d'afflux d'eau à la côte se fait, dans certains cas, par un courant de downwelling, ayant la capacité de transporter des sédiments vers le large (Héquette, 2001). Si une inversion brutale des vents survient, la hauteur des vagues diminue rapidement et un courant inverse se met en place. Une remontée d'eau, appelée upwelling, intervient sur l'avant-plage, et peut ramener des sédiments vers la côte. Ces deux phénomènes ont été présentés dans des résultats issus de mesures réalisées simultanément sur les caractéristiques des vents, des vagues et des courants et par des pièges (ou capteurs) à sédiments lors d'une tempête à Tiana Beach, Long Island, Niedoroda et al. (1984)).

Héquette (2001) précise l'effet des courants de downwelling. Les vents orientés vers le continent poussent l'eau à la côte et engendrent une élévation du plan d'eau le long de celle-ci. Cet afflux est responsable de la formation d'une faible pente du niveau de la mer dirigée vers le large (Figure 1.3). La compensation de cette pente se fait par la création d'un courant dirigé vers le large près du fond, appelé courant de downwelling. « Ces courants qui s'écoulent perpendiculairement ou de façon oblique vers le large sont en fait dus à des gradients de pression horizontaux engendrés par la pente de la surface de l'eau » (Swift et al., 1985 in Héquette (2001)). Ce sont des courants qui peuvent agir jusqu'à une profondeur bien plus importante que ceux engendrés seulement par l'approche des vagues à la côte et provoquer une érosion de l'avant-plage ainsi que le creusement de chenaux.

Un paramètre important caractérisant ce type de courants est le temps d'action. Les upwellings côtiers notamment sont connus parce qu'ils sont soit permanents soit saisonniers et en lien direct avec les flux généraux de vent à certaines latitudes. L'échelle spatiale considérée est alors d'ordre régional et non pas local comme les autres processus décrits dans cette section.

Les courants de marée Les courants de marée sont dits unidirectionnels particuliers puisqu'ils s'inversent périodiquement (flot et jusant) quatre fois par jour (dans le cas de marées semi-diurnes). Néanmoins, le flot et le jusant ne sont pas de même intensité (courants de marée asymétriques). Il y a toujours un courant dominant et un subordonné (Laigle, 2010). De plus, cette intensité varie suivant l'heure et le coefficient de la marée (Guilcher, 1954). Ces courants sont, en règle générale, plus forts le long des côtes qu'au large, c'est pourquoi il convient d'y prêter attention (Guilcher, 1954).

Table 1.2 – Coefficient de décroissance de la vitesse des courants de marée (Vanney, 1969).

profondeur (m)	coefficient
10	1.25
20	1.55
30	1.75
40	1.92
50	2.08

Les courants de marée sont très bien connus en surface (Atlas des marées du SHOM), mais très peu en profondeur. Néanmoins, nous avons la certitude que leur intensité diminue avec la profondeur (Guilcher, 1954; Pinot, 1974; Le Berre, 1999). Plusieurs formules théoriques existent pour évaluer l'intensité sur le fond. Par exemple Vanney (1969) et Chassé et Glémarec (1976) proposent d'appliquer un coefficient de proportionnalité entre

la profondeur et la vitesse du courant de marée sur le fond (Tableau 1.2).

De plus, des observations de la structure verticale des courants de marée ont été réalisées dans les années 1980 en mer d'Irlande et en mer du nord (Fang et Ichiye, 1983; Maas et Van Haren, 1987). Les résultats montrent une conservation de la vitesse du courant sur toute la colonne d'eau, et une décroissance logarithmique en approchant du fond. Il peut également y avoir des conditions qui induisent l'existence d'une stratification de la colonne d'eau, et dans ce cas la vitesse du courant peut changer d'une masse d'eau à l'autre le long d'un même profil. Les courants de marée sont fortement influencés par le fond où ils perdent leur vitesse par frottement.

La Figure 1.3 présente un schéma récapitulatif des courants pouvant avoir une action depuis la plage jusqu'au large. Les courants interviennent de trois manières possibles dans la sédimentation : érosion, transport et dépôt. « Les relations de ces trois phénomènes avec la vitesse du courant et la taille des particules sont définies par les deux courbes classiques publiées par Hjulström en 1935 » (Guilcher, 1954). Au vu de la diversité et de la complexité des courants pouvant agir sur le littoral, et faute d'observations et de mesures suffisantes dans diverses conditions météo-marines, il est très difficile de connaître leurs compétences réelles sur le sédiment. Toutefois, les caractéristiques intrinsèques du sédiment lors de son transport sont bien connues.

Les niveaux d'eau Les processus d'action en zone côtière présentés ci-dessus vont avoir une action sur le niveau d'eau à la côte. Le niveau moyen se défini comme étant la moyenne des hauteurs d'eau mesurées sur une période donnée. À la côte, le niveau moyen est déterminé à partir des observations issues des marégraphes. Les surcotes désignent la différence positive entre le niveau moyen et le niveau observé et sont de plusieurs ordres. On parle de surcote anémométrique (afflux d'eau à la côte poussé par le vent), atmosphérique (les basses pressions lors de passage de dépressions font monter le niveau marin), l'effet du set-up (surcote liée aux vagues se propageant vers la côte) et du run-up (altitude maximale atteinte par le jet-de-rive sur la côte) (Suanez et al., 2015). Le niveau marin extrême est défini comme étant la somme de : la marée astronomique, l'onde de tempête (causée par vent et pression atmosphérique) et le runup (setup et swash). Les marégraphes mesurent les variations du niveau marin pendant les tempêtes causés par le vent et la pression atmosphérique, par contre il est beaucoup plus difficile de connaître le runup car il est dépendant des conditions de déferlement à la côte (ce que les marégraphes n'enregistrent pas car ils sont généralement positionnés en situation abritée dans les ports).

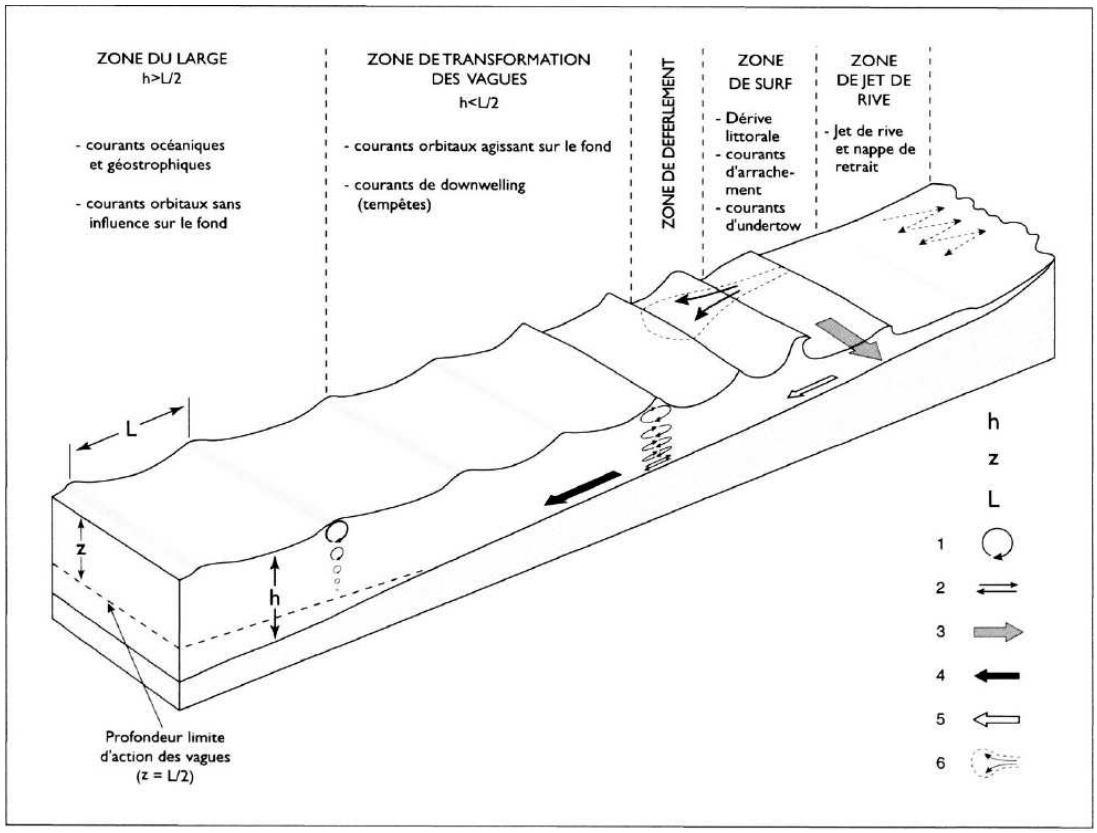


FIGURE 1.3 – Les différentes zones d'action des vagues et les principaux courants pouvant agir près des côtes ((Héquette, 2001) , modifié d'après Einsele, 1992). Avec h la profondeur d'eau, z la distance sous la surface, L la longueur d'onde des vagues. 1 Courant orbital, 2 Courant oscillatoire sur le fond, 3 Dérive littorale, 4 Courant de downwelling, 5 Courant d'undertow, 6 Courant d'arrachement.

1.3.1.2 Les flux sédimentaires

Dans cette section nous détaillons l'impact des forçages répertoriés dans la partie 1.3.1.1 sur les flux sédimentaires.

Le mode de transport des sédiments par un fluide porteur peut se faire de trois manières dépendantes des caractéristiques des grains. Les particules les plus fines sont transportées en suspension dans la colonne d'eau. La turbulence contribue à les maintenir en suspension en ralentissant leur sédimentation. La mise en suspension des sédiments, qui permet leur transport par d'autres courants, est un des effets majeurs des courants de houle (Vanney, 1977b). Les éléments plus grossiers sont transportés près du fond par charriage (les matériaux roulent ou glissent sur le fond) ou par saltation (sauts successifs) (Le Hir, 2008; Ministère de l'écologie, 2010).

L'étude de Barthe et Castaing (1989) porte sur les conditions hydrodynamiques (houles et courants de marée) dans le golfe de Gascogne et les processus de mise en mouvement des sédiments en fonction de leur taille (vases et sables) et de la profondeur à laquelle ils

se trouvent (0 à 200 m). Il en ressort que la construction des formes sédimentaires sur le plateau continental est due à l'action combinée de courants directionnels (de marée) et oscillatoires (de houle). Le mode de déplacement principal sur le plateau est le charriage pour des sédiments de la catégorie des sables. Les résultats de mesures de courants en situation calme sur le fond ne peuvent pas justifier à elles seules les dynamiques observées. En effet, les mesures des courants de marée révèlent qu'elles sont toujours inférieures aux vitesses théoriques nécessaires de mise en mouvement des sédiments déposés. Des épisodes tempétueux avec l'apparition d'une houle d'amplitude de 10 à 15 m et d'une période moyenne de 15 s sont, par contre, capables de mettre en mouvement les sédiments sur tout le plateau continental. Cependant, le nombre annuel de jours pendant lesquels les forçages hydrodynamiques sont suffisants pour engendrer du transport sédimentaire varie beaucoup en fonction de la profondeur. Il est de 47 à 88 jours entre la côte et -30 m et s'abaisse à moins d'une journée en dessous de 100 m de profondeur. Néanmoins, entre -30 m et la côte, une houle d'une amplitude de 2 m suffit pour une mise en mouvement des sables. Sur le plateau continental, c'est donc bien à proximité des côtes que se produisent les remaniements sédimentaires les plus importants.

En fonction des courants, les transports sont de différents types :

— le transport transversal, par la houle ou par courant de retour, undertow ou encore de downwelling (cités précédemment), engendre des variations dans le profil de la plage ;

— le transport longitudinal, quant à lui, est principalement causé par une dérive littorale et peut déplacer le sable sur de grandes distances en engendrant des modifications morphologiques de la surface de l'accumulation.

1.3.1.3 Les formes sous-marines

Dans cette section, nous examinons comment le transport sédimentaire (1.3.1.2), en interaction avec l'écoulement génère des structures géomorphologiques sous-marines.

Les formes littorales et sous-marines sont modelées suivant les conditions hydrodynamiques (Tableau 1.3). Cependant, une certaine stabilité et durée d'action dans les modes de transport et de dépôt sont nécessaires à l'établissement de figures caractéristiques qui peuvent s'étendre de quelques centimètres à quelques centaines de mètres sur le plan horizontal (Tableau 1.3). Certaines de ces figures sont caractéristiques d'une situation d'engraissement du système, d'autres, comme les dunes barkhanes sont plutôt le signe d'un système déficitaire en sédiment (Tableau 1.3). Dans tous les cas, la présence de formes sédimentaires particulières apporte des informations sur les dynamiques et les courants présents sur l'avant-plage (Clifton et Dingler, 1984; Ruessink et Terwindt, 2000).

TABLE 1.3 – Les principales figures sédimentaires en domaine littoral (Jaud, 2011).

Structure sédimentaire	Échelle spatiale horizontale	Échelle spatiale verticale	Orientation	Granulométrie	Conditions hydrodynamiques
Marques de ruissellement	x 10m	x 1cm	Selon pente de la plage		Écoulement depuis la plage
Rides de courant (asymétriques)	x 10cm	x 1cm	Transverses au courant		Courant ~0,5 – 0,75 m/s
Méga-rides	~ 5 – 20m	~0,5 – 1m	Transverses au courant	< 300µm	Courant ~ 0,75 – 1 m/s
Dunes, barkhanes	~ 1m – x10m	~ 1m – x10m	Transverses au courant		Courant ~ 0,75 – 1 m/s. Vent
Ruban sableux (sable fin sur fond graveleux)	largeur ~ 10 – 100 m longueur ~ 1km	x 1cm	Parallèle au courant	50 – 250 µm	Courant > 1m/s
Sillon	largeur x 1m longueur ~ 100m – 1km	< 1m	Parallèle au courant	Vasières	Courant > 1,3 m/s
Bancs tidaux	~ 1km	~ 10m	10 – 20° à droite de l'axe du courant de marée résultant		Asymétrie flot/jusant (équilibre frottements – force de Coriolis)
Rides d'oscillation (symétriques)	x 10cm	x 1cm	Transverses au courant		Dues aux vagues
Croissants de plage	~ 1m – x 10m	x 10cm	longitudinalement par rapport à la plage		Plusieurs théories sur processus générateur
Barre, berme	Largeur : x 1m Longueur : x 100m	~ 10cm – 1m	longitudinale, migrant vers le haut de la plage		Houles de beau temps
Cordon de galet	largeur : x 10m Longueur : ~ 100m – 1km	x 1m	haut de plage	>60mm	Tempête

L'échelle de temps d'observation et d'étude est dépendante de chaque type de formes sous-marines. Généralement, ce sont les formes qui ont les plus grandes dimensions qui ont le temps de réponse le plus long, contrairement aux formes de petites dimensions qui répondent plus rapidement (Plant et al., 2002). La vitesse de migration de la forme est donc inversement proportionnelle à la masse de sédiment dans la forme. Par exemple, les barres sableuses ont un temps de réponse allant du saisonnier à quelques décennies, les croissants de plage évoluent sur une période de temps allant de quelques heures à quelques minutes, tandis que les rides de sable peuvent se modifier en quelques secondes.

Les sillons

Nous faisons ici une place particulière à une forme singulière observée sur les avant-plages : les sillons. C'est, en effet, une des formes sédimentaires observées sur l'un de nos sites d'étude : Combrit - Île-Tudy (Cf. Chapitre 3 section 3.3.4.2).

Dès le début des années 1970, les chercheurs s'intéressent à ces formes sédimentaires

particulières (MacIntyre et Pilkey, 1969; McKinney et al., 1974; Reimnitz et al., 1976; Swift et Freeland, 1978; Morang et McMaster, 1980; Hunter et al., 1982) correspondant à des formes linéaires en creux perpendiculaires aux rivages et se développant dans les surfaces d'accumulation sableuses et graveleuses. Le terme de Rippled Scour Depression (RSD) est proposé par Cacchione et al. (1984) pour décrire ces sillons au relief négatif qui contiennent de longues bandes de sable grossier, disposées généralement perpendiculairement au trait de côte. Dans leur article, les auteurs décrivent deux systèmes de RSD sur la côte californienne à partir de données d'imagerie réflective ainsi que de données sédimentologiques et de quelques mesures de courant. Il est fait état de dépressions allongées, perpendiculaires ou légèrement obliques au trait de côte. A l'intérieur des sillons, des rides de sable ayant une longueur d'onde de 20 à 30 cm et une hauteur de 2 à 5 cm, sont orientées entre 45 et 90° par rapport aux sillons. L'origine de ces sillons est alors expliquée dans la littérature par la présence de courants d'arrachement se produisant pendant des épisodes tempétueux. Cette théorie est invalidée par Shepard et Inman (1950) qui montrent que la vitesse de ces courants d'arrachement décroît rapidement avec la profondeur et la distance à la côte. L'hypothèse de Cacchione et al. (1984) attribue la création des RSD à des courants de downwelling engendrés par des tempêtes sur des avant-plages ayant plutôt de faibles épaisseurs sédimentaires recouvrant le substrat rocheux. Les sillons seraient alors maintenus en place du fait d'une sorte de canalisation par les roches affleurantes.

Les RSD se développent sur de nombreux plateaux continentaux internes à travers le monde (Cacchione et al., 1984; Murray et Thieler, 2004; Gutierrez et al., 2005; Goff et al., 2005; Diesing et al., 2006; Phillips et al., 2007; Moscon et Bastos, 2010; Goldstein et al., 2014; Davis et al., 2013; Yoshikawa et Nemoto, 2014; Mazières et al., 2015). Cependant, leurs caractéristiques sont parfois différentes, et deux groupes de RSD peuvent être décrits (Goff et al., 2005). En effet, on trouve une première classe de RSD où les flancs des sillons sont symétriques et une seconde où ceux-ci sont asymétriques. Ces différences sont expliquées par les auteurs par deux processus déterminant la création et le maintien des RSD.

Murray et Thieler (2004) ont observé des sillons asymétriques et les courants pendant les tempêtes. Ils montrent alors que ce sont des flux à dominance alongshelf (parallèle au plateau continental) avec des composantes mineures de up- et downwelling qui en sont à l'origine. Ces critères ne correspondent cependant pas aux RSD décrits par Cacchione et al. (1984), pour qui ce sont des dépressions engendrées par des processus cross-shelf (perpendiculaire au plateau continental). Les auteurs (Murray et Thieler, 2004) choisissent alors le terme de « Sorted Bedform » pour qualifier ces formations engendrées,

ou du moins maintenues, par des processus d'orientation parallèle au plateau continental. Par la suite, les auteurs d'articles sur le sujet emploieront l'un ou l'autre terme suivant ces critères.

Au total, la houle, les vagues et les marées engendrent des courants de différentes intensités et orientations. Ceux-ci agissent à des profondeurs allant du plateau continental à la zone de déferlement des vagues à la côte. Ces actions provoquent des flux sédimentaires qui permettent le déplacement des sédiments sur l'ensemble du plateau continental et génèrent des formes sous-marines en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques.

Cependant, à l'approche des côtes, les courants apparaissent plus intenses qu'au large et leur durée d'action est plus longue que dans les plus grandes profondeurs. Les transits sédimentaires produits modifient le profil des accumulations et déterminent la migration des sables le long des plages. La définition des avant-plages à laquelle on s'attachera dans la partie suivante doit donc s'appuyer sur ces éléments. Ainsi, c'est en fonction de ces conditions (capacité des vagues et des courants à mobiliser et déplacer les sédiments des fonds) que sont définies les limites entre les domaines du large, caractéristiques du plateau continental, et les avant-plages proprement dites, qui, des points de vue géomorphologique et hydro-dynamique relèvent intégralement des systèmes sédimentaires côtiers. Une fois posées les bases des dynamiques des fonds sous-marins, il est nécessaire de définir les zones que constitue l'espace littoral dans sa partie sous-marine, c'est-à-dire les avant-plages.

1.3.2 Les avant-plages

1.3.2.1 Les définitions

Il n'y a pas de définition universelle et admise par tous des avant-plages. Plusieurs auteurs se sont intéressés à la question et proposent leur définition qui a évolué au fil des années. Celle-ci repose très souvent sur la modélisation et, moins souvent parce que plus difficiles à mettre en œuvre, sur des observations et mesures réalisées in-situ. Ces dernières tendent néanmoins à se multiplier depuis quelques décennies. Une première définition que l'on peut donner à l'avant-plage est qu'elle correspond à la zone comprise entre la zone de déferlement et le plateau continental interne, sur les côtes sableuses dominées par les vagues (Niedoroda et al., 1984). Dans cette définition la limite au large dépend largement des conditions de courants et de vagues capables de remanier et déplacer les sédiments. Ce sont, en réalité, ces conditions qui fondent la définition de l'avant-plage. Ainsi, en tenant compte de celles-ci, Stive et al. (1990) définissent trois zones perpendiculairement à la côte. De la côte vers le large se trouvent, une zone active, l'upper shoreface (ou proche

avant-plage) allant de la dune jusqu'à environ 8 m ; le middle et lower shoreface (moyenne avant-plage et basse avant-plage), de 8 à 20 m ; et le plateau continental interne en dessous de 20 m. Ces profondeurs ne sont données ici qu'à titre indicatif puisqu'elles correspondent à une étude réalisée sur la côte des Pays-Bas. Avec ce même type d'approche, Pinot (1998) précise les limites de l'avant-plage en considérant qu'elle correspond à « la partie inférieure, toujours submergée, du versant sableux littoral » qui « commence au niveau des plus basses mers possibles, et se poursuit jusqu'à la profondeur à laquelle cessent les échanges de sable le long du versant. ». Ces limites successives découpant la zone côtière du littoral vers le large supposent donc que, en dessous d'un certain seuil de profondeur défini en fonction des conditions hydro-dynamiques locales (moyennées sur le long-terme a priori), le remaniement et le déplacement des sédiments diffèrent. Les deux mécanismes, mobilisation et déplacements des sédiments, sont ici nécessaires pour qu'il y ait modification de la morphologie des fonds et, en particulier, une modification du profil du système dune/plage/avant-plage en fonction des conditions météo-marines, que ce soit du fait de la déformation des mouvements orbitaux des vagues sur le fond ou de l'association de la mobilisation des sédiments par les vagues et de leur prise en charge par les courants décrits précédemment. Cette profondeur particulière est désormais dénommée « profondeur de fermeture » ((Hallermeier, 1978, 1981) même si dans les études antérieures, elle a pu être dénommée différemment. Elle correspond à la limite au-delà de laquelle on ne détecte plus de changement dans le profil sur une année (Cowell et al., 1999 in Desmazes et al. (2002)). Dans l'étude de Niedoroda (op. cit.) c'est, en première approche, la limite entre la zone active et le middle shoreface qui correspond à cette profondeur de fermeture.

Depuis les travaux de Hallermeier (1981, 1983), cette profondeur a été précisée et d'autres terminologies sont venues la compléter : la « profondeur limite d'action des houles » (profondeur à partir de laquelle on considère que la houle n'a plus la capacité de ramener les sédiments vers la côte), et les « limites d'action des houles de beau temps (fair Weather Wave Base) et de tempête (Storm Wave Base) » (Chamley et Deconinck, 2011) qui tiennent compte du fait que ces limites sont susceptibles d'évoluer dans le temps, notamment sous l'influence des tempêtes exceptionnelles (Capobianco et al., 1997; Nicholls et al., 1998b). Dans une perspective de gestion des stocks sableux au sein d'un système sédimentaire côtier, tout comme dans le cadre d'une exploitation de granulats marins à proximité des côtes, la connaissance de cette profondeur est indispensable.

1.3.2.2 La profondeur de fermeture et les enjeux de cette connaissance

Hallermeier (1978) propose une nouvelle méthode pour calculer la profondeur limite à partir de laquelle on estime que les variations du fond deviennent négligeables sur une

année. Il appelle cette limite la « Depth of Closure », ou profondeur de fermeture. Sa formule s'applique aux côtes sableuses, dominées par les vagues et en régime micro-tidal, en prenant en compte les données de houle sur une année.

Il propose de définir la zone littorale sous-marine en la découpant en deux parties. La division du profil en onshore et offshore se fait en considérant les processus physiques dominants. Les deux zones sont l'avant-plage, ou zone littorale, et une zone au large (offshore). Dans la zone offshore, le processus dominant est l'effet du fond sur les vagues, et les agitations restent relativement modérées. La zone littorale se caractérise par une augmentation de l'agitation et du transport sédimentaire causés par le déferlement (vagues ayant « levé » suffisamment pour devenir instables). Cette limite, ou frontière entre les deux parties, est évaluée en utilisant le nombre de Froude, qui caractérise dans un fluide l'importance relative de l'énergie cinétique de ses particules par rapport à son énergie potentielle gravitationnelle, et pour lequel il propose la formulation suivante :

$$\theta = \frac{{U_b}^2}{\gamma' g \varepsilon d} \tag{1.1}$$

Ici, U_b est la vitesse maximum du courant horizontal près du fond, γ' est le rapport de la différence de densité entre le sédiment et le fluide sur la densité du fluide, g est la constante gravitationnelle, ε est un nombre adimensionnel inférieur à 1 et d la profondeur.

La nouveauté dans son approche pour définir la profondeur de fermeture est que, contrairement aux définitions précédentes, il évite les difficultés liées au traitement du transport sédimentaire et base la formule utilisée sur des grandeurs mesurables : (i) la hauteur et la période des vagues et (ii) la différence de densité réduite.

C'est dans son article de 1981 qu'Hallermeier propose le concept encore utilisé aujourd'hui de la profondeur de fermeture. Il revient alors sur la division du profil en ajoutant une troisième zone, qu'il nomme la « shoal zone » (Figure 1.4), ou zone de levée des vagues. C'est une partie correspondant à une zone tampon entre les deux autres (la zone littorale et la zone offshore).

La frontière à la côte de la shoal zone est exprimée par la formule ci-dessous, qui sert aujourd'hui de référence dans les travaux d'ingénierie pour l'installation d'ouvrages côtiers.

$$d_l = 2,28 H_s - 68,5 \left(\frac{{H_s}^2}{g {T_s}^2}\right) \tag{1.2}$$

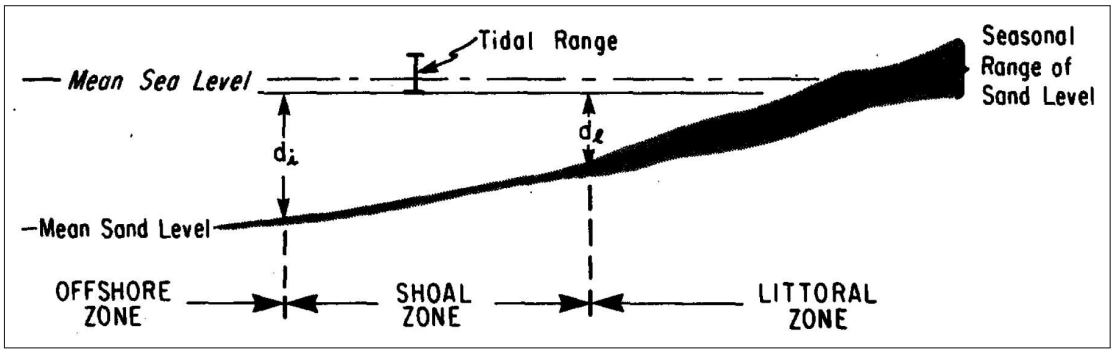


FIGURE 1.4 – Zonage annuel d'un profil d'une plage sableuse, où d_l est la profondeur maximum des mouvements sédimentaires initiés par des conditions de vagues moyennes et d_i est la profondeur maximale de l'action érosive des plus fortes conditions de vagues (12h/an) (Hallermeier, 1981).

Ici, H_s est la hauteur de vagues maximum observée sur la zone au moins 12 h par an, T_s est la période associée et g la constante gravitationnelle.

Néanmoins, cette limite ne constitue pas une frontière entre une zone active et une zone stable. Hallermeier (1981) précise bien que la zone littorale est celle où peuvent être observées des variations de l'épaisseur sédimentaire sur une année. La profondeur de fermeture peut alors être vue comme un concept-clé, définissant la limite au large de changements bathymétriques significatifs, mais ne veut pas dire une profondeur absolue en dessous de laquelle il n'y a plus de transports sédimentaires transversaux (Hinton et Nicholls, 1998).

À partir de quelle variation d'épaisseur peut-on alors considérer que les changements ne sont plus significatifs sur une année, en se basant sur cette formule ? La variation d'épaisseur proposée par Hallermeier (1981) est de 30 cm. Birkemeier et Asce (1985) prennent en compte des variations jusqu'à 3 cm d'épaisseur, parce que les instruments de mesure qu'ils utilisent sont plus précis.

Plusieurs études comparent les résultats de la formule d'Hallermeier avec une série de profils bathymétriques réalisés sur une zone d'étude. Elles prennent donc en compte comme limite de variation d'épaisseur la précision de l'appareil de mesure utilisé (Birkemeier et Asce, 1985; Hinton et Nicholls, 1998; Nicholls et al., 1998b,a; Rozynski et al., 1998).

1.3.2.3 Les stocks sédimentaires

La détermination de la morphologie et de l'altimétrie du socle rocheux par différence avec la bathymétrie est la manière d'accéder à la connaissance du stock sédimentaire.

Le socle rocheux représente ainsi une délimitation importante si l'on observe la cellule littorale en trois dimensions. Il détermine ce que l'on appelle le volume d'accommodation (accomodation space) qui est l'espace ouvert à la sédimentation compris entre le fond marin et le niveau de la mer.

L'exemple du site des Aresquiers peut être pris pour montrer l'importance de ce volume d'accommodation et de la connaissance du stock sédimentaire Sur ce secteur (à l'Est de Frontignan, Méditerranée), la plage après érosion naturelle n'est constituée que de matériel apporté par l'homme grâce à des rechargements. En avant, sur l'avant-plage, la roche est à nue, il n'y a plus aucun matériel sédimentaire de disponible. On est alors dans une configuration où le système littoral ne se maintient que par des apports exogènes, il n'y a plus de disponible sédimentaire pour nourrir la plage et pour amortir l'effet des vagues arrivant à la côte. En matière de gestion des risques côtiers, cette connaissance du disponible sédimentaire de l'avant-plage, notamment en terme d'épaisseurs et de répartition sédimentaire est essentielle à connaître, puisque dans cet exemple il est clair que les rechargements de la plage ne pourront jamais rester en place.

La gestion du trait de côte par une approche consistant à gérer le stock endogène en transférant du sédiment d'une zone à une autre au sein de la même cellule littorale (de manière à éviter de se trouver dans une configuration où tout le sédiment est sur l'avant-plage) suppose d'avoir une connaissance des frontières de celle ci afin d'être en mesure de calculer le budget sédimentaire.

1.3.3 La cellule littorale

1.3.3.1 Les définitions

Le concept de cellule littorale a été proposé dès les années 1960, notamment avec les travaux de Inman et al. (1963) et Bowen et Inman (1966), dans des études qualifiées de pionnières par Davies (1974) ainsi que, par la suite, par Davies (1974), Clayton (1980) et Komar (1996). Ces cellules littorales représentent une base pour la réflexion portant sur une approche systémique des accumulations littorales avec la notion de frontière ou de limites permettant de découper le littoral en « boîtes ». Elles offrent un cadre conceptuel au sein desquels des bilans sédimentaires (ou budgets sédimentaires) peuvent être estimés.

Le fonctionnement de ces boîtes a beaucoup été utilisé comme entité spatiale de base dans l'élaboration de modèles numériques (Suanez, 2009). Ainsi, « les systèmes hydro-sédimentaires sont délimités par des frontières plus ou moins fixes et perméables aux échanges sédimentaires, notamment longitudinaux. Ces frontières, qui délimitent des cellules, nommées également unités, compartiments ou systèmes hydro-sédimentaires,

peuvent être fixes (cap rocheux, jetées, digues, etc.) ou mobiles (dunes, falaises meubles, limite d'action des houles, point d'inversion de la dérive littorale). » (Ministère de l'écologie, 2010)

La difficulté de l'utilisation de ce concept est que les frontières peuvent être plus ou moins perméables au passage des sédiments. Le calcul d'un budget sédimentaire est alors dépendant de très nombreux paramètres, pas toujours bien connus. Il se calcule en comparant les volumes qui entrent dans le système et ceux qui en sortent. C'est le concept de « source to sink » (Bowen et Inman, 1966; Davies, 1974; Aubrey, 1979; Yates et al., 2009)

Les apports possibles viennent de l'érosion marine des côtes rocheuses, de l'érosion subaérienne du littoral et de l'érosion continentale, et du transport des sédiments par les courants côtiers, notamment par la dérive littorale et la dérive éolienne et éventuellement par les apports du large. Une source interne de sédiments à la cellule peut être la production biologique de matériel carbonaté et/ou siliceux. Les pertes sont dues à la dérive littorale, au transport vers le large, au piégeage dans des baies, à la déflation éolienne et à la dissolution (CaCO3, Si) (Davies, 1974).

La connaissance du cadre de la cellule et des entrées et sorties permet de calculer un budget sédimentaire et de mettre en évidence les différents processus d'alimentation et de déperdition de sédiments au sein de chaque cellule. Néanmoins, cette connaissance est très complexe car ces flux sédimentaires entrants et sortants, qui peuvent varier d'année en année et bien sûr d'une zone à l'autre sont difficiles à quantifier. La nécessité de mettre en œuvre des observations à des échelles de temps et d'espace très courtes rend, souvent, les calculs de budget sédimentaire impossibles. De plus, dans le détail, le concept de cellule littorale montre des lacunes. Les échanges sédimentaires sont complexes à comprendre du fait d'échanges entre les cellules qui sont difficiles à prendre en compte, de la dérive littorale qui peut s'inverser et de l'emboîtement de plusieurs cellules à l'échelle régionale dont les limites sont parfois mal connues. Conjointement, les déperditions et éventuels apports sédimentaires vers ou depuis le large, au-delà de la profondeur de fermeture, restent, eux aussi, très mal connus.

Ainsi, les mesures de gestion prises dans une cellule sédimentaire spécifique peuvent avoir un impact sur d'autres secteurs de la même cellule, mais n'auront pas, par définition, d'incidence significative sur les cellules adjacentes. La délimitation précise des cellules est donc essentielle dans les opérations de gestion du littoral.

1.3.3.2 Les différentes unités composant la cellule littorale

Trois entités composent la cellule littorale, la dune, la plage et l'avant-plage, qui fonctionne d'un seul tenant (Figure 1.5). Dans ce système, la plage constitue la partie couverte et découverte selon les marées (zone intertidale) ; la dune est l'accumulation de sable de haut de la plage créée par la déflation éolienne (zone supratidale). L'avant-plage, présentée précédemment, constitue, quant à elle, « la partie constamment submergée des versants littoraux sableux » (Delanoë et Pinot, 1980).

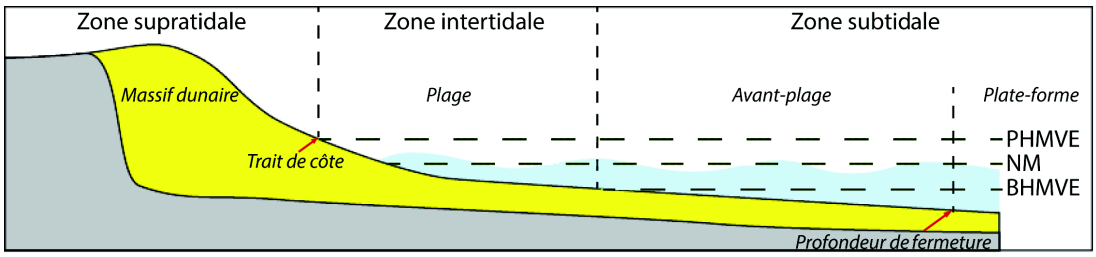


FIGURE 1.5 – Les différentes unités de la cellule littorale et leurs limites (PHMVE : Plus Hautes Mers de Vives-Eaux, PBMVE : Plus Basses Mers de Vives-Eaux et NM : Niveau Moyen).

1.3.3.3 La nécessaire prise en compte des échelles spatio-temporelles

Un des objectifs de cette thèse est d'étudier les évolutions des avant-plages sur plusieurs sites mais également sur plusieurs échelles de temps. Imbriquer les échelles temporelles ce serait par exemple être capable de comprendre les conséquences d'une tempête sur l'évolution d'un site pendant plusieurs années. Les problématiques de gestion passent nécessairement par la connaissance du système sur lequel on veut agir, et pour que cette connaissance soit globale, il est indispensable de l'appréhender sur le temps long.

Le manuscrit est donc construit en partant d'une réflexion sur les échelles suivantes (Figure 1.6) :

— régionale et locales sur les moyens et long-termes ;
— locales et sur les court et très court termes (intégrées dans les moyen et long termes) ;
— à l'échelle locale en vue de la gestion actuelle des stocks sableux.

La figure 1.6 illustre cette imbrication des échelles spatio-temporelles. En effet, notre travail s'articule autour de trois échelles temporelles et de deux échelles spatiales. Les évolutions sur le temps long (siècles) et moyen (décennies) sont étudiées à l'échelle régionale (sept sites répartis sur la façade sud et occidentale de la Bretagne). Les données utilisées dans cette première partie sont historiques et réalisées suivant les moyens disponibles et les besoins de l'époque. Les levés bathymétriques, notamment, sont donc irréguliers dans le temps et dans l'espace, contrainte majeure à prendre en compte. Une étude plus fine

des processus nécessite des données très précises et rapprochées dans le temps. Elle ne peut se faire que sur un nombre de site (deux ici) et une période temporelle limités (trois ans).

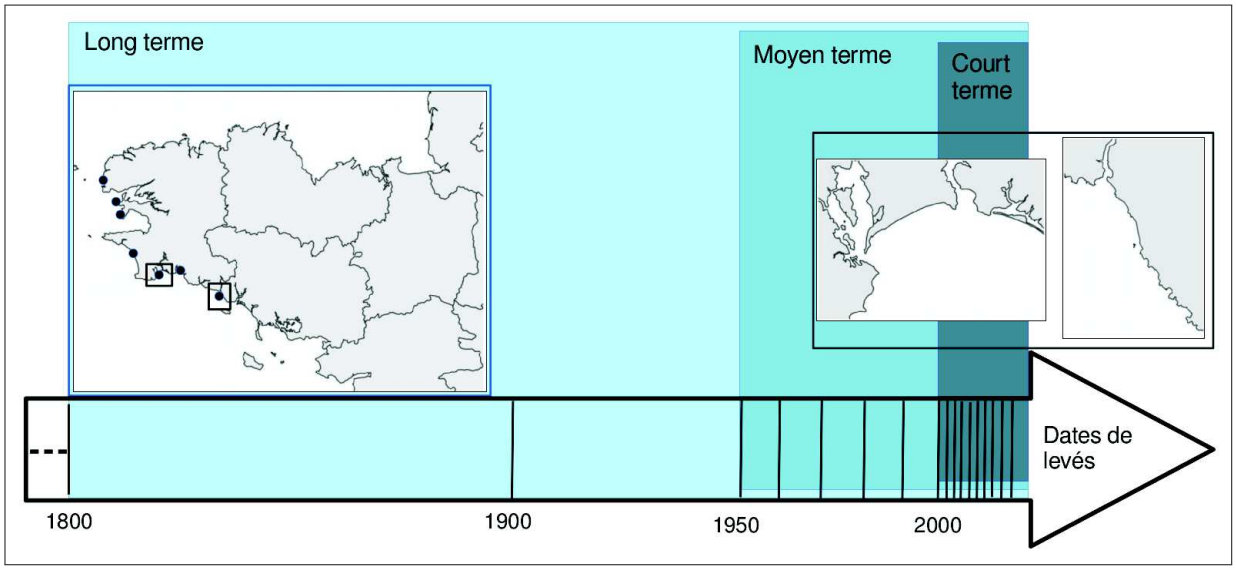


FIGURE 1.6 – L'imbrication des échelles spatio-temporelles

L'avant-côte sert de zone de stockage des sédiments retirés des plages après les tempêtes (Guilcher, 1979). Dans des conditions météo-marines plus clémentes, le sable a tendance à remonter vers la zone de surf puis vers la plage. Ce cycle simple (schématiquement annuel, sur le long terme, dans les régions à saisons contrastées) fait également partie d'un système plus large d'évolution des barres d'avant-plage en lien avec la partie inférieure de l'avant-plage. C'est dans ce contexte que Niedoroda et al. (1984) soulignent également la complexité des processus en action et leur fort attachement spatio-temporel. Ils définissent alors trois échelles temporelles : l'événement de quelques jours, l'échelle annuelle, et l'échelle géologique (siècles et au-delà). Cette question d'échelles a été beaucoup reprise par la suite par Michel (1997); Chaumillon et al. (2011); Hénaff et al. (2013).

Dans ce sens Stive et al. (1990) proposent le « Large-scale coastal evolution concept » (Figure 1.7). La nécessité d'avoir une prédiction à plus long terme fait ressortir cette question des échelles. En effet, pour les auteurs, la relation entre l'échelle géographique de l'étude et l'échelle temporelle du phénomène étudié est primordiale et trois échelles spatio-temporelles d'évolution côtière sont alors prises en compte :

— LSCE : large scale coastal evolution, qui correspond à des échelles de 10 km / décennies. Elle prend en compte les évolutions liées aux processus géologiques, aux mouvements des frontières du système et aux contraintes morphodynamiques. Elle sert de référence pour les prédictions à long terme, dans le cadre d'un projet de

gestion côtière sur le long terme, en incluant, par exemple, l'élévation du niveau marin, le changement climatique, les activités humaines, etc.

— MSCE : middle scale coastal evolution, qui correspond à des échelles de 1 km / années. Elle prend en compte les évolutions cycliques (interactions entre géomorphologie et mouvements d'eau) et d'amortissement (interférences humaines comme moles des ports, rechargements, dragage de chenaux, etc.). Elle sert de référence pour identifier l'impact des constructions côtières sur l'évolution du trait de côte.

— SSCE : small scale coastal evolution. qui correspond à des échelles de 100m / de l'évènement à la saison. Elle est relative aux variabilités topographiques locales (à l'échelle de la longueur d'onde des vagues) et des conditions hydrauliques qui engendrent des modifications du trait de côte. Généralement, ces modifications ont peu de rapport avec l'évolution structurelle à long terme du trait de côte. Elle sert de référence pour détailler la conception des ouvrages de défense côtière.

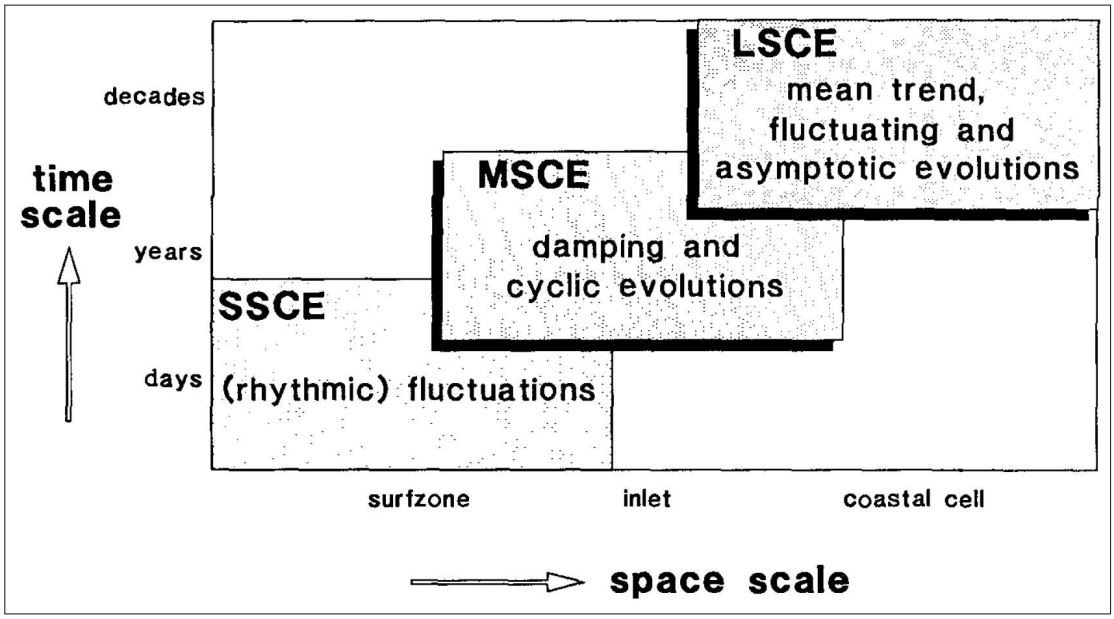


FIGURE 1.7 – Les échelles dans l'évolution du littoral, avec LSCE : Large Scale Coastal Evolution, MSCE : Middle Scale Coastal Evolution et SSCE : Small Scale Coastal Evolution (Stive et al., 1990).

Ce concept a été élaboré pour la côte hollandaise, mais présente des généralités applicables à toute côte sableuse ou île barrière. Il s'applique sur une côte (quasi-) uniforme ou sur des cellules de plusieurs kilomètres, où le profil, le régime de vagues, les courants et les conditions de transport varient peu sur la longueur de côte étudiée. Les interruptions comme des estuaires, des ports, des chenaux de navigation, des canyons sous-marins, etc. constituent les principales frontières de ces cellules hydro-sédimentaires.

Il convient, en effet, de distinguer les échelles de temps correspondant à chaque type d'évolution côtière. C'est également ce que proposent Hénaff et al. (2013), en distinguant

une échelle géologique pour la mise en place des côtes actuelles ; une échelle séculaire pour l'évolution historique du trait de côte et une échelle météorologique pour les événements tempétueux.

Conclusion de la section 1.3

Notre objet d'étude, les avant-plages, a été présenté au travers des processus à l'origine des formations sableuses, de la cellule littorale dont il fait partie intégrante et de ses délimitations spécifiques, notamment la limite au large définie par la profondeur de fermeture. Les processus en action sont les courants engendrés par la houle, le vent et les marées et ils agissent suivant leur compétence respective. Le concept de la profondeur de fermeture n'est pas unanimement accepté et revêt plusieurs définitions suivant que l'on prend en compte une méthode de détermination empirique ou théorique. Dans notre étude, le concept de cette profondeur déterminant la limite au large de la cellule littorale et son application sur le long terme sera discuté. Ainsi, cet état des lieux des connaissances du fonctionnement des avant-plages, au sein des cellules sédimentaires, nous a permis de mettre en évidence des points faibles dans les concepts de profondeur de fermeture et de cellule littorale. Ces deux éléments seront repris et discutés dans les chapitres suivants.

1.4 Les différentes approches d'étude des avant-côtes et leurs techniques

La question à laquelle cette dernière section tente de répondre est : comment sont étudiées les avant-plages à travers le monde et dans quels buts ? Avec quelles méthodes, et par quels moyens techniques ? Nous nous intéressons ici aux études qui utilisent des différentiels topographiques et bathymétriques, la caractérisation du socle ainsi que des méthodes d'évaluation des flux qui permettent de qualifier les dynamiques sédimentaires et le recul du trait de côte.

Pour y répondre, nous nous appuierons sur la littérature en nous intéressant aux différentes études déjà réalisées. Il s'agit de faire le point sur les différentes méthodes employées par les auteurs, d'observer les concordances et les différences. Ensuite, nous nous intéresserons à l'évolution au fil des années des techniques et moyens disponibles. Les différentes techniques sont classées entre celles relatives aux données bathymétriques

anciennes, aux données bathymétriques récentes, à la prise en compte des incertitudes, aux données d'imagerie et de sismique et enfin aux mesures de flux.

1.4.1 Les approches et les méthodes d'étude

L'étude de l'évolution des avant-plages et, plus généralement, des systèmes sédimentaires côtiers passe par différentes méthodes que nous allons synthétiquement décrire ici.

Tout d'abord, les différents objectifs des articles étudiés sont de mettre en évidence :

— la morphologie de l'avant-plage, de la plage et évolution du trait de côte ;

— la dynamique et le budget sédimentaire, les stocks sableux ;

— les processus ;

— l'élévation du niveau marin et ses conséquences ;

— la modélisation des processus et de la morphologie ;

— les flux.

Les méthodes utilisées pour répondre à ces objectifs se distinguent en deux grandes catégories : l'utilisation de données physiques et la modélisation. Une sélection d'articles présentée dans le tableau 1.8 donne un aperçu du type d'études réalisées.

Auteurs	Site d'étude	Objectifs de l'étude	Moyens d'acquisition	Données
Abadie et al., 2004	Anglet	Evolution du stock sédimentaire des plages subtidales	Bathy SHOM et DDE	Bathy (1979-2003), 27 points de sondage répété 1 à 2x/an
Aernouts et Héquette, 2006	Wissant	Analyse de l'évolution du trait de côte comparée à évolution des petits fonds	Bathy SHOM	Photos aériennes IGN (1949/1977/2000). Données bathy (1911/1977/2002)
Chamley et al., 1986	Site des Caps	Définir les modalités du transport sédimentaire ; Quantifier les volumes déplacés autour du Cap Gris-Nez ; Définir les échanges sédimentaires saisonniers entre le cordon dunaire, l'estran et les petits fonds de la baie de Wissant ; Identifier les processus responsables de l'évolution des fonds sous-marins et du trait de côte.	Cartographie de la couverture sédimentaire à l'aide de sonar à balayage latéral, caméra vidéo et prélèvements + carottages	Indications courants de fond et transport sédimentaire; carottes : sédimentation quaternaire
Chaumillon et al., 2002	La longe Boyard (entre îles Aix et Oléron)	Quantification et caractérisation de l'évolution morphologique et de l'architecture interne d'un banc sableux estuarien		Levés bathy : 1822, 1882, 1960, 2000 et sismique réflexion THR en relation avec variation du niveau de la mer
Desmazes et al., 2002	Plage sous-marine du truc Vert	Caractériser la morphologie de la zone, changements morphodynamiques et sédimentation résiduelle	Missions océanographiques entre 1998 et 2000	Cartographie des fonds, carotte sédim à 10 m de profondeur
Finkl, 2004	côte est Floride	Expliquer les conséquences (volume) du transport offshore sur les pertes de sable	LADS (Laser Airborne Depth Sounder)	Bathy très haute résolution (pixel : 2m/4m)
Garcia et al., 1998	Delta de l'Ebre	Analyse des changements morphologique du shoreface de l'Ebre	Capteurs de pression; Levés topo combiné à echo-sondeur	Profils pour déterminer PdF; Conditions atmosphérique et de vagues
Gouaud et al., 2006	Mohammedia (Maroc)	Méthodologie pour l'étude du littoral		Granulo et minéralogique; analyse des photos aériennes; modélisation houle
Guilbaud et al., 2004	Embouchure de la Gironde	construction d'un modèle d'évolution morphologique (dans le cadre du projet Sandpit) pour expliquer les évolutions suite aux dragages réguliers du chenal et à la zone de dépôt en mer	Port Autonome de Bordeaux (levés bathy)	Levés bathy depuis 1980 jusqu'à 2000. Modélisation, système TELEMAC.
Hapke et al., 2010	Fire Island, New York	Quantification du transport cross-shore	Réflexion à partir de données déjà existantes	
Hequette et Aernouts, 2010	Calais	Mise en évidence des dynamiques des bancs sableux pour expliquer l'évolution du trait de côte		Photos aériennes IGN (1949/1977/2000). Données bathy (1911/1977/2002)
Héquette et Hill, 1993	Tibjak Beach (Canadian Beaufort Sea)	Calcul de l'impact des coups de vent sur l'élévation du plan d'eau en fonction de la vitesse et orientation de la houle	Capteurs de pression (houle et courant) : 2 à 350 m de la plage et un à 750 m	Houle et courants près de fond + vent et niveaux d'eau
Hinton et Nicholls, 1998	Côte Hollandaise	Evolution spatiale et temporelle de la PdF		Profils bathy sur 100 km de côte et jusqu'à 16 m
Hollman et Sallenger, 1993	Duck (USA)	Comprendre le fonctionnement des bancs d'avant-plage comme une réponse sédimentaire à l'action de certains forçages	Capteurs de pression; images vidéos	Bathy, courant
Horrillo-Caraballo et Reeve, 2008	Côte est Royaume Uni	Compréhension et prédiction de l'évolution des bancs de sable	Cartes de navigation (1846-2000)	Bathy ancienne
Kaiser et Frihy, 2009	Delta de Nil, Egypte	Evaluer la validité du concept de profil d'équilibre		Profils de plage sur 700m (-6m MSL) espacé de 10m (2/an printemps et automne)
Lapointe, 1994	Saint-Laurent (Québec)	Cartographie des changements du lit du saint-laurent depuis un siècle	Levés hydrographiques du gouvernement Canadien (Service Hydrographique du Canada)	Données bathy : 1898, 1945, 1988
Larson et Kraus, 1994	Duck (USA)	Mise en évidence d'échelles temporelles et sptiales dans l'analyse de profils	Données FRF (Field Research Facilities) de l'US Army Corps of Engineer	300 profils depuis la dune jusque -8m (en moyenne toutes les deux semaines). Données statistiques de vagues.
Lee et al., 1998	Duck (USA)	Variabilité à moyenne échelle (1-10 ans) des profils plage/avant-plage en fonction du budget sédimentaire	Données FRF (Field Research Facilities) de l'US Army Corps of Engineer	300 profils depuis la dune jusque -8m (en moyenne toutes les deux semaines). Données statistiques de vagues.
L'Yavanc, 1995	Bassin d'Arcachon	Evolution bathy et morphologique du bassin	Bathy SHOM	Bathy ancienne (1864, 1968 et 1972) + un levé complet en 1992/1993
MacMahan et al., 2003	Sand City, Monterey Bay, CA, USA	Observation d'un système de courants d'arrachement	Doppler accoustique ADCP et GPS	Courants et topographie de la plage + observations vidéos
Pandian et al., 2004	Côte est du sur de l'Inde	Analyse des dynamiques côtières et des zones d'accrétion/érosion dans un objectif de développement de stratégie de gestion (zone à forts enjeux)	GPS RTK	Suivi du trait de côte, profils de plage, données sur courants, marée et vagues, nature du sédiment
Robertson et al., 2008	Floride, côte Atlantique	Méthode pour identifier la profondeur de fermeture à l'aide de données bathymétriques acquises par laser aéroporté sur une grande échelle spatiale	Laser aéroporté	bathy + profils de plage sur plus de 100 km de côte. Houle et données géologiques (bedrock)
Robin et al., 2010	golfe du Lion	Analyse fine de la morphologie des barres sédimentaires à l'aide du LIDAR et mesurer l'influence des ouvrages côtiers sur la morphologie	LIDAR : survol de l'ensemble de la côte du Languedoc Roussillon	bathy
Suanez et al., 1998	secteur oriental du delta du Rhône	Etude morphologique de la plage sous-marine, classification des barres d'avant-côte et définition de la PdF et temps de réponse associés.	1962-1967 : sonde à main. 70s : sondages ultra-sons.	Minutes bathymétriques : maillage dense (une radiale tous les 100 m et équidistance des isobathe de 10 cm). Périodicité : 1 à 8 ans

FIGURE 1.8 – Synthèse non-exhaustive du type d'étude réalisée sur les plateaux continentaux à travers le monde dans l'objectif de la compréhension des systèmes sableux sous-marins.

1.4.2 Les techniques et les outils

1.4.2.1 L'évolution des techniques et des moyens disponibles

Les moyens disponibles pour l'étude des fonds sous-marins des plateformes continentales existent depuis le début du XIXème siècle avec l'établissement des premières cartes marines. Ils ont connu un développement très important depuis les années 1980 avec l'apparition des différents sonars acoustiques, tels que sondeurs mono- puis multi-faisceaux (Lenoble, 2001).

Cependant, aujourd'hui encore il subsiste des limites à leur utilisation, notamment dans les petits fonds. Les levés bathymétriques, réalisés à partir d'appareils embarqués sur des navires, sont encore aujourd'hui peu pratiqués, car les faibles profondeurs rendent l'acquisition des données très longue et donc très coûteuse. De plus, il existe peu de navires adaptés à la navigation dans de faibles profondeurs. Face à ces difficultés, se développe actuellement un intérêt croissant pour les mesures topographiques et bathymétriques réalisées par Laser aéroporté (LIDAR), telles que les produits du type Litto3D®. Ces acquisitions sont seulement possible jusqu'à de faibles profondeurs mais qui sont suffisantes pour obtenir une couverture des petits fonds. Le temps d'acquisition est alors considérablement réduit. La mise en place reste coûteuse et le temps de traitement long, mais les surfaces mesurées sont en même temps plus larges. D'autres techniques sont en cours d'élaboration, telle que l'obtention d'une bathymétrie côtière à partir de données satellites (Dehouck et al., 2010, 2014) [3]. Le principal problème auquel se heurte le développement de cette technique est une incertitude verticale importante, qui pour l'étude des variations bathymétriques fines n'est pas adaptée.

Pour la bathymétrie, nous présentons les trois techniques principales utilisées au fur et à mesure des progrès dans le domaine : le fil à plomb, le sondeur mono-faisceau et les sondeur multi-faisceaux et sonar interférométrique.

Pour l'imagerie, la principe est que l'intensité du signal rétrodiffusé par réflexion spéculaire est utilisée pour produire des cartes représentant la rugosité et la dureté du fond.

Quelle que soit la technique de mesure utilisée, la connaissance et la précision du positionnement sur le plan d'eau sont essentielles pour le géoréférencement absolu des levés individuels, et sont indispensables pour les comparer par la suite. Lors des premiers levés effectués au XIXème siècle, le positionnement du bateau était connu à l'aide du principe de la triangulation. Un cercle à réflexion (hydrographique) est utilisé pour mesurer la distance angulaire entre deux amers à terre qui sont ensuite reportés sur une carte. Parallèlement, la boussole est utilisée pour comparer le relèvement vrai (cercle à réflexion) du relèvement magnétique (Chapuis, 1999).

3. http ://i-sea.fr/fr/bathymetrie/

Bien plus tardivement, le développement des systèmes de positionnement par satellites (GNSS, Global Navigation Satellite System) a permis d'arriver à des précisions de l'ordre du mètre puis du centimètre pour le géoréférencement absolu des levés individuels et de caler la position à la fois dans le plan et en altitude. La difficulté de ce référencement réside dans la détermination du zéro hyrdrographique. Tout d'abord, la position de ce zéro a pu évoluer au cours du temps (modifications des repères, déplacement ou ajout de marégraphes de référence, etc) (Wöppelmann et al., 2006). De plus, le niveau marin évolue dans le temps et n'est pas uniforme spatialement. Aujourd'hui, le SHOM, avec son projet BATHYELLI (BATHYmétrie rapportée à l'ELLIpsoïde), a choisi de coter ses références verticales par rapport à l'ellipsoïde GRS80 de l'Internation Association of Geodesy (IAG). Le système géodésique retenu est le RGF93, mis au point et utilisé par l'Institut Géographique National (IGN) au niveau de la France métropolitaine. Le zéro hydrographique est donc calculé pour chaque port de référence sur le pourtour métropolitain.

1.4.2.2 Les données bathymétriques anciennes

C'est au début du XIXème siècle que sont réalisées les premières campagnes hydrographiques afin de cartographier les fonds marins. C'est pour assurer la sécurité de la navigation, par l'établissement de cartes marines, que des missions hydrographiques sont effectuées sur les côtes françaises et notamment en Bretagne dès 1816 (Chapuis, 2004). Beautemps-Beaupré et son équipe d'ingénieurs hydrographes de la Marine entreprennent d'établir les cartes marines des côtes françaises. Cette entreprise s'étala de 1816 à 1843. Avant cette époque une cartographie existait, partielle et surtout très peu précise. En effet, les techniques de levés de Beautemps-Beaupré peuvent être considérées comme une première révolution dans l'histoire de l'hydrographie moderne.

Elles se reposent sur plusieurs points. Tout d'abord, le positionnement est calculé avec la technique de la triangulation. Les ingénieurs commencent par repérer des amers à terre pour lesquels ils calculent les distances et les angles qui les séparent. Une fois en mer, au moins trois de ces amers sont utilisés pour se repérer précisément sur une carte, sur laquelle ils tracent les contours de la côte. Chapuis (2004) explique que les ingénieurs « dessinent la côte à main levée, selon la méthode du cheminement, entre les différents jalons placés suffisamment proches les uns des autres, sur celle-ci et sur les dangers qui émergent au large, les questions de nivellement étant réduites à leur plus simple expression ». Ces propos peuvent être illustrés par la construction d'une carte marine de la zone du port du Palais de Belle-Île en mer (Figure 1.9).

Ensuite, embarqués sur les bâtiments, les ingénieurs hydrographes sondent le fond à l'aide d'un fil à plomb. Dès que le plomb touche le fond, la corde est remontée et les ingénieurs comptent la longueur en brassées. Le plomb est suiffé, si bien qu'il prend une

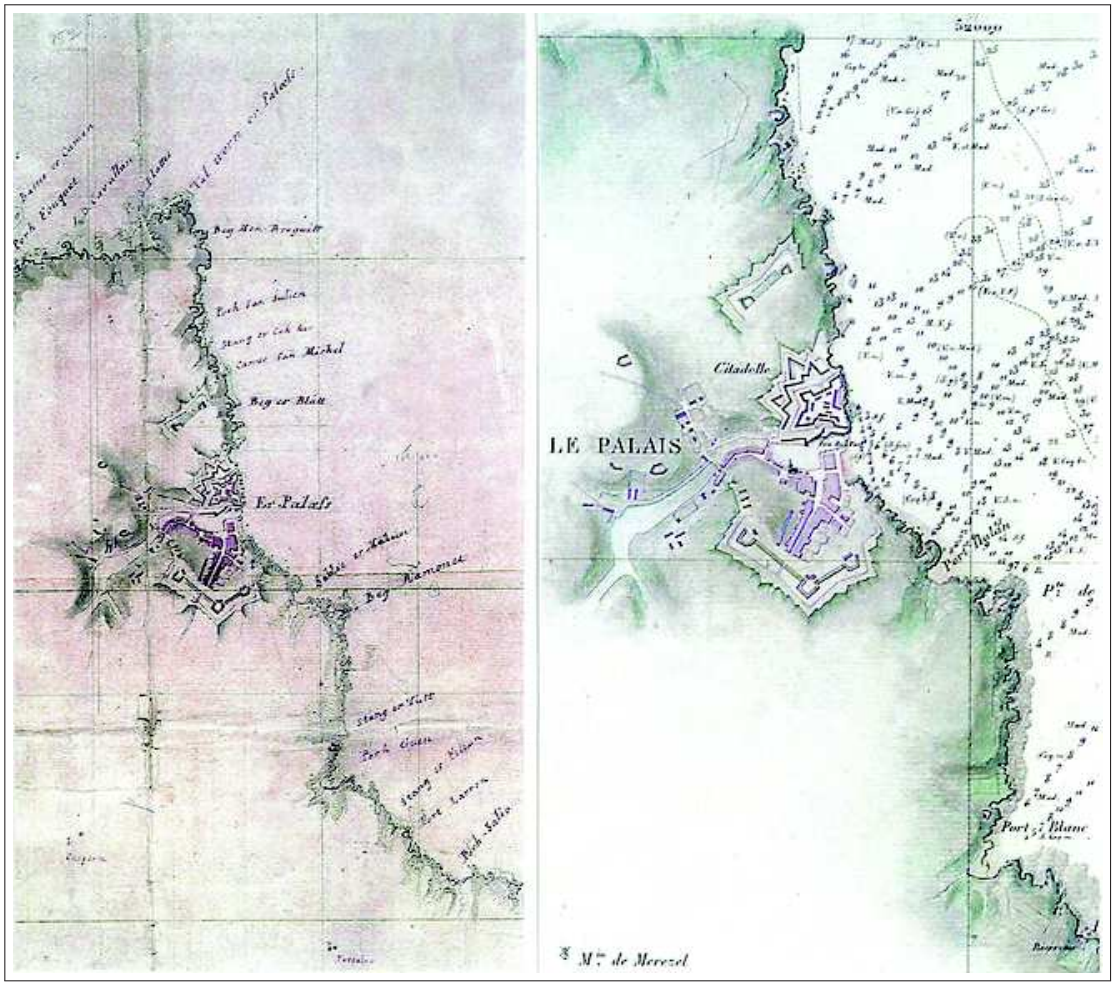


FIGURE 1.9 – À gauche : construction topographique par Beautemps-Beaupré qui donne le détail du trait de côte avec le relief visible depuis la mer. À droite : la minute définitive de la même zone. Échelle originale des deux carte : 1 :14400. Source : Chapuis (2004)

empreinte du fond dont les ingénieurs reportent l'information. Les cartes bathymétriques sont donc accompagnées d'informations sur la nature du fond. Afin d'obtenir la plus grande précision possible, les sondages et le positionnement sont réalisés, dans la mesure du possible en même temps.

« Cependant, la plupart des sondes sont établies à l'estime - suivant une route déterminée par un alignement naturel ou artificiel - entre les points de station des sondes placés trigonométriquement, à intervalles assez rapprochés pour diminuer les risques d'erreur. [...]Ainsi, une sonde peut être prise au maximum toutes les cent toises (ou une encablure, soit 195 mètres environ) dans une zone de faible profondeur » (Chapuis, 2004).

Chapuis (2004) désigne ces travaux de titanesque. En effet, il faut tout d'abord positionner avec précision chaque points remarquables de la côte ainsi que îles, îlots et dangers émergeant, et seulement ensuite le travail de levé bathymétrique est réalisé. « La recherche des dangers sous-marins, la définition de leur position précise par rapport aux amers qui les entourent et plus largement, la mesure des profondeurs et le positionnement précis de chacune des sondes, constituent évidemment la partie la plus titanesque du travail hydrographique. » (Chapuis, 2004).

Enfin, avant le report des sondes sur la cartographie finale, elles sont chacune ramenées au niveau le plus bas, corrigées de la marée. En effet, selon un principe déjà ancien, les sondes doivent être des références absolues, parce que les cartes n'offrent une sécurité pour la navigation que si elles présentent « l'état le plus défavorable à la navigation, c'est-à-dire au plus bas possible de la mer » (Chapuis, 2004). Cette opération nécessite la mise en place d'une opération d'envergure. Des échelles de marée sont placées à différents points de la côte de la zone de la campagne. Elles sont mises en place pendant plus de six mois, de mars à octobre avec des observations régulières, jour et nuit, allant même jusqu'à un relevé tous les quarts d'heure dans les ports (Chapuis, 2004).

Dès le début du XXème siècle, des appareils d'enregistrement utilisent les ondes ultrasonores, mises au point dès 1919 par Marti, un ingénieur hydrographe français (Guilcher, 1954). C'est alors que les levés deviennent possibles en navigation, et non plus en position fixe ce qui apporte une donnée continue. « Les profondeurs s'enregistrent sur une bande déroulée par un mouvement d'horlogerie, et on obtient ainsi un profil du fond ou fathogramme » (Guilcher, 1954).

L'ensemble des levés et des cartes nous apportent aujourd'hui des informations précieuses qu'il est possible d'utiliser. Les levés étaient réalisés durant l'été, pour avoir de bonnes conditions météorologiques. De plus, de nombreuses précautions étaient prises pour avoir la meilleure précision possible, avec les outils de l'époque. La prise en compte

de la marée, le positionnement par triangulation et l'attention portée à la mesure en font des données tout à fait exploitables. Cependant, comme pour toute mesure, le calcul des incertitudes est indispensable pour ne pas mal interpréter les résultats. Des marges d'erreur doivent alors être appliquées.

1.4.2.3 Les données bathymétriques actuelles

Depuis l'arrivée des sondeurs acoustiques (cf. section 1.4.2.2), les progrès dans le domaine sont considérables.

Un sondeur est un système acoustique sous-marin composé de transducteurs (émetteurs) et d'antennes (récepteurs) qui transforment l'énergie électrique en énergie acoustique et vice versa. Deux types de sondeurs acoustiques sont couramment employés en levé bathymétrique.

Le sondeur monofaisceau émet une impulsion sonore dirigée à la verticale du navire qui va se propager dans la colonne d'eau. L'onde va se réfléchir sur un obstacle (en général le fond, mais aussi par exemple sur un banc de poissons) et une partie de cette onde va revenir vers le bateau et être captée par l'antenne. Le sondeur mesure ensuite le temps que met cette onde pour faire le trajet bateau/fond/bateau et calcule la profondeur associée en fonction de la célérité de l'onde acoustique dans l'environnement marin.

Le sondeur multifaisceaux utilise le même principe. Néanmoins, il tend à résoudre des inconvénients majeurs du sondeur monofaisceau. En effet, l'unique faisceau ne permet que de lever des profils bathymétriques qui suivent le trajet du bateau. Même en multipliant les lignes de levé, la construction d'un MNT complet n'est possible qu'avec une forte interpolation des données. Le sondeur multifaisceaux a, quant à lui, une fauchée beaucoup plus large (environ cinq fois la profondeur) et en multipliant les passages, il apporte une couverture complète de la zone à cartographier.

Généralement, la technique la plus utilisée est celle des « faisceaux croisés ». « Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (de l'ordre de 1 à 5 degrés) et large transversalement (typiquement 150 degrés). » [4] Le sondeur possède entre 100 et 1000 faisceaux suivant les modèles.

Les sondeurs multi-faisceaux se sont développés dans les années 1990. Pour autant le premier sondeur multifaisceaux, le *civil Seabeam*, a fait son apparition dès 1976 (Savoye et al., 1997). La précision de ces sondeurs a permis l'observation des fonds sous-marins, au travers de la morphologie et de la nature de ses fonds (Locat et Sanfaçon, 2000).

4. http ://flotte.ifremer.fr/Presentation-de-la-flotte/Equipements/Equipements-acoustiques/Sondeurs-multifaisceaux

La précision des données dépend de chaque modèle de sondeur et des conditions météorologiques durant l'acquisition. Une valeur *a priori* peut être fournie par le constructeur puis l'incertitude réelle peut être calculée *a posteriori*. De manière générale on considère que l'erreur est d'ordre centimétrique [5].

Le sondeur est embarqué sur un navire qui dispose également d'autres instruments pour préciser la position de la mesure dans l'espace, que l'on nomme les capteurs auxiliaires (Ernstsen et al., 2006a). Ce sont notamment le GPS, qui permet de donner la position du navire (latitude et longitude) et le niveau absolu (nécessaire aux corrections de marée), le bathycélérimètre et célérimètre de coque qui sont indispensable à la correction des données bathymétriques en fonction de la vitesse de diffusion des ondes dans l'eau (dépendante de la salinité et de la température) ainsi que la centrale d'attitude permettant les corrections des mouvements du navire (pillonement, cap, roulis et tangage).

1.4.2.4 La problématique des incertitudes

« Élément incontournable de l'information géographique, l'erreur doit donc être reconnue comme une dimension fondamentale de la donnée » (Chrisman N.R., 1991 in Le Berre (1999)). Dans l'étude de Aernouts et Hequette (2006), le calcul de la précision prend une part importante de l'article. Elle est conditionnée par l'erreur verticale due aux imprécisions des appareils de mesures et par l'erreur horizontale due à l'erreur de positionnement du navire. Après calcul, il a été retenu une incertitude de 1,5 m, seuil en dessous duquel les changements de bathymétrie ne peuvent pas être pris en compte (en retenant comme facteurs la précision verticale de l'appareil et la pente moyenne associée à la précision horizontale). Pour Maron et Rihouey (2003), la marge d'erreur retenue a été de 10 m horizontalement et 1 m verticalement. Cette même incertitude est également reprise par Chaumillon et al. (2002). De plus, il y est précisé que la fiabilité des mesures sur le plan horizontal a été vérifiée par la stabilité des fonds rocheux entre les différentes époques. La publication de Suanez et al. (1998) prend en compte ces deux incertitudes horizontale et verticale et ajoute également une correction liée à l'eustatisme de 2 mm/an qui correspond à la montée relative du niveau marin.

De manière générale, les problèmes sont que : dans ces études l'incertitude est définie de différentes manières - marge d'erreur, incertitude, précision - alors que ces termes ne désignent pas la même chose ; les calculs permettant de l'obtenir ne sont pas toujours

5. http ://flotte.ifremer.fr/content/download/5144/114676/version/1/file/4_intechmer_multifaisceaux1.pdf

donnés ; parfois aucune méthode n'est annoncée et dans certains cas, l'incertitude n'est même pas considérée. Nous nous référons à deux articles (Calder, 2006; Hare et al., 2011) afin d'introduire le concept d'incertitude de données physiques, et plus spécifiquement de données bathymétriques. Deux manières de connaître les incertitudes sont proposées.

Dans un premier temps, c'est à l'aide des métadonnées, dans une approche *a priori*, qu'il est possible d'obtenir l'information. L'on suppose que les normes de qualité des levés de l'époque sont respectées, il est possible de les retrouver en consultant les rapports de l'Organisation Hygrographique Internationale (OHI). De plus, les éventuels rapports et notes associés à la donnée sont d'une valeur précieuse. Ils sont une source d'information sur les appareils de mesure, sur les méthodes et sur les éventuelles corrections appliquées.

Dans un deuxième temps, l'approche *a posteriori* peut être mise en œuvre. Les incertitudes verticales peuvent être calculées en comparant la donnée ancienne à une donnée récente que l'on considère comme la référence sur une zone. La comparaison peut se faire sur des zones supposées stables, comme des zones rocheuses. Alors, l'écart-type des résidus de profondeur calculé sur un grand nombre de points correspond à l'incertitude verticale.

1.4.2.5 L'imagerie et la sismique

L'imagerie et la sismique sont des données complémentaires à l'utilisation de données bathymétriques. Elles permettent une compréhension plus globale de la zone étudiée. Nous présentons ici dans un premier temps l'imagerie puis la sismique.

L'imagerie « L'imagerie acoustique devient désormais une donnée aussi importante que la bathymétrie dans les études de géologie marine. » (Baltzer et al., 2000).

Le signal acoustique retrodiffusé (sonar à balayage latéral, sondeur multifaiceaux ou sonar interférométrique) est utilisé pour obtenir une image des irrégularités du fond (Lenoble, 2001). Cette pratique est connue depuis les années 1950. Aujourd'hui, le sonar interférométrique est un équipement a double fonction puisqu'il permet d'obtenir des données bathymétriques et d'imagerie. Il émet une onde acoustique vers le fond et rend compte du niveau d'énergie et de la nature du signal réfléchi par celui-ci, telle une *photographie aérienne des fonds* (Savoye et al., 1997). La célérité est alors une variable indispensable à connaître afin de calibrer la vitesse de propagation du signal dans le milieu.

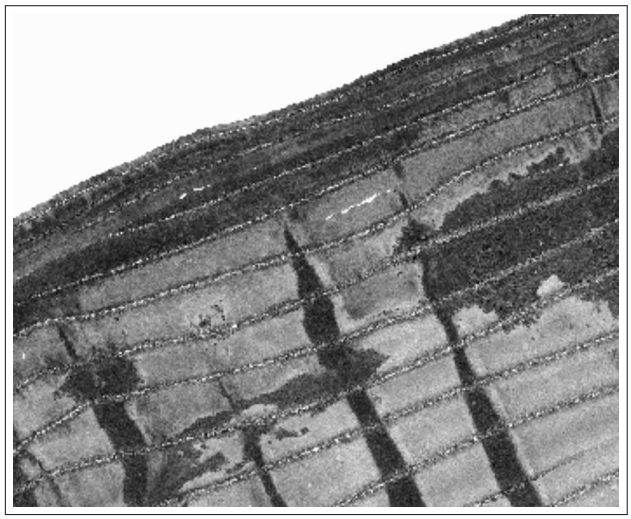


FIGURE 1.10 – Extrait imagerie mission Fissel 2014.

Le résultat obtenu est une carte de rétrodiffusion du fond, sur laquelle se lisent les différences de dureté du sol (Figure 1.10). Un sol mou, comme de la vase, a un signal faible, tandis qu'un sol ferme, comme du sable ou des graviers a un signal relativement élevé. La roche a un signal fort. Ces signaux se traduisent par des niveaux de gris, souvent définis par des niveaux de gris suivant l'intensité du signal.

L'interprétation de la réflectivité permet d'obtenir une carte de la nature des fonds, semblable à une carte géologique classique si calibrée par des prélèvements pour accéder à la « vérité terrain ». Attention cependant, l'interprétation comporte des limites. En effet, Lurton (1994) précise que le système acoustique ne fournit pas une réalité géologique du terrain mais « des propriétés mécaniques élémentaires », c'est à dire la dureté et le relief. La classification en catégories de types de fond est alors plutôt qualitative. L'imagerie peut être visualisée en trois dimensions en la superposant sur un MNT de la bathymétrie de même résolution. Cette carte de la nature des fonds apporte alors des éléments de connaissance sur les structures naturelles ou bien même des objets (épaves par exemple). Ces structures naturelles sont souvent marquées d'une signature spécifique de niveaux de gris, tels que les rides sableuses, les chenaux, les faibles dépressions ou monticules, etc. « L'imagerie acoustique va donc servir à l'analyse des structures fines de la géologie du fond, que la bathymétrie ne met pas toujours en évidence : affleurements des roches du substratum, zones de courant marquées par des rides, glissements de terrain [...] etc. » (Lenoble, 2001).

La sismique réflexion : Le principe des ondes est toujours le même, la fréquence en revanche est différente. On note généralement des fréquences très basses de l'ordre de 1 à

10 kHz (Lurton, 1998). Elles permettent une pénétration des ondes dans le milieu liquide puis dans les sédiments. En effet, la pénétration des ondes acoustiques dans l'eau varie en fonction inverse de la fréquence.

« Le sondeur à sédiments fournit une coupe de terrain située à la verticale de la route du navire, sur laquelle se marquent les différents réflecteurs. Cette coupe permet d'analyser les premiers mètres du sous-sol sous-marin. » (Lenoble, 2001). Elle permet donc de reconstituer l'histoire sédimentaire récente. Il est alors possible de tracer des lignes reliant les différents repères d'un réflecteur reconnu sur plusieurs profils, permettant ainsi d'obtenir des cartes en courbes d'égale profondeur (isobathes) ou épaisseur (isopaques). Ces résultats aident alors à mieux comprendre, par exemple, la répartition des sédiments, à percevoir les paléovallées ainsi que les épaisseurs des corps sableux.

1.4.3 Une approche complémentaire : la modélisation

Comme nous avons pu le voir dans la présentation des différentes méthodes d'étude, la modélisation est souvent employée à la fois pour analyser et spatialiser les observations et ainsi mieux comprendre les évolutions des secteurs littoraux et dans une approche prédictive. Ainsi, les modèles sont des outils utilisés à différents niveaux : pour calculer des flux sédimentaires, comprendre la réponse morphodynamique du système sédimentaire étudié ou mettre en évidence les processus en action. Les outils de modélisation morphodynamique se sont fortement développés ces dix dernières années. Les modèles peuvent se classer en deux grandes catégories : les modèles numériques et les modèles conceptuels (Roelvink et Reniers, 2012). La première approche consiste à résoudre numériquement un système d'équation constitutives décrivant le comportement du système étudié au niveau des particules élémentaires du système, la résolution se faisant en chaque point d'une grille spatiale qui discrétise l'environnement étudié. La seconde approche repose sur une formulation analytique, souvent empirique, de l'évolution de variables macroscopiques caractérisant directement la réponse du système. Ils ont pour objectif de représenter et de prévoir l'évolution des systèmes côtiers en reproduisant les processus hydrodynamiques et sédimentaires responsables de la dynamique des plages et des avant-plages. Ils permettent également de spatialiser la connaissance, c'est-à-dire de permettre à partir de quelques points de mesures d'apporter des informations en d'autres points géographiques.

Pour la problématique du fonctionnement sédimentaire de zones littorales, il s'agit de parvenir à simuler la marée, la houle, les transports associés et l'évolution du fond.

L'utilisation d'outils de modélisation suppose d'en comprendre les limites. En effet, les modèles ne permettent pas de prédire correctement les évolutions à long terme (décennie

au siècle), principalement à cause de la capacité de calcul d'une part et de l'accumulation des erreurs dès lors que le modèle simule l'évolution du système étudié sur une longue période de temps (Bertin et al., 2006) d'autre part. La première des deux raisons impose aussi un compromis entre la taille de la zone couverte (de même que la durée simulée) et la résolution spatiale du modèle (respectivement, temporelle). Une autre difficulté provient de la relative méconnaissance des processus de transport sédimentaire et de leur modélisation (Grasso, 2009). Les lois de transport actuelles pour les sédiments non-cohésifs ne sont par exemple pas valables en régime instationnaire. En outre, il existe une limitation intrinsèque aux modèles. Ils sont le fruit d'une simplification des processus en jeu, ne retenant que ceux dont on estime qu'ils sont dominants et les retranscrivant sous une forme mathématique qui ne reproduit que ce que nous connaissons de ces processus. Les appliquer pour reproduire et/ou prévoir des évolutions sur des exemples concrets demande donc de bien comprendre les incertitudes liées aux simulations, qui existent à plusieurs niveaux. Il convient aussi de mentionner une autre approche de modélisation, la modélisation physique en laboratoire. Cette méthode consiste à reproduire, le plus souvent à une taille réduite et dans une configuration moins complexe, la problématique d'étude. Cette manière de procéder peut être préférée aux mesures sur le terrain, qui sont souvent plus compliquées à obtenir. Cependant il existe des contraintes sur la représentativité des mesures acquises avec des dispositifs à échelle réduite. Dans la pratique les trois approches (mesures in situ, modélisation, laboratoire) sont complémentaires.

Ce travail de thèse privilégie l'observation et la mesure sur le terrain comme approche de la problématique, ce qui est naturel pour une thèse en géographie physique, et adéquat en terme de faisabilité compte-tenu de la durée limitée des travaux. Les diverses approches de modélisation ne sont pas explorées.

1.5 Conclusion

Ce premier chapitre a posé la problématique de la thèse : la gestion des stocks sédimentaires dans un contexte déficitaire et où les changements climatiques, au travers de l'élévation du niveau marin et de la modification du régime des tempêtes, ont des conséquences impactant directement les systèmes littoraux. Il a permis de dresser un bilan des connaissances tant du fonctionnement des cellules littorales que des modalités de gestion des risques d'érosion et de submersion des côtes sableuses.

Les risques côtiers, qui concernent à la fois les personnes et les biens, sont un élément majeur à prendre en compte dans les politiques d'aménagement des territoires littoraux. Après une définition systémique des risques côtiers intégrant les aléas, les enjeux, la gestion et leurs représentations, nous nous sommes intéressés aux acteurs dans la gestion de ces

risques et à leurs moyens d'action. Des instances européennes aux communes, Meur-Ferec et Rabuteau (2014) nous montrent que tous les échelons politiques sont impliqués. Bien que l'État français soit l'acteur principal sur le sujet, les mairies sont fortement impliquées par le biais de quatre prérogatives majeures : (i) veiller à la sécurité de la population, (ii) consolider les protections contre la mer, (iii) intégrer les risques côtiers dans la stratégie d'urbanisation (PLU) et (iv) prendre des mesures d'expropriation en cas de péril imminent et réfléchir sur le long terme au recul des activités et des biens. La multitude des actions à mener et leur complexité génèrent des difficultés dans leur mise en œuvre et un cloisonnement des phases de gestion des risques (prévision, prévention et protection). La tempête Xynthia a rappelé ces difficultés et a permis le développement de nouvelles mesures pour améliorer la gestion du risque.

Nous rappelons également qu'en France les aménagements de protection ont conduit à une « durcification » du rivage aux conséquences souvent néfastes pour celui-ci. Néanmoins, sur les dernières décennies, de nouvelles solutions dites « souples » voient le jour, telles que les rechargements sédimentaires, les systèmes de drainage ou de by-pass ou encore la gestion des systèmes dunaires. Enfin, depuis peu, la relocalisation des activités et des biens est envisagée en France, sous l'impulsion du gouvernement via sa *Stratégie Nationale de Gestion du Trait de côte* (Ministère de l'Écologie, 2013).

Sur les côtes sableuses, cette question de la gestion se heurte à la problématique de la ressource en sable. En effet, celle-ci est non-renouvelable, à l'échelle humaine, car les stocks reliques dont nous disposons ne sont plus que très peu alimentés par les apports des fleuves. Cette ressource très exploitée est de plus en plus convoitée pour le bâtiment et les infrastructures (routes, ponts, aéroports, etc.), aussi bien en France qu'à l'échelle mondiale. Les extractions de sédiments marins, très pratiquées en Bretagne pendant et après la seconde Guerre Mondiale, sont de nouveaux d'actualité et sources de nombreux conflits locaux.

Ensuite, nous nous sommes intéressés à l'état actuel des connaissances du fonctionnement des systèmes sédimentaires littoraux, qui sont indispensables afin d'envisager une gestion des stocks sédimentaires côtiers.

Les processus physiques à l'origine de la formation, de la persistance et de l'évolution des systèmes sédimentaires ont d'abord été présentés. Les vagues sont le moteur principal de la dynamique d'une plage. Deux types de courants générés par les vagues sont à distinguer : les écoulements oscillatoires directement induits par la houle et les courants résiduels associés à la circulation hydrodynamique engendrée par les vagues tels que la dérive littorale, les courants de retour et les courants d'arrachement. Ensuite, les processus générés par le vent sont présentés. Outre l'agitation du plan d'eau et la formation des houles, les surcotes peuvent être très significatives lors d'épisodes de tempêtes et suivant

l'orientation du vent. Elles peuvent donner naissance à des courants de downwelling et d'upwelling côtiers. Enfin, les courants de marées sont des processus influents en zone côtière, surtout dans les secteurs à fort marnage.

L'action de ces courants engendre des flux de sédiments qui peuvent se produire même par grande profondeur. Par exemple, une étude sur les processus de mise en mouvement des sédiments dans le golfe de Gascogne a rapporté que la combinaison des courants de marées et des écoulements oscillatoires des houles peuvent engendrer la construction de formes sédimentaires sur l'ensemble du plateau continental (0 à 200 m de profondeur). Plus particulièrement, c'est entre 0 et 30 m que les flux sont les plus importants, puisqu'une houle d'une amplitude de 2 m est suffisante pour mobiliser les sédiments à ces profondeurs.

Les formes sous-marines sont ensuite présentées, en soulignant qu'elles sont révélatrices des conditions hydrodynamiques du site sur lequel elles se développent. Un point spécifique est fait sur les sillons, car ce type de structure observé sur l'un des sites étudiés est révélateur d'un fonctionnement particulier du système.

La partie de ce chapitre traitant de la dynamique hydro-sédimentaire est complétée par la définition, essentielle dans ce travail, de l'avant-plage et plus généralement de la cellule sédimentaire littorale et de sa la limite au large. Ainsi, la cellule littorale se comprend comme étant un système hydro-sédimentaire délimité par des frontières plus ou moins fixes et perméables aux échanges sédimentaires. Les frontières latérales le long de la côte consistent généralement en des caps rocheux, des jetées ou bien des embouchures de fleuves. La frontière au large est, par contre, plus difficile à définir. De nombreux auteurs se sont penchés sur cette définition au travers de formulations mathématiques ou bien de mesures physiques. Appelée profondeur de fermeture, cette limite est un concept-clé définissant la limite au large de changements bathymétriques significatifs, mais ne correspond pas à une profondeur absolue en dessous de laquelle il n'y a plus aucun transport sédimentaire entre le large et la côte. Par ailleurs, puisqu'elle est dépendante des hauteurs de houle sur une période, cette profondeur est à lier avec l'échelle de temps sur laquelle on la calcule. Ainsi, la prise en compte des échelles spatio-temporelles est nécessaire dans l'étude du fonctionnement hydro-sédimentaire des cellules littorales.

Enfin, pour terminer ce chapitre, nous avons fait une synthèse non exhaustive de différentes méthodes et techniques utilisées pour l'étude des avant-plages. Ces méthodes permettent d'aborder différents aspects tels que la morphologie et les évolutions détectables, le calcul de budgets sédimentaires, la caractérisation des processus en action et des flux, ainsi que des variations du niveau marin. Les techniques et outils ainsi employés sont souvent des techniques de levés bathymétriques réalisés à l'aide de sondeurs mono- ou multi-faisceaux, de levés sismiques à l'aide de sonar à haute fréquence ou encore des mesures de courants avec courantomètres et ADCP. De plus, l'émergence des outils de

modélisation permet aujourd'hui d'améliorer la compréhension du fonctionnement des avant-plages au sein des cellules littorales.

Après avoir posé ces bases nécessaires à la compréhension de l'ensemble de ce travail de thèse, nous nous intéressons aux évolutions passées des avant-plages en Bretagne sur les deux derniers siècles.

Chapitre 2

Des évolutions régionales à long et moyen termes

Sommaire

2.1 Introduction 84

2.2 Méthodes et techniques d'utilisation des données 84

2.2.1 Démarches, contraintes et objectifs 84

2.2.2 Mise en forme des données anciennes 85

2.2.3 Calcul des incertitudes 89

2.2.4 Préparation des données Litto3D® 95

2.2.5 Réalisation des MNT et mise en évidence des évolutions 97

2.3 Présentation des sites d'étude 102

2.3.1 L'anse du Pouldu 105

2.3.2 Baie de La Forêt 112

2.3.3 Anse de Bénodet 116

2.3.4 Baie d'Audierne 122

2.3.5 Façade occidentale de la presqu'île de Crozon 126

2.3.6 Anse des Blancs Sablons 130

2.4 Analyse des résultats et discussion 135

2.4.1 Analyse des évolutions générales par site 135

2.4.2 Les grands types d'évolution 168

2.4.3 Bilan général des évolutions et mode de fonctionnement des cellules 175

2.4.4 Corrélation entre les forçages, les caractéristiques géomorphologiques et les évolutions 183

2.5 Conclusion 196

2.1 Introduction

Ce chapitre présente les évolutions régionales à long et moyen termes des avant-plages sur la région Bretagne. Plusieurs sites ont été identifiés pour lesquels des données sont disponibles du début du 19ème siècle jusqu'à nos jours. Notre étude se base principalement sur la comparaison de levés bathymétriques réalisés par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), qui, pour les besoins de la navigation, effectue des levés bathymétriques en zone côtière depuis plus de deux siècles. Les évolutions morphologiques, la construction de port, etc. obligent à des réactualisations des cartes et donc à des levés réguliers. Une méthodologie a dû être mise en place afin de pouvoir utiliser cette donnée "particulière" en prenant en compte toutes les sources d'incertitudes. Cette méthode repose sur deux principes de calcul des incertitudes, un calcul *a priori* prenant en compte toutes les informations disponibles (métadonnées) et un calcul *a posteriori* réalisé en comparant des zones stables avec une donnée de référence bien connue. Les évolutions sont ensuite mises en évidence au travers de la comparaison des Modèles Numériques de Terrain (MNT). Ces MNT sont également analysés avec des calculs de volumes ou encore de variation de pentes. Ces informations permettent de conclure sur des tendances d'évolutions qui sont, par la suite, mises en parallèle avec des forçages (météo-marins, anthropiques) et avec le cadre structural afin de proposer des hypothèses d'explication.

2.2 Méthodes et techniques d'utilisation des données

2.2.1 Démarches, contraintes et objectifs

La démarche suivie dans ce chapitre méthodologique a pour objectif de permettre l'utilisation des données bathymétriques anciennes en prenant en compte toutes les incertitudes inhérentes à ce type de données.

Une des contraintes majeures de ce travail est de pouvoir comparer des données hétérogènes. En effet, les techniques d'acquisition ont beaucoup évolué sur la période étudiée (du levé au plomb de sonde au levé lidar en passant par les sondeurs mono- et multifaisceaux). Cette évolution introduit des différences fondamentales, tant au niveau des incertitudes induites par chaque technique qu'au niveau de la précision de chaque levé, au travers du nombre de sondes acquises par chaque outil (cf. Chap. 1, Section 3).

L'échelle temporelle de l'étude constitue, elle aussi, un obstacle important. Les levés anciens du SHOM ont été réalisés entre 1816 et 1985. Il y a pour chacun des sites au moins trois années différentes de levés, en comptant les données Litto3D® (2012), considérées comme l'état des lieux actuel. Néanmoins, trois levés à des instants T ne peuvent pas mettre en évidence des variations inter-dates, ou bien les moments clés de changements

d'équilibre, par exemple. Ils permettent seulement de rendre compte des grandes tendances d'évolution sur une période longue, en lissant les effets des événements à court terme, tels que les tempêtes hivernales.

Malgré ces contraintes d'utilisation, ce sont les seules données existantes sur une si longue période. Elles contiennent donc des informations très intéressantes sur l'évolution à long terme du littoral sous-marin. C'est pour ces raisons qu'il est primordial, avant d'entamer une étude des évolutions à long terme des avant-plages, d'avoir une bonne connaissance de chaque jeu de données. Il est nécessaire de les mettre en forme, de calculer leurs incertitudes et de ne pas aller au-delà de l'interprétation possible qu'elles permettent d'obtenir.

2.2.2 Mise en forme des données anciennes

2.2.2.1 Présentation des données

Les données bathymétriques anciennes couvrant la région Bretagne ont été livrées par le SHOM. Le dossier ainsi récupéré contient 5 sous-dossiers, correspondant aux 5 dalles commandées (D14573, D14574, D14583, D14584 et D14593) (Figure 2.1).

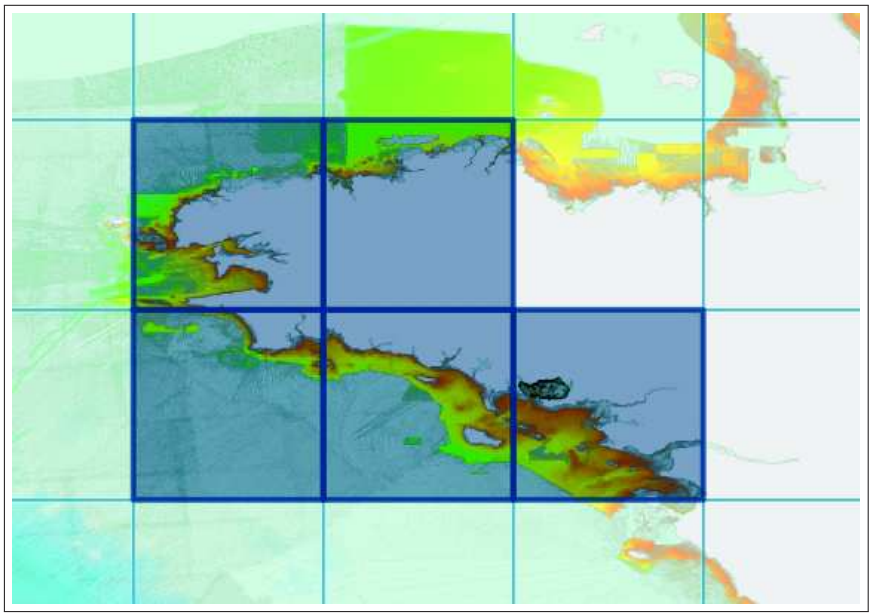


FIGURE 2.1 – Choix des cinq zones de travail

Chaque sous-dossier comprend un fichier image de localisation des sondes, un fichier glz avec les points de sonde et un fichier xml qui décrit quelque peu les données.

2.2.2.2 Extraction et mise en forme

Choix des zones d'étude Le choix des zones d'étude a été fait en combinant plusieurs facteurs.

Le premier critère de sélection concerne la donnée elle-même. Il est nécessaire, pour une comparaison effectuée sur une longue période de disposer d'au moins trois jeux de données sur un même site. Idéalement, les dates de levés sont réparties au mieux sur la période, par exemple 1900, 1950 et 2012. Chacun de ces jeux de données doit également contenir une résolution suffisante en termes de quantité de points. Ces points sont, dans la mesure du possible, répartis de manière uniforme sur l'ensemble de la zone étudiée, afin que l'interpolation spatiale pour la construction de Modèles Numériques de Terrain soit la plus correcte possible. Lorsque les points ne sont pas répartis de manière homogène, mais sont disposés en ligne, comme pour les levés les plus anciens, la création de profils sera préférée à l'interpolation spatiale.

Viennent ensuite des critères d'ordre géomorphologique. Tout d'abord, notre objet d'étude étant les avant-côtes sableuses, les sites d'étude doivent être en avant d'une accumulation littorale sableuse. Ensuite, nous nous intéressons, aux systèmes sableux dont le processus d'action principal est la houle. Les sites d'étude choisis sont alors des sites directement exposés aux houles, et ne sont pas localisés dans une ria, ou au fond d'une rade. Pour terminer, il s'agit ici d'avoir un panel d'expositions différentes aux houles comme critère distinctif entre les sites d'étude. Les sites ont donc également été choisis en fonction de leur degré d'exposition aux houles dominantes de sud-ouest en Bretagne.

Ces critères nous ont alors permis de sélectionner huit sites, représentés sur la Figure 2.2. Ils sont localisés en Bretagne Sud et Occidentale. Aucun n'est localisé en Bretagne Nord, ceci pour deux raisons principales. La première est que les données anciennes du SHOM sont très disparates dans ces zones difficiles pour la navigation du fait du très grand nombre d'écueils rocheux à la côte. La présence de ces écueils rocheux est également la deuxième raison, puisque cela complique davantage le transit sédimentaire et nous avons préféré nous concentrer sur des espaces plus ouverts sur le large, déjà suffisamment complexes dans leur fonctionnement morpho-sédimentaire.

La zone de Gâvres à Quiberon n'a finalement pas été retenue dans l'étude des dynamiques à long terme puisque nous ne disposions pas de données suffisamment récentes pour contrôler les données anciennes et pour disposer d'une période d'étude suffisamment longue. En effet, les données Litto3D®ne sont pas encore disponibles sur cette portion du littoral du Morbihan. De plus, après consultation de la base des données bathymétriques de l'Ifremer, nous n'avons pu trouver de données existantes suffisamment proches de la côte pouvant être utilisées dans cette étude.

Extraction des données Les fichiers glz ne sont pas utilisables en l'état, puisque pour chaque grande zone, toutes les dates de levé sont mélangées (Figure 2.3).

Dans le fichier glz, chaque ligne correspond à une sonde levée. On retrouve en coor-

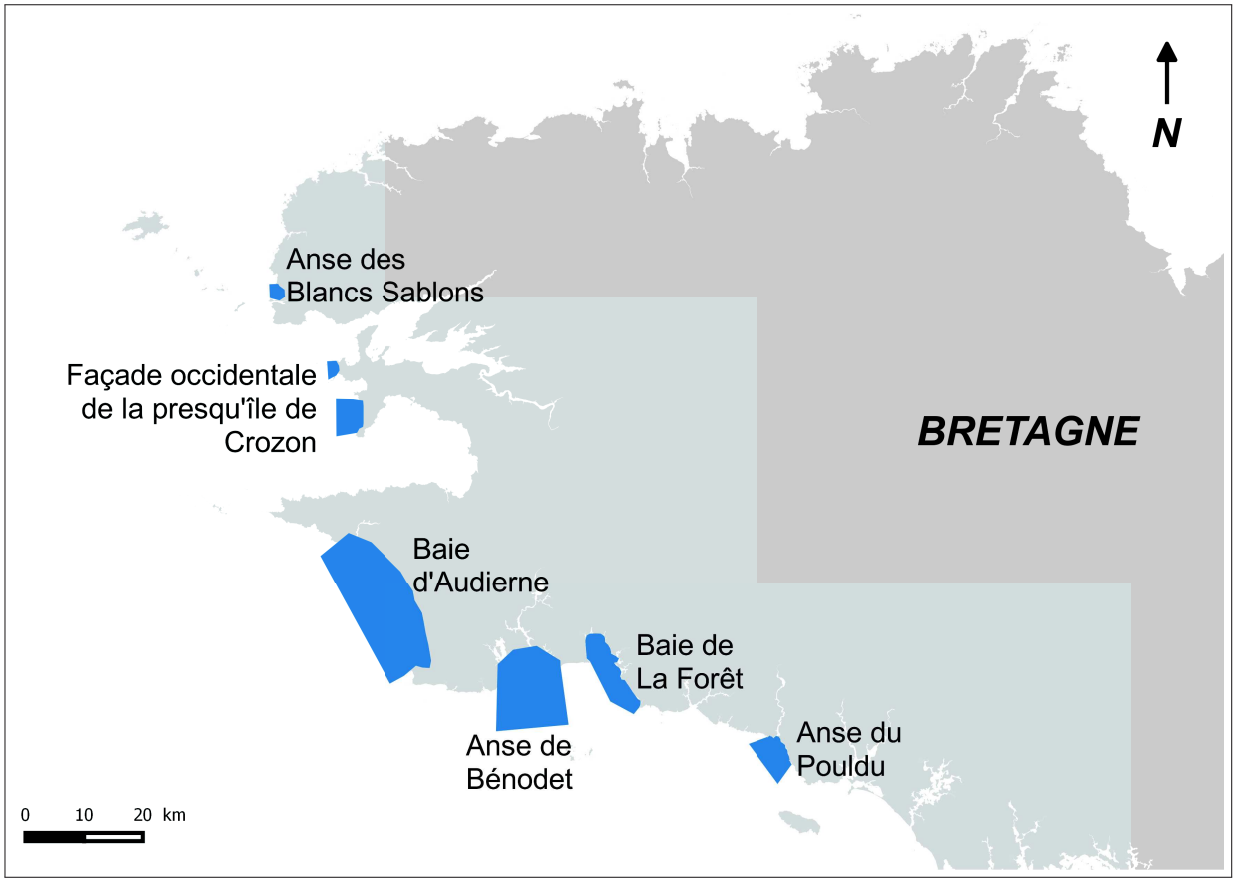


FIGURE 2.2 – Localisation des zones d'étude

145_73_WG84_SDTP_25m.glz

```
-003.9793500 47.0020667 122.00 S196600100-36.glz
-003.9722167 47.0011500 120.00 S196600100-36.glz
-003.9650833 47.0016667 120.00 S196600100-36.glz
-003.9444500 47.0003500 120.00 S196100800-2.glz
-003.9406833 47.0007667 119.00 S196100800-2.glz
-003.9365500 47.0012667 118.00 S196100800-2.glz
-003.9296667 47.0020000 117.00 S196100800-2.glz
-003.9430833 47.0014333 119.00 S196600100-36.glz
-003.9188833 47.0028500 119.00 S196600100-36.glz
-003.9195667 47.0030667 119.00 S196100800-2.glz
-003.9157167 47.0034167 118.00 S196100800-2.glz
-003.9273833 47.0042833 117.00 S196600100-36.glz
-003.9488000 47.0040333 120.00 S196600100-36.glz
-003.9555667 47.0043333 123.00 S196600100-36.glz
```

FIGURE 2.3 – Extrait d'un fichier .glz

données WGS84 la longitude et la latitude, puis la profondeur (en valeur positive sous le zéro), un numéro comprenant l'année de levée et un numéro de classement. De ces informations nous ne gardons que les coordonnées, la profondeur et l'année de levé. Par la suite, des fichiers *.txt* sont créés pour chaque date de levé. Ils sont séparés en fonction des sites d'étude préalablement définis.

Conversion du système de coordonnées Les données nous sont fournies en coordonnées WGS84, système de référence mondial. Cependant, ce système s'exprime en degrés et pour faciliter l'utilisation des données lors de la construction de profils (mètres) ou du calcul de volume (mètres cubes), nous avons souhaité nous placer dans le système de référencement français, le Lambert 93.

Le passage d'un système de coordonnées à un autre engendre forcément des incertitudes. Cependant, celles-ci peuvent être contrôlées. Le logiciel *Circé* utilisé pour la conversion annonce une précision planimétrique de 2 à 5 m. Cette incertitude induite, après contrôle, montre une simple translation inférieure à 5 m de tous les points dans une direction donnée. Ceci n'augmente donc pas l'incertitude planimétrique totale et ne modifie donc pas les volumes qui seront calculés.

2.2.2.3 Informations disponibles sur les sondes

Le SHOM propose quelques informations pratiques pour mieux caractériser le type de données fournies. Néanmoins ces informations restent limitées et peu détaillées. Pour résumer, les dalles bathymétriques contiennent un semi de sondes, avec un maximum d'une sonde tous les 25 mètres. Les sondes proviennent des levés datés de 1816 jusqu'à la date de mise à jour, ici 2012. Elles sont fournies au format ascii en WGS 84. De plus, il est précisé que toutes les sondes sont référencées verticalement par rapport au zéro de réduction des sondages qui correspond généralement au zéro hydrographique de la zone. Le SHOM annonce une certaine qualité des données dans laquelle la précision planimétrique absolue varie de 1 à 20 m et la précision verticale de 30 cm à 1 m, suivant les capteurs utilisés.

Néanmoins, ces informations sont générales et ne précisent pas les différences d'incertitude ni les techniques utilisées pour les différents levés. Une estimation des incertitudes est alors indispensable pour ne pas interpréter outre mesure les résultats apportés par la comparaison des données. Pour cette estimation, nous utiliserons deux techniques, élaborées et testées dans le cadre d'un stage de Master 2 de l'ENSTA associé à cette étude (Janeau, 2014).

2.2.3 Calcul des incertitudes

Le calcul des incertitudes est indispensable dès lors que l'on souhaite comparer deux jeux de données hétérogènes, tant dans la technique d'acquisition que dans la densité de points levés (à la main ou à l'aide d'un instrument de mesure automatique).

Le stage de Lucas Janeau nous a permis de clarifier les règles hydrographiques internationales relatives aux levés bathymétriques, et les méthodes de calcul, généralement utilisées pour déterminer les incertitudes inhérentes à chaque méthode de levé bathymétrique (Janeau, 2014).

Dans un premier temps, il est important de faire un point sur le vocabulaire utilisé lorsque l'on s'intéresse à ces questions. En effet, plusieurs termes peuvent être confondus lorsque l'on parle d'incertitude de mesure. Nous allons donc nous attacher à présenter plusieurs termes afin de choisir celui qui correspond le mieux à ce que l'on cherche à définir.

Tout d'abord, la précision des données concerne, selon le « Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure », l'arrondissage ou la troncature qui se produit dans les calculs réalisés par ordinateur, ce qui est très spécifique et concerne peu la bathymétrie. Ensuite, l'erreur de mesure est la différence entre une mesure et une valeur vraie. Sachant que les mesures physiques ne sont jamais parfaitement connues, on ne peut pas parler de « valeur vraie » et donc calculer « une erreur de mesure ». Enfin, le terme d'incertitude est relatif au doute sur la validité d'un résultat d'une mesure. Il peut être quantifié par l'écart-type. L'incertitude globale d'une mesure comprend l'incertitude associée à chaque appareil de mesure ou étape de travail. Certaines de ces composantes peuvent être connues via une évaluation de type A de l'incertitude, à partir de la distribution statistique des valeurs provenant de séries de mesures, et peuvent être caractérisées par des écarts-types. Les autres composantes, qui peuvent être estimées par une évaluation de type B de l'incertitude, peuvent aussi être caractérisées par des écarts-types, déterminés à partir de fonctions de densité de probabilité et fondés sur l'expérience ou d'autres informations (valeurs publiées faisant autorité, spécifications du fabricant, expérience personnelle, etc.). Les évaluations de types A et de type B sont définies par le Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure de 1995, réactualisé en 2008 (JCGM, 2008). L'évaluation de type A est une « méthode d'évaluation de l'incertitude par l'analyse statistique de séries d'observations ». L'évaluation de type B est une « méthode d'évaluation de l'incertitude par des moyens autres que l'analyse statistique de séries d'observations ».

Deux méthodes peuvent donc être mises en place pour déterminer ces incertitudes. Il s'agit d'une méthode *a priori*, se basant sur les métadonnées, et d'une méthode *a posteriori* qui analyse les levés anciens et les compare à un levé actuel dont les incertitudes sont déjà connues.

2.2.3.1 Évaluation de l'incertitude a priori

L'estimation de l'incertitude *a priori* se fait en s'appuyant sur les métadonnées fournies par le SHOM, uniquement pour les données de la zone 3 (anse de Bénodet) (Janeau, 2014). Ces métadonnées correspondent à deux fichiers. Tout d'abord, un tableau présente, par ligne, chaque jeu de données ASCII, et chaque colonne contient une information particulière dont l'intitulé est un acronyme. La signification d'une partie de ces acronymes est donnée dans le deuxième fichier sous forme de texte à puces.

La valeur attribuée aux incertitudes est écrite en deux colonnes, l'une intitulée « précision de positionnement » et l'autre « précision verticale ». De plus, la « méthode de détermination de la précision planimétrique » et la « méthode de détermination de la précision verticale » sont aussi indiquées en deux colonnes.

Par souci d'homogénéité, les termes d'incertitudes horizontales et verticales ou incertitudes de positionnement et de profondeur seront utilisés

Le mot précision est sujet à interprétation, car il n'est pas considéré comme qualitatif, comme discuté précédemment.

Table 2.3 – Valeur du facteur d'élargissement k qui donne un intervalle correspondant au niveau de confiance p, en supposant la loi normale (JCGM, 2008)

Niveau de confiance p (pourcentage)	Facteur d'élargissement k
68,27	1
90	1,645
95	1,960
95,45	2
99	2,576
99,73	3

— Incertitudes des données de 1971

Le « facteur d'élargissement » est un nombre supérieur à 1 par lequel on multiplie une incertitude-type composée pour obtenir une incertitude élargie (JCGM, 2008). Alors, l'incertitude élargie garantit que la valeur est dans un intervalle avec un niveau de confiance donné. Dans le cas des données de 1971, la valeur est déterminée avec la méthode renseignée par « précision à 95 % en mètres » en position et en profondeur (Tableau 2.3). Le mot précision peut être remplacé par l'expression « niveau de confiance » et, dans cette hypothèse, une méthode d'évaluation de l'incertitude est donnée au paragraphe 4.3.4. du guide pour l'expression de l'incertitude de mesure (JCGM, 2008) : « Sauf indication contraire, on peut supposer qu'une loi normale a été utilisée pour calculer l'incertitude fournie et retrouver l'incertitude [...] en divisant la valeur de l'incertitude fournie par le facteur approprié pour la loi normale ». Il suffit donc de diviser la valeur donnée dans le tableau du SHOM par le facteur correspondant à un niveau confiance de 95 % selon la loi

normale qui vaut 1,96 (Tableau 2.3).

Ainsi, les valeurs d'incertitude peuvent être calculées (les valeurs d'incertitude sont représentées par le symbole σ) :

$$\sigma_{XYpriori1971} = \frac{valeur_{XYSHOM_{95\%}}}{1,96} = \frac{34,01}{1,96} \tag{2.1}$$

$$\sigma_{XYpriori1971} = 17,35\ m \tag{2.2}$$

$$\sigma_{Zpriori1971} = \frac{valeur_{ZSHOM_{95\%}}}{1,96} = \frac{0,45}{1,96} \tag{2.3}$$

$$\sigma_{Zpriori1971} = 0,23\ m \tag{2.4}$$

— Incertitudes des données de 1903 et 1818

Les métadonnées donnent une valeur déterminée par la « précision instrumentale » (Tableau 2.3). L'estimation de l'incertitude dans ce cas suppose que les spécifications de l'instrument de mesure donnent les renseignements nécessaires. L'instrument utilisé pour le positionnement du navire n'est pas renseigné et la « précision instrumentale » donnée est de 10 sans unité, mais le mètre sera supposé. Un plomb de sonde a été utilisé pour la bathymétrie et la « précision instrumentale » donnée est de 1 sans unité, mais le mètre sera également supposé. L'interprétation en tant que valeur d'incertitude est plus délicate. S'agissant de mesures physiques, il serait possible de considérer que la loi normale régit la mesure de la profondeur par le plomb de sonde. Dans ce cas, il faudrait estimer le niveau de confiance. Il peut être considéré à 99,73 % ce qui signifie qu'une mesure a 99,73 % de chance d'avoir une incertitude de plus ou moins 1 m. Le facteur d'élargissement est alors de 3 (Tableau 2.3).

Suivant le même raisonnement que précédemment, les valeurs d'incertitudes peuvent être obtenues ainsi (les valeurs d'incertitude sont représentées par le symbole σ) :

$$\sigma_{XYpriori1903;1818} = \frac{valeur_{XYSHOM}}{3} = \frac{10}{3} \tag{2.5}$$

$$\sigma_{XYpriori1903;1818} = 3\ m \tag{2.6}$$

$$\sigma_{Zpriori1903;1818} = \frac{valeur_{ZSHOM}}{3} = \frac{1}{3} \tag{2.7}$$

$$\sigma_{Zpriori1903;1818} = 0,3\ m \tag{2.8}$$

Par ailleurs, le guide pour l'expression de l'incertitude de mesure suggère, dans le cas d'informations quasi inexistantes, de considérer une loi de probabilité rectangulaire (Paragraphe 4.3.7. du JCGM, 2008 : $\sigma = valeur\ /\ \sqrt{3}$) ou, sachant qu'il s'agit au moins de mesures physiques, une loi de probabilité triangulaire symétrique (Paragraphe 4.3.9. du JCGM, 2008 : $\sigma = valeur\ /\ \sqrt{6}$).

Le choix de la quantification de l'incertitude pour les années 1903 et 1818 se fait donc ici empiriquement par manque d'informations (Tableau 2.3).

— Incertitudes des données de 1819

Les métadonnées pour les fichiers de 1819 indiquent comme « néant » la méthode de détermination de la précision verticale et planimétrique, et les valeurs correspondantes semblent aberrantes : 10^9 m. Vu que les données de 1818 et 1819 semblent visuellement en continuité, l'incertitude sera considérée identique pour ces deux jeux de données (Tableau 2.3).

Table 2.3 – Résumé des métadonnées des fichiers de bathymétrie de la zone 4 (anse de Bénodet) et les valeurs d'incertitude estimées

Année du jeu de données	1818	1819	1903	1971
Méthode de détermination de la précision planimétrique	Précision instrumentale	Néant	Précision instrumentale	Précision à 95 % en m
Précision planimétrique (SHOM) en m	10	10^9	10	34,01
Incertitude planimétrique interprétée (écart-type en m)	3	3	3	17,35
Méthode de détermination de la précision verticale	Précision instrumentale	Néant	Précision instrumentale	Précision à 95 % en m
Précision verticale (SHOM) en m	1	10^9	1	0,45
Incertitude verticale interprétée (écart-type en m)	0,3	0,3	0,3	0,23
Appareil de mesure de bathymétrie	Plomb de sonde	Plomb de sonde	Plomb de sonde	Inconnu

2.2.3.2 Évaluation de l'incertitude a posteriori

La méthode *a posteriori* consiste à estimer les incertitudes à partir du jeu de données lui-même. Nous choisirons ici la technique des points dits « stables », puisque nous disposons de données de référence, que sont les données topo/bathymétriques du programme Litto3D®. Nous nous servons donc de cette référence pour comparer entre les différentes années des points supposés comme stables dans le temps : des zones rocheuses (sur la période géologique courte allant du début du XIXème à nos jours).

La première étape est de délimiter les parties rocheuses sur chaque zone à partir des

données Litto3D®. Une fois ces contours créés il est possible d'extraire les points de chaque jeu de données compris à l'intérieur de ces limites. L'objectif est de connaître l'écart entre un point d'un levé à une date ancienne et sa correspondance avec la donnée Litto3D®. On obtient donc un tableau pour chaque zone (Figure 2.4). C'est la variable RMSE (Root Mean Square Error), c'est-à-dire la racine carrée de la moyenne des écarts au carré, que l'on retiendra comme valeur d'incertitude sur le jeu de données. Les résultats de cette méthode sont présentés dans le tableau 2.4.

Zone 1

	1819		
	Roches	Roches sans VA	Complet
Min,	-3,929	-2,399	-7,9
1st Qu,	1,601	2,081	0,0475
Median	3,126	3,191	0,79
Mean	2,524	2,771	0,7109
3rd Qu,	4,449	4,291	1,6325
Max,	10,531	4,771	10,53
MAE	3,482333	3,08964	1,381359
RMSE	3,916198	3,30474	1,767987

	1961		
	Roches	Roches sans VA	Complet
Min,	-4,439	-3,149	-6,55
1st Qu,	-1,2015	-1,144	-0,6
Median	-0,479	-0,464	-0,3
Mean	-0,6961	-0,6011	-0,344
3rd Qu,	0,031	0,031	-0,01
Max,	2,151	1,071	9,15
MAE	0,8936505	0,7848889	0,4962542
RMSE	1,263908	1,059432	0,7591361

	1982		
	Roches	Roches sans VA	Complet
Min,	-3,469	-2,149	-3,47
1st Qu,	-1,039	-1,024	-0,58
Median	-0,619	-0,584	-0,3
Mean	-0,6757	-0,616	-0,3644
3rd Qu,	-0,169	-0,159	-0,03
Max,	1,731	0,911	2,2
MAE	0,7971416	0,7110185	0,4402299
RMSE	1,054219	0,9042606	0,6094758

FIGURE 2.4 – Résumé statistique pour la zone 1. *Roches : zones rocheuses sur lesquelles sont calculées les incertitudes. Roches sans VA : les mêmes zones sans prise en compte des valeurs aberrantes. Complet : calcul des incertitudes sur la zone entière. Min : minimum. 1st Qu : premier quartile. Median : médiane. Mean : moyenne. 3rd Qu : troisième quartile. Max : maximum. MAE : Mean Absolute Error - erreur absolue moyenne. RMSE : Root Mean Square Error - racine carré de l'erreur quadratique moyenne.*

Table 2.4 – Valeur de RMSE prise en compte pour chaque jeu de données

Zone	Année de levé	RMSE (m)
Zone 1	1819	3,3
	1961	1
	1982	0,9
Zone 2	1819	2
	1905	2
	1974	1,3
Zone 3	1818	3
	1903	1,7
	1970	1,6
Zone 4	1818	2,3
	1953	0,8
	1959	1,3
Zone 5	1900	2,2
	1971	1,3
	1974	0,8
Zone 6	1816	3,7
	1897	4,8
	1928	1,9
	1971	3
Zone 7	1818	4,3
	1887	2,5
	1926	1,8

2.2.4 Préparation des données Litto3D®

2.2.4.1 Présentation des données

Litto3D® est une production conjointe SHOM et IGN de données altimétriques sur la frange littorale acquise par des moyens aéroportés [1]. Le principe est d'avoir une donnée récente et précise du continuum terre-mer. Il s'agit de représenter la topographie, en excluant les éléments de sursol tels que les bâtiments, la végétation, etc. Le produit s'étend, à terre, jusqu'à la courbe de niveau 10 m, et au minimum jusqu'à 2 km à l'intérieur des terres à partir du trait de côte, et en mer, jusqu'à la courbe bathymétrique 10 m, jusqu'au maximum de 6 milles au large du trait de côte. Pour le moment les données

1. Litto3D®Version 1.0 – Descriptif de contenu – Janvier 2015

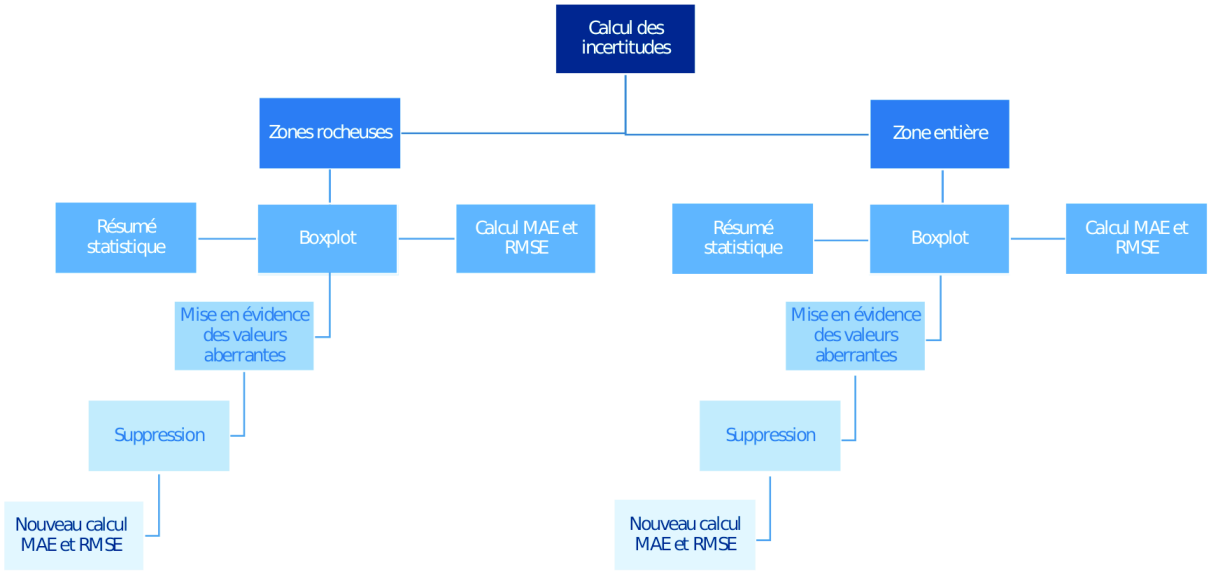


FIGURE 2.5 – Modèle de la méthodologie utilisée pour le calcul des incertitudes

accessibles depuis le site de diffusion du SHOM[2] pour la France Métropolitaine sont celles du Finistère, du Languedoc-Roussillon et de la région PACA. S'y ajoutent, pour les DOM-TOM, celles des îles Eparses, de la Guadeloupe, de la Martinique, de Mayotte et de la Réunion.

La précision attendue est de 0,3 à 0,5 m en vertical et de 2 à 2,8 m en horizontal suivant les instruments de mesure utilisés. Les données bathymétriques ont été acquises soit par LIDAR bathymétrique, soit par sondeur multifaisceaux.

2.2.4.2 Mise en forme des données

Extraction des données Les données sont disponibles sur le site data.shom.fr et découpées en très petites zones, car elles constituent des fichiers volumineux. Afin de faciliter leur extraction, Guillaume Dodet (Post-doctorant, Laboratoire LETG Brest-Géomer UMR 6553) a mis au point une méthode d'extraction mieux adaptée. Toutes les données Litto3D® sont stockées sur un serveur et il suffit de faire une extraction dans un cadre défini par les coordonnées souhaitées. Cette technique a permis une extraction correspondant directement aux zones d'études précédemment définies. Les données utilisées se présentent alors sous forme de fichiers texte contenant les points de sonde.

Changement de référentiel Les données Litto3D® sont fournies dans un référentiel terrestre, afin que la continuité terre-mer soit faite. Néanmoins, dans le cadre d'un usage de la seule partie bathymétrique, il est nécessaire de convertir les données dans un référentiel marin utilisant le zéro hydrographique. Pour chacune des zones, c'est le

2. data.shom.fr

zéro hydrographique mesuré dans le port le plus proche qui a été pris en compte. C'est également celui-là qui est supposé être utilisé pour la correction des levés anciens.

Réduction du nombre de sondes Les données Litto3D® sont très denses comparativement aux données anciennes, ce qui augmente le temps de calcul pour la réalisation des Modèles Numériques de Terrain, or nous souhaitons disposer de résolutions comparables pour les différents jeux de données. De plus, les fichiers sur une zone complète sont volumineux et donc difficiles à manipuler. Le logiciel *Cloud Compare* a été utilisé pour réduire le nombre de sondes. La fonction *subsample* permet un ré-échantillonnage personnalisé, c'est-à-dire que le nuage de points en sortie est un sous-ensemble du nuage d'origine. Les points ne sont pas déplacés, il s'agit simplement de ne garder qu'un seul point dans un rayon défini par l'utilisateur (en moyenne 30 m dans notre cas) de manière à disposer finalement d'une résolution à peu près identique pour les différents jeux de données.

2.2.5 Réalisation des MNT et mise en évidence des évolutions

2.2.5.1 Choix du logiciel

Les MNT et MNT différentiels ont été réalisés à l'aide du logiciel *Surfer 7*. *Surfer* permet la représentation cartographique de la bathymétrie en créant des modèles en deux ou trois dimensions. Ce logiciel est parfaitement adapté pour l'interpolation de grilles à partir de données hétérogènes en densité de points. Le logiciel calcule le pas de grille le plus adapté en fonction de la densité et de la répartition des points de sonde. Il permet également le paramétrage des caractéristiques des MNT. Enfin, il est facile d'utilisation et permet de réaliser simplement des différentiels, des calculs de volume et d'extraire des profils.

2.2.5.2 Représentation des points de sonde de chaque levé

La première étape est de représenter graphiquement chaque point de sonde des levés. En effet, il est indispensable de bien visualiser la position des points de sonde et leur répartition dans l'espace. Afin de pouvoir réaliser un MNT pertinent, il faut pouvoir justifier d'une bonne répartition des sondes de chaque levé dans une zone définie. C'est également cette représentation des points de sonde qui permet le calcul des incertitudes et la vérification des valeurs aberrantes.

2.2.5.3 Délimitation d'un contour commun

La délimitation du contour doit prendre en compte la zone de recouvrement de tous les levés de la zone. Il est important de rester sur le secteur de l'avant-plage, voire de la

zone intertidale, mais de ne pas monter trop haut sur la plage car des erreurs liées aux incertitudes de positionnement peuvent apparaître. Pour illustrer, nous pouvons prendre le cas de Guidel où la plage est parfois adossée à une falaise. La topographie très marquée de la falaise peut entraîner de grandes erreurs lors de la comparaison entre deux dates si les points ne sont pas positionnés avec suffisamment de précision.

Concernant la limite au large, nous n'avons pas de connaissance *a priori* de la profondeur de fermeture pour chacun des secteurs d'étude. Celle-ci pourra être appréhendée, par la suite, en analysant les MNT et leur comparaison. On propose donc de partir d'une profondeur définie *à l'aveugle* avec les brèves connaissances de cette profondeur établies à partir de la bibliographie. Suivant les sites, les profondeurs maximales retenues lors de la construction des MNT sont comprises entre 20 et 30 m et ce sont donc ces valeurs qui seront considérées dans un premier temps.

2.2.5.4 Réalisation de grilles et représentation sous forme de MNT

Pour simplifier leur utilisation sous *Surfer*, les profondeurs ont été converties en valeurs négatives vers le bas. Pour que la comparaison des données soit possible, la création des grilles à partir des fichiers de points sous *Surfer* doit être strictement identique. Il a été choisi de reprendre et d'appliquer pour 1903 et 1971 le pas de grille (« spacing ») et le nombre de colonnes et de lignes défini par défaut pour 1818 et 1819 (espacement le plus grand, car la densité de points est la plus faible).

La méthode d'interpolation choisie est celle du krigeage. Elle est définie comme une méthode optimale pour l'interpolation et l'extrapolation de données par Gratton (2002). Le krigeage est fondé sur une méthode dite « objective », c'est-à-dire qu'il prend en compte la distance entre les points connus et les points d'estimation, et celle entre des couples de données. Cette méthode est parfaitement adaptée dans le cas de données inégalement réparties dans l'espace, comme c'est le cas des données bathymétriques anciennes, notamment parce qu'il est possible de connaître simplement les erreurs associées aux prédictions.

2.2.5.5 Mise en évidence des zones mobiles

La mobilité et les évolutions morpho-sédimentaires sont mises en évidence par la comparaison inter date des données bathymétriques. La création d'un MNT différentiel correspond à la soustraction d'un MNT réalisé pour une date par rapport à un autre. Par exemple, pour obtenir le résultat de l'évolution sur la période 1903 - 1970, il faut soustraire le MNT de 1970 à celui de 1903. Une symbologie adaptée permet de représenter par des couleurs chaudes une situation d'engraissement (valeurs positives) et par des couleurs froides une situation de d'amaigrissement (valeurs négatives).

2.2.5.6 Calcul de volumes

Le calcul des volumes gagnés ou perdus sur les périodes étudiées est un bon moyen de rendre compte de l'évolution du bilan sédimentaire. Le calcul s'effectue entre un MNT et un plan de référence correspondant à la valeur maximale rencontrée sur tous les MNT de la zone (Figure 2.6). C'est alors la comparaison de deux volumes qui permet d'obtenir un volume réel d'évolution. De plus, les calculs de volumes peuvent se faire sur des surfaces plus petites que le secteur d'étude entier, en particulier celui de la cellule sédimentaire, ce qui permet, sur un même secteur d'étude, de comparer les bilans d'évolution d'une cellule à une autre.

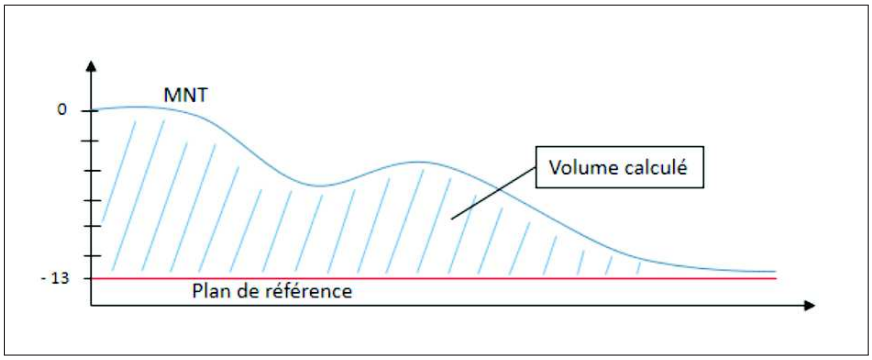


FIGURE 2.6 – Volume relatif calculé à partir d'un plan de référence

2.2.5.7 Comparaison par profils

La comparaison par profils est un autre moyen d'affiner la représentation des évolutions. Les profils sont calés sur les données les plus anciennes qui sont levées en suivant des profils réguliers. Ces profils suivent, par conséquent, les lignes de sondes réalisées par les hydrographes qui ont produit les premiers levés. De ce fait, dans la partie suivante où ces profils sont analysés, on comprendra que ces profils ne sont pas toujours régulièrement espacés, pas toujours rectilignes depuis le rivage vers le large et pas toujours perpendiculaires au trait de côte. Même si nous avons tenté de les tracer avec le plus de régularité possible, ils sont établis au plus près de ces lignes de sonde pour utiliser les mesures réelles plutôt que des interpolations entre les sondes. Les profils sont extraits dans un premier temps du fichier de base du levé le plus ancien. Dans un deuxième temps, ils sont extraits des MNT depuis le logiciel *Surfer* et représentés sous forme graphique.

2.2.5.8 Récapitulatif

Le tableau présenté ici (Table 2.6) dresse un bilan des différents traitements réalisés sur les données bathymétriques anciennes. Les avantages et les inconvénients des produits

ainsi réalisés sont présentés. De plus sont définis les apports de ces éléments comme aide à la compréhension du fonctionnement des systèmes étudiés.

Table 2.6 – Résumé des traitements réalisés pour la mise en évidence des évolutions

Traitements réalisés	MNT	MNT différentiel	Calcul de volume	Profils
Avantages	Vision d'ensemble. Permet une description morphologique	Très visuel. Permet de voir très rapidement la tendance générale	Apporte une estimation du budget sédimentaire	Meilleure visibilité et intègre les levés anciens
Inconvénients	Ajoute une incertitude lors de l'interpolation	Lecture difficile dans le détail	Incertitudes très grandes	La lecture devient difficile avec beaucoup de profils
Apports dans la connaissance du fonctionnement du système	Lecture morphologique	Mise en évidence de zones en érosion et en accrétion	Permet une comparaison entre cellules sédimentaires et entre secteurs d'étude	Permet une analyse de l'évolution du prisme sédimentaire

Conclusion de la section 2.2

Plusieurs étapes méthodologiques sont nécessaires avant de pouvoir exploiter les données multi-dates du SHOM. La première étape consiste à calculer les incertitudes de chaque lot de données. Cette étape a été délicate car nous disposons de très peu d'informations sur la manière dont les levés ont été réalisés, sur les différentes techniques employées et sur les éventuelles corrections appliquées. Des hypothèses ont alors dû être faites et c'est par la prise en compte des règles de calcul des incertitudes fournies par le Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure (JCGM, 2008) que nous avons pu calculer les incertitudes. Des valeurs d'incertitudes, à prendre en compte dans la construction des MNT, sont données pour chaque lot de données et chaque zone étudiée. Ensuite la construction des MNT demande de choisir une méthode d'interpolation adaptée au type de données, c'est-à-dire dans notre cas, des données inégalement réparties et de densité inégale entre les lots. Pour autant, il est nécessaire d'utiliser la même interpolation entre les lots afin de pouvoir les comparer par la suite. C'est la méthode du Krigeage qui a été retenue, notamment parce que nous avons pu trouver des exemples de données bathymétriques anciennes modélisées avec cette méthode (Maron et Rihouey, 2003). Enfin, nous présentons la manière de réaliser les différents calculs (volumes, profils) à l'aide du logiciel *Surfer*. Cette première section pose, par conséquent, les bases méthodologiques et présente les données utilisées pour le travail réalisé dans cette deuxième partie. Il s'agit d'étudier sur le long terme les évolutions de l'avant-côte de plusieurs sites bretons. Ces données bathymétriques vont nous permettre de dresser des bilans d'évolution des avant-côtes sur près de deux siècles en Bretagne. Une fois ces évolutions mises en évidence, nous nous attacherons à discuter ces résultats en les mettant en lien avec des forçages météo-marins, anthropiques et le contexte structural, c'est-à-dire les contraintes déterminées par les fonds rocheux sur l'adaptation des accumulations d'avant-plage.

2.3 Présentation des sites d'étude

Nous présentons ici les 7 sites d'étude localisés dans la section précédente (Figure 2.2). Ces sites ont comme caractéristique commune d'être des systèmes dominés par les houles et soumis à l'influence des marées. Ne sont donc pas prises en compte dans notre étude des plages directement influencées par les apports fluviaux. Bien que, pour certains de ces sites, les estuaires jouent un rôle dans la morphologie de l'avant-plage et dans la répartition des sédiments, leurs évolutions ne sont pas en relation directe avec les apports fluviaux. Les différences entre les sites d'étude sont donc leur degré d'exposition aux houles, bien évidemment, le contexte géologique local, et enfin l'influence anthropique. Ces trois points sont donc repris et détaillés pour chacun des sites étudiés.

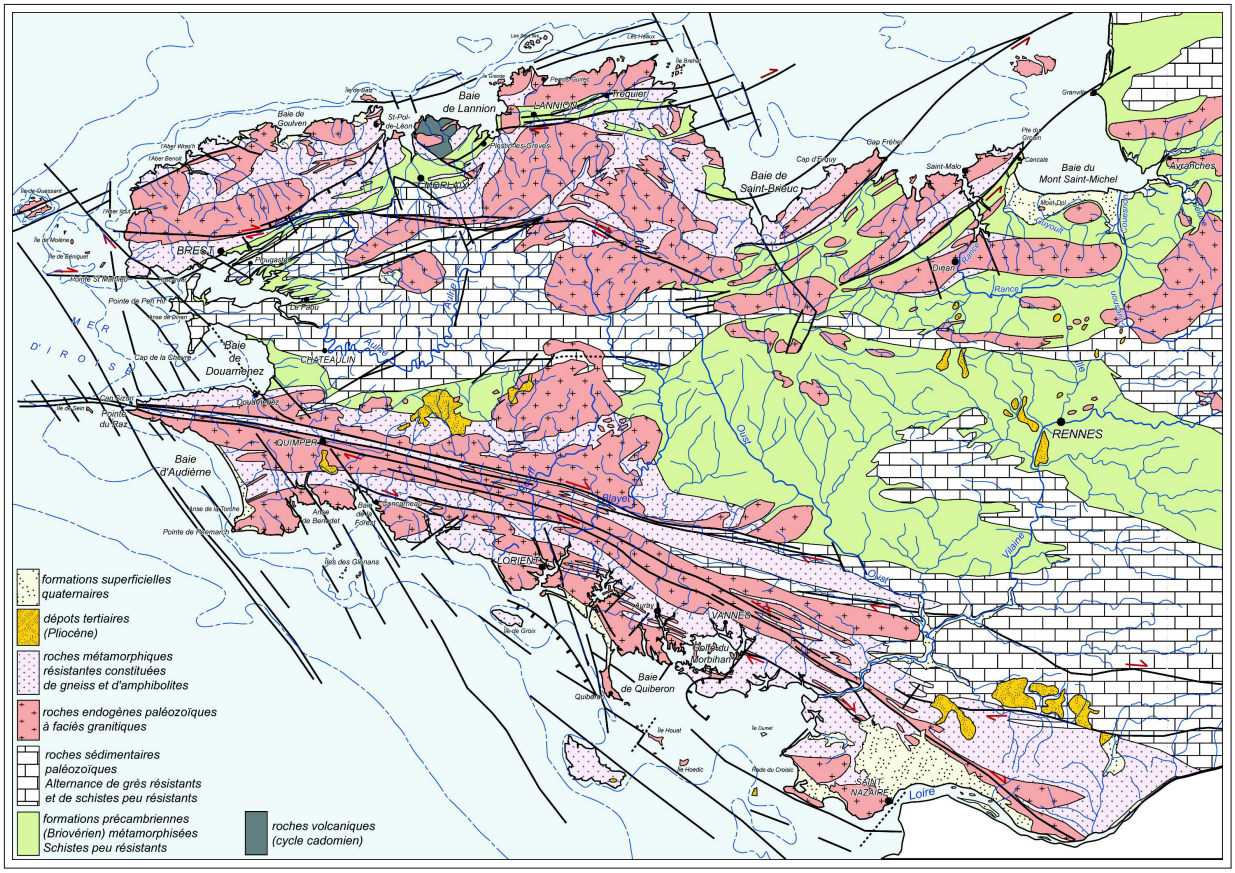


FIGURE 2.7 – Carte géologique simplifiée du Massif armoricain (Source : France du Nord).

De nombreux ouvrages et publications permettent de rendre compte de l'histoire géologique du Massif armoricain. Une synthèse des dernières connaissance est proposée par Ballevre et al. (2013). Il est impossible d'en rendre compte ici et, sans doute, inutile, de détailler l'ensemble des connaissances actuelles dans l'optique de notre sujet d'étude. On se limitera donc à présenter le cadre structural général du Massif armoricain, qui détermine sur les littoraux et en particulier les sites retenus pour notre étude, les caractéristiques géologiques locales.

Le cadre structural du Massif armoricain est issu d'une longue évolution, complexe, ponctuée par deux orogenèses majeures en Europe de l'Ouest : l'orogenèse cadomienne (Protéozoïque et Cambrien) et l'orogenèse varisque (Dévonien et Carbonifère). Depuis cette époque, le Massif armoricain n'a pas connu de tectogenèse importante mais des rejeux dits post-hercyniens sont intervenus lors de l'orogénèse alpine et pyrénéenne associée à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Il est délimité au Nord par le Cisaillement Nord-Armoricain (CNA), système de blocs en demi grabens, délimités par des failles crustales s'étendant sur plusieurs kilomètres, et au sud par le Cisaillement Sud-Armoricain (CSA), une faille coulissante s'étendant de la pointe du Raz vers Lorient, et qui est toujours active aujourd'hui. Trois orientations principales de failles caractérisent le Massif Armoricain : (i) une fracturation N70 ° issue de l'orogenèse Cadomienne, (ii) une fracturation N110-130 ° issue de la phase Hercynienne, ainsi qu'une dernière (iii) orientée à N140-160 ° . Ce système de failles différencie trois domaines :

— Le domaine Nord-Armoricain, situé au Nord du CNA et constitué de formations issues de l'orogenèse Cadomienne,
— le domaine centre Armoricain, entre l'ENA et le CSA, principalement sédimentaire,
— et le domaine Sud-Armoricain, situé au Sud du CSA principalement composé de roches métamorphiques.

La faille Kerforn est la faille N-S la plus importante de la pointe bretonne orientée au N135-150, ayant provoqué un déplacement dextre visible depuis la Manche occidentale jusqu'au Sud de Belle-Île (Chauris et Hallégouët, 1989).

2.3.1 L'anse du Pouldu

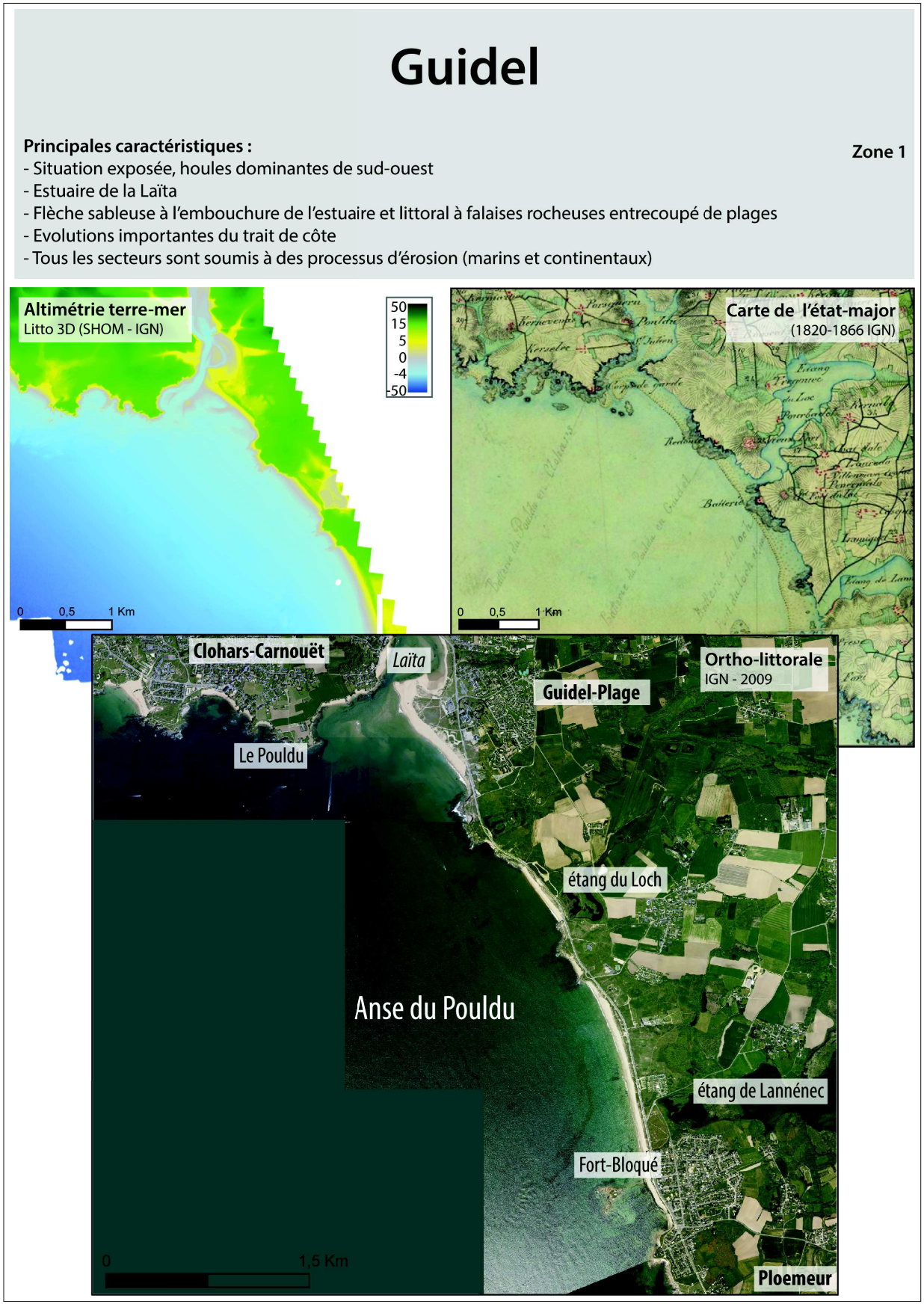


FIGURE 2.8 – Présentation de la zone 1 : Anse du Pouldu

2.3.1.1 Contexte géologique local

L'anse du Pouldu, en Bretagne méridionale, constitue la zone 1 de notre étude (Figure 2.8). Elle s'étend au sud et à l'ouest des communes de Clohars-Carnoët, de Guidel et la partie nord de Ploemeur, entre Le Poudu à l'ouest et Fort-Bloqué au sud-est. Les deux communes sont séparées par l'estuaire de la Laïta. Au sud du Pouldu, le littoral suit une orientation ouest-est jusqu'à la Laïta. À partir de Guidel et jusqu'à la pointe du Talut au sud de Fort-Bloqué le littoral est orienté NNW-SSE.

Selon Guilcher (1948), il s'agit d'une côte à redans. Le littoral du Pouldu à l'estuaire de la Laïta est constituée d'un escarpement rocheux taillé en falaise d'une quinzaine de mètres de hauteur. Il s'oppose au littoral entre la Laïta et Fort-Bloqué qui est formé par une « côte basse d'accumulations littorales et de dépressions sub-littorales drainées par les ruisseaux des étangs du Loch et de Lannénec dont le déversement dans la mer est maintenant régulé par des vannes. » (Hénaff, 1998).

Cette côte d'accumulation est entrecoupée de saillants rocheux constitués par les granites du Pouldu au nord et ceux de Ploemeur vers le sud à partir de Fort-Bloqué. Trois secteurs sédimentaires constituent des plages non adossées sur la totalité de leur longueur. Il s'agit des plages et cordons dunifiés de Fort-Bloqué au S (2,9 km), du Loch au centre (0,8 km) et de Guidel au N (1 km). Chacun de ces segments a été identifié comme constituant des cellules sédimentaires individuelles.

« L'estran et la flèche dunifiée de Guidel sont établis dans un ancien méandre remblayé de la Laïta (MILON, 1937) dont l'ancien talweg a été reconnu à proximité de la pointe du Sémaphore, sur la rive gauche de l'estuaire actuel. La flèche et l'estran sableux actuels s'appuient sur une accumulation fossile de sables et de galets qui a comblé l'ancien lit. En progressant vers le NW, la flèche tend à barrer la Laïta en s'ancrant à la rive orientale de l'estuaire. » (Hénaff, 1998).

Bien que clairement individualisées par les pointes rocheuses qui les séparent, ces accumulations se prolongent vers le large par une avant-plage qui leur semble commune, tout au moins en première approche.

2.3.1.2 Agents météo-marins

Conditions hydrodynamiques à la côte :

Dans ce secteur les houles de sud-ouest sont dominantes (Cf. Annexe .2). Le fetch est très grand, aucun obstacle ne vient freiner et modifier les houles de Sud-Ouest. L'île de Groix peut atténuer les houles orientées plein Sud, et le plateau des îles Glénan peut atténuer les houles d'Ouest. Il est cependant situé à environ 25 km de la côte de Guidel. Les houles rencontrées ont, pour plus de 50 % du temps, une hauteur comprise entre 0 et

2 m (Cf. Annexe .2, Figure .16). C'est donc un secteur fortement exposé.

Niveaux de marée :

Les niveaux de marée sont obtenus au Pouldu, situé à l'embouchure de la rivière de la Laïta (station la plus proche) à partir des données du SHOM (Tableau 2.8).

Table 2.8 – Niveaux de marée pour le site de Guidel (source : SHOM)

Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
4,15	2,78	2,23	1,18	0,17	-1,92

2.3.1.3 Caractéristiques morphologiques de la plage

Les connaissances ici présentées sont issues des travaux de Hénaff (1998). La flèche dunifiée de Guidel s'allonge sur environ 450 mètres en direction de l'ONO en s'accrochant à la rive gauche de la Laïta. L'altitude de la dune qui coiffe cette accumulation est de 11 m NGF dans sa partie proximale et elle s'abaisse à 5 m NGF à son extrémité distale. La partie intertidale est large de 250 m au sud de la zone et peut dépasser les 500 m au niveau de la flèche (partie nord). La topographie de la plage est caractérisée par deux ou trois lignes de barres sableuses mobiles qui se développent sur le bas-estran. Leur mobilité est dictée à la fois par l'énergie des houles qui s'exercent sur cette face exposée de l'accumulation mais également par la dérive littorale qu'elles y génèrent et par les courants de flux entrant dans l'estuaire. Leur migration à long terme conduit une partie du sédiment à migrer en arrière de la flèche ou à être repris par les courants de jusant, dont la compétence est modifiée selon les débits de la rivière, pour être répartis sur l'avant-plage (Hénaff, 1998). La partie supérieure de la plage a une pente relativement forte, de l'ordre de 7 à 10 %. Les études sédimentologiques font état de sables moyens à grossiers (médiane granulométrique entre 280 et 680 μm selon Yoni (1995)).

Les évolutions de ce secteur du littoral ont été étudiées par Yoni (1995). Elle a ainsi montré, sur la base d'une comparaison de photographies aériennes de l'IGN, une grande mobilité de l'accumulation, notamment dans sa partie distale. Le trait de côte a reculé et des bilans sédimentaires montrent que, entre 1952 et 1992, l'érosion a été de l'ordre de 90 000 m^3 de sédiments, soit une perte annuelle moyenne de plus de 650 m^3/an. Le trait de côte a ainsi reculé sur la période avec des phases plus ou moins rapides de recul ponctuées par des périodes de reconstruction, cette érosion concernant tour à tour la totalité ou certains segments du trait de côte de l'accumulation.

Si l'on se réfère à la typologie de Wright & Short, la plage peut être définie comme étant de type réflectif intermédiaire.

2.3.1.4 Facteurs anthropiques

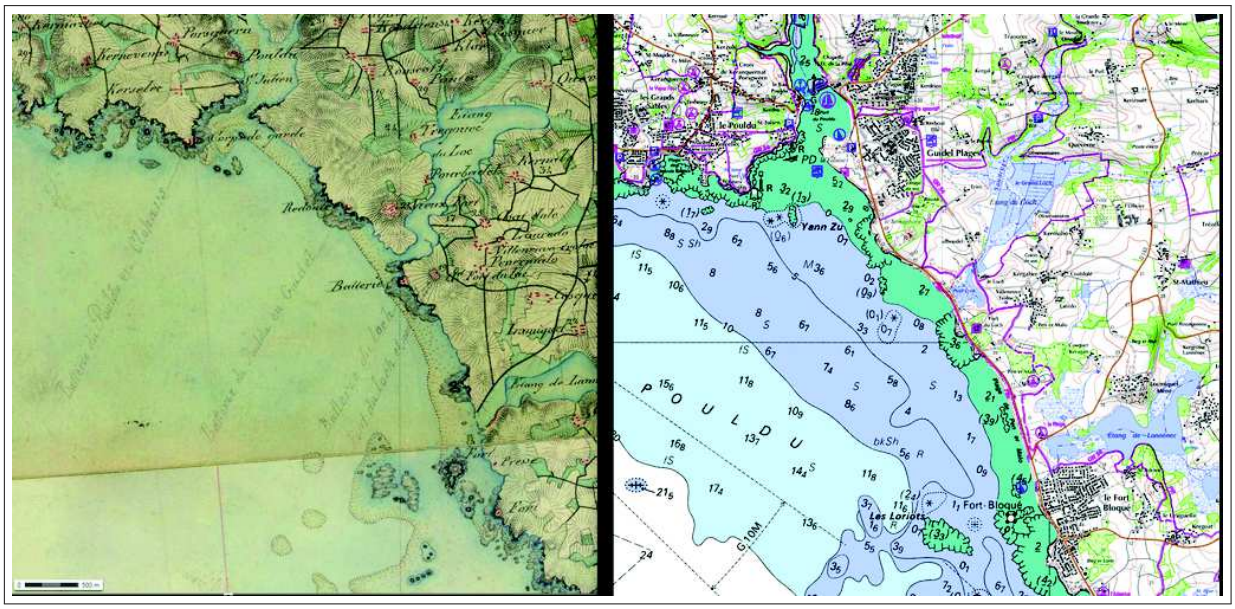


FIGURE 2.9 – Zone 1. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle

Dès la fin du XVIIIème siècle, les impacts des aménagements humains commencent à se faire sentir sur le tracé du rivage. Le rivage entre Guidel et Fort-Bloqué est naturellement coupé par le débouché des étangs de Lannénec et du Loch (figure 2.9). Des flèches libres dunifiées se développent à leur débouché et progressent vers le SE. De plus, à l'embouchure de la Laïta, on remarque que la flèche de Guidel a une position plus avancée dans l'estuaire qu'aujourd'hui. La fermeture des étangs dans un objectif de poldérisation correspond à une période d'avancée de la partie Sud-Est de l'anse, qui se stabilise dans la deuxième moitié du XXème siècle. La flèche de Guidel, quant à elle, suit une phase de progradation importante jusque dans les premières décennies du XXème siècle. À la suite de cette progradation, s'amorce une phase de retrait dans l'estuaire encore visible aujourd'hui (comparaison des photos aériennes). L'explication viendrait à la fois d'un comblement progressif de l'estuaire, des dégradations anthropiques dues à l'afflux touristique depuis la décennie 1960-70, et également des « extractions opérées dans les stocks sableux de la cellule littorale, notamment dans le revers de la dune et les plages de poches pour la construction du Mur de l'Atlantique au cours de la Seconde Guerre mondiale. » (Hénaff, 1998).

Geos/Ael (2011) présente les évolutions de ces dernières années de l'anse et la flèche du Pouldu (i), de la plage du Loc'h (ii) et de la plage de Fort-Bloqué (iii).

— (i) le rivage est stable à l'intérieur de l'anse du Pouldu. Pour autant, on note un recul de la flèche sableuse d'environ 30 m. En effet, les photographies prises entre 2000 et 2009 montrent un dégagement progressif du sable qui recouvrait le

blockhaus et la destruction du poste de secours de la plage en mars 2006 (Figure 2.10).

— (ii) les travaux, réalisés depuis 1999, de confortement de la dune et du déplacement de l'aire de stationnement de l'autre côté de la route ont permis de stabiliser l'évolution de la plage et on note même un bon engraissement du pied de la dune (Figure 2.11).

— (iii) D'un côté les travaux réalisés au début des années 2000 (ganivelles et canalisation du public) ont permis de renforcer le pied de dune et de favoriser la pousse d'une végétation. De l'autre, le système stabiplage implanté au niveau de l'agglomération Fort-Bloqué ne semble pas avoir été suffisant pour lutter contre l'érosion de la falaise meuble (Figure 2.12). D'ailleurs des enrochements ont été implantés ponctuellement pour tenter de limiter son recul.



FIGURE 2.10 – En haut, recul du trait de côte au niveau du blockaus entre janvier 2000 et févier 2009, et en bas, recul du trait de côte au niveau du poste de secours entre janvier 2000 et février 2009 (source : Geos/AEL et Lorient Agglomération).



FIGURE 2.11 – En haut, vue de la plage du Loc'h entre janvier 2000 et févier 2009, et en bas, confortement du pied de dune entre mai 2000 et mai 2009 (source : Geos/AEL et Lorient Agglomération).



FIGURE 2.12 – Du haut en bas : évolution de la falaise Pen-er-Malo entre mars 2006 et mai 2009 suite aux travaux réalisés, renforcement du pied de dune entre mai 2000 et mai 2009, recouvrement du système Stabiplage et mise en place d'enrochements entre mai 2000 et mai 2009 (source : Geos/AEL et Lorient Agglomération).

2.3.2 Baie de La Forêt

La zone 2 est, comme l'anse du Pouldu, localisée en Bretagne méridionale, à environ 35 km vers l'ouest de la zone 1. Elle correspond à la baie de La Forêt située au fond de la baie de Concarneau (Figure 2.13).

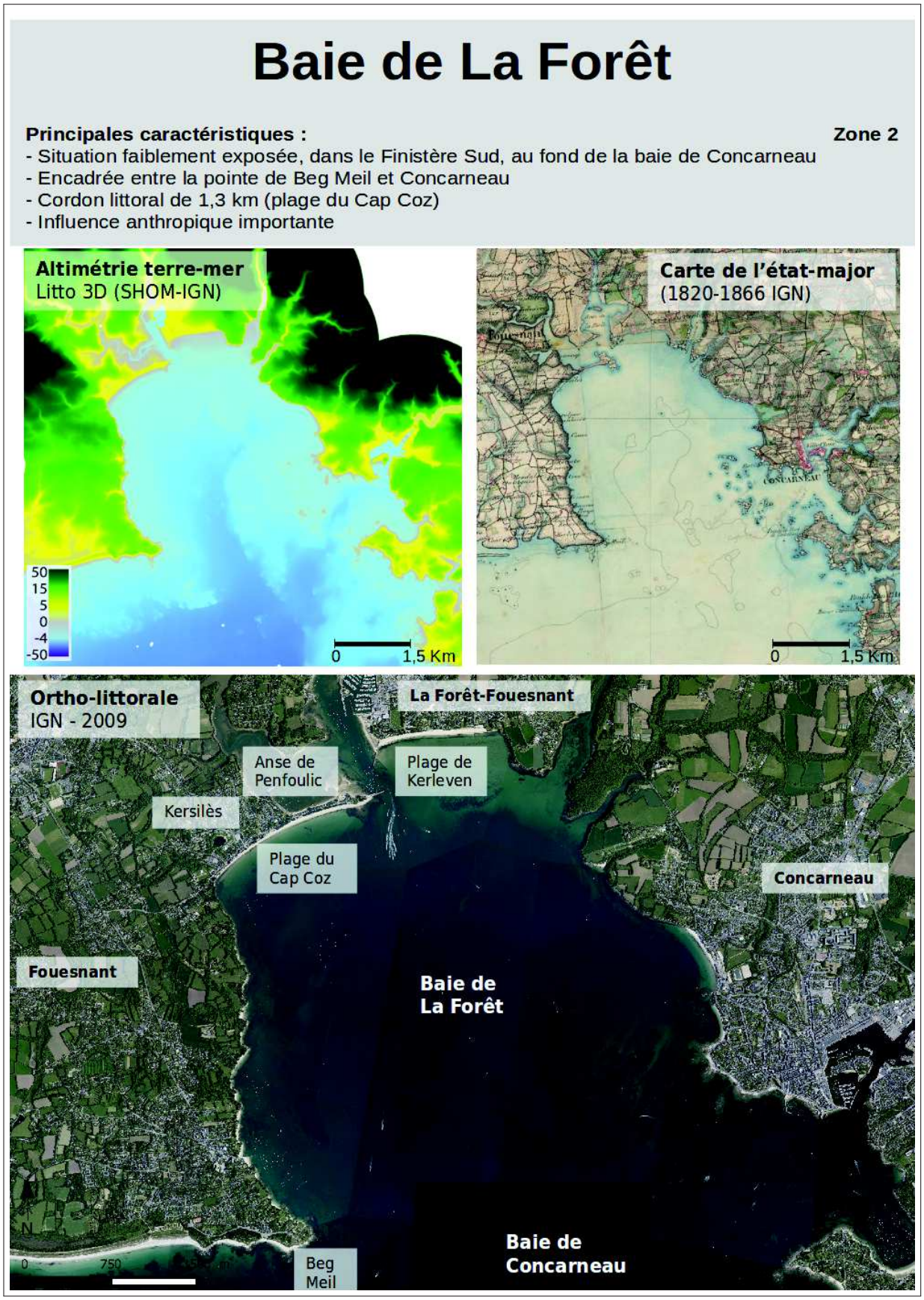


FIGURE 2.13 – Présentation de la zone 2 : Baide de la Forêt

2.3.2.1 Contexte géologique local

La baie de La Forêt se situe au fond de la baie de Concarneau. La baie de Concarneau a été décrit par Guilcher (1948), Pinot (1974) et Delanoë et Pinot (1977), elle s'étend entre les pointes de Mousterlin et de Trévignon et, au large, jusque l'archipel des îles Glénan, à l'isobathe des 50 m. Elle est liée à une structure géologique de type graben et correspond à un fossé tectonique tertiaire (Guilcher, 1948) bordé par la faille Kerforne et un faisceau de failles parallèles qui passe le long de la côte ouest au niveau de la pointe de Beg-Meil et au Cap-Coz selon une orientation NNW - SSE, et se prolonge ensuite vers le nord en passant par Quimper. Le bord oriental de la baie est moins clairement aligné sur des fractures majeures du socle. Néanmoins son orientation générale, de la pointe de Trévignon à l'anse de Penfoulic reste dans le même alignement. La faille Kerforne sépare des fonds sableux et vaseux, à 3 km de la côte, de la plateforme à écueils recouverte de maërl (Delanoë et Pinot, 1977).

2.3.2.2 Agents météo-marins

Conditions hydrodynamiques à la côte : Les houles dominantes sont orientées sud-ouest. Elles peuvent atteindre la partie orientale de la baie, par contre c'est seulement après diffraction au niveau de la pointe de Beg Meil qu'elles peuvent atteindre le fond de la baie, ce qui en fait une zone relativement abritée. Pour les houles provenant du sud, le fetch est réduit du fait de la présence des îles Glénan L'annexe .2, Figure .15 présente la rose des houles dans ce secteur.

Niveaux de marée :

Les niveaux de marée sont obtenus à Concarneau (station la plus proche) à partir des données du SHOM (Tableau 2.13).

Table 2.13 – Niveaux de marée pour le site de la baie de La Forêt (source : SHOM)

Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
4,20	3,09	2,47	1,37	0,43	-1,73

2.3.2.3 Caractéristiques morphologiques de la plage

Le fond de la baie de la Forêt où parviennent les modestes rivières de Penfoulic et de la Forêt est un littoral bas qui plonge en pente douce sous la mer et qui, du fait de sa position en retrait de la ligne de rivage générale du sud du Finistère, présente des conditions relativement bien protégées des houles du large. Les plages sableuses se développent de part et d'autre de l'estuaire des deux rivières : à l'ouest la plage du Cap-Coz ; à l'est, la

plage de Kerleven. La plage du Cap-Coz est un cordon littoral étroit, long d'environ 600 m et formant un tombolo entre les falaises de l'ouest où il s'accroche et la plate-forme rocheuse qui forme l'extrémité de l'accumulation à l'est, au niveau de l'estuaire. La forme originelle de cette accumulation est cependant délicate à discerner étant donnés les très nombreux aménagements qui désormais la couvrent : défenses contre la mer, résidences secondaires, aménagements touristiques divers, etc. La position de la plage du Cap-Coz le long du rivage de la baie est un peu plus méridionale que celle de la plage de Kerleven qui constitue la plage de l'est. Cette accumulation sableuse, longue d'environ 1 km, a été, avant l'aménagement du port de plaisance de Port-la-Forêt, une flèche littorale, au moins dans sa partie la plus occidentale. Sa partie proximale est appuyée sur le promontoire rocheux de Keranterec à l'est. Les pentes de plage sont relativement plus fortes à Cap-Coz : 2,5 à 3 % avec une largeur d'estran de 250 à 300 m ; comparativement, à Kerleven les pentes sont faibles : valeurs inférieures à 1 % et des largeurs d'estran de l'ordre de 500 à 700 m.

2.3.2.4 Facteurs anthropiques

Le littoral du fond de la baie de Concarneau est fortement aménagé. En arrière de ce rivage, le port de la Forêt-Fouesnant a été aménagé au XIXe avec des quais et des cales, tandis que l'anse vaseuse de Penfoulic, en arrière de l'accumulation du Cap-Coz sert depuis longtemps d'abri pour les bateaux de pêche puis de plaisance. La vocation touristique du Cap-Coz a été également exploitée très tôt. Sur les bords des falaises instables de Kersilès à l'ouest et sur cet étroit cordon où se sont installées des résidences secondaires, la nécessité de défendre le trait de côte de l'érosion et les submersions (bien que le secteur soit assez abrité) a conduit à la multiplication des ouvrages. L'aménagement du port de plaisance de Port-la-Forêt (actuellement première marina en eau profonde de la région) au début des années 1970 a renforcé l'attractivité touristique de ce secteur et la plage de Kerleven, qui a, notamment dans sa partie occidentale, été l'objet d'un développement résidentiel important.

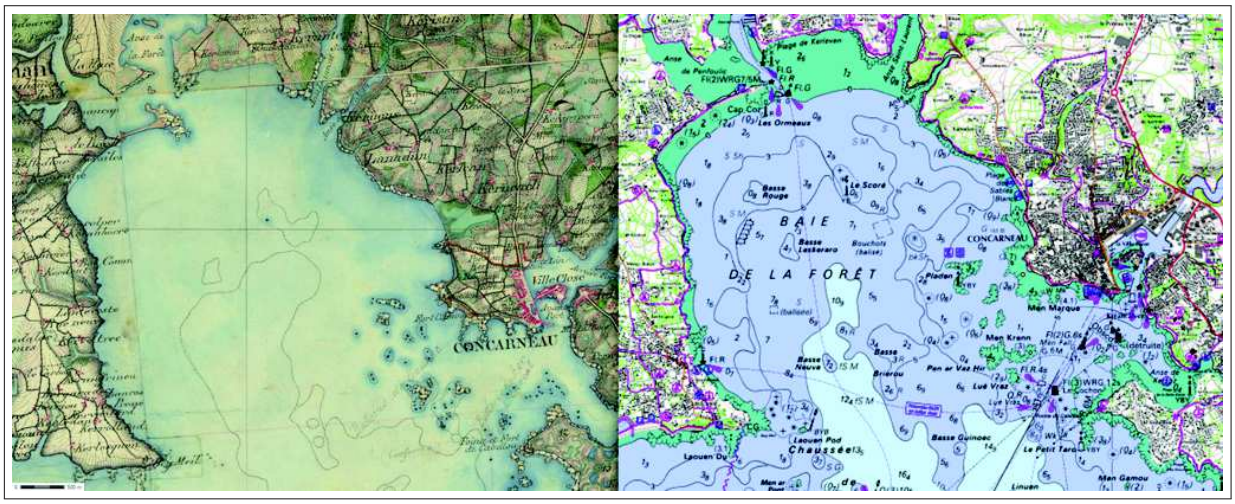


FIGURE 2.14 – Zone 2. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle

2.3.3 Anse de Bénodet

La zone 3 se situe dans l'anse de Bénodet, à une dizaine de kilomètres à l'ouest de la zone 2. Elle constitue la première grande anse du littoral méridional du Finistère à l'est du Cap Caval. Le secteur est divisé en deux zones pour présenter les caractéristiques morphologiques des plages : le secteur ouest de l'Île-Tudy à Combrit (qui fera l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre 3) et le secteur est qui s'étend de Bénodet à la pointe de Mousterlin sur la commune de Fouesnant (Figure 2.15).

Anse de Bénodet

Principales caractéristiques :
- Situation semi-exposée, dans le sud Finistère
- Encadrée entre la pointe de Mousterlin et la rivière de Pont-l'Abbé
- Cordon littoral de formation récente (historique)
- Evolutions importantes du trait de côte
- Particulièrement sensible à l'érosion et à la submersion
- 3_2 : secteur littoral très anthropisé (poldérisation en 1852, urbanisation, extractions de sable, etc.) qui le rend vulnérable

Zone 3
3_1 Bénodet à Pointe de Mousterlin
3_2 Île-Tudy à Sainte-Marine

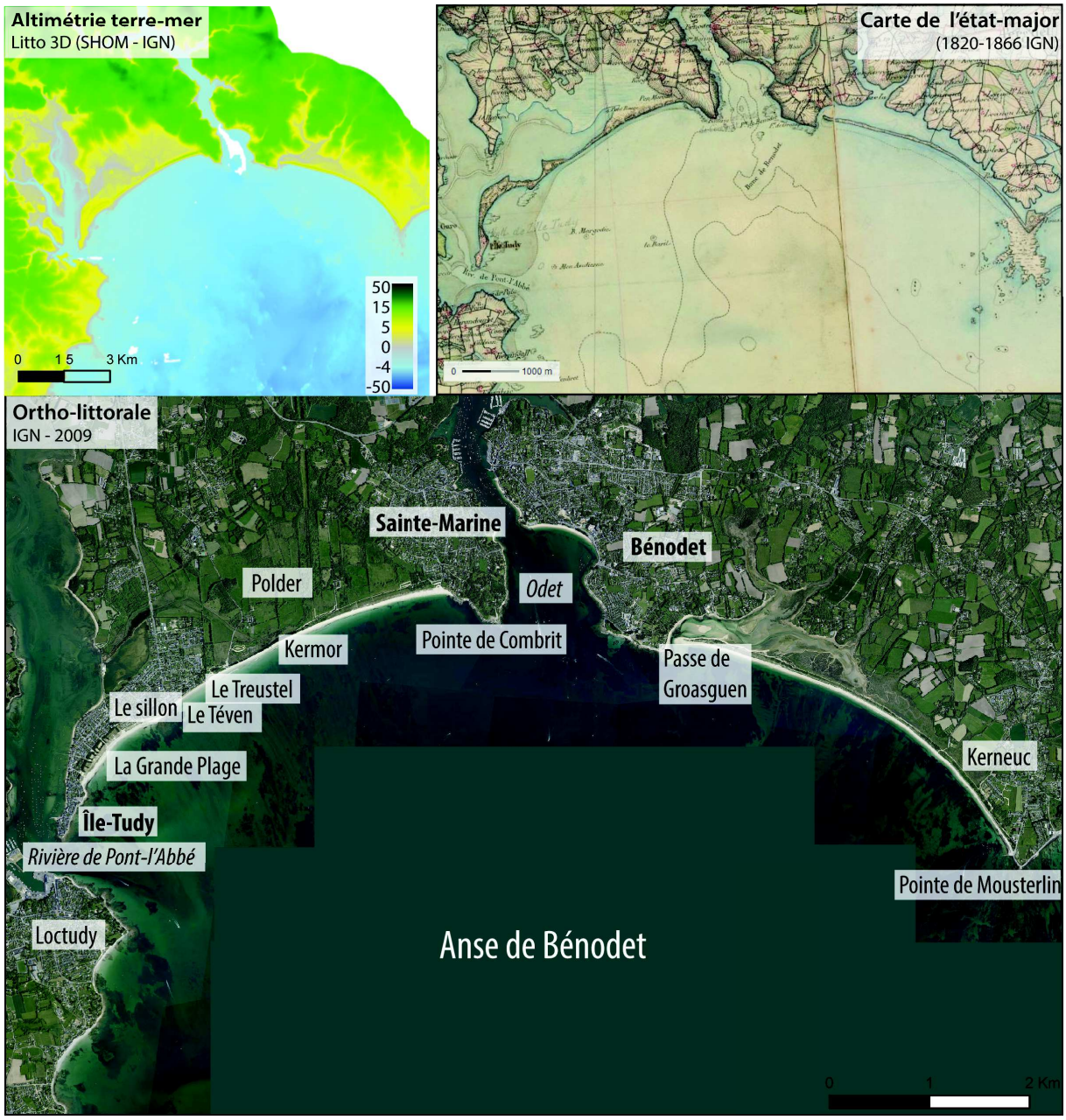


FIGURE 2.15 – Présentation de la zone 3 : Anse de Bénodet

2.3.3.1 Contexte géologique local

L'anse de Bénodet et les rivages de Combrit et de Mousterlin sont situés dans l'extrémité sud-ouest de la péninsule armoricaine. Les mouvements verticaux engendrés par la tectonique tertiaire sur les formations primaires métamorphisées de l'Anticlinal de Cornouaille au nord et sur les plutons granitiques hercyniens au sud ont provoqué la surélévation au nord et l'affaissement au sud de cette région. Le littoral est une côte basse composée de nombreux cordons littoraux isolant des dépressions sub-littorales.

Les profondeurs maximales de l'anse de Bénodet, qui s'étend sur une centaine de kilomètres carrés, sont comprises entre 10 et 20 m. La zone se caractérise par un vaste platier rocheux recouvert partiellement d'une étendue de sédiments fins (Pinot, 1974), tandis que les petits fonds entre Penmarch et Loctudy sont principalement rocheux, avec une couverture sédimentaire éparse (Chassé et Glémarec, 1976). En effet, cette côte est très exposée à la houle. Dès lors que le littoral se trouve en position plus abritée (anse de Combrit et Concarneau) le sable s'y dépose et la couverture sédimentaire s'épaissit (Hénaff, 1998). Vanney (1977a) met en évidence une rampe sédimentaire qui s'est formée dans le paleo-chenal de l'Odet et ses affluents, appelé le « chenal de l'île aux Moutons » qui contribuerait aux apports sableux des petits fonds de l'anse de Bénodet.

2.3.3.2 Agents météo-marins

Conditions hydrodynamiques à la côte : L'annexe .2, Figure .15 présente la rose des houles dans ce secteur.

Combrit - Île-Tudy : l'orientation du littoral SO-NE rend le site particulièrement exposé aux houles de secteur sud-ouest à Sud-Est. Cependant, cette orientation sud-est des houles détermine un fetch beaucoup plus limité par la présence des îles de Bretagne Sud (Belle-Île et Groix) et du fond du golfe de Gascogne qui se situe à 150 km. Les houles de secteur ouest sont diffractées sur la côte de Penmarch à Loctudy.

Mousterlin : l'orientation du littoral rend le site plus exposé que le précédent puisqu'il est orienté NO-SE. Ainsi, les houles de ouest-sud-ouest (même si une partie est atténuée par la plateforme de Penmarc'h à Loctudy) à sud-est arrivent directement du large (à l'exception des houles de direction sud qui sont freinées par les îles Glénan).

Niveaux de marée :

Les niveaux de marée sont obtenus à Loctudy (station la plus proche) à partir des données du SHOM (Tableau 2.15).

Table 2.15 – Niveaux de marée pour le site de l'anse de Bénodet (source : SHOM)

Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
4,20	3,09	2,45	1,35	0,41	-1,75

2.3.3.3 Caractéristiques morphologiques de la plage

Zone est - de Bénodet à la pointe de Mousterlin Une flèche dunifiée s'est construite sous l'influence des houles et des vents dominants de sud-ouest au niveau du lieu dit du Kerneuc et s'étend, du fait de la dérive littorale, vers le nord-ouest en direction de Bénodet. De Kerneuc à la pointe de Mousterlin (vers l'est), la dérive est inversée vers le sud-est jusqu'à l'exutoire (ou passe du Groasguen) de la Mer Blanche, qui constitue une lagune sableuse et un marais maritime arrière-littoral. La Mer Blanche constitue un piège pour une partie des sables en transit le long de cette flèche, une autre partie de ces sédiments est reprise par les courants de jusant du Groasguen et étalée sur les petits-fonds, enfin une autre partie contribue à l'engraissement du massif dunaire. La cale du port de Mousterlin joue désormais le rôle d'épi. Avant sa mise en place, les sables contournaient la pointe et alimentaient, au moins partiellement, la grande plage de Mousterlin à Beg-Meil. Depuis la construction de la cale de Mousterlin en 1967, les sables s'accumulent en amont-dérive et ne transitent presque plus vers l'est.

Zone ouest - de l'Île-Tudy à Sainte-Marine Un étroit cordon dunaire relie les deux pointes granitiques (granit de Pont-l'Abbé) de l'Île-Tudy et de Sainte Marine à Combrit en isolant de la mer une dépression arrière-littorale submersible. La formation de l'accumulation littorale semble récente et s'inscrit dans la période historique. Elle débute par la construction naturelle, depuis l'ancienne Île-Tudy au sud-ouest et la pointe Sainte-Marine au nord-est, de deux flèches sableuses progressant en sens opposé qui, sur les cartes anciennes du secteur, n'apparaissent qu'à partir de la seconde moitié du XVIIème siècle (Bouffort et al., 2011). Depuis la fin du XVIIème siècle, ces deux accumulations tendent à se rejoindre et à isoler progressivement de la mer l'anse de Kermor localisée en avant d'une falaise morte et reliée à la rivière de Pont-l'Abbé sans toutefois y aboutir naturellement. Les ouvertures qui persistaient dans le cordon ont été complètement fermées au cours du XIXème siècle.

2.3.3.4 Facteurs anthropiques

La poldérisation de l'ancienne anse de Kermor par la fermeture des ouvertures et la construction d'une digue du côté de la rivière de Pont-l'Abbé au milieu du XIXème siècle fut la première action à avoir un impact considérable sur la dynamique hydro-sédimentaire.

L'anthropisation du secteur est considérable, on peut voir sur la figure 2.17 l'urbanisation très forte de la commune de l'Île-Tudy, en partie dans les zones basses du polder. Or, depuis sa fermeture le cordon dunaire montre des signes de fragilité : des surverses et des brèches ont été observées à de nombreuses reprises jusqu'à ces dernières années, lors de coup de vent ou de tempêtes associés à des surcotes (Bodéré et al., 1992; Bouffort et al., 2011). L'extension de l'urbanisation sur la commune de l'Île-Tudy, y compris dans le polder, associée à la vulnérabilité du cordon dunaire accroît considérablement les risques côtiers d'érosion et de submersion. Ce secteur à risque, est de fait, placé sous surveillance et de nombreux aménagements ont déjà été effectués pour tenter de contrer le recul du trait de côte : remblais successifs dans les brèches et au sommet du cordon (tout au long des XIX et XXème siècles et jusqu'à nos jours), plantation d'oyats (dans les années 1980 ; en 2012), brise-vents (plusieurs opérations depuis 1980), construction d'enrochements au Téven (1995) et d'un épi au Treustel (fin des années 1990). Mis à part l'enrochement qui a joué son rôle de stabilisation définitive du trait de côte, les autres travaux n'ont pas inversé la tendance, mais ont contribué à un certain ralentissement de l'érosion (Bouffort et al., 2011). Néanmoins, la situation reste toujours délicate et d'autres solutions pour pallier ce problème sont également réalisées actuellement (en 2008, en 2012 et annuellement depuis l'hiver 2012-2013), tels que les rechargements sédimentaires du haut de plage, ou encore le rehaussement du cordon par des apports de sable.

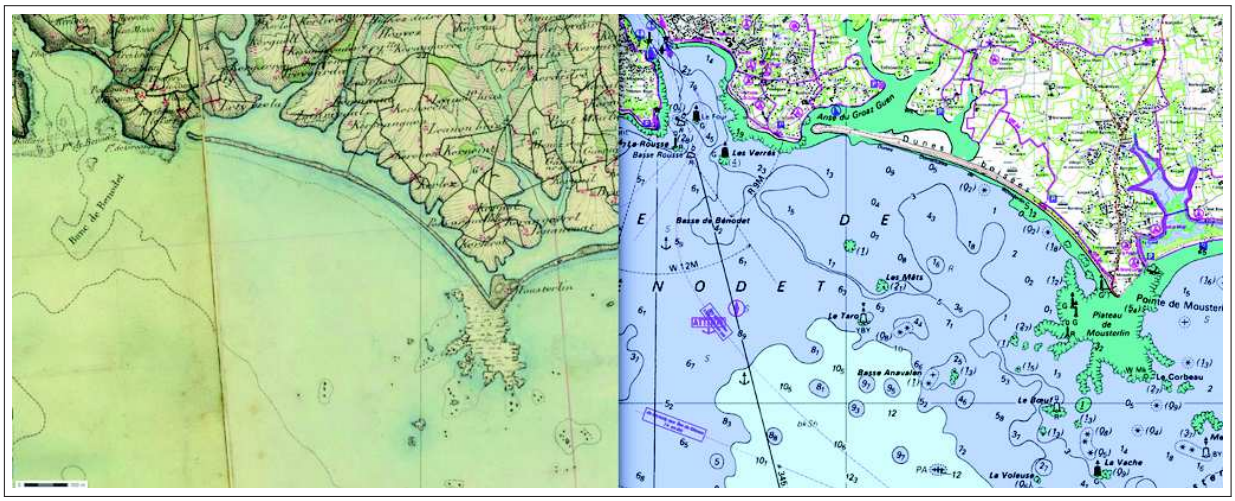


FIGURE 2.16 – Zone 3 1. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle



FIGURE 2.17 – Zone 3 2. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle

2.3.4 Baie d'Audierne

A peu de distance de l'anse de Bénodet (environ une vingtaine de kilomètres vers l'ouest), la zone 4 correspond à la baie d'Audierne. Avec ce secteur d'étude, on quitte alors les littoraux de la Bretagne méridionale pour aborder la façade occidentale de la péninsule bretonne. Cette grande baie forme le rivage sud-ouest du Finistère sur une quarantaine de kilomètres de linéaire côtier entre le cap Sizun et le cap Caval (Figure 2.18).

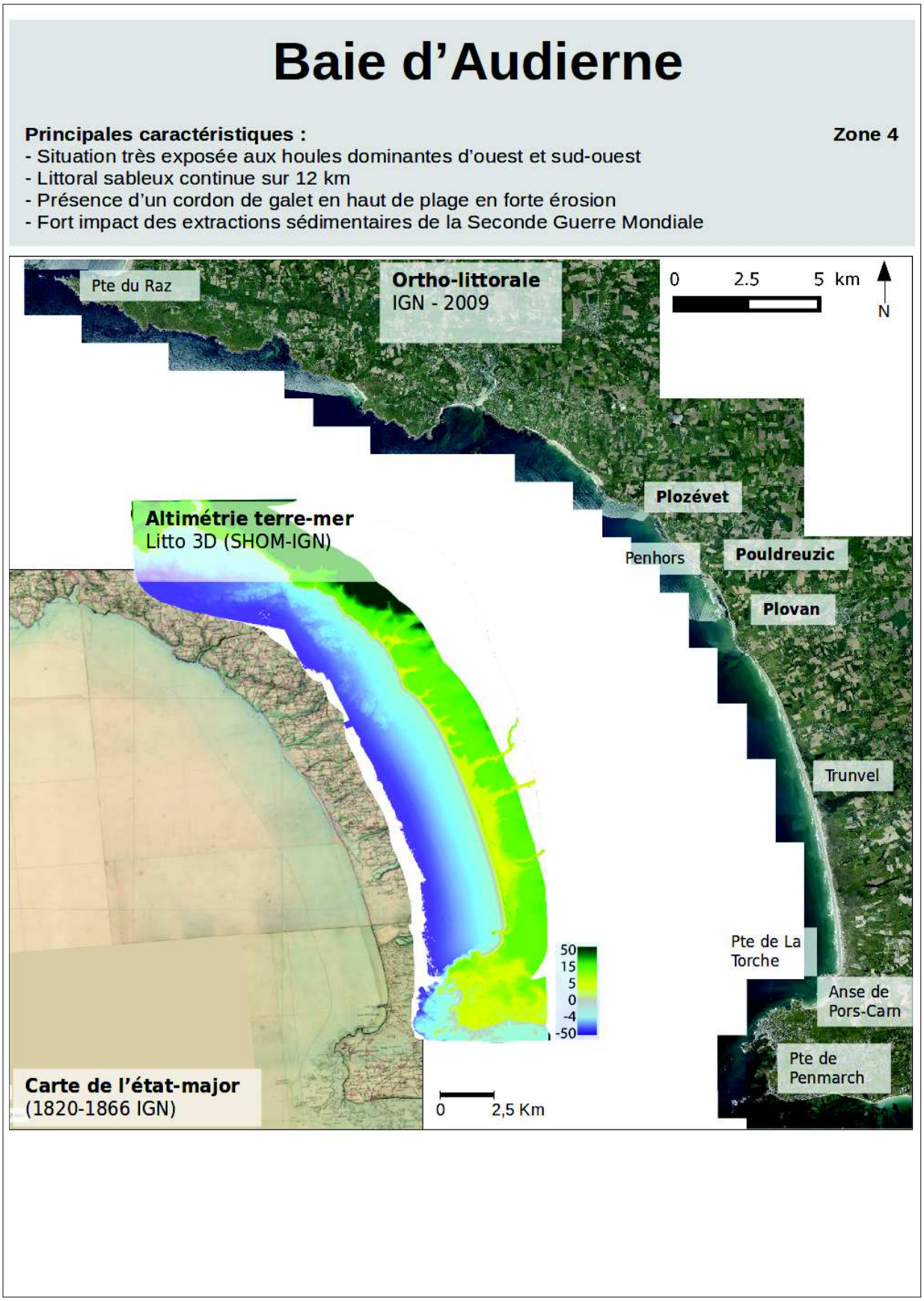


FIGURE 2.18 – Présentation de la zone 4 : Baie d'Audierne

2.3.4.1 Contexte géologique local

La baie d'Audierne, ouverte sur l'Atlantique entre la pointe du Raz et la pointe de Penmarch, présente au nord et au sud des formations granitiques et orthogneissiques, qui s'élèvent, au nord, en falaises hautes de 15 à 30 m (Morzadec-Kerfourn, 1999).

Le centre est formé dans les micaschistes de la baie d'Audierne. Ces formations souvent altérées en surface affleurent en falaises basses au sud, de Plozévet à Pouldreuzic ainsi qu'à Plovan. Vers le sud de Plozévet, la topographie s'abaisse vers le sud-ouest. Plusieurs paléo-plateformes ont été dégagées dans ces formations. Elles sont souvent associées à des épandages de galets marins (Hallégouët, 1990) et le socle est alors progressivement masqué sous les formations littorales héritées et actuelles. Ce sont principalement des cordons de galets pléistocènes et actuels entre Penhors et Trunvel, puis des formations dunaires holocènes et récentes (néo-formation de cordons dunaires) jusqu'à la pointe de la Torche et dans l'anse de Pors-Carn. Ces accumulations de galets héritées et leur âge Barrois (1876, 1882); Guilcher (1948, 1982); Hallégouët (1990); Guilcher et Hallegouet (1981), le cordon actuel, l'Ero-Vili (Bodéré, 1971; Hallégouët et Bodéré, 1993; Hallégouët et Hénaff, 1993), les sables de plage et les dunes (Chauris, 1992; Hénaff et al., 2015), les fonds de la baie (Saint-Requier, 1970), ainsi que le recul du trait de côte (Hallégouët et al., 1989; Guilcher et al., 1992; Hallégouët et Hénaff, 1993; Faye et al., 2007) ont fait l'objet de nombreuses publications.

2.3.4.2 Agents météo-marins

Conditions hydrodynamiques à la côte : L'annexe .2, Figure .14 présente la rose des houles dans ce secteur. Les houles sont de dominantes ouest et ouest-sud-ouest, avec les plus hautes vagues rencontrées dans ce deuxième secteur. Le fetch y est illimité pour les houles de secteur nord-ouest à sud-ouest.

Niveaux de marée :

Les niveaux de marée sont obtenus à Audierne (station la plus proche) à partir des données du SHOM (Tableau 2.18).

Table 2.18 – Niveaux de marée pour le site de la baie d'Audierne (source : SHOM)

Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
4,40	3,34	2,66	1,51	0,48	-1,74

2.3.4.3 Caractéristiques morphologiques de la plage

La plage, continue sur près de 12 km, est constituée principalement de sable fin. Sur 5,5 km de long un cordon de galet en haut de plage, nommé Ero Vili, barre plusieurs étangs

situés en arrière dans des zones basses inondables (Faye et al., 2007). La vidange de ces étangs survient en hiver lorsque les étangs sont remplis par les eaux continentales et qu'ils débordent par dessus la crête du cordon en l'éventrant. A haute mer, et lorsque les vagues sont forcées par des vents de tempête, la mer élargit alors les brèches, qui se reconstituent normalement en été. Cependant, depuis les extractions massives réalisées pendant et après la Seconde Guerre Mondiale, ces brèches ne se réparent plus et sont comblées par du sable par la mer puis par la déflation éolienne. La dérive littorale résultante est dirigée vers le sud, tandis que les vents dominants sont de sud-ouest. L'érosion a été accélérée entre la fin de la Seconde Guerre et les années 1990, depuis elle est plus modérée, et l'on relève même quelques secteurs en engraissement temporaires depuis les années 2000 (Faye et al., 2007).

2.3.4.4 Facteurs anthropiques

La présence de l'homme dans cette région remonte au moins à 500 000 ans (Hallégouët et Hénaff, 2006). Le principal facteur anthropique ayant influencé l'évolution de ce littoral et donc, potentiellement, les petits fonds également est les extractions massives de sables et de galets réalisés pendant et après la seconde guerre mondiale (Hallégouët et Hénaff, 2006). Cela a été notamment étudié au travers de l'évolution de l'Ero Vili, ancré aux falaises de Penhors au nord qui s'étirait autrefois jusqu'à la pointe de La Torche et retient une série d'étangs, aussi appelés palus. L'exploitation intense des sédiments, estimée à environ 500 000 m^3 par Regnauld et al. (2016), durant cette période a conduit a un recul majeur de ce cordon et de la ligne de rivage.

Les zones réglementaires et mesures de protection de l'environnement sont aujourd'hui nombreuses sur cette portion de côte :

— terrains du Conservatoire du Littoral,
— Zone de Protection Spéciale (ZPS),
— Natura 2000,
— réserve de Bretagne Vivante.

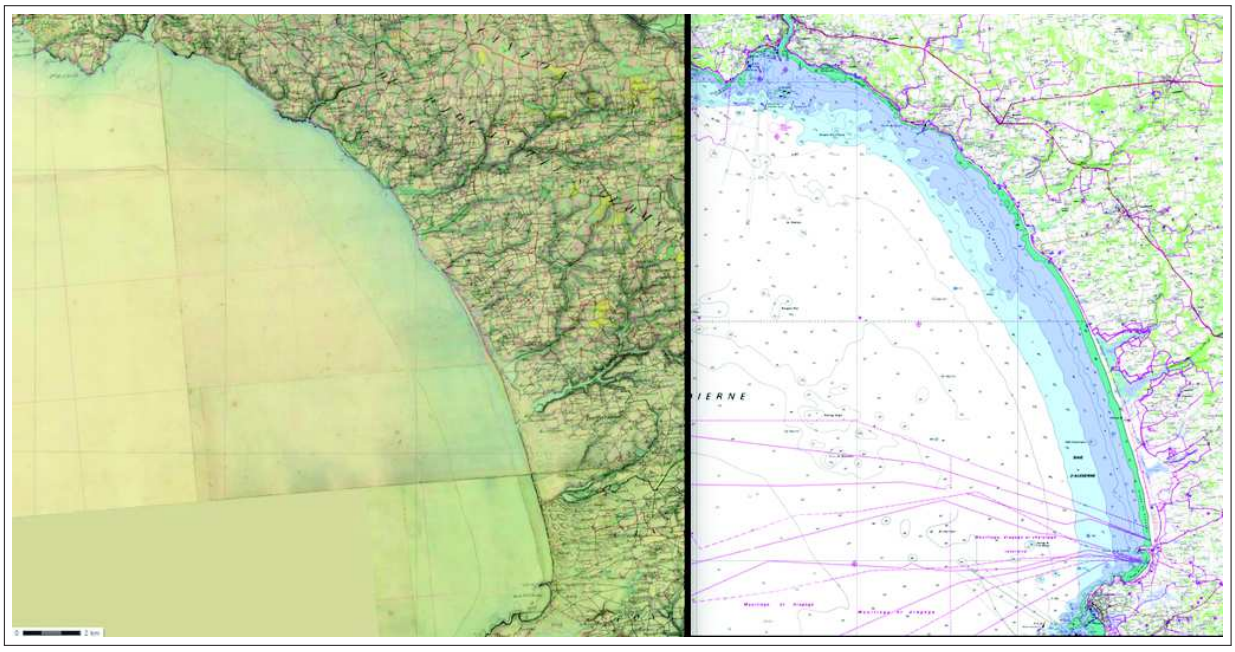


FIGURE 2.19 – Zone 4. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle

2.3.5 Façade occidentale de la presqu'île de Crozon

Les zones 5 et 6 se situent à une trentaine de kilomètres vers le nord de la baie d'Audierne et sur la façade occidentale de la région, en presqu'île de Crozon. La zone 6-1 s'étend du cap de la Chèvre à la pointe de Dinan. La zone 6-2 est située dans l'anse de Pen Hat, aux abords de Camaret sur mer (Figure 2.20).

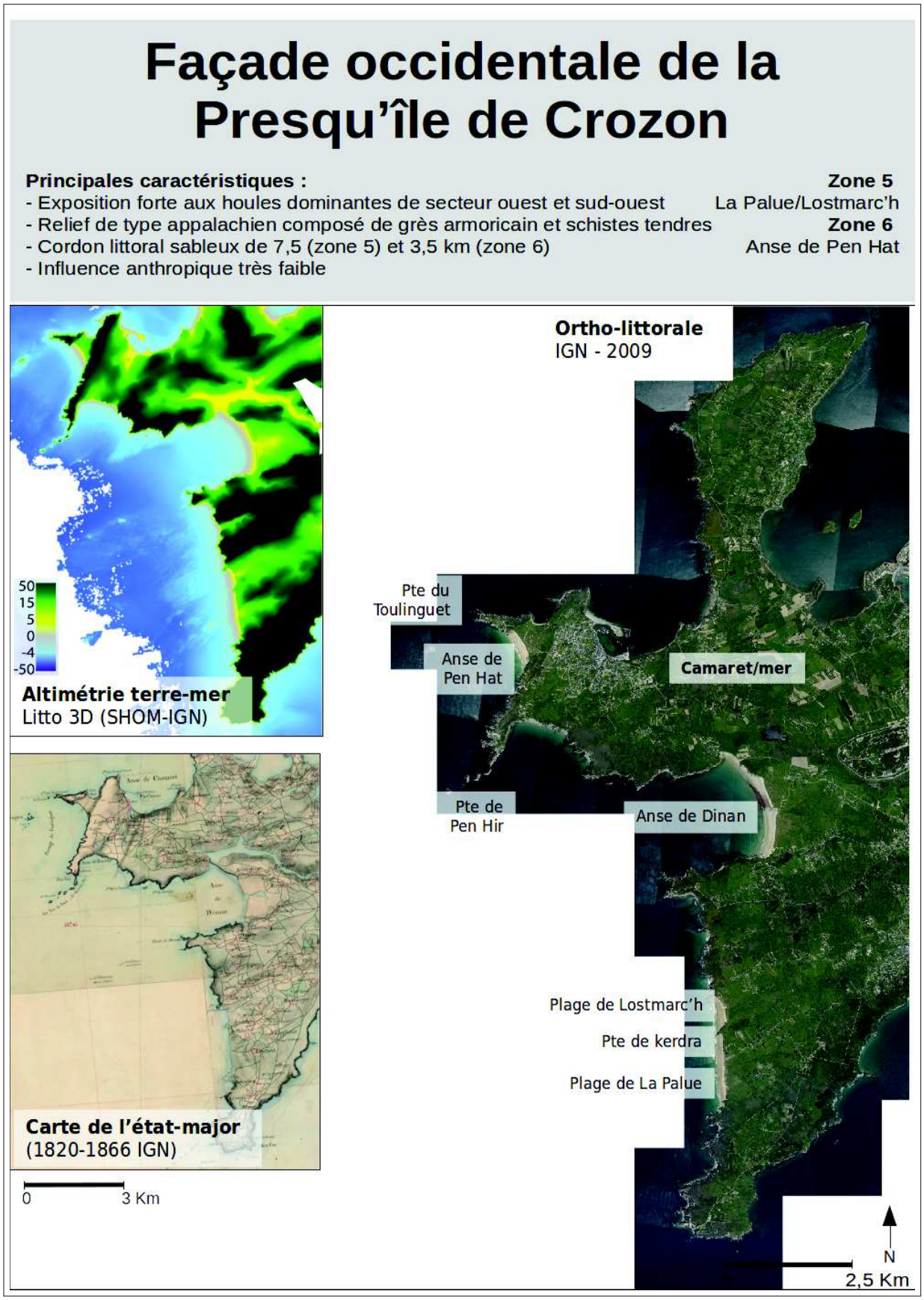


FIGURE 2.20 – Présentation des zones 5 et 6 : Façade occidentale de la presqu'île de Crozon

2.3.5.1 Contexte géologique local

Situé à l'extrémité occidentale de la péninsule armoricaine, la presqu'île de Crozon est bordée au nord par la rade de Brest et au sud par la baie de Douarnenez et à l'ouest elle fait face à la mer d'Iroise. Elle est constituée par des plateaux formés dans un relief de type appalachien qui s'est en place dans des plis hercyniens d'axe général ENE - OSO aux anticlinaux éventrés et où ils sont localement décalés par des accidents orientés parallèle à la faille Kerforne. Ces reliefs se continuent en mer d'Iroise où les hauts-fonds prolongent sous la mer les crêtes appalachiennes continentales (Hinschberger et Pauvret, 1968). Deux formations géologiques dominent, ce sont des grès armoricains et des schistes tendres érodés par l'action marine et continentale. Le trait de côte est façonné en anses correspondant aux débouchés de vallées entrecoupées par des falaises pouvant atteindre une centaine de mètres correspondant aux retombées des plateaux et crêtes vers la mer (Hénaff, 1998). Les deux secteurs sédimentaires étudiés ici sont l'anse de Pen Hat (au nord) et la plage de la Palue (au sud).

2.3.5.2 Agents météo-marins

Conditions hydrodynamiques à la côte : L'annexe .2, Figure .13 présente la rose des houles dans ce secteur. Le fetch y est illimité pour les houles de secteur nord-ouest à sud-ouest, et les houles dominantes sont de secteur ouest à sud-ouest. La zone 6 est alors très exposée aux houles.

Niveaux de marée : Les niveaux de marée sont obtenus à Camaret (station la plus proche) à partir des données du SHOM (Tableau 2.20).

Table 2.20 – Niveaux de marée pour le site de la presqu'île de Crozon (source : SHOM)

Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
5,80	4,14	3,29	3,04	0,52	-2,31

2.3.5.3 Caractéristiques morphologiques de la plage

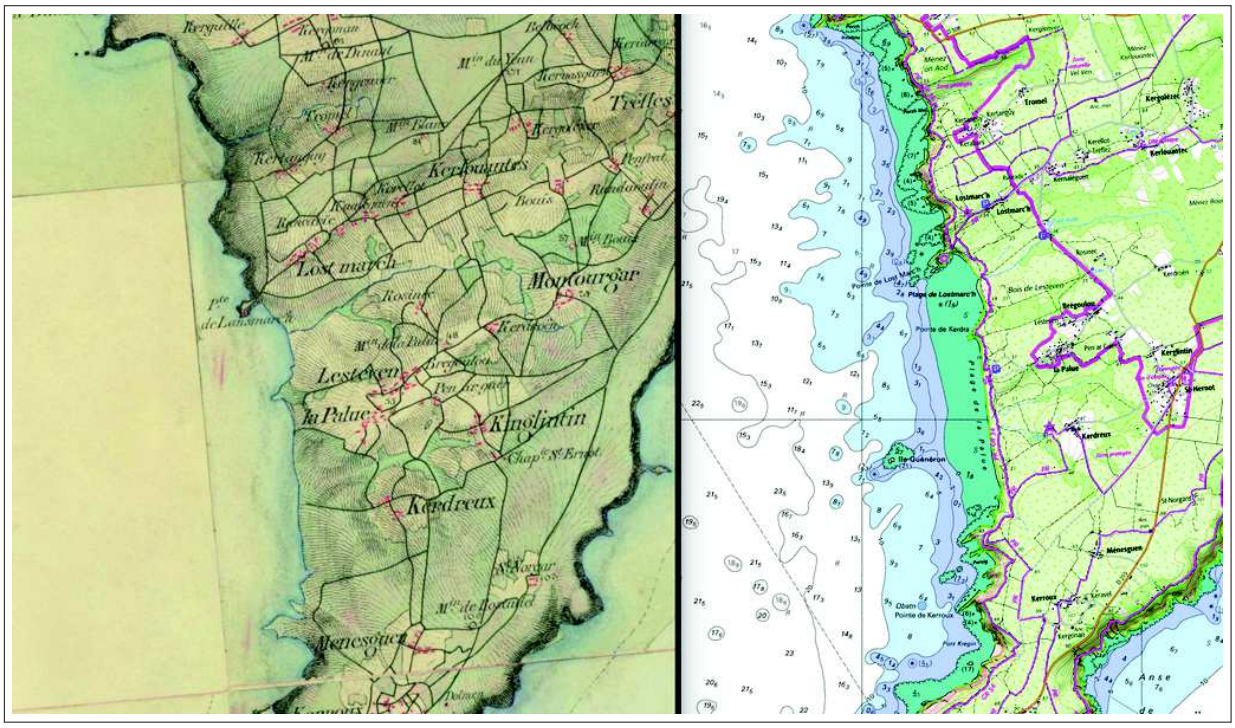
Plages de la Palue et Lostmarc'h Le rivage s'étire de manière quasi rectiligne sur environ 7,5 km depuis la Cap de la Chèvre, au sud, jusqu'à la pointe de Dinan au nord. La plage de Lostmarc'h au nord est établie à la sortie d'une vallée qui se poursuit jusque sur le plateau continental en mer (Hinschberger, 1970). La pointe de Kerdra sépare, à marée haute, la plage de Lostmarc'h (1/3 du linéaire environ). L'île de Guérénon, située à environ 700 m à l'ouest du rivage de la Palue, perturbe la dynamique sédimentaire et forme vers la côte un tombolo submergé à marée haute.

Les sédiments sont des sables moyens avec des accumulations de galets en haut de plage. Les pentes du haut et mi-estran sont de l'ordre de 2,5 % et diminuent sur le bas-estran où elle sont en moyenne de 1 à 1,5 %. La zone de déferlement est marquée par des barres sableuses et des baïnes. L'estran est classé parmi les estrans de type intermédiaire dissipatif selon Hénaff (1998).

L'anse de Pen-Hat L'anse de Pen-Hat occupe la côte occidentale de la petite presqu'île du Toulinguet, à l'ouest immédiat de Camaret-sur-Mer. Elle est établie à l'emplacement d'une structure anticlinale formée de quartzites résistants sur ses marges externes et dont le centre, formé de schistes, a été érodé par l'érosion fluviatile et par l'érosion marine (Garreau, 1980). Cette presqu'île du Toulinguet constitue donc un ensellement topographique d'origine structurale à l'ouest duquel, l'anse de Pen-Hat est encadrée par les deux pointes de Pen-Hat au sud et du Toulinguet au nord. Des séries d'écueils et de hauts fonds rocheux prolongent en deux lignes parallèles ces reliefs au large à plus de 20 km du continent. Ils peuvent être suivis sur les cartes marines jusqu'à l'isobathe des 50 m vers l'ouest-sud-ouest, déterminant les lignes de crêtes encadrant une paléo-vallée submergée (Hinschberger et Pauvret, 1968). L'anse, dont le littoral est long d'environ 3,5 km est assez largement ouverte vers l'ouest-sud-ouest. Une plage de sable et un cordon de galets de haut d'estran se sont accumulés dans le fond de cette anse, au pied de falaises rocheuses d'une cinquantaine de mètres d'élévation au nord et au sud. Ces falaises s'abaissent dans le centre de l'anse où elles disparaissent sous les formations littorales et continentales pléistocènes et holocènes (des sables dunaires pléistocènes reposant sur une plage ancienne y sont observables). Un épais massif dunaire coiffe l'ensemble de ces formations et a largement envahi la dépression centrale de l'ensellement topographique. Les données granulométriques concernant les sables et les galets de la plage semblent ne pas exister dans la littérature.

2.3.5.4 Facteurs anthropiques

Les estrans de la Palue-Lostmarc'h et de Pen-Hat apparaissent comme les moins affectés par les actions anthropiques de nos sites d'étude. En effet, il y a peu de constructions, pas d'agglomération proche et les accès aux plages sont peu nombreux. De ce fait, les actions de protection du littral en vue d'une gestion des risque côtiers sont inexistantes. Mis à part le développement de la commune de Camaret-sur-mer à l'est du secteur de Pen-Hat, il n'y a pas eu de développement des constructions entre le XIXème siècle et nos jours (Figures 2.21 et 2.22).


Kerguelle
Kerouman
Kerangar
Kerampoul
Kerlagadec
Kerlouan
Kerlosquen
Kerlaudy
Kerscao
Kerdanet
Kerdudal
Kerdrein
Kerlaudic
Kerlaudan
Kerlaudanfan
Kerlaudanmeur
Kerlaudanvian
Kerlaudanvihan
Kerlaudanvihan
Kerlaudanvihan

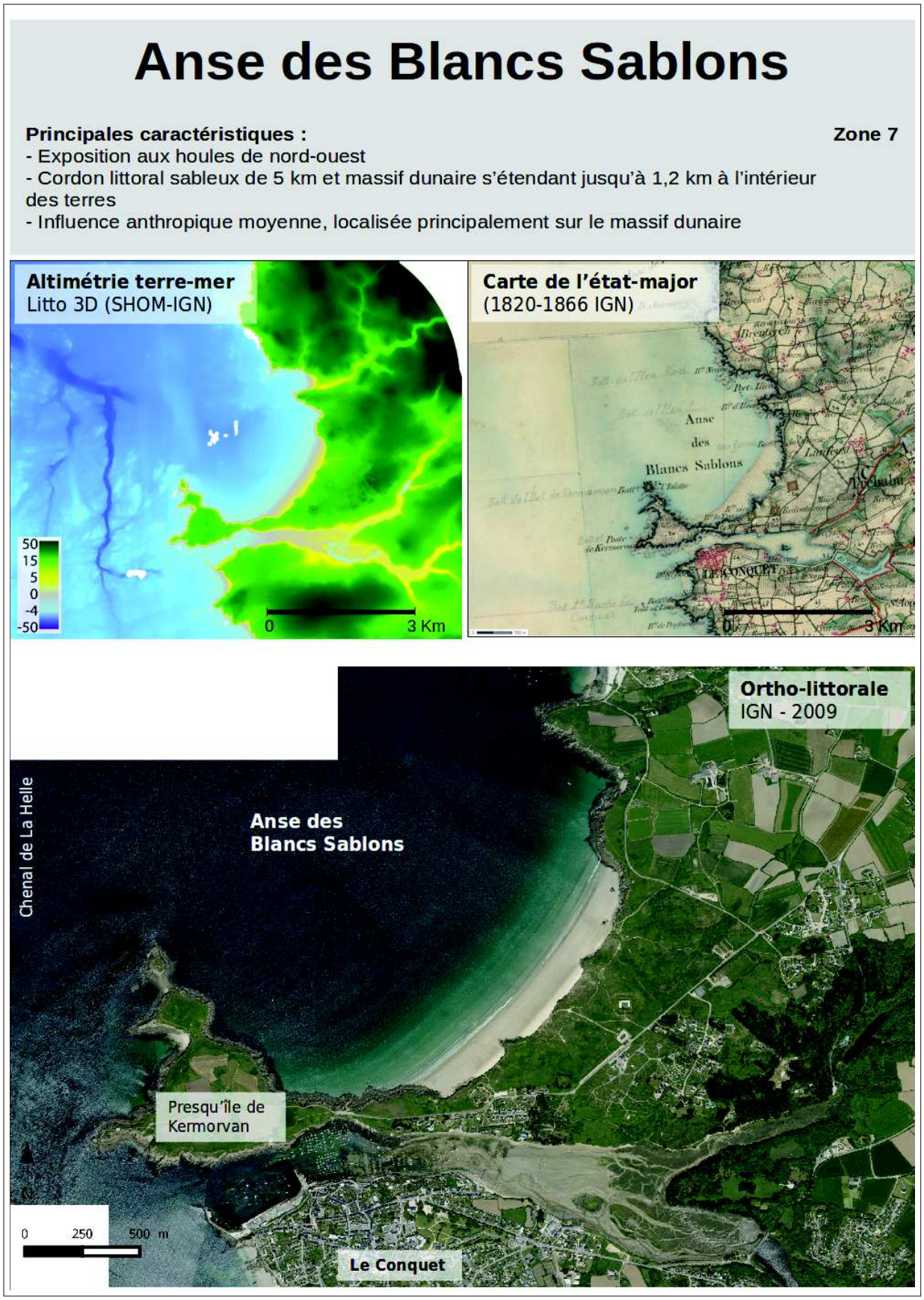


FIGURE 2.23 – Présentation de la zone 7 : Anse des Blancs Sablons

2.3.6.1 Contexte géologique local

La zone des Blancs-Sablons est localisée d'un point de vue géologique dans le domaine cristallophyllien du pays de Léon. Elle est essentiellement formée dans des gneiss (gneiss de Kerhornou). Le continent est ici entaillé en plateau d'une trentaine de mètres d'altitude qui se termine en falaises sur le littoral. La forme générale de l'anse est en arrondi et 5 km de linéaire côtier séparent la presqu'île de Kermorvan, au nord de l'estuaire du Conquet, et la pointe de Brenterc'h qui ferme l'anse au nord. La plage des Blancs-Sablons s'est formée dans le fond de cette anse, au pied des falaises. Elle alimente un important massif dunaire qui s'est étendu sur plus de 1,2 km à l'intérieur des terres. Sous cette dune est parfois visible un head construits à partir de formations périglaciaires (gélifracts emballés par les limons) apportés par le vent (Chauris et Hallégouët, 1989).

Selon la carte géologique, les sables couvrent également les petits fonds jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 12 m à 15 m avant d'être remplacés par des sédiments plus grossiers. L'anse des bancs sablons semble également prolonger la paléo-vallée de la Helle décrite par (Hinschberger et Corlay, 1967). Cette vallée submergée est orientée du SE vers le NO et débute vers -20 m de profondeur en face de l'anse. L'orientation de ce chenal, ainsi que celles des falaises de pointe de Brenterc'h seraient guidées par le passage de la faille Kerforne. Des granodiorite lenticulaires orientées WSW - ENE correspondent à une deuxième orientation structurale régionale.

2.3.6.2 Agents météo-marins

Conditions hydrodynamiques à la côte : L'annexe .2, Figure .12 présente la rose des houles dans ce secteur. Les directions préférentielles des houles arrivant dans ce secteur sont comprises entre l'ouest et le nord-ouest. Le site est exposé ouest-nord-ouest avec une agitation moyenne maximale de 2 m Dehouck (2006).

Niveaux de marée :

Les niveaux de marée sont obtenus au Conquet (station la plus proche) à partir des données du SHOM (Tableau 2.23). Des mesures de courants ont été réalisés sur le site par (Dehouck, 2006), ils sont de l'ordre de 0,1-0,2 m/s sur la plage et de 0,7 m/s au large.

Table 2.23 – Niveaux de marée pour le site de l'anse des Blancs Sablons (source : SHOM)

Marnage (m)	PHMA (m NGF)	PMVE (m NGF)	PMME (m NGF)	NM (m NGF)	BMVE (m NGF)
7,44	4,19	3,35	1,85	0,48	-2,40

2.3.6.3 Caractéristiques morphologiques de la plage

La plage des Blancs Sablons s'organise en trois cellules séparés par des pointements rocheux. L'estran est de type dissipatif (la pente moyenne est inférieure à 0,02), il est également très plat avec pour seule forme sédimentaire visible, une banquette d'accumulation située sur le haut de plage lors de longues périodes de calme (Dehouck, 2006).

2.3.6.4 Facteurs anthropiques

L'implantation humaine sur le sites des Blancs Sablons est très ancienne (vestiges mégalithiques), mais c'est au milieu du XIXème siècle que furent construits les forts militaires encore présents au coeur du massif dunaire. Puis, la construction de nombreux blockhaus durant la seconde guerre mondiale termine ce passé militaire. Ensuite, des années 1950 aux années 1970 la fréquentation touristique se fait de plus en plus imposante avec la présence d'engins motorisés sur les dunes et de campings sauvages. Les dunes reculent alors de près de 300 m et en 1978 le Conservatoire du Littoral acquiert 44 ha de terrain et réhabilite progressivement le site. Les véhicules sont interdits sur la dune et la mise en place de clôture et d'oyats associée à l'implantation d'un camping en arrière et à la création d'un parking ont permis la sauvegarde du site. D'ailleurs la recolonisation par la végétation a été rapide et des dunes embryonnaires ont fait leur apparition (Bodéré et al., 1991). Guilcher et Hallégouët (1991) mentionnent cet exemple de gestion des dunes comme étant une réussite.

Le site des Blancs Sablons est aujourd'hui un espace naturel protégé par plusieurs dispositifs :

— Natura 2000 (ZPS et ZSC) ;
— zone de préemption du Conservatoire du Littoral ;
— sites inscrits et sites classés ;
— ZNIEFF ;
— réserve de chasse ;
— Parc Naturel Marin d'Iroise (pour la partie marine).

La figure 2.24 nous montre, que du fait des nombreuses protections sur le site ainsi que de la bonne gestion dans les années 1970, l'anse des Blancs Sablons est restée vierge de construction sur le littoral. Le secteur n'a pas subi de modification majeure par la main de l'homme au cours du XIXème siècle.

Cependant, depuis 2000 on constate une érosion sans précédent des dunes de l'ordre de 0,5 à 2 m par an (Dehouck, 2006). La perte est estimée à 10 000 m^3 de sédiments dunaires entre 2000 et 2005. L'afflux touristique et les forçages météo-marins constituent les deux agents de contrôle de l'évolution des dunes des Blancs Sablons.

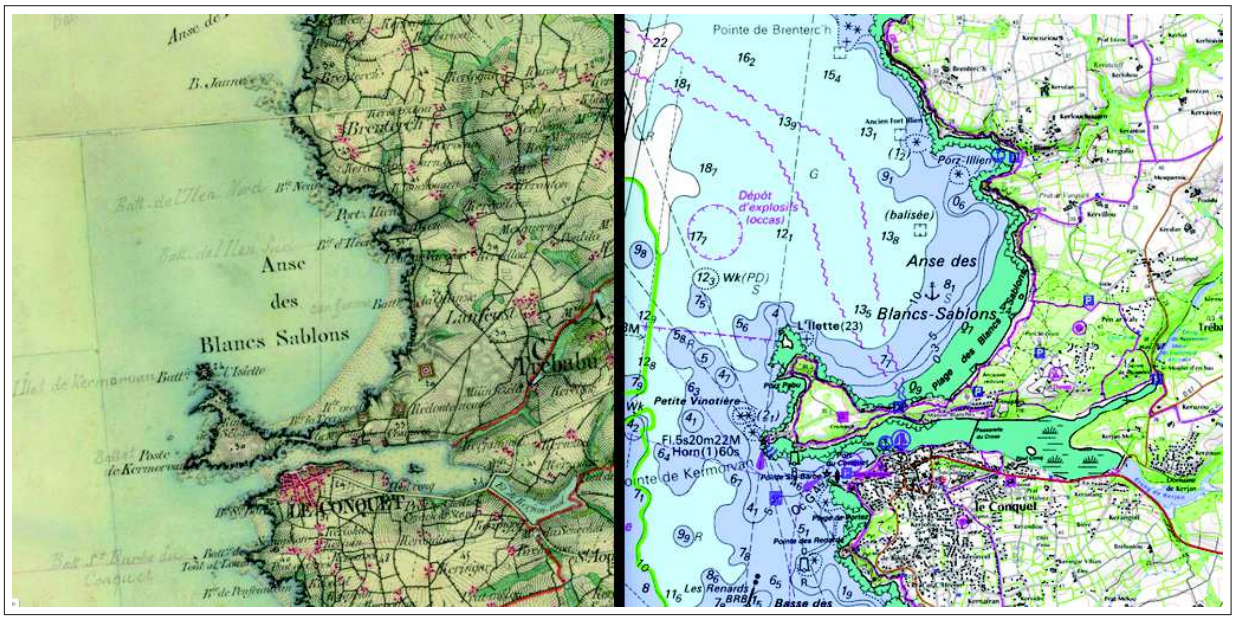


FIGURE 2.24 – Zone 7. À gauche : carte d'état-major XIXème siècle. À droite : carte littorale actuelle

Conclusion de la section 2.3

Les sept sites présentés dans cette section ont tous pour caractéristique commune d'être des accumulations littorales dominées par les houles. Bien que tous localisés sur la pointe et la façade sud de la Bretagne et soumis à des conditions hydrodynamiques semblables, leurs différences principales sont marquées par l'orientation de leur littoral et une implantation anthropique plus ou moins marquée. Les secteurs les plus soumis à la pression anthropique sont les rivages de Bretagne sud (Anse du Pouldu, de Concarneau et de Bénodet) ainsi que le littoral des Blancs Sablons. Le principal facteur anthropique en baie d'Audierne pouvant avoir une conséquence sur son évolution est les extractions pratiquées durant et après la seconde guerre mondiale et correspondant à des volumes de sable colossaux. La presqu'île de Crozon fait partie des sites les plus exposés aux houles, avec la baie d'Audierne et est celui le moins soumis à l'action anthropique, il n'y a que peu d'habitations en bord de mer et pas d'aménagement lourd sur les plages.

Ainsi, le choix de ces sites est guidé par des raisons de disponibilité des données bathymétriques anciennes. Il se trouve cependant qu'ils permettent de disposer d'une vision régionale de l'évolution des avant-plages du sud-ouest de la péninsule armoricaine, grâce à des "fenêtres" établies depuis les environs de Fort-Bloqué au le sud jusqu'au Blancs-Sablons au nord-ouest.

2.4 Analyse des résultats et discussion

2.4.1 Analyse des évolutions générales par site

2.4.1.1 Zone 1 : l'anse du Pouldu

Aspects généraux Trois secteurs se distinguent du nord vers le sud par leurs évolutions marquées (figure 2.26). Le secteur nord correspond à l'embouchure de la Laïta. Ce secteur très mobile se caractérise par la présence de la flèche sableuse barrant la sortie de l'estuaire ainsi que de nombreux bancs de sable très mobiles. La navigation en est rendue difficile, notamment lors de houle de sud-ouest, la présence de ces hauts fonds faisant déferler la houle dans l'embouchure. Le secteur central se localise le long du littoral entre Guidel et Fort-Bloqué et présente une morphologie très linéaire, les isobathes sont parallèles au trait de côte et la pente s'accentue progressivement depuis le large vers la plage. Enfin, le secteur sud apparaît perturbée par la présence de nombreux écueils rocheux sous-marins.

1961 - 1982 Les évolutions sont comprises entre + 5 et – 5 m. Trois secteurs sont distingués : le secteur nord, très dynamique, de l'embouchure de la Laïta, le secteur localisé le long du littoral entre Guidel et Fort-Bloqué et le secteur sud où se localisent les hauts-fonds rocheux et récifs prolongeant la pointe de Fort-Bloqué au large.

Le secteur nord correspond à l'embouchure de la Laïta, qui est très dynamique. On observe un fort creusement au nord (jusque – 5m) et un abaissement au niveau de la plage de Guidel. Ces érosions se font au profit d'un secteur juste au large où l'accrétion est forte (+1 à +5 m) en avant d'une falaise.

Sur le secteur littoral les évolutions mesurables correspondent à des artefacts de mesure. En effet, nous nous sommes rendu compte qu'il valait mieux éviter de prendre en compte les zones émergées, trop sujettes à des évolutions importantes et certainement de mauvaises qualités en terme de positionnement dans les levés anciens. Ici le littoral est bordé d'une falaise, visible sur le levé de 1961 et celui de 2012, mais pas sur celui de 1982, ce qui entraîne une différence de presque 10 m qui ne peut s'expliquer que par des erreurs de mesure. Pour la suite des MNT, nous n'inclurons pas la partie émergée de l'accumulation littorale.

Le secteur sud apparaît sur les MNT assez perturbé par la présence de roches affleurantes. Les évolutions s'observent au niveau de ces roches (erreur de mesure), mais également autour. En effet, la présence de roche contraint des courants particuliers sur le fond et, généralement, une faible stabilité du fond sableux. Le reste du secteur apparaît comme stable dans le temps.

1982 - 2012 Sur cette période les évolutions sont comprises entre +2 et -5 m et se localisent dans les trois mêmes secteurs présentés précédemment (nord, littoral et sud).

Le secteur nord présente de faibles évolutions qui sont positives à la côte et plutôt négatives au milieu. On peut lire sur les deux MNT, la mise en place de bancs de sable prélittoraux en avant de la flèche à l'embouchure de la Laïta. Aujourd'hui, ces bancs sont très dynamiques et leur évolution rapide rend la navigation dans cette zone difficile.

Le secteur littoral apparaît à nouveau très dynamique, mais il s'agit du même artefact que cité précédemment, c'est-à-dire une erreur dans le positionnement de la falaise sur le levé de 1982.

Sur le secteur sud, large bande est en érosion autour -5 m de profondeur de l'ordre de -1 à -2 m. Il en résulte une certaine augmentation de la pente du profil. Au large de cette zone, l'érosion se généralise également autour des zones rocheuses.

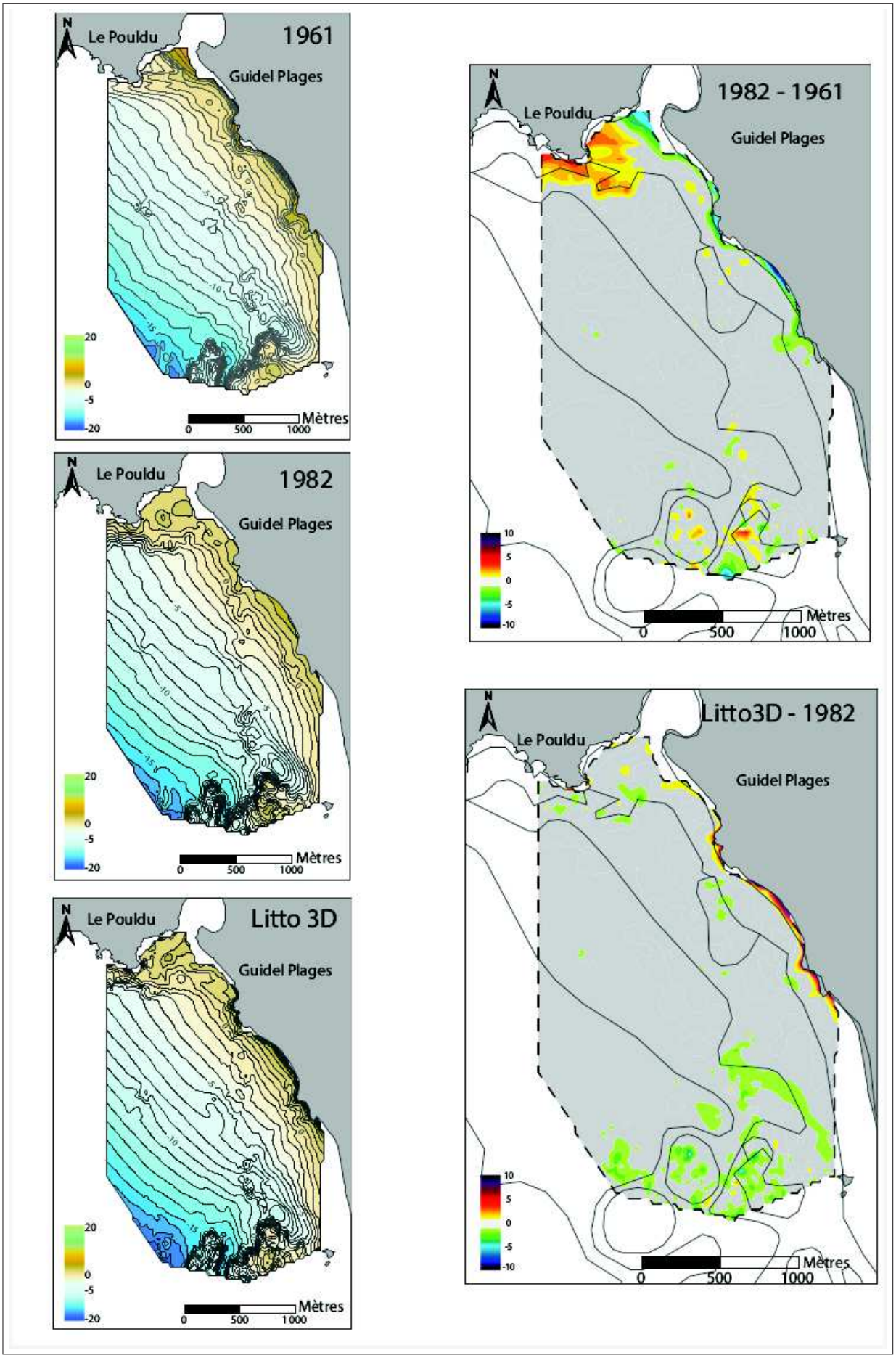


FIGURE 2.25 – Zone 1 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

Évolutions des profils 6 profils ont été réalisés sur la zone, 4 sont perpendiculaires au trait de côte (1 à 4) et deux traversent la zone du nord vers le sud (n°5 et 6) (figure 2.26). Le profil n°1 part de l'embouchure de la Laïta vers le large. Les évolutions mesurables se situent dans la zone proche de la côte (0 à 700 m) et dans des profondeurs allant de +3 à -6 m. Nous pouvons observer que le profil s'est aplani dans un premier temps (1819 – 1982), puis s'est élevé d'environ 2 m en se recreusant légèrement dans sa partie inférieure (1961 - 1982), puis il est resté relativement stable depuis 1982. Les profils n°2, 3 et 4 présentent les évolutions dans la partie centrale de la zone. Le n°2 s'est élevé sur toute sa longueur d'un peu moins d'un mètre entre 1819 et 1961 puis est resté stable, comme le montrent également les MNT différentiels. La même observation se fait sur le n°3, mais seulement pour la partie supérieure du profil (de 0 à -7 m). Enfin, le n°4, situé plus vers la zone rocheuse, s'est plutôt abaissé régulièrement sur toute la période d'étude. On peut constater un calage planimétrique plutôt bon des têtes de roches. Le profil traversier n°5 ne montre pas d'évolution particulièrement importante, mis à part celles déjà décrites à la sortie de l'estuaire.

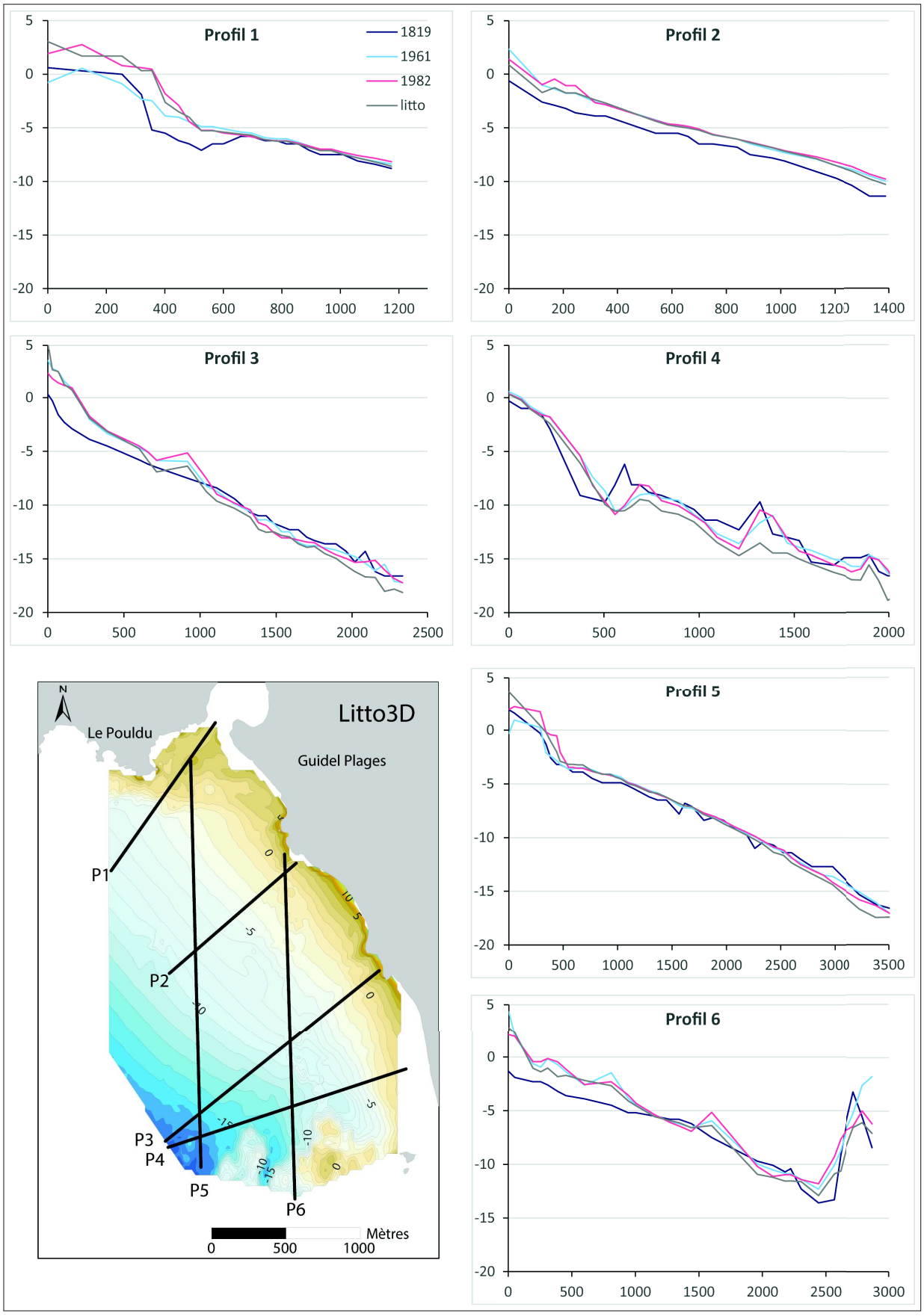


FIGURE 2.26 – Zone 1 : Profils

2.4.1.2 Zone 2 : la baie de La Forêt

Aspects généraux La zone 2 se situe dans le fond de la baie de Concarneau, en avant de la plage du Cap Coz, cordon littoral reliant deux pointes rocheuses. La bathymétrie s'étend de +5 à -10 m, néanmoins, la majeure partie de la zone s'étend de 0 à -5 m. Une accumulation semble s'être formée dans la partie nord-ouest de la zone, qui correspond à la partie la plus abritée des houles. La morphologie apparaît peu accidentée et au relief régulier. La couverture sédimentaire semble uniforme, seule la présence de deux roches à l'est (le Scoré) et au nord-est (pointe du Cap Coz et roche les Ormeaux) modifie l'aspect régulier des petits fonds.

1905 - 1985 Les évolutions sont comprises entre +3 et -3 m. C'est principalement les parties nord et nord-ouest de la zone qui évoluent. Les évolutions sont négatives et comprises entre 1 et 3 m. On observe un étalement et un abaissement de l'accumulation visible en avant de la pointe rocheuse du Cap Coz, ainsi qu'une forte accumulation à l'ouest de la roche est.

1985 - 2012 Les évolutions sont comprises entre +3 et -3 m. Les parties nord et nord-ouest s'affichent encore une fois comme étant en érosion ainsi que la partie tout à l'ouest du cordon. Cependant en allant vers la côte on voit apparaître une zone en accrétion le long du cordon. Cette accrétion semble se faire progressivement de l'ouest vers l'est jusqu'à la pointe rocheuse du Cap Coz. Un effet anthropique peut potentiellement expliquer cette évolution.

Évolutions des profils Les 6 profils présentés dans la figure 2.28 ne montrent que peu d'évolutions. Les hauts des profils n° 2 à 6, autour du niveau zéro affichent un aspect denté pour lequel nous n'avons pas de précisions à apporter, mis à part qu'il persiste de 1905 à 2012 et pourrait être lié à la formation de barre sableuse, bien que nous ne disposons pas d'éléments bibliographiques pour corroborer cette hypothèse.

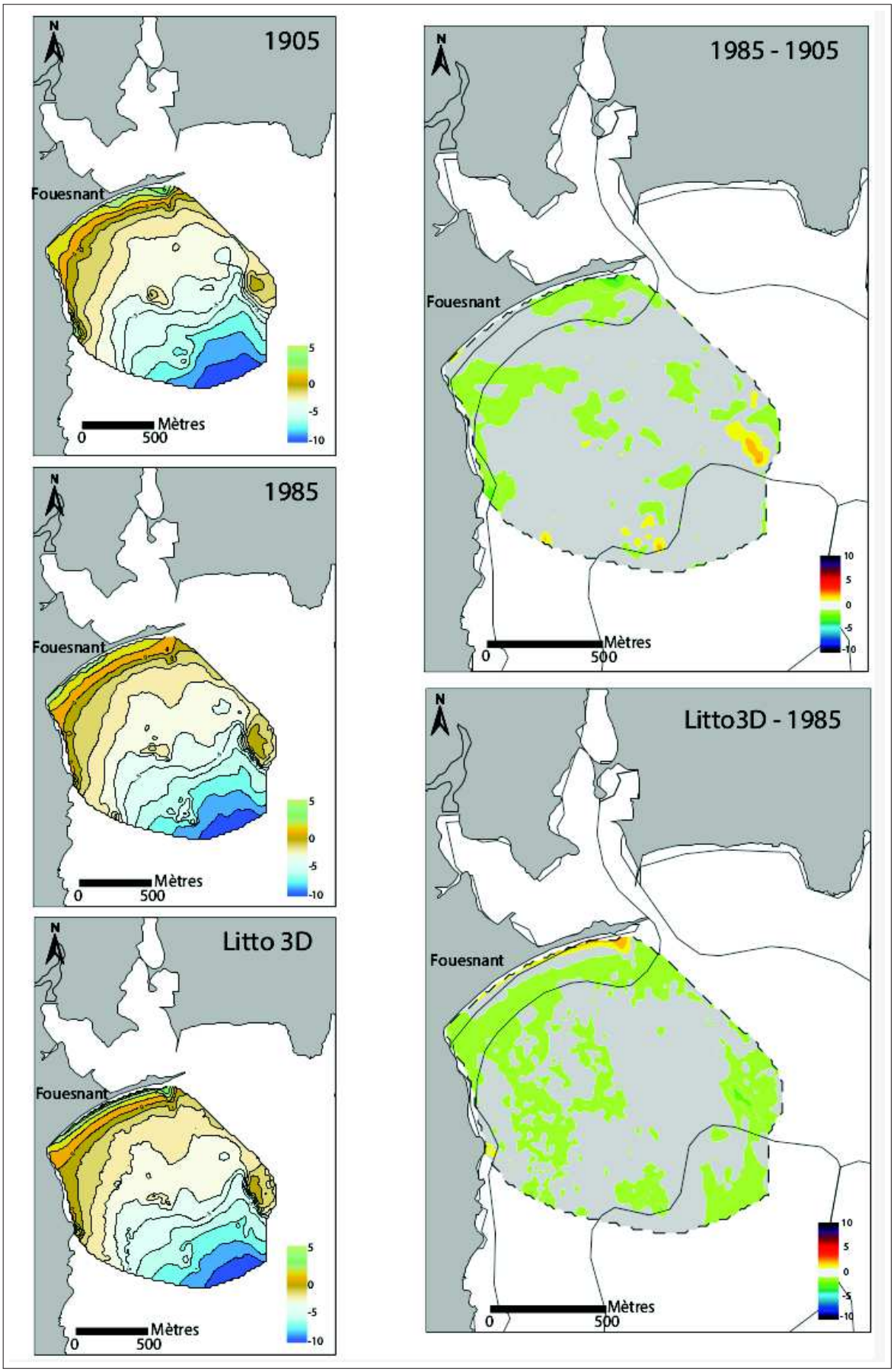


FIGURE 2.27 – Zone 2 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

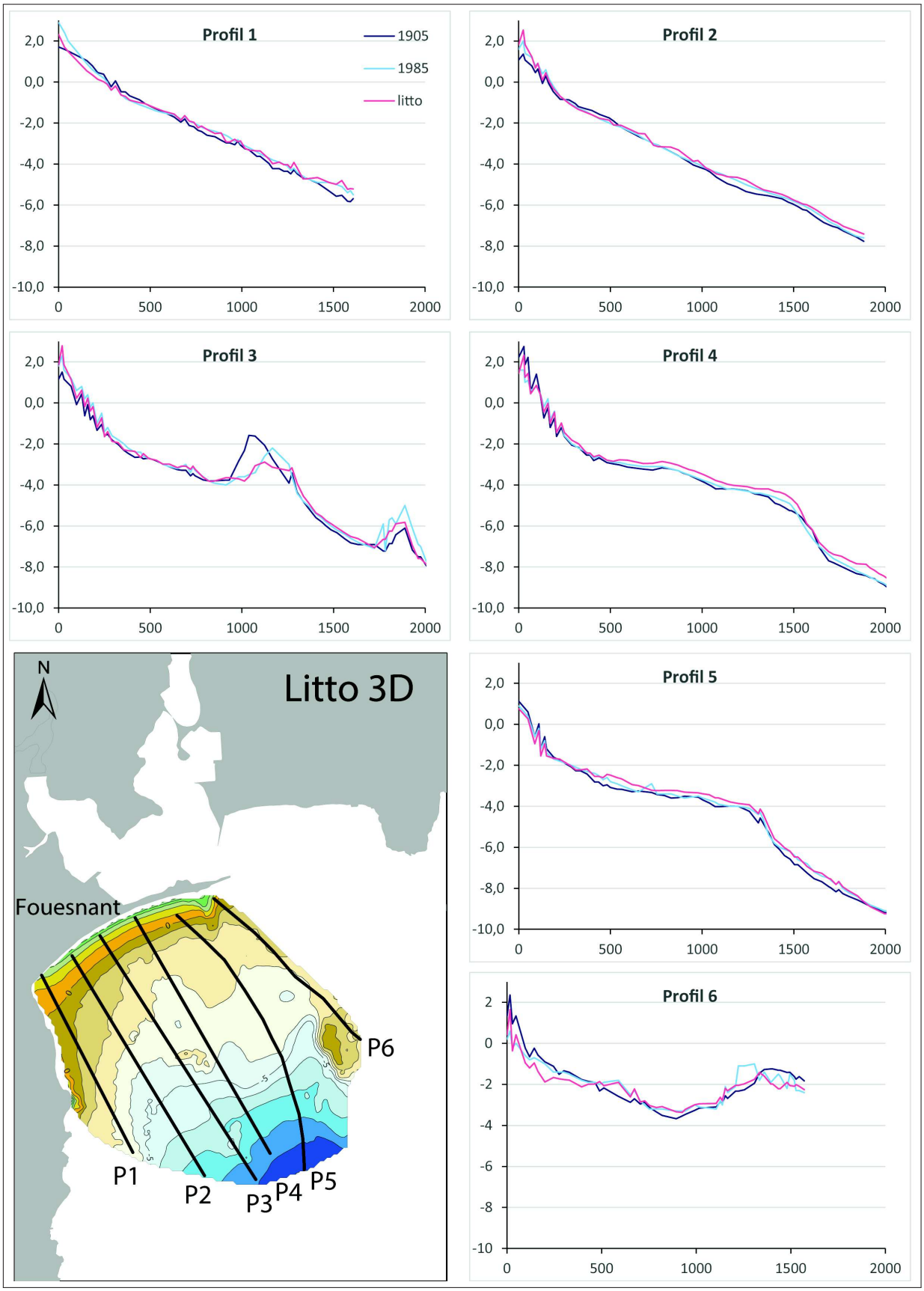


FIGURE 2.28 – Zone 2 : Profils

2.4.1.3 Zone 3 : l'anse de Bénodet

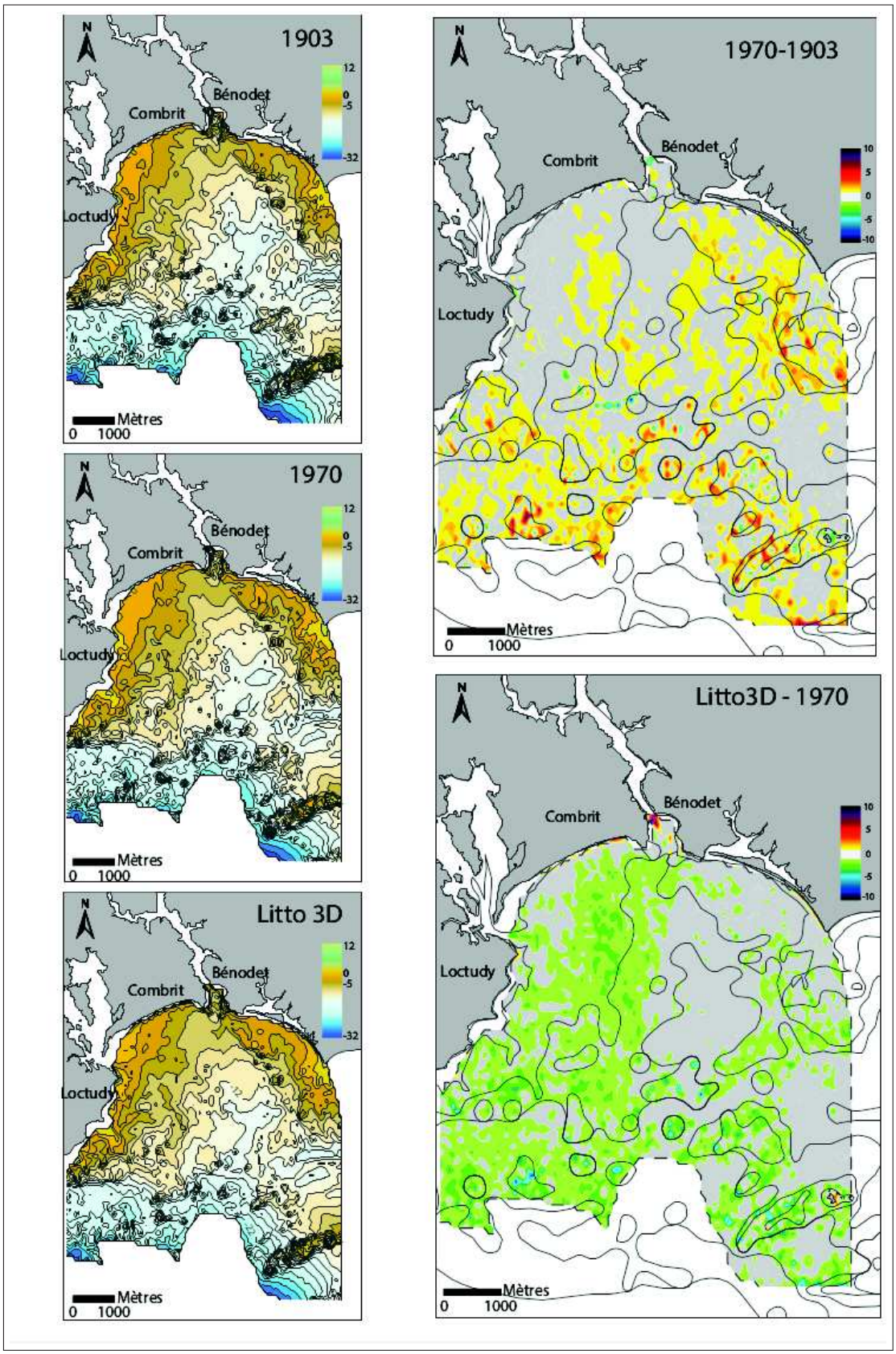


FIGURE 2.29 – Zone 3 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

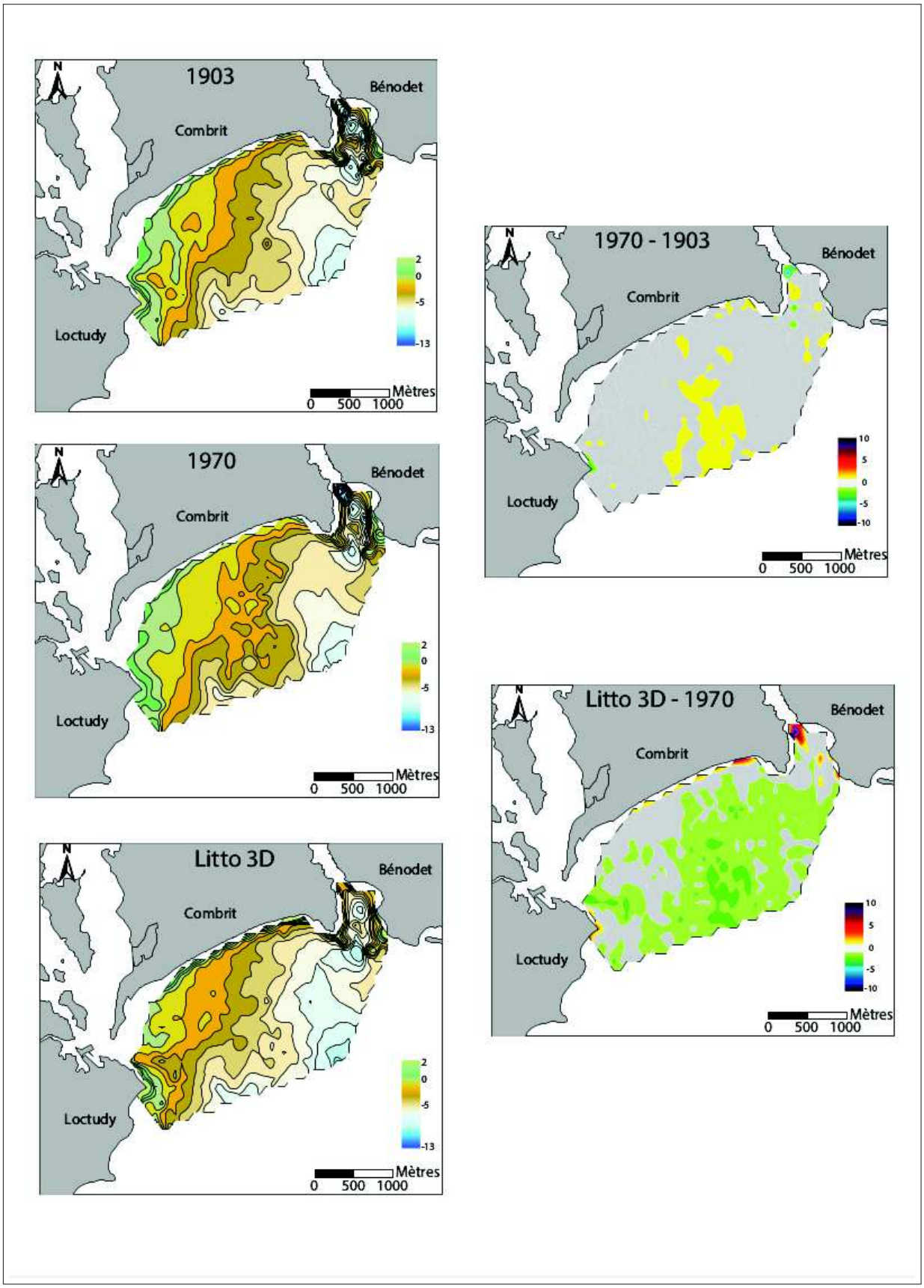


FIGURE 2.30 – Zone 3 secteur ouest : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

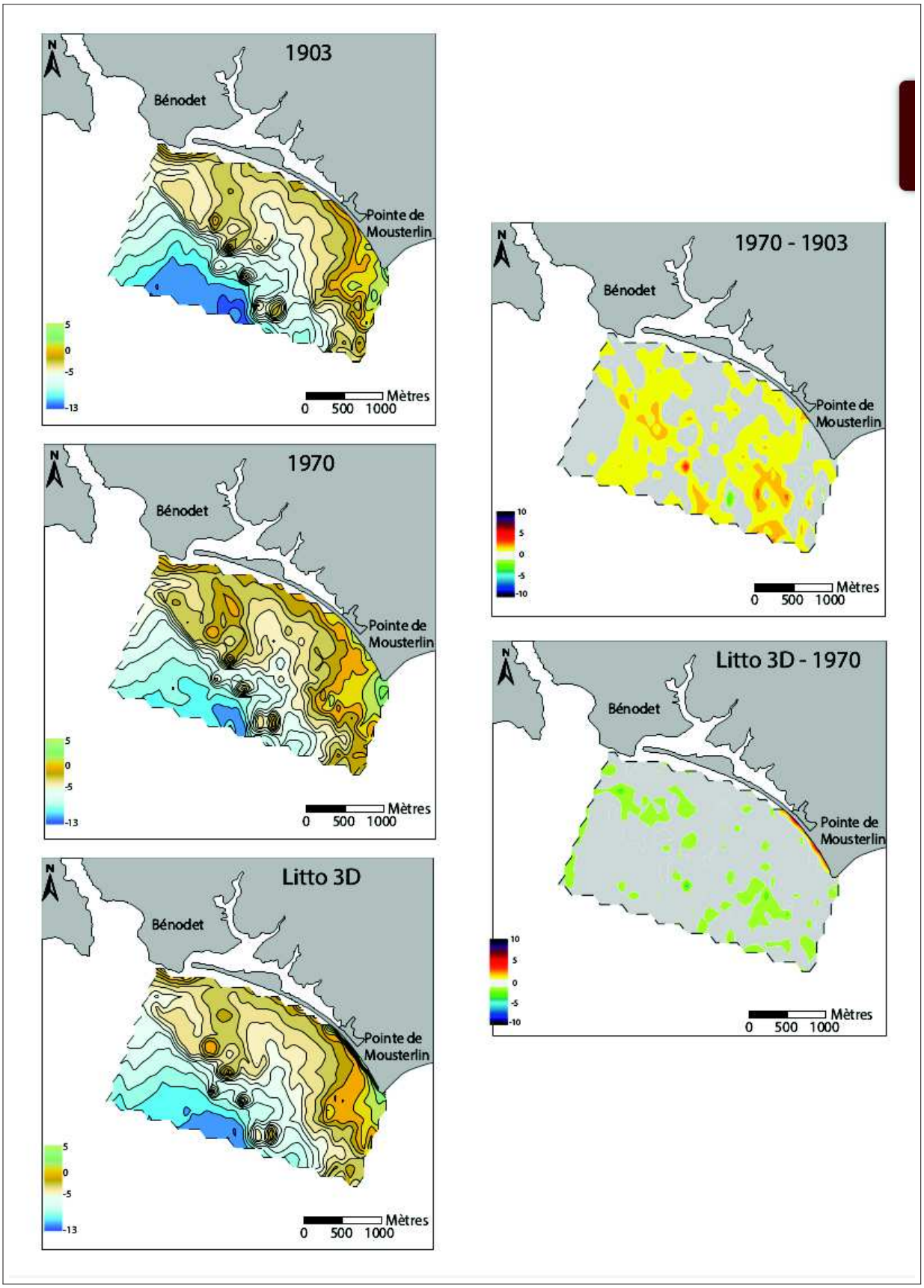


FIGURE 2.31 – Zone 3 secteur est : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

Aspect généraux - zone complète D'une manière générale, les résultats des MNT et MNT différentiels montrent des évolutions bien plus sensibles que sur les deux sites précédents. C'est le cas particulièrement en avant du littoral entre Loctudy et Bénodet. Par contre, les évolutions sont complexes et délicates à appréhender globalement. C'est le cas notamment entre 1903 et 1970 où bien que les évolutions observées soient positives pour l'essentiel, on note une grande dispersion des secteurs en accrétion.

Aspects généraux - partie ouest (avant-plage de Combrit - Île-Tudy) L'avant-plage présente de faibles profondeurs et une pente moyenne de 0,25% (figure 2.30). Les isobathes ne sont pas parallèles au trait de côte, mais obliques, la partie ouest est très peu profonde, la profondeur maximale n'est que de 7 m, à 4 km au large. La partie sud du MNT apparaît très perturbée et laisse entrevoir la présence d'écueils rocheux submergés. L'Odet et la rivière de Pont-l'Abbé ont une influence majeure sur la morphologie de l'avant-plage : le chenal de la rivière de Pont-l'Abbé, entre Loctudy et l'Île-Tudy, est surcreusé à sa sortie, avant que, vers le sud-est, la bathymétrie ne remonte aux alentours de -4 m pour former un large delta de jusant. La vallée sous marine de l'Odet est également bien visible. La bathymétrie de l'estuaire est très perturbée par les flux de marées entrant et sortant et les forts courants engendrés à la sortie du chenal. À sa sortie, un large delta de jusant se développe et culmine à -5 m. Au sud, la bathymétrie laisse apparaître le début d'une vaste vallée sous-marine qui se prolonge bien plus au large.

1903 - 1970 - partie ouest Entre 1903 et 1971, la zone est majoritairement en engraissement. L'exhaussement est alors compris entre 1 et 4 m (généralement 1,5 à 2 m).

1970 - 2012 - partie ouest Enfin, entre 1971 et 2012, un retour à l'abaissement généralisé des petits fonds se produit, en général entre 0,5 et 2 m.

Évolutions des profils - partie ouest L'évolution des 8 profils met en évidence une évolution non linéaire entre 1818 et 1971 (figure 2.32). Un premier scénario s'établit entre 1818 et 1903, date à laquelle l'avant-plage est largement déficitaire en sédiments comme en témoignent les profils n° 1, 2, 3, une partie du profil n°5 et le profil n°8, sur lesquels le profil de 1818 est moins profond qu'en 1903. Les profils n°4 (longitudinal) et n°5 (transversal) présentent un exhaussement d'environ un mètre tout au long de la période d'étude. De 1903 à 1971, cette situation d'accumulation se confirme sur les huit profils.

Aspects généraux - partie Est 3.2 (avant-plage de Mousterlin, entre Bénodet et la pointe de Mousterlin) La bathymétrie s'étend sur la zone de +5 à -13 m (figure 2.31). Au sud-ouest de la zone, nous retrouvons la vallée sous-marine de la rivière de l'Odet



FIGURE 2.32 – Zone 3 secteur ouest : Profils

et c'est à sa sortie que les profondeurs sont les plus importantes, allant jusqu'à -13 m. A contrario de la partie est de l'anse de Bénodet (zoom 1), ici les isobathes sont obliques sud-est/nord-ouest. C'est donc la partie est qui est très peu profonde. La présence de quelques écueils rocheux dans la partie centrale de la zone perturbe la bathymétrie des fonds entre -1 et -10 m.

1903 - 1970 - partie Est De même que pour la partie ouest en avant de Combrit - Île-Tudy, les évolutions de ce secteur sont un exhaussement généralisé compris entre 1 et 4 m.

1970 - 2012 - partie Est De la même manière que sur le secteur ouest, la situation s'inverse entre 1970 et 2012, même si l'érosion est largement plus faible que dans la partie ouest de l'anse. Associé à cette érosion, on peut remarquer un large engraissement le long de la partie est du cordon, qui semble se diriger vers la pointe de Mousterlin.

Évolutions des profils - partie Est 5 profils ont été réalisés sur la zone, tous sont perpendiculaires au trait de côte (figure 2.33). Le profil 1 montre une large barre d'avant-plage à environ 1 km au large et dans des profondeurs entre 2 et 4 m. Chacun des profils permet de confirmer l'inversion des tendances d'accrétion et d'érosion au fil du temps : érosion de 1818 à 1903, accrétion entre 1903 et 1970 et retour à l'érosion depuis 1970.

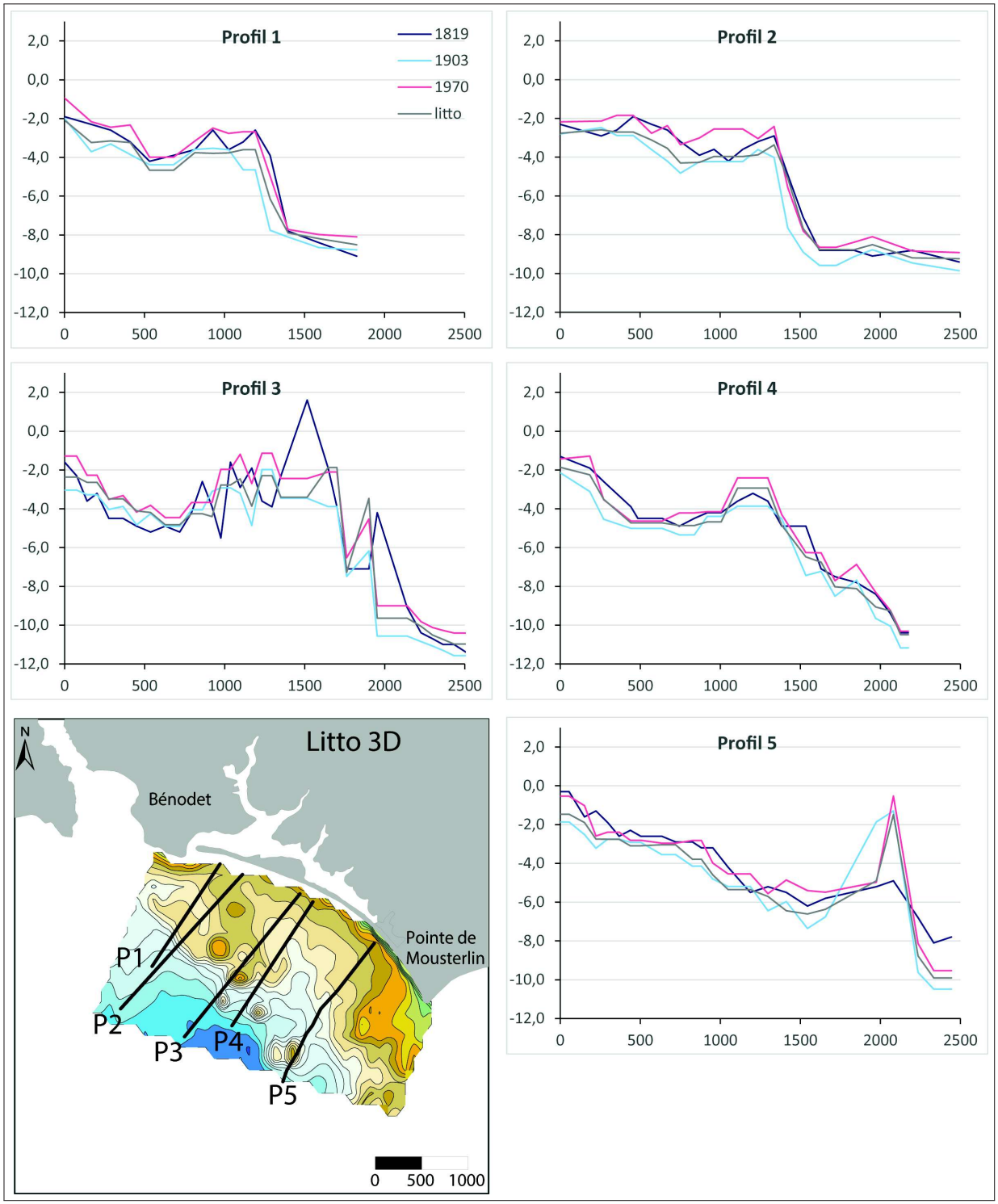


FIGURE 2.33 – Zone 3 secteur est : Profils

2.4.1.4 Zone 4 : la baie d'Audierne

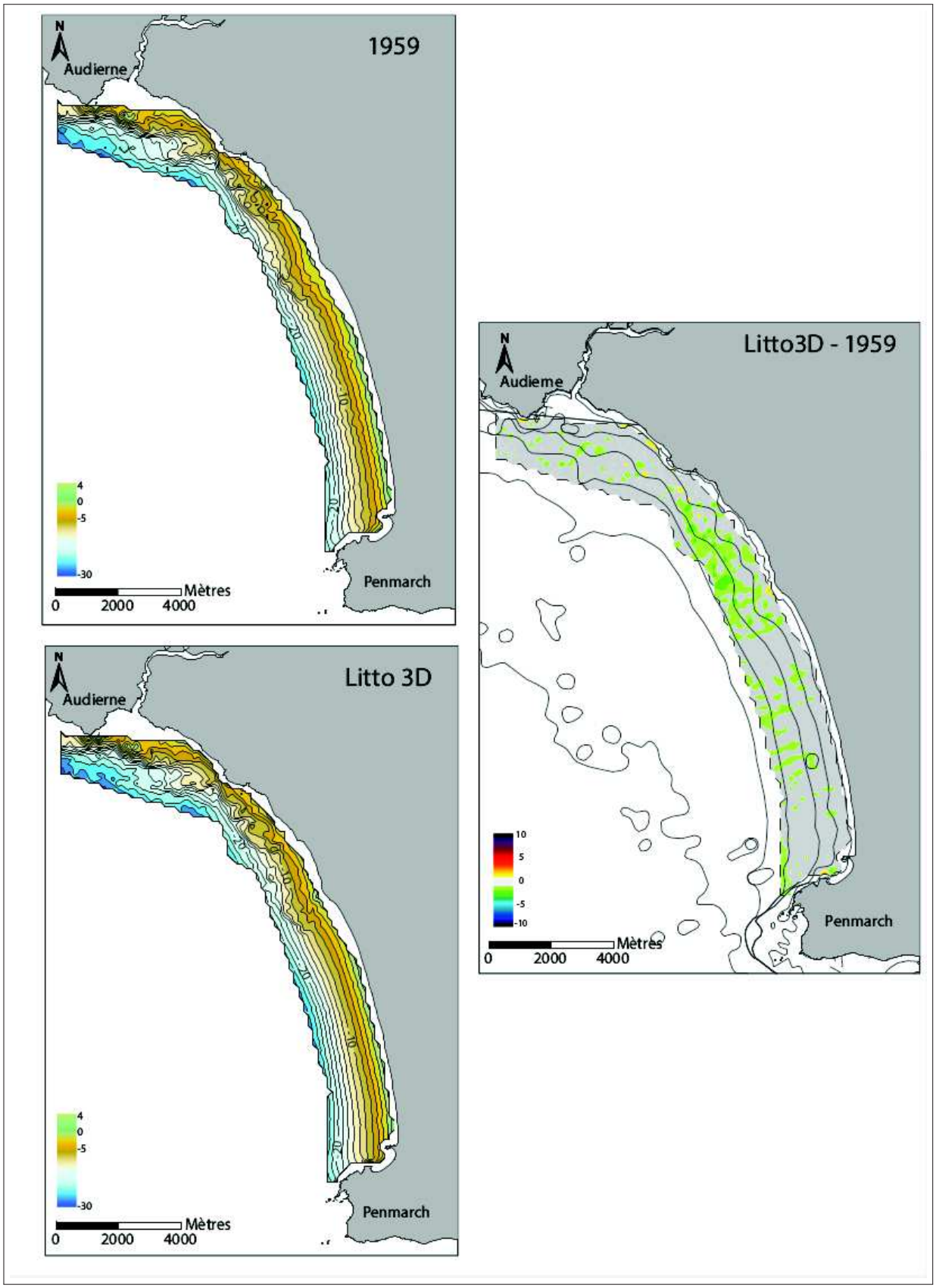


FIGURE 2.34 – Zone 4 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

Aspects généraux La baie d'Audierne, particulièrement exposée aux houles dominantes de sud-ouest, s'étend sur une dizaine de kilomètres le long d'un littoral orienté nord-ouest/sud-est. La bathymétrie s'étend de +4 à -30 m (figure 2.34). Dans la moitié sud de la zone, les isobathes sont très réguliers et orientés parallèlement au trait de côte. La moitié nord de la zone, quant à elle, est plus perturbée, bien que les isobathes soient aussi parallèles au trait de côte. Ils sont aussi irréguliers et suggèrent la présence d'écueils rocheux régulièrement espacés. Conformément à la lecture de la morphologie des fonds, les profils sont, pour la plupart, en pente douce ininterrompue de la côte vers le large.

1959 - 2012 Dans cette zone, seul le levé ancien de 1959 était exploitable pour une comparaison bathymétrique (figure 2.34). En effet, les autres levés étaient soit incomplets, soit trop clairsemés, soit encore avec des incertitudes trop grandes pour être exploitables. Néanmoins, le levé de 1818 sera tout de même utilisé lors de la comparaison de profil. Les évolutions entre 1959 et 2012 se situent principalement dans la partie centrale de la zone, avec des valeurs de -1 à -3 m.

Évolutions des profils 10 profils ont été réalisés, perpendiculairement au trait de côte (excepté les profils 2 et 3) (figures 2.35 et 2.36). Dans les secteurs sud et centre de la zone, le levé de 1818 ne possède pas de profils perpendiculaires dans la partie nord. Tous les profils retracent un abaissement continu des fonds sur les deux périodes : 1818 - 1959 et 1959 - 2012.

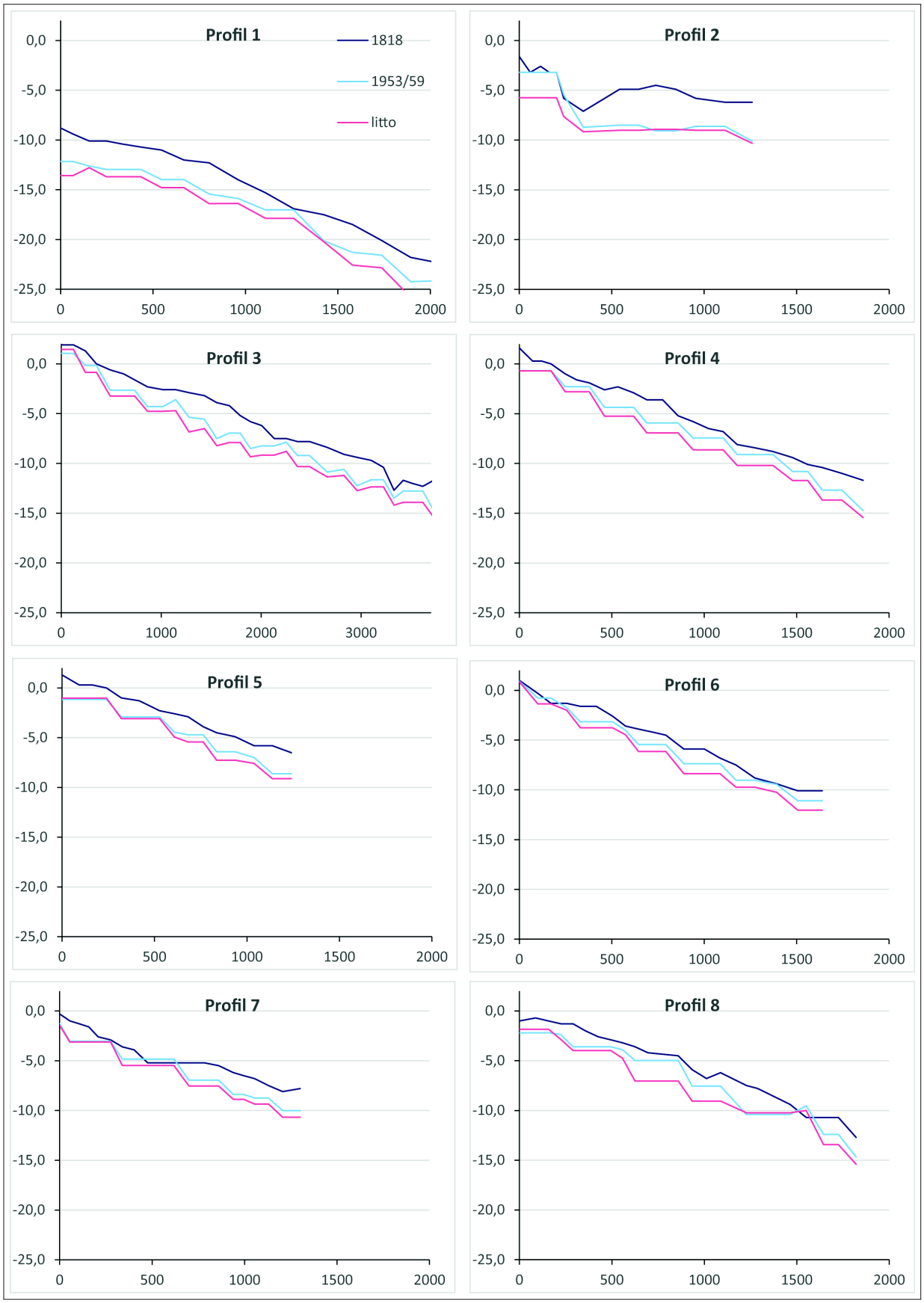


FIGURE 2.35 – Zone 4(a) : Profils

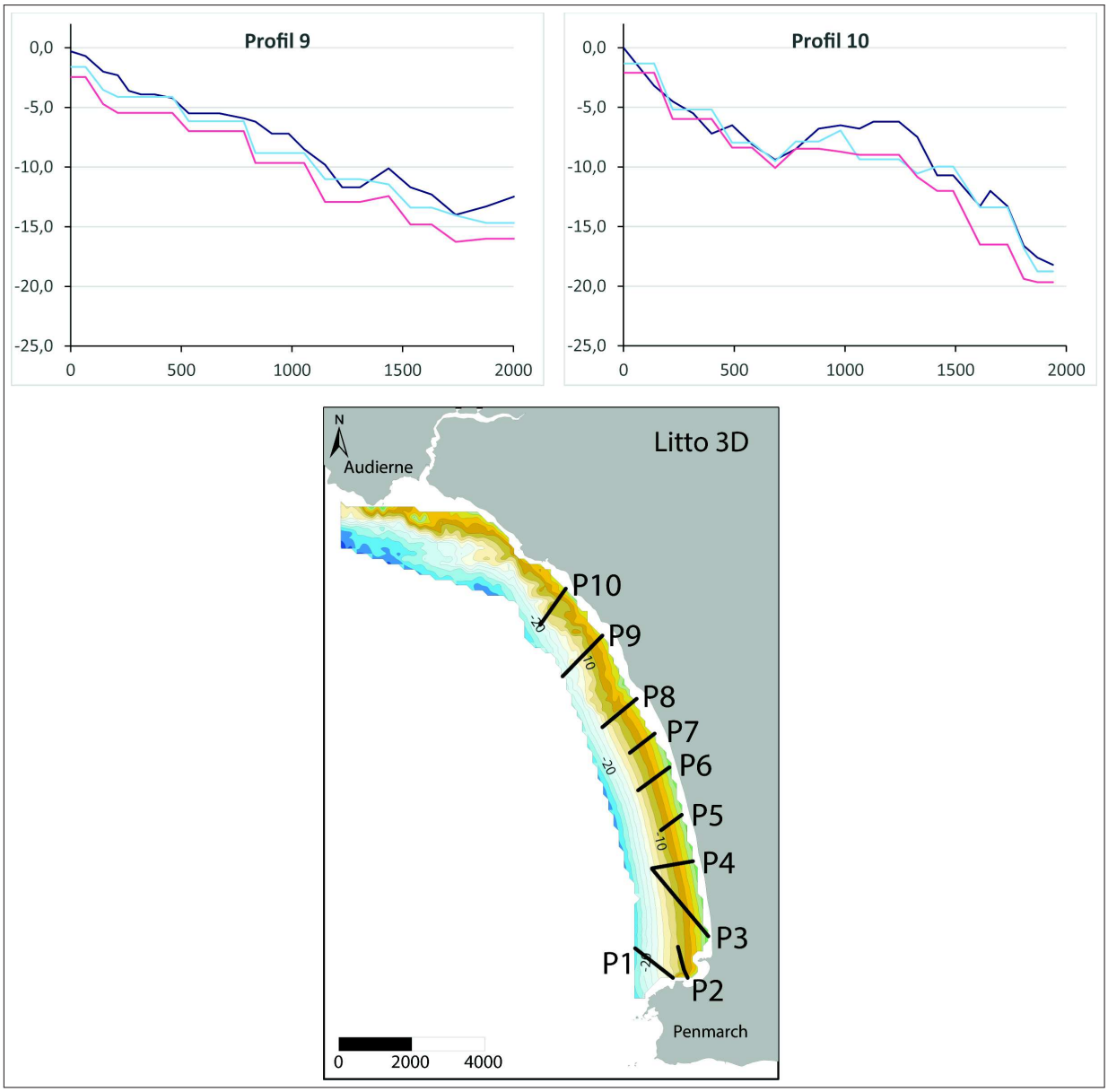


FIGURE 2.36 – Zone 4(b) : Profils

2.4.1.5 Zone 5 : Pointe de Dinan au Cap de la Chèvre

Aspects généraux La zone principale se situe sur la presqu'île de Crozon, entre la pointe de Dinan au nord, et le cap de la Chèvre, au sud (figure 2.37). L'exposition plein ouest du littoral, en fait une région fortement exposée aux houles du large. Deux côtes sableuses viennent se nicher entre des falaises. La première, au sud, est la plage de La Palue et de Lostmarc'h (figure 2.38), et la seconde, au nord, est la petite plage de Porz Mel (figure 2.39). La morphologie sous-marine de cette zone s'étend sur des profondeurs allant jusqu'à -30 m. La pente est régulière de 0 à 20 m, profondeur atteinte à environ 1,5 km de la côte, puis les fonds s'aplanissent en allant vers le large.

1900 - 1971 - partie Sud (avant-plage du la Palue - Lostmac'h) On observe, à la lecture du MNT différentiel, plusieurs zones en forte accrétion de 1 à 6 m (figure 2.38). Une évolution très marquée se situe au niveau de l'île de Guérénon en avant de la plage de La Palue.

1971 - 2012 - partie Sud (avant-plage du la Palue - Lostmac'h) Entre 1971 et 2012, la situation s'inverse et la majeure partie de la zone est en érosion (de 1 à 3 m), à l'exception du bas de plage qui connaît un léger exhaussement (figure 2.38). La partie située le long de la plage nord, précédemment en accrétion, est désormais stable, tout comme les abords de l'île de Guérénon. À la lecture des cartes et des évolutions, cette situation pourrait résulter peut-être d'une migration de sédiments depuis le nord.

Évolutions des profils - partie Sud (avant-plage du la Palue - Lostmac'h) 5 profils ont été réalisés, du sud vers le nord, le plus perpendiculairement à la côte possible (figure 2.40). Les profils 1 et 4 ne vont que jusqu'à une profondeur d'environ 10 m, tandis que les profils 2, 3 et 5 s'étendent jusqu'à des profondeurs de 20-25 m. On observe sur le profil 1 une succession de barres, très stables entre les trois dates de levés, sauf la dernière qui s'est progressivement aplatie puis abaissée. Sur le profil 4 le dénivelé est constant, puis va se déformer en 1971 avec un exhaussement en haut de profil, l'apparition de deux barres et un deuxième exhaussement en fin de profil.

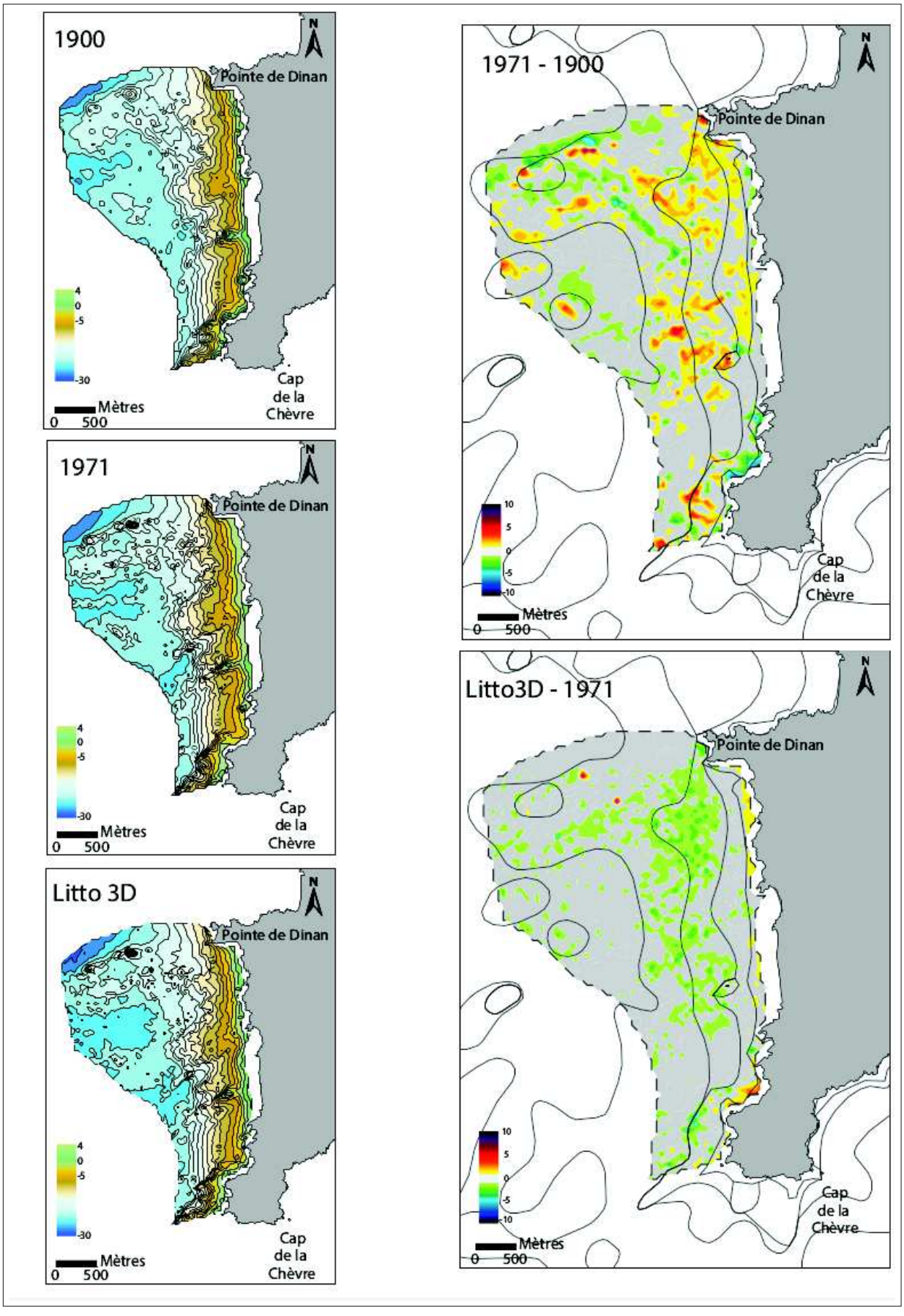


FIGURE 2.37 – Zone 5 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

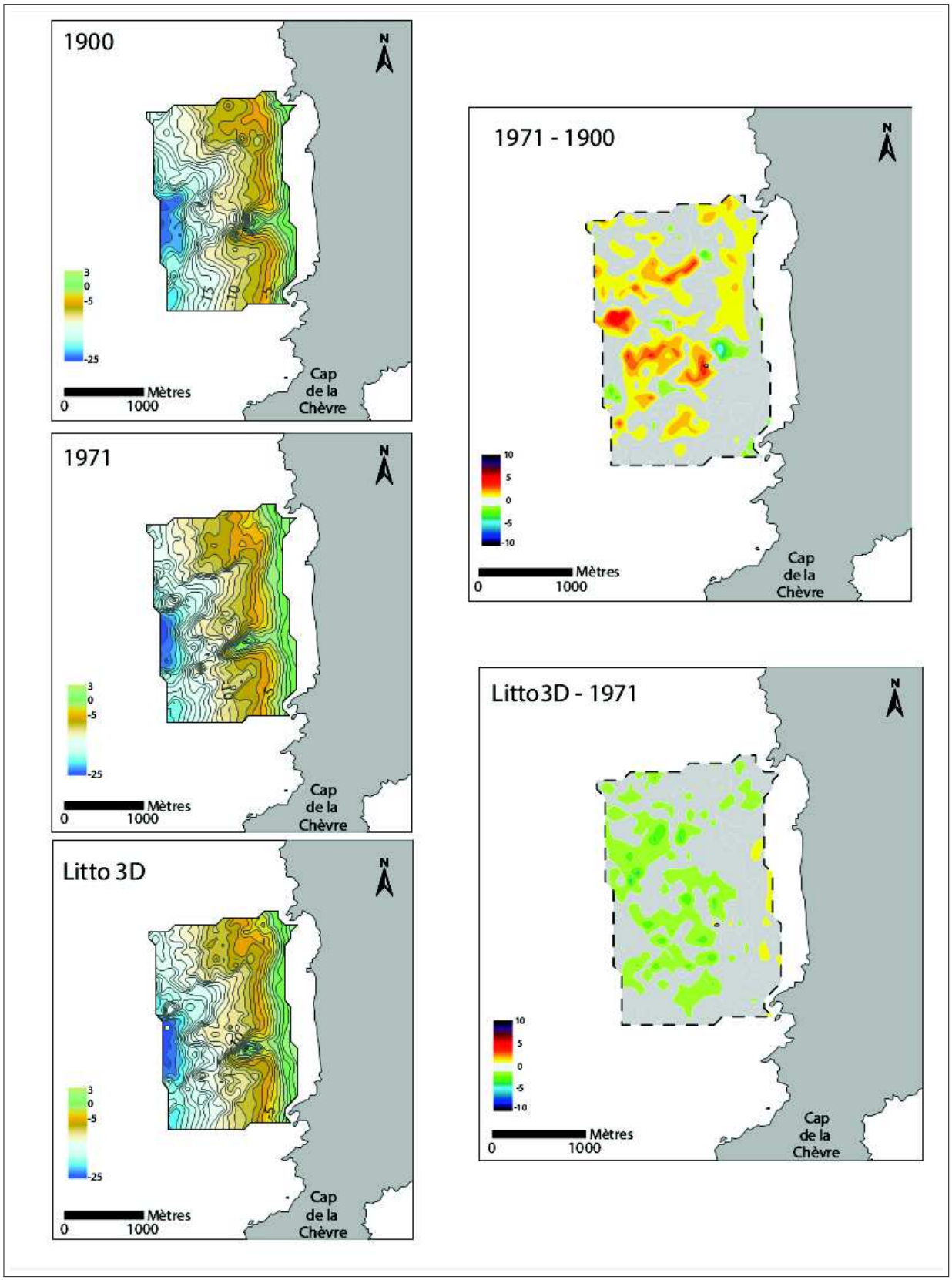


FIGURE 2.38 – Zone 5 sud : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

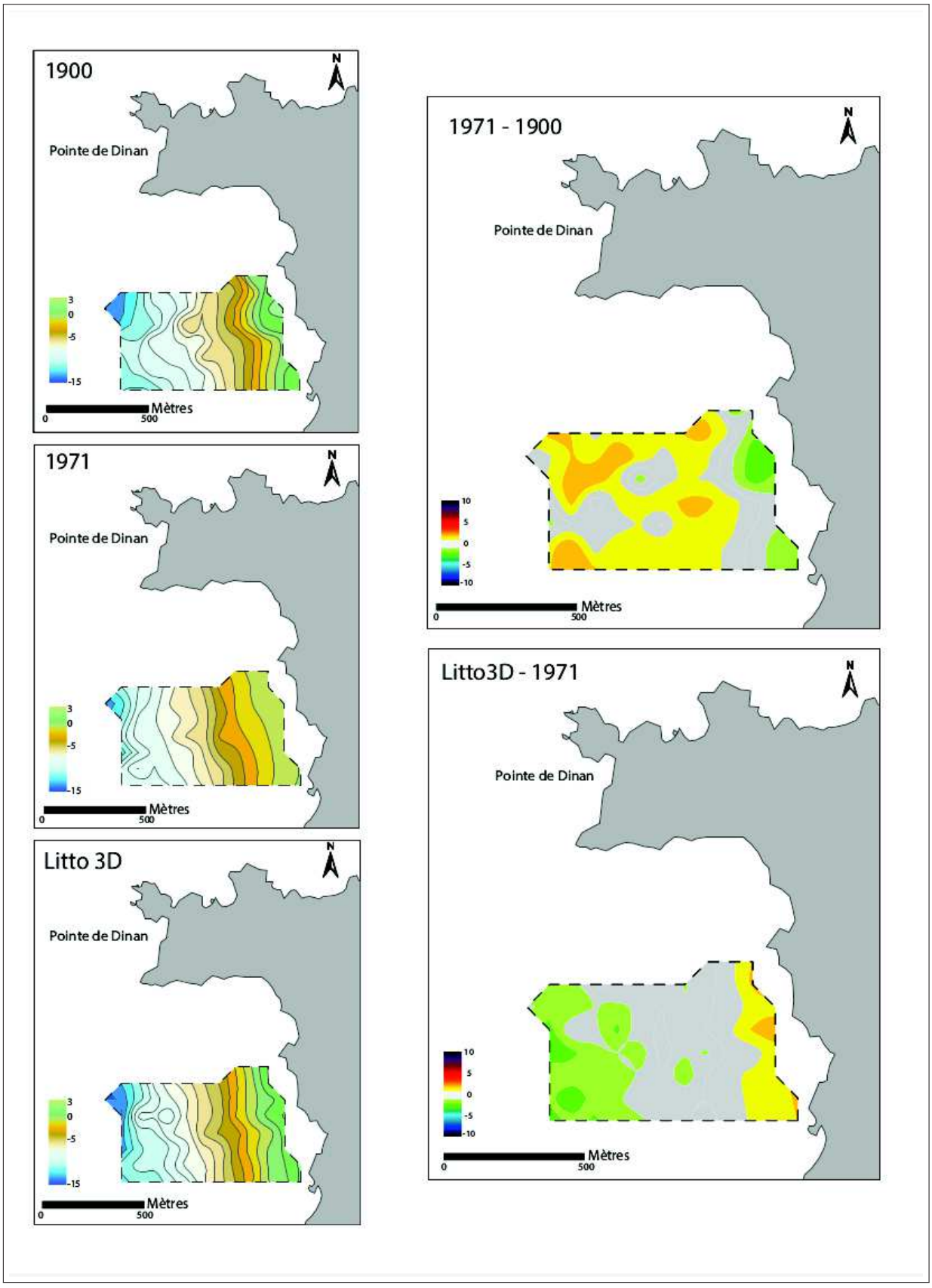


FIGURE 2.39 – Zone 5 nord : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

1900 - 1971 - partie Nord (avant-plage de plage de Porz Mel) On peut observer sur cette zone deux tendances inversées entre la partie le long de la côte et la partie au large (figure 2.39). Dans un premier temps, entre 1900 et 1971, c'est la partie proche de la plage qui est en érosion et le reste en accrétion.

1971 - 2012 - partie Nord (avant-plage de plage de Porz Mel) Dans un second temps, entre 1971 et 2012, l'évolution de ces deux zones s'inverse (figure 2.39). La partie proche de la plage gagne en hauteur, tandis que la partie au large s'abaisse.

Évolutions des profils - partie Nord (avant-plage de plage de Porz Mel) 3 profils ont été réalisés du sud vers le nord (figure 2.41). P1 et P2 sont perpendiculaires à la côte, tandis que P3 est oblique. Le profil n° 1 montre clairement un changement dans la pente du profil. Les pentes de 1900 et de 2012 semblent similaires, tandis que l'on remarque un adoucissement en 1971. Cette tendance peut aussi se lire sur le profil 2 : ici, le profil de 2012 est encore plus pentu que celui de 1900.

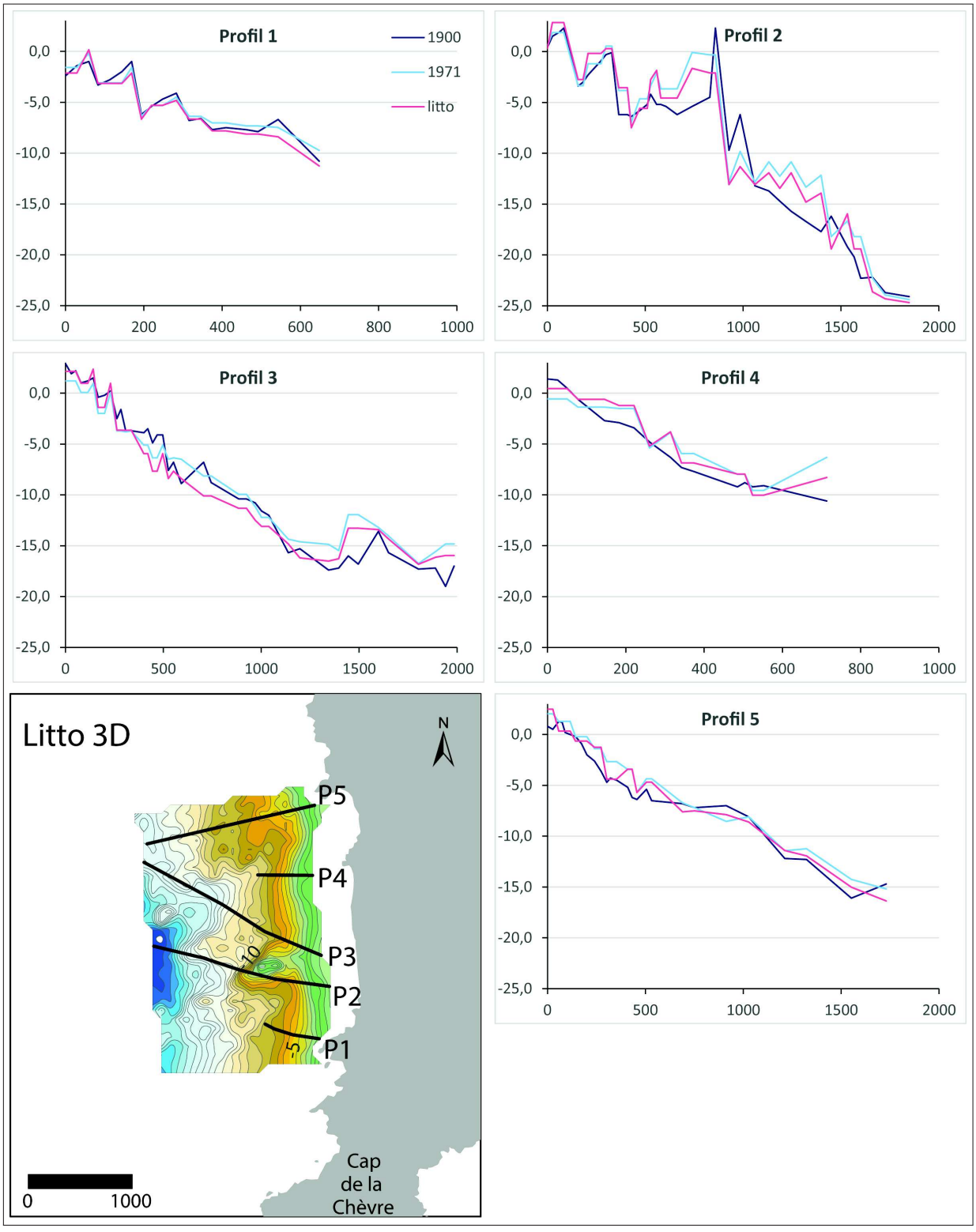


FIGURE 2.40 – Zone 5 sud : Profils

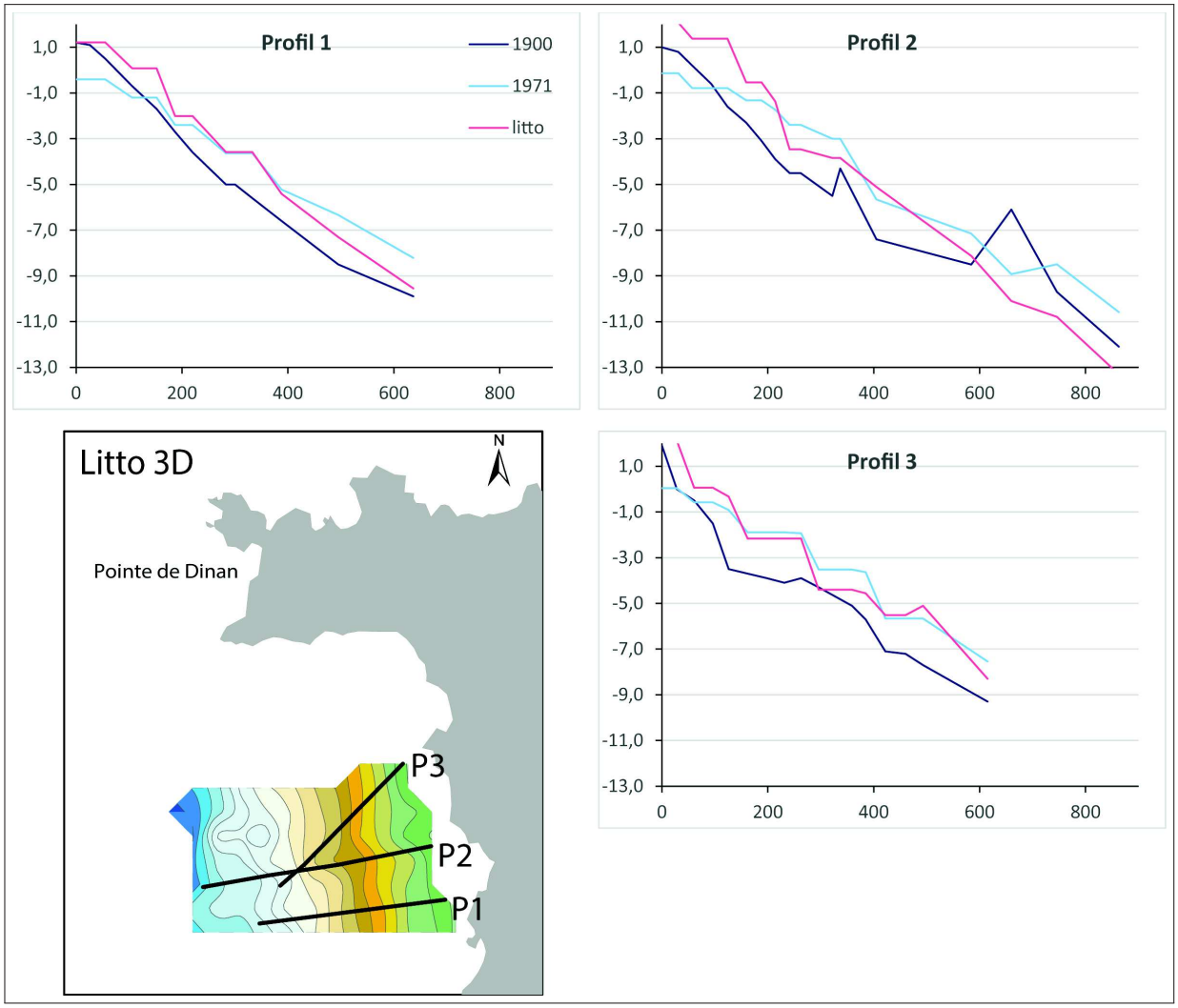


FIGURE 2.41 – Zone 5 nord : Profils

2.4.1.6 Zone 6 : Anse de Pen Hat

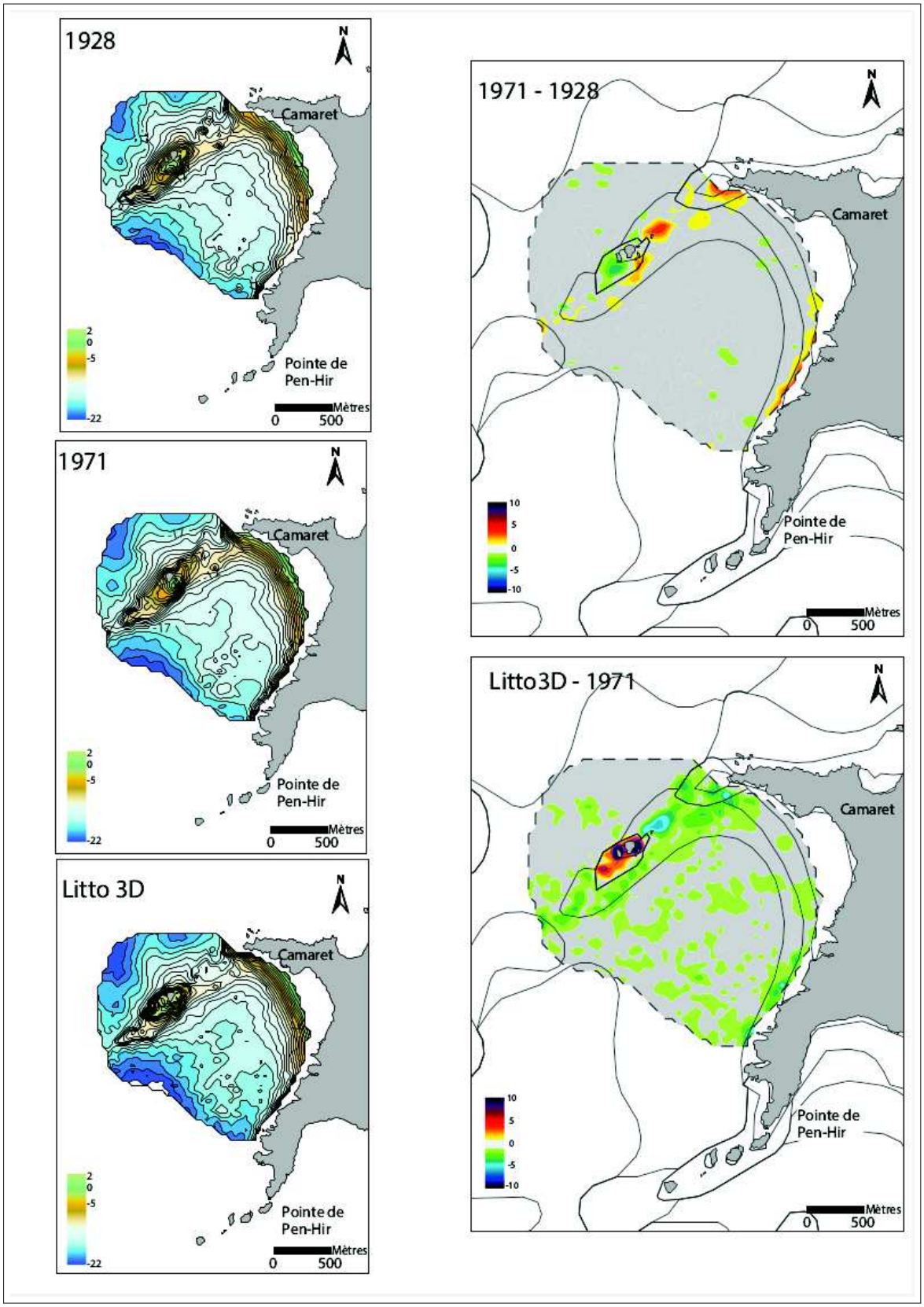


FIGURE 2.42 – Zone 6 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

Aspects généraux La bathymétrie de la zone entre la pointe du Toulinguet et la pointe de Pen-Hir s'étend de +2 à -22 m (figure 2.42). L'accumulation sédimentaire est orientée nord-ouest/sud-est, jusqu'à une profondeur d'environ 12 m, où les isobathes s'alignent parallèlement à la côte et montrent un abaissement régulier des fonds. Les rochers du Toulinguet, situés en avant de la plage, protègent celle-ci des houles d'ouest et l'on observe que la plage fait face aux houles de sud-ouest. Une accumulation s'est formée puis partiellement déconstruite entre les rochers et la pointe du Toulinguet.

1928 - 1971 Une des évolutions majeures sur cette zone est justement cette accumulation entre les rochers et la côte. Entre 1928 et 1971, on observe la formation d'une accumulation de sédiments dans cette zone. L'avant-plage ne laisse apparaître qu'une légère accrétion le long de la plage, dans la partie sud en avant des falaises.

1971 - 2012 La construction de cette accumulation ne continue pas entre 1971 et 2012 et toute cette zone se retrouve en érosion. C'est d'ailleurs également le cas pour toute la partie centrale de la zone avec des évolutions de -1 à -6 m.

Évolutions des profils 6 profils ont été réalisés du sud vers le nord en avant de la plage et parallèlement au trait de côte jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 15 m (figure 2.43). Ces 6 profils montrent une tendance régulière à l'abaissement entre les trois dates de levés. Les profils s'arrêtent à une profondeur de 15 m, mais on ne remarque pas de fermeture, ce qui laisse supposer que les évolutions se poursuivent au-delà, plus au large encore. On peut également observer sur certains profils (2, 5 et 6) une augmentation de la pente du profil.

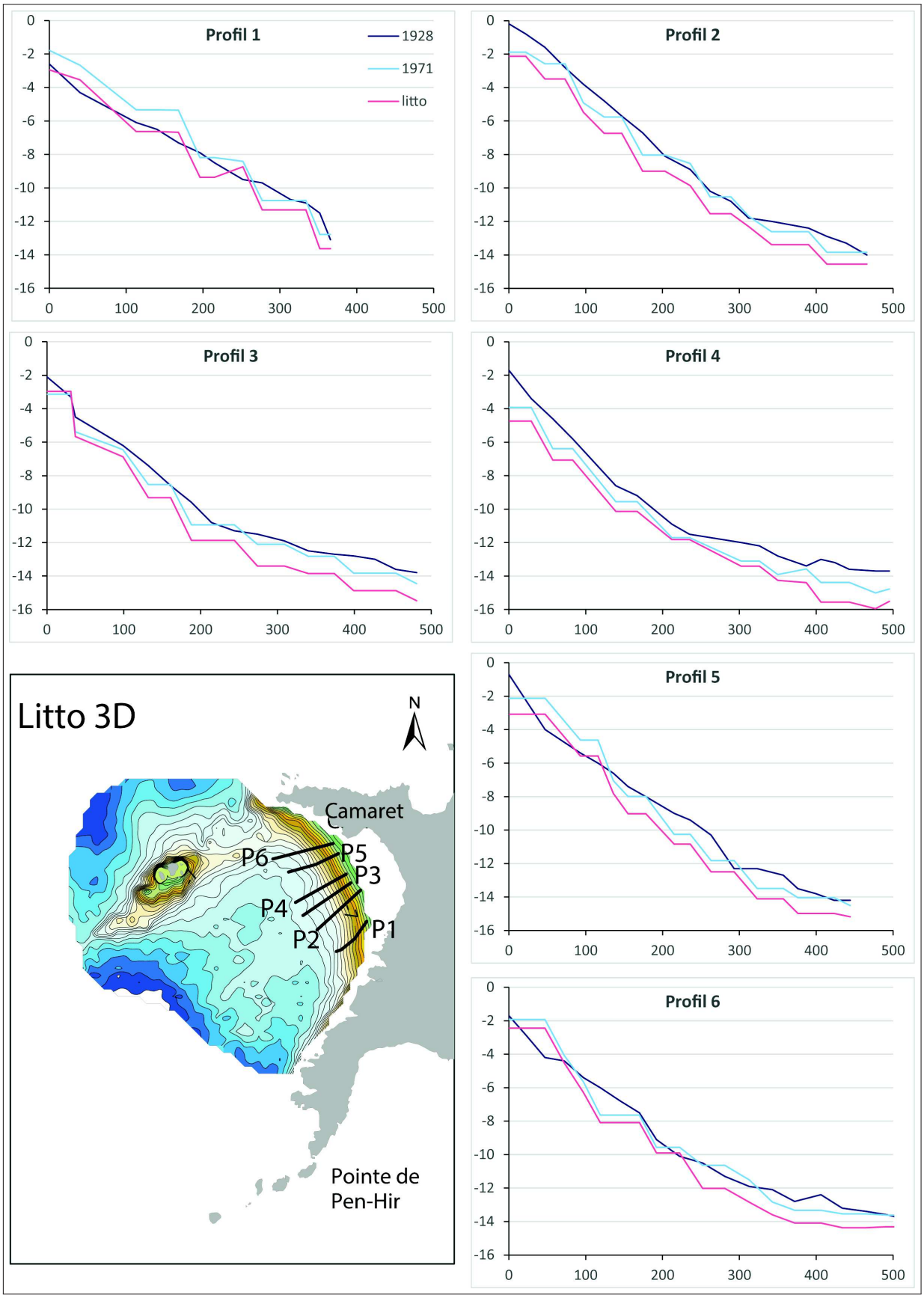


FIGURE 2.43 – Zone 6 : Profils

2.4.1.7 Zone 7 : Anse des Blancs Sablons

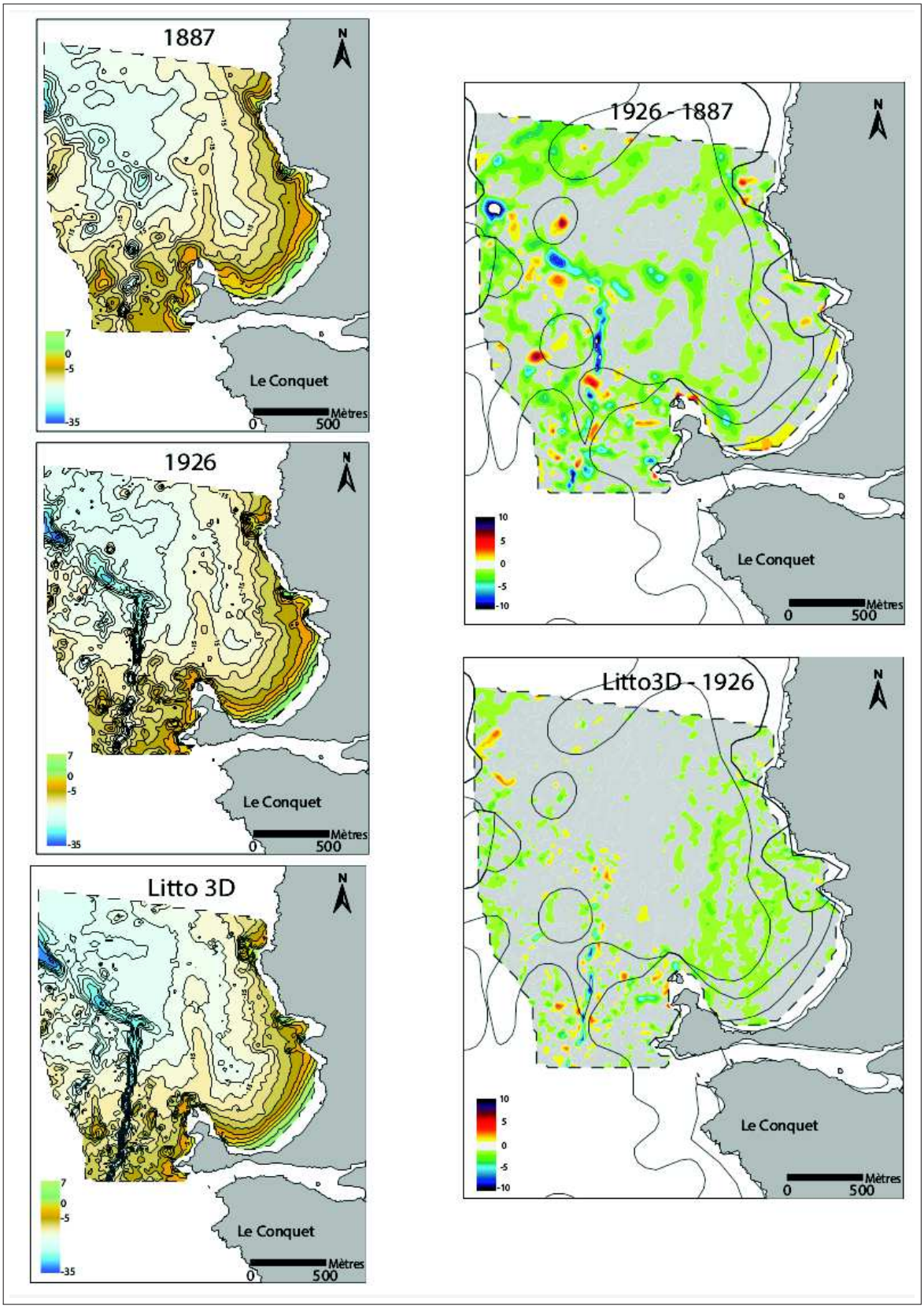


FIGURE 2.44 – Zone 7 : MNT et MNT différentiels (échelle de couleur : dégradé jaune-rouge = accrétion et dégradé vert-bleu = érosion)

Aspects généraux La zone 7 s'étend en avant de la plage des Blancs Sablons jusqu'au début du chenal du Four (figure 2.44). Les profondeurs vont de +7 m à -35 m. La plage des Blancs Sablons est ouverte sur le nord-ouest, et est donc en situation semi-abritée. De plus, on observe la présence d'une flèche sous-marine depuis la presqu'île de Kermorvan s'étalant vers le nord. Les très forts courants de marée dans cette zone pourraient expliquer la création de cette flèche, montrant ainsi une prédominance des courants de flots sur les courants de jusant. L'anse des Blancs Sablons se termine dans des profondeurs de l'ordre de 15 m.

1887 - 1926 Concernant les évolutions, nous concentrerons les observations sur la partie est de la zone, correspondant à l'anse des Blancs Sablons. La zone la plus proche de la plage est en accrétion, principalement dans sa partie ouest (1 à 3 m). Le bord ouest, quant à lui, révèle une forte érosion avec des valeurs allant jusqu'à plus de 5 m. Le reste de l'avant-plage est plutôt dans une situation de démaigrissement léger (1 à 2 m).

1926 - 2012 Cette situation de léger abaissement des fonds se poursuit entre 1926 et 2012 avec des valeurs comprises entre 1 et 3 mètres. La zone proche de la plage n'évolue pratiquement pas.

Évolutions des profils 6 profils ont été réalisés. Les n°2, 3, 4 et 5 sont perpendiculaires au trait de côte et en avant de la plage, jusqu'à des profondeurs entre 10 et 15 m (figure 2.45). Les profils n°1 et 6 sont transverses et situés à la sortie de la baie. Le profil n°1 traverse la flèche et permet de voir que celle-ci s'est affaissée de manière régulière entre 1818 et 2012. Les profils 3, 4 et 5 montrent également un abaissement progressif des petits fonds sur toute la période étudiée. Le profil 2 est le seul à présenter une nette élévation entre 1818 et 1887, puis une érosion sur le reste de la période.

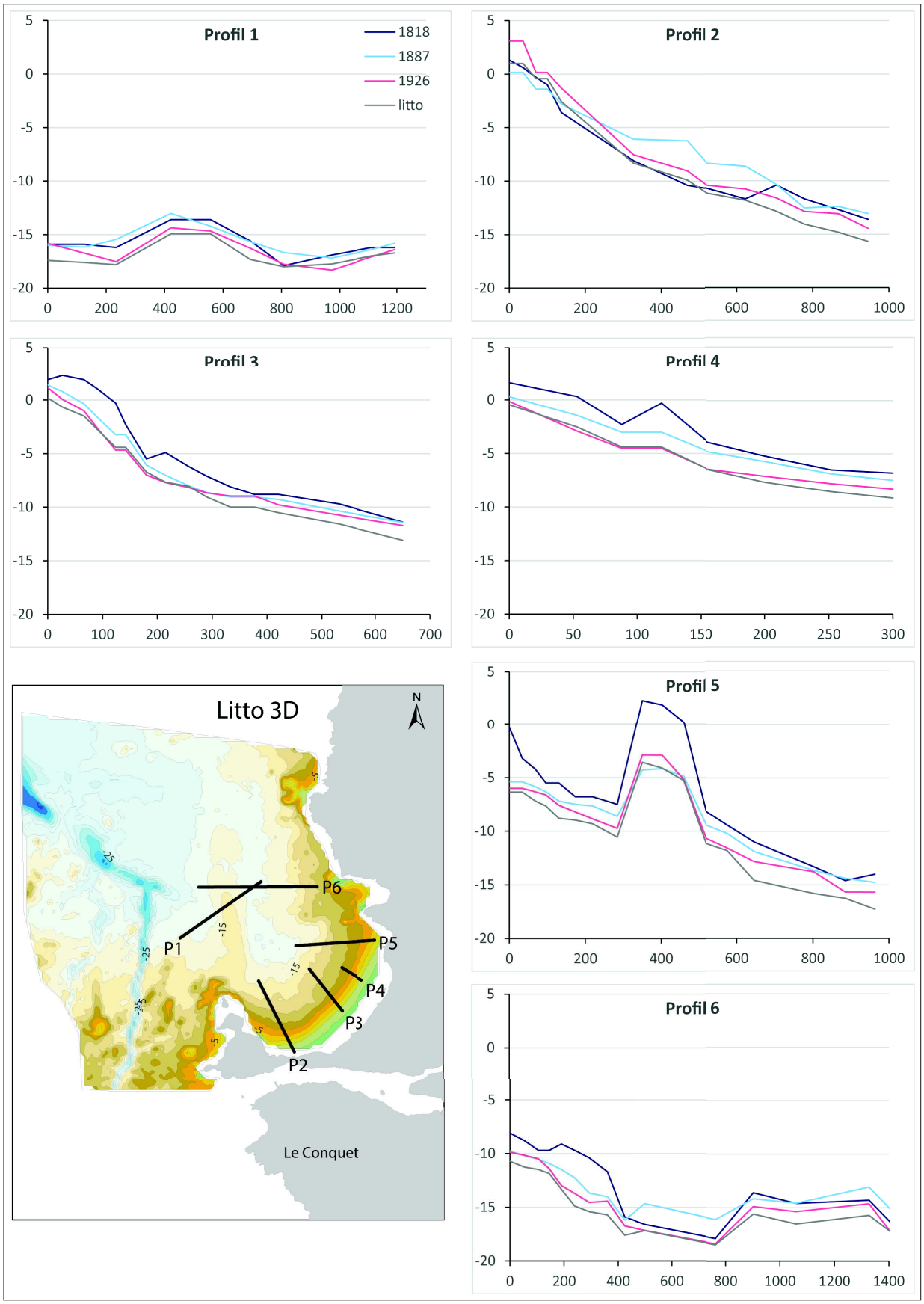


FIGURE 2.45 – Zone 7 : Profils

2.4.2 Les grands types d'évolution

La description générale de chacun des sites avec le détail de leurs évolutions respectives par période conduit à mettre en évidence des similitudes dans les tendances évolutives. Nous pouvons d'ores et déjà définir deux grandes périodes d'évolution communes à l'ensemble de ces secteurs :

1. Du début au milieu du XXème : cette première période est caractérisée par une tendance globale à l'engraissement ou, au moins, à la stabilité des petits fonds.
2. du milieu du XXème au début du XXIème siècle : cette seconde période révèle une érosion généralisée.

On peut donc parler d'une inversion des tendances entre ces deux périodes qui sont analysées dans les sous-parties suivantes. Cette analyse détaillée est alors réalisée en tenant compte des caractéristiques communes à un certain nombre de sites, tels que le déplacement de masses sédimentaires, la modification du prisme sédimentaire ou bien l'évolution des pentes d'avant-plage. Les volumes perdus ou gagnés sur les zones d'études seront également présentés.

2.4.2.1 L'exhaussement généralisé

Cette situation d'exhaussement généralisé se manifeste pendant la première période d'étude, c'est-à-dire sur la première moitié du XXème siècle. Chacune des zones présente des secteurs d'érosion et des secteurs d'accrétion. Cependant le bilan sédimentaire global est toujours positif, à l'exception de la zone de l'anse de Pen Hat (zone 6) qui est légèrement déficitaire (environ 600 000 m^3).

Les zones d'engraissement sont localisées plus précisément :

— à Guidel : au niveau de la sortie de la Laïta.

— à Fouesnant : elle est très peu visible. Sur les profils on remarque plutôt une tendance à l'engraissement en bout de profil (au large). Les débuts de profils (à la côte) sont assez inégaux avec un abaissement sur les profils 4, 5 et 6 et un exhaussement sur les 3 premiers.

— de Bénodet à la pointe de Mousterlin (3.2) : engraissement de la partie centrale et légèrement le long de la côte. A Combrit - Île-Tudy (3.1) avec une évolution comparable à celle de Bénodet - pointe de Mousterlin. Au total, sur l'ensemble de l'anse de Bénodet, les zones d'engraissement se font plus vers le large que proche de la côte. On en retrouve jusqu'aux profondeurs maximales étudiées (30 m). La limite d'engraissement, et donc de variations des profils, n'est donc pas cartographiée. La question se pose alors de savoir jusqu'où cet engraissement peut se produire. Comment expliquer la provenance de ces sédiments ? Quels liens peuvent être faits

avec des apports de la plateforme continentale proche et de l'érosion de la côte ? Et dans ce cas, comment étudier une profondeur de fermeture sur une échelle si longue, puisque les changements morpho-sédimentaires s'opèrent jusqu'à des profondeurs supérieures aux profondeurs de fermeture généralement prises en compte sur des échelles plus courtes.

— Nous ne disposons pas, pour la baie d'Audierne, de levé du début du XXème siècle.

— De la pointe de Dinan au Cap de la Chèvre : l'exhaussement se fait plutôt vers la côte, à des profondeurs allant de 0 à une vingtaine de mètres. Quelques zones d'engraissement semblent apparaître plus au large. Il ne semble pas qu'elles soient en lien avec les dynamiques côtières, mais plutôt associées à des hauts fonds représentés sur la carte marine (Le Chevreau et La Chèvre au nord, et Le Bouc dans la partie centrale). Les profils centraux (3 et 4) ont tendance à s'abaisser à la côte et à se relever vers le large, ce qui provoque une impression d'aplanissement des profils (qui pourra être confirmée avec l'analyse des pentes).

— Dans l'anse de Pen Hat, l'engraissement se fait le long de la côte et des zones de forte accumulation se situent entre les rochers et la pointe du Toulinguet, ce qui laisse supposer un piégeage des sédiments sur des zones de haut-fond.

— Dans l'anse des Blancs Sablons, nous considérons que le levé de 1887 est trop imprécis (incertitude de 2,5 m) pour l'interpréter.

Nous tenterons dans la partie 2.4.4 d'expliquer ce contexte propice à l'accumulation sédimentaire sur les avant-plages au cours de cette période.

2.4.2.2 L'abaissement généralisé

À la suite de ce contexte favorable, une inversion des tendances d'évolution se produit au début de la seconde moitié du XXème siècle. Les dates de levés ne sont pas strictement les mêmes sur chacune des zones. Pour les zones 2 à 6, la date de levé intermédiaire est comprise entre 1959 et 1974. Bien qu'il y ait 15 années d'écart, nous considérons que, sur une période d'un siècle et demi, ces différentes dates peuvent correspondre à une même période. Quoi qu'il en soit, pour chacun des sites, le résultat est le même, quelle que soit la date : la tendance s'inverse et un contexte défavorable est en place jusqu'à aujourd'hui. Nous aurons l'occasion de voir dans le Chapitre 3 que, sur le site de l'Île-Tudy - Combrit, cette tendance se poursuit de 2012 à 2015.

Par site, les zones en érosion sont :

— Guidel : les dates de levés ne sont pas adaptées pour pouvoir distinguer une seconde période d'évolution. Les dates dont nous disposons pour ce site sont, en effet, 1961, 1982 et 2012.

— Fouesnant : c'est la seule zone à avoir un bilan positif, mais il est tellement faible

qu'il peut être considéré comme stable sur la période étudiée. Des échanges sédimentaires ont eu lieu entre le rivage, qui s'est engraissé, et les petits fonds qui sont légèrement déficitaires. Comme les des deux évolutions sont comparables en ce qui concerne les volumes, on peut dire que le système est stable/équilibré.

— Combrit - Île-Tudy (3.1) : l'érosion est généralisée dans toute la partie centrale de la zone. On observe une zone d'engraissement le long du cordon, mais il peut aussi s'agir d'un artefact de mesure (les données sur la plage sont peu fiables pour une comparaison à cette échelle). Puis, de Bénodet à la pointe de Mousterlin (3.2) : la tendance est moins nette. Les zones en érosion sont réparties inégalement sur l'avant-plage. A celles-ci est associée une zone d'accumulation le long du cordon dans sa partie Est. Les volumes perdus sont aussi plus modérés, la zone ne perd « que » 6,8 millions de m^3, contre 13,5 pour la zone de Combrit - Île-Tudy. Enfin, l'anse de Bénodet prise dans son ensemble (3) : tout comme pour la première période, c'est l'ensemble de l'anse de Bénodet qui est concernée par cette tendance érosive, bien que les zones en accrétion dans la première période et celles en érosion dans la seconde ne se superposent pas forcément (figure 2.29). Il semble qu'il y ait une séparation entre une zone fortement en érosion à l'ouest de l'estuaire de l'Odet et une zone à l'Est de l'estuaire qui laisse percevoir plus de stabilité (qui reste relative puisqu'elle correspond en réalité à notre marge d'erreur).

— Baie d'Audierne : sur la période 1959 – 2012, la baie est, elle aussi, déficitaire en sédiment avec un déficit de l'ordre de 48,9 millions de m^3. Ce résultat peut paraître énorme, mais cette zone est très étendue, elle représente une superficie d'environ 76 km^2. Nous verrons dans la section consacrée aux volumes en jeu (section 2.4.2.4) que lorsque l'on rapporte les évolutions en m^3 aux superficies en m^2, les variations d'épaisseur sont finalement du même ordre de grandeur dans les différents sites analysés. Les profils montrent une zone assez homogène au niveau des formes et des pentes des profils. Ils sont réguliers et s'abaissent également de manière régulière et homogène.

— Pointe de Dinan au Cap de la Chèvre : ici, les zones localisées au niveau des hauts-fonds cités précédemment sont dans une situation de relative stabilité. Le secteur compris entre 5 et 20 mètres de profondeur est largement en érosion, tandis qu'à la côte, on relève quelques zones d'accumulation.

— Anse de Pen Hat : ici également, c'est l'ensemble de l'anse qui est concernée par la perte de sédiment. On peut observer (outre l'artefact qui se produit autour des rochers du Toulinguet) une très forte érosion (jusque -6 m) entre les roches et la pointe du Toulinguet. Chacun des 6 profils s'abaisse de manière plutôt homogène sur l'ensemble de leur longueur.

— Anse des Blancs Sablons : elle n'est pas concernée, car les dates de levés ne sont pas adaptées à la période d'analyse (levé intermédiaire réalisé en 1926).

Tout comme dans la partie précédente, nous nous pencherons, dans la section 2.4.4, sur les facteurs pouvant expliquer cette inversion de tendance et ce contexte défavorable aux accumulations sédimentaires étudiées.

2.4.2.3 La modification du prisme sédimentaire

Analyse des variations de pente Le prisme sédimentaire (ou prisme d'accrétion) défini dans le Chapitre 1, Section 2 constitue ici simplement le volume de sédiments qui repose sur le socle rocheux. Une manière simple de rendre compte d'éventuelles modifications de ce dernier est de calculer les pentes des profils de chaque zone pour chaque date de levé. Il est possible ensuite d'analyser ces variations de pente. Dans quels sens se produisent-elles ? Existe-t-il une tendance générale ? Enfin, les valeurs calculées sont-elles significatives ?

Sur les 7 zones d'étude, nous avons analysé 51 profils, ce qui fait une moyenne de 7 profils par zone (le maximum est de 10 pour la baie d'Audierne parce que c'est la plus grande zone) (Figure 2.46). Sur les profils non linéaires, possédant des ruptures de pente, plusieurs pentes ont été mesurées, afin de respecter les évolutions naturelles des profils. Pour simplifier la mise en évidence des évolutions de pente, il a tout de même été nécessaire de faire une moyenne afin de n'avoir qu'une seule valeur de pente par profil (Annexe .3).

Les écarts positifs signifient une augmentation de la pente, et donc un raidissement du prisme sédimentaire. Au contraire, les écarts négatifs attestent d'un aplanissement du profil général de l'avant-plage, et donc plutôt un étalement du prisme sédimentaire. Ces conditions amènent à un contexte plutôt favorable à l'accumulation de sédiment.

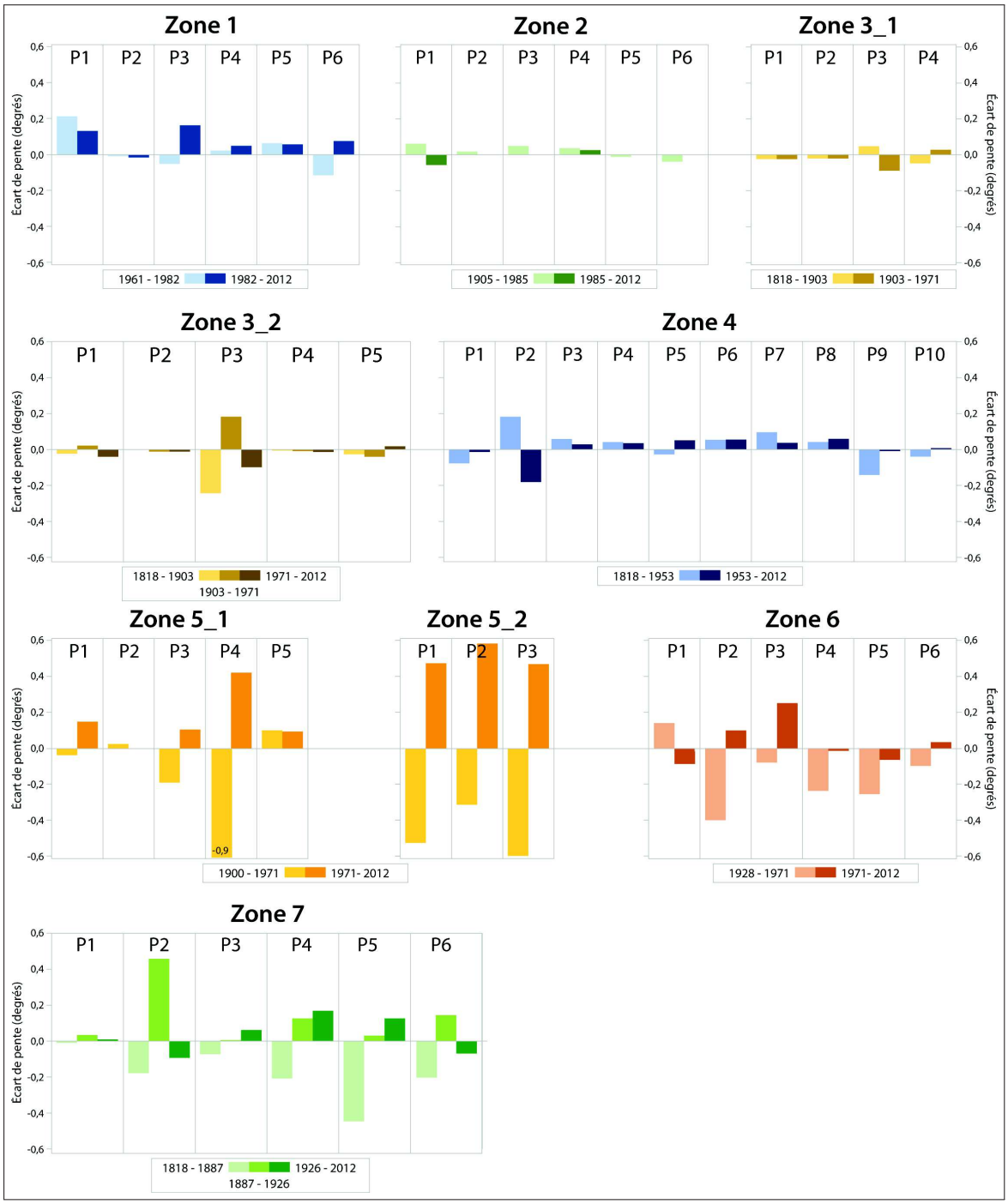


FIGURE 2.46 – Représentation des écarts de pente par zone étudiée.

Une tendance au raidissement du prisme sédimentaire L'inversion des tendances d'évolution peut également se lire sur les variations de pentes (Figure 2.46). En effet, sur la première période (1ère moitié du XXème siècle) la moyenne des écarts de pente, toutes zones confondues, est négative (-0,5 °), tandis qu'elle est positive (0,6 °) sur la seconde période (Figure 2.46). Ce que l'on peut percevoir à la lecture des MNT des deux périodes sur certains sites se confirme donc avec cette analyse. C'est-à-dire que l'on observe, en plus d'une érosion généralisée, une modification du prisme sédimentaire qui,

du fait d'une augmentation des pentes d'avant-plage, tend à se raidir. Dans ces conditions, une pente plus forte entraîne des modifications sur la propagation de la houle à la côte. Une augmentation de la hauteur des vagues atteignant le rivage peut en résulter, pouvant ainsi accroître le phénomène d'érosion en œuvre depuis les années 1950, constituant une boucle de rétroactions négatives.

2.4.2.4 Les volumes perdus ou gagnés

- Les volumes réels : Les figures 2.47 et 2.48 représentent les volumes réels associés aux évolutions. Ils ont été calculés pour la première et pour la seconde moitiés du XXème siècle. On observe que ceux-ci sont très dépendants de la superficie de chaque zone, c'est pourquoi nous avons également rapporté ces volumes à la superficie de chaque site. Ils permettent tout de même de confirmer l'inversion des tendances exprimée plus haut.

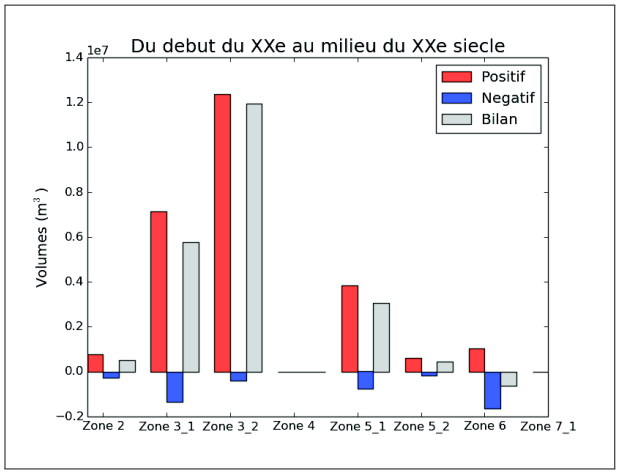


FIGURE 2.47 – Période 1 du début au milieu du XXème siècle (volume en million de m^3 représenté par zone).

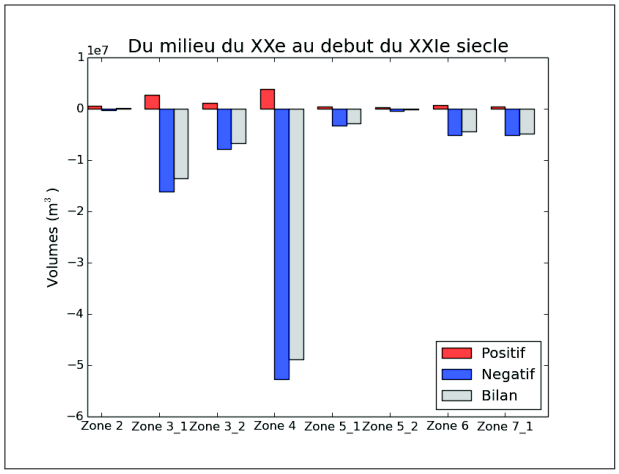


FIGURE 2.48 – Période 2 du milieu du XXème au début du XXIème siècle (volume en million de m^3 représenté par zone).

- Les volumes rapportés à la superficie de chaque zone

Les graphiques des figures 2.49 et 2.50 représentant les volumes perdus, gagnés et les bilans d'évolution, sont tout à fait révélateurs de cette inversion des tendances que l'on pouvait déjà observer sur les MNT (Figures 2.47, 2.48, 2.49 et 2.50). La zone 1 n'est pas concernée par les calculs de volume sur les deux grandes périodes retenues pour l'analyse, car nous ne disposons que des levés de 1961, 1982 et 2012. Le calcul est donc uniquement envisagé sur la deuxième période et aucune comparaison n'est faite avec la première période du début du XXème siècle.

2.4.2.5 Les profondeurs de fermeture

Nous avons, dans le chapitre précédent, défini la profondeur de fermeture et présenté les différentes manières de connaître cette profondeur (1, section 1.3, paragraphe 1.3.2.2).

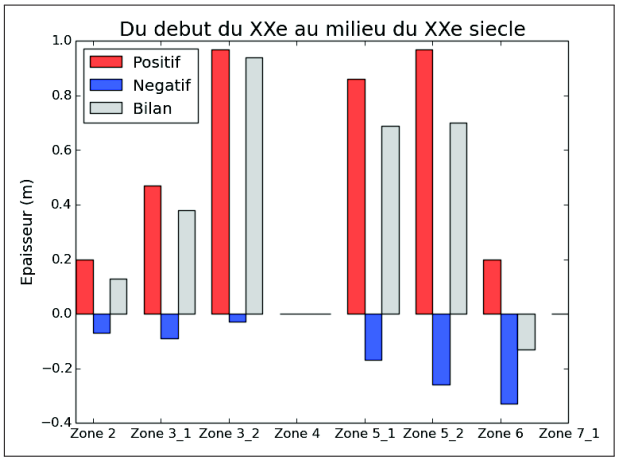


FIGURE 2.49 – Période 1 du début au milieu du XXème siècle (épaisseur en m (m^3/m^2 représenté par zone).

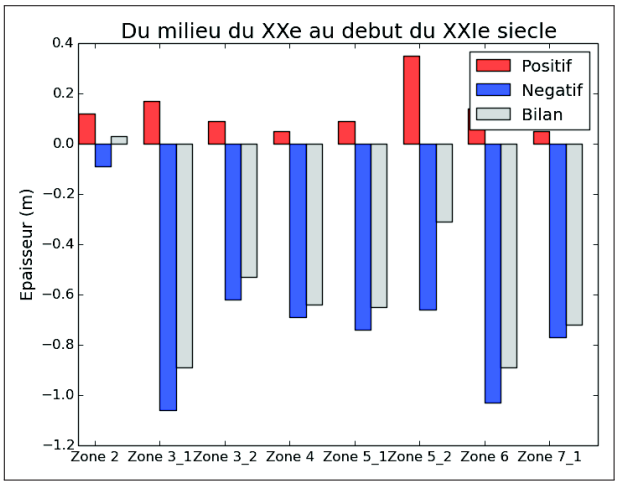


FIGURE 2.50 – Période 2 du milieu du XXème au début du XXIème siècle (épaisseur en m (m^3/m^2 représenté par zone).

Dans cette partie nous nous posons la question de savoir s'il est vraiment possible de connaître la profondeur de fermeture sur une échelle de temps si grande. Tout d'abord, la formule d'Hallermeier ne parait pas pouvoir s'adapter à une échelle temporelle longue, car nous ne disposons pas de données de houle moyenne sur une telle période. Ensuite, la méthode empirique de comparaison des profils est difficilement applicable avec seulement 3 profils répartis sur une si longue période. On peut remarquer qu'à cette échelle temporelle des évolutions sont mesurables à des profondeurs bien plus grandes que celles considérées généralement pour délimiter la cellule littorale vers le large (Cf. Chapitre 1, sous-section 1.3.2.2). Dans la délimitation des cellules, c'est d'ailleurs cette frontière qui pose le plus question et qui est la moins prise en compte dans les études. En effet, cette limite est totalement dépendante de l'échelle temporelle à laquelle on se place. Plus la période de temps prise en compte sera longue, plus cette profondeur aura tendance à aller vers le large, car la probabilité d'avoir de plus grosses houles augmente avec le temps.

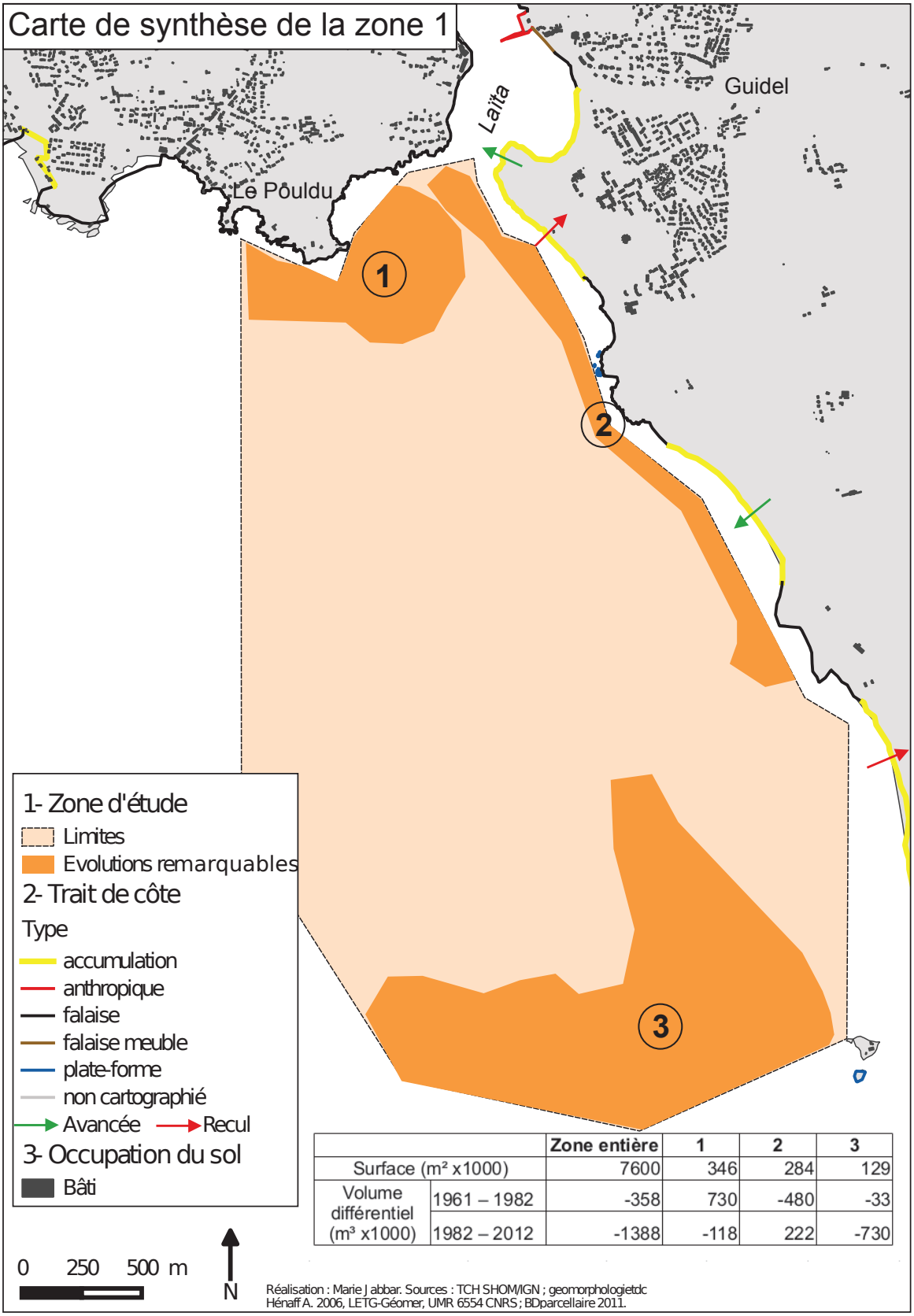
Finalement, la définition et la manière par laquelle on tente actuellement de considérer une profondeur de fermeture ne sont peut-être adaptées qu'à certaines situations. Il s'agit de situations dans lesquelles l'échelle temporelle est suffisamment courte pour rendre simple le calcul, pour permettre de réaliser, sur une période courte (quelques années maximum), de nombreux profils bathymétriques, à raison de plusieurs par an. La détermination d'une profondeur de fermeture telle que formulée n'est donc pas adaptée ni applicable, dès lors que l'échelle temporelle dépasse plusieurs décennies. En effet, aucune étude à ma connaissance ne propose de calculer ou de déterminer cette profondeur sur une période si longue. Parmi les études prenant en compte une échelle temporelle supérieure à quelques années, nous pouvons citer celle de Sabatier et al. (2004). Les auteurs se basent sur l'analyse de 49 profils levés sur des plages du Golfe du Lion de 1998 à 2001. Les profils

s'étendent entre 1 et 10 m de profondeur et permettent de distinguer une profondeur de fermeture comprise entre 1,4 et 7,4 m pour la majorité d'entre eux. Sur deux profils parmi les 83, il n'a pas été possible de connaître la profondeur de fermeture, car celle-ci apparaît supérieure à 10 m. Les auteurs précisent que ce sont deux profils qui ont subi des rechargements artificiels. Ils ont également comparé ces résultats à ceux obtenus avec la formule d'Hallermeier et concluent sur une « différence considérable » entre les deux résultats. Les simulations par calculs donnent des valeurs bien plus grandes que celles mesurées avec les profils.

Il n'y a actuellement pas de réponse apportée pour la connaissance d'une profondeur limite séparant une accumulation sédimentaire littorale du fonctionnement du plateau continental à une échelle de temps long. Cette profondeur a pourtant toute son importance pour la réalisation de projets de rechargement sédimentaire, notamment pour les calculs de volume nécessaire à l'ensemble de la cellule. Dans une perspective de gestion à long terme des risques côtiers, et dans cette optique de gestion durable des stocks sédimentaires, il n'est pas possible de se limiter à une connaissance de cette profondeur sur seulement quelques années. De plus, les études d'impacts pour les projets d'extraction de sédiments marins doivent définir une profondeur à partir de laquelle les impacts liés aux extractions seront négligeables pour la côte. Au vu des connaissances actuelles, cette profondeur est calculée suivant la formule d'Hallermeier avec une hauteur significative des vagues prise sur 5 ans au maximum. Étant donnée les évolutions mises en évidence sur nos sites d'étude, il est donc nécessaire de progresser sur la détermination d'une profondeur de fermeture avec la prise en compte d'un pas de temps long.

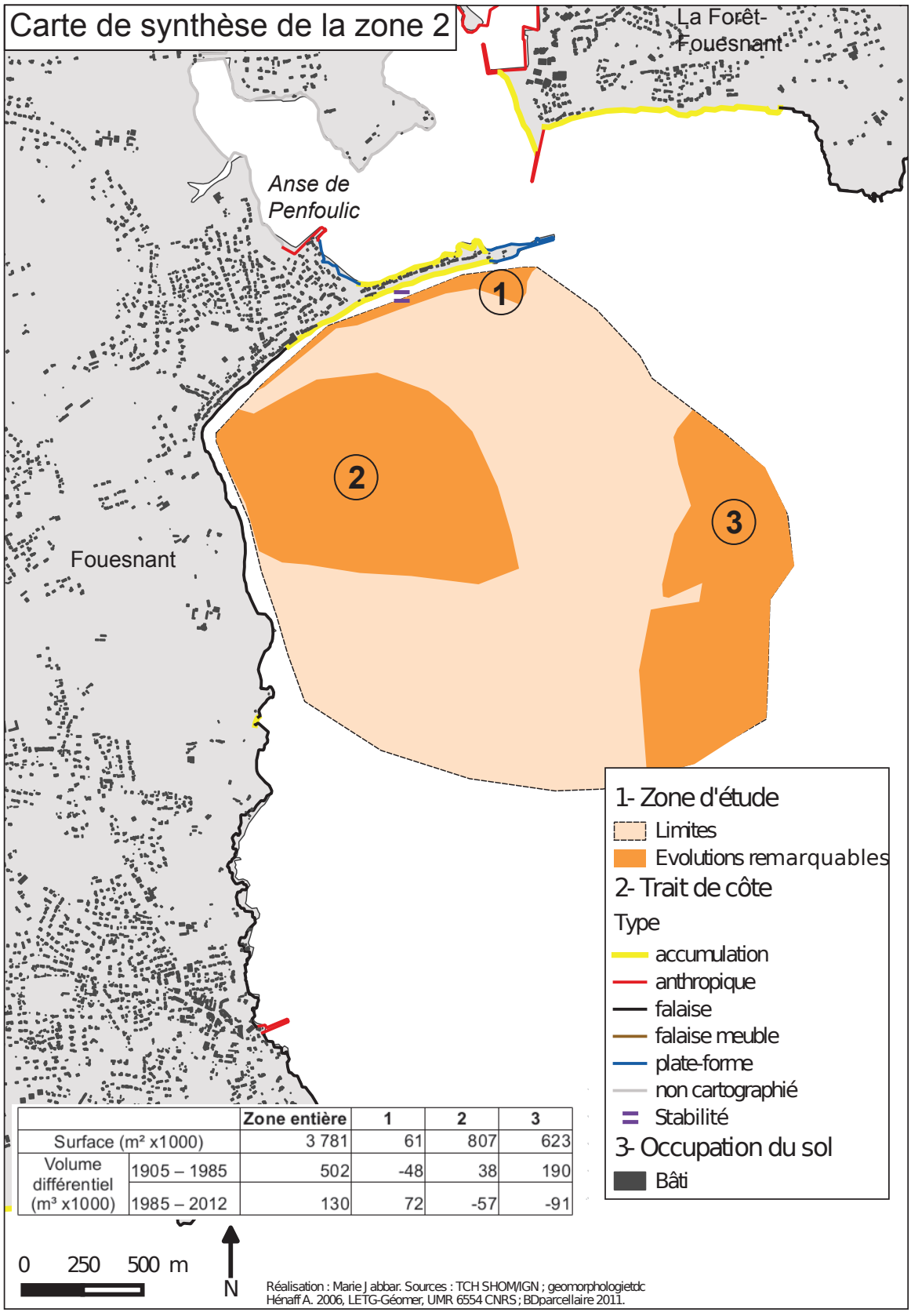
2.4.3 Bilan général des évolutions et mode de fonctionnement des cellules

Nous présentons ici des cartes de synthèse pour l'ensemble des sites concernés par cette étude (figures 2.51 à 2.57). Chacune de ces cartes reprend des éléments de résultat et d'analyse présentés précédemment, tels que des informations sur le type de côte et sa tendance d'évolution récente (lorsque l'information est connue) ainsi que les limites des principaux secteurs d'évolutions et les superficies et les volumes différentiels de ces secteurs.



		Zone entière	1	2	3
Surface (m² x1000)		7600	346	284	129
Volume différentiel (m³ x1000)	1961 – 1982	-358	730	-480	-33
	1982 – 2012	-1388	-118	222	-730

FIGURE 2.51 – Carte de synthèse de la zone 1



		Zone entière	1	2	3
Surface (m² x1000)		3 781	61	807	623
Volume différentiel (m³ x1000)	1905 – 1985	502	-48	38	190
	1985 – 2012	130	72	-57	-91

FIGURE 2.52 – Carte de synthèse de la zone 2

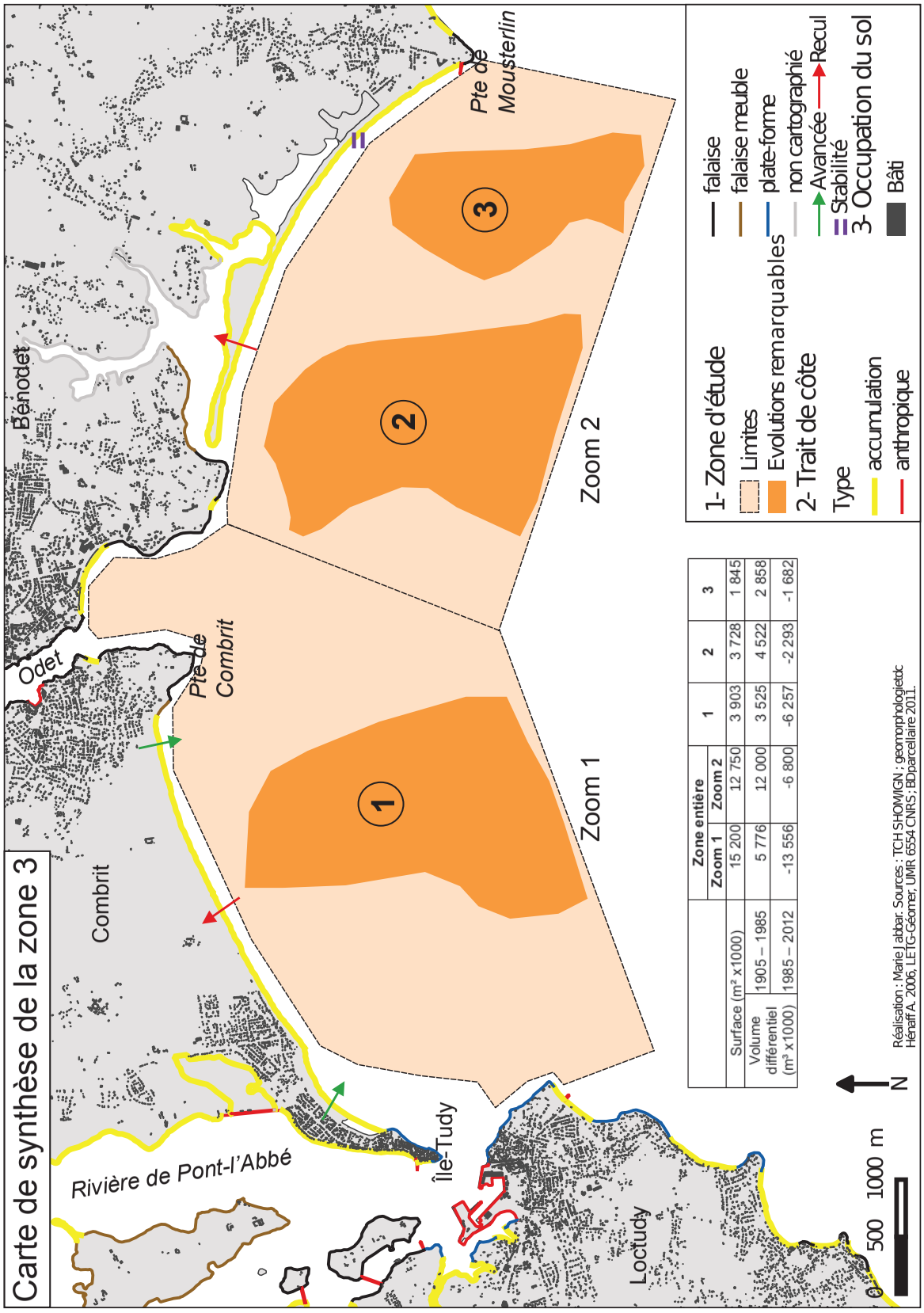
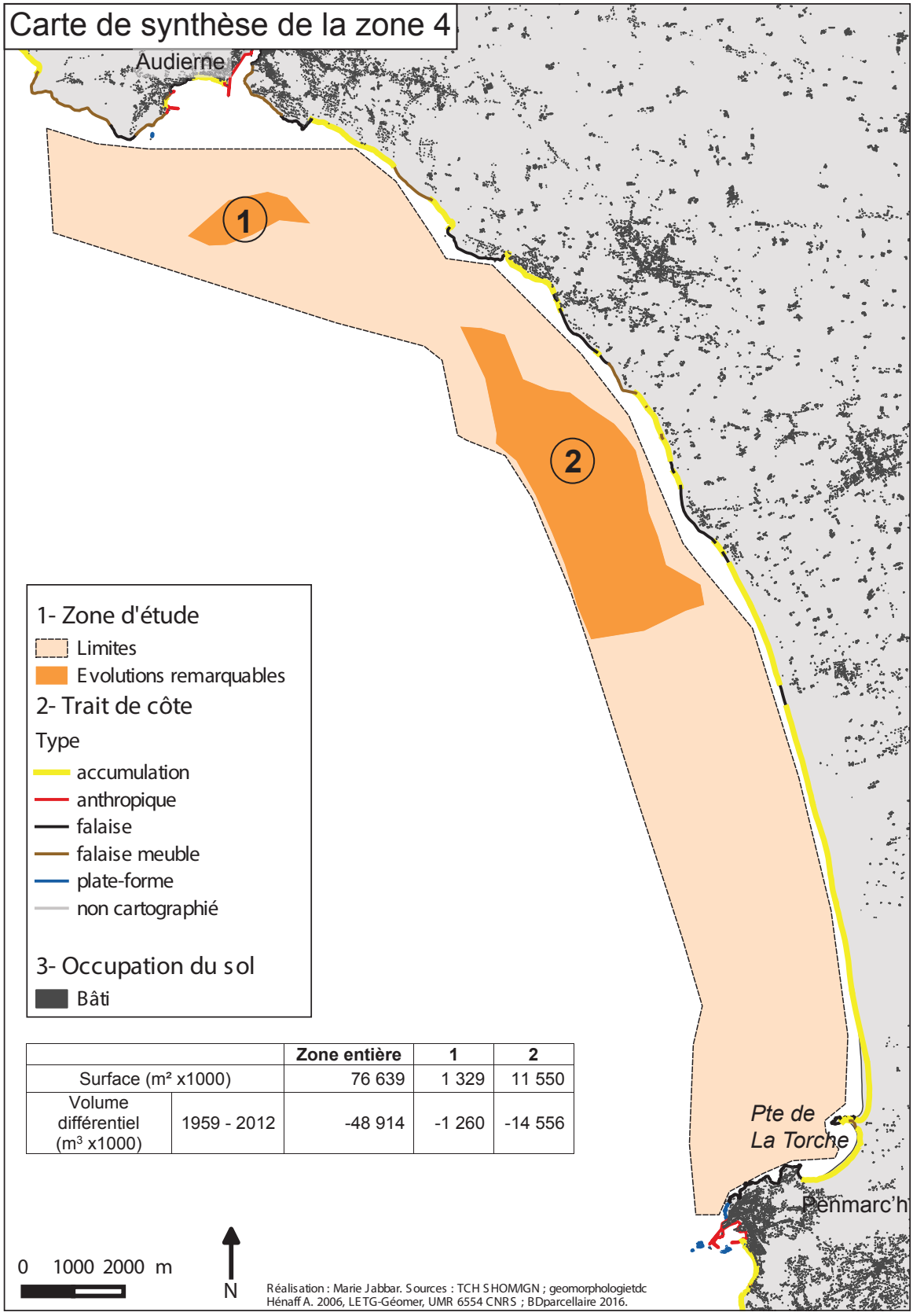
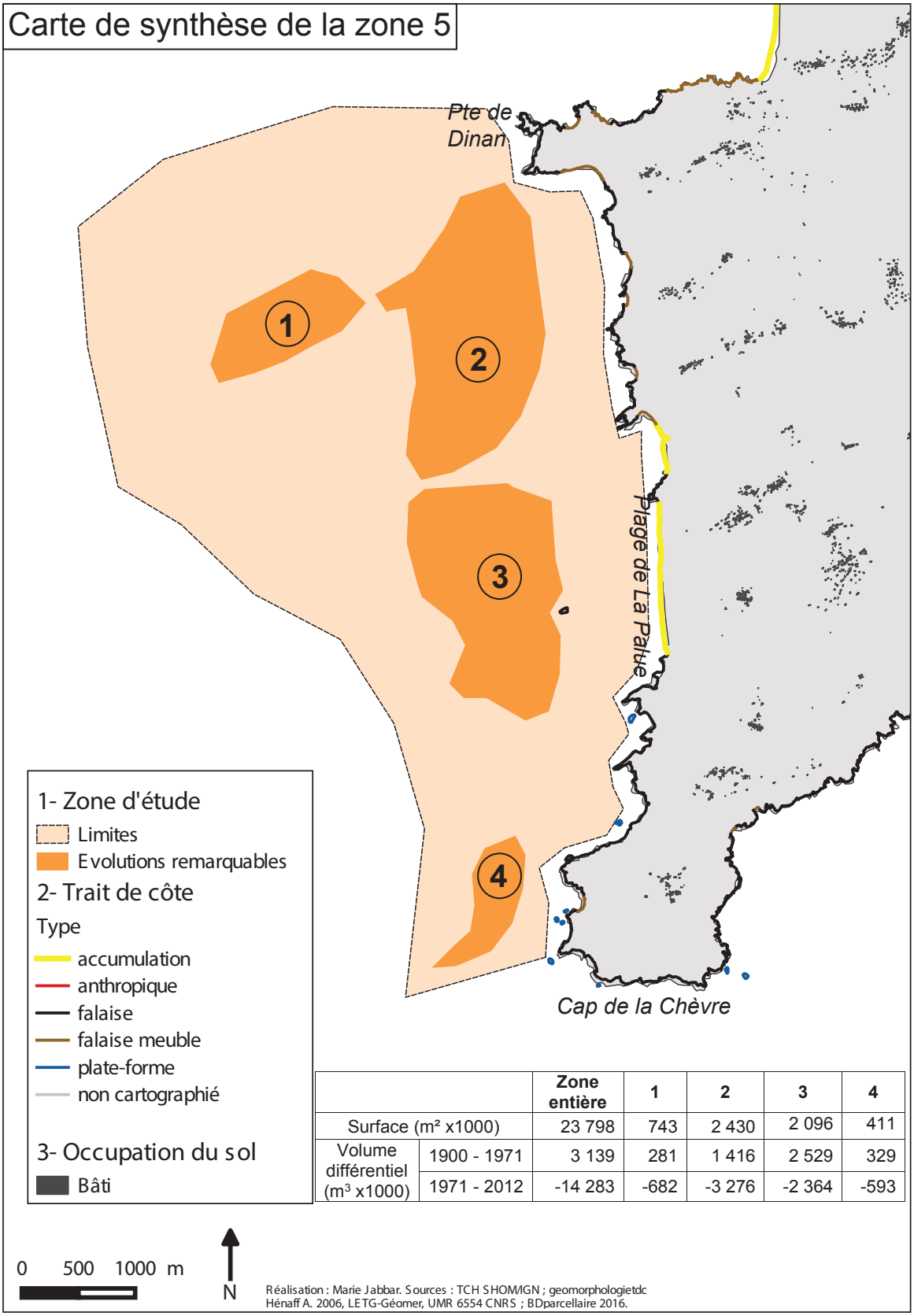


FIGURE 2.53 – Carte de synthèse de la zone 3



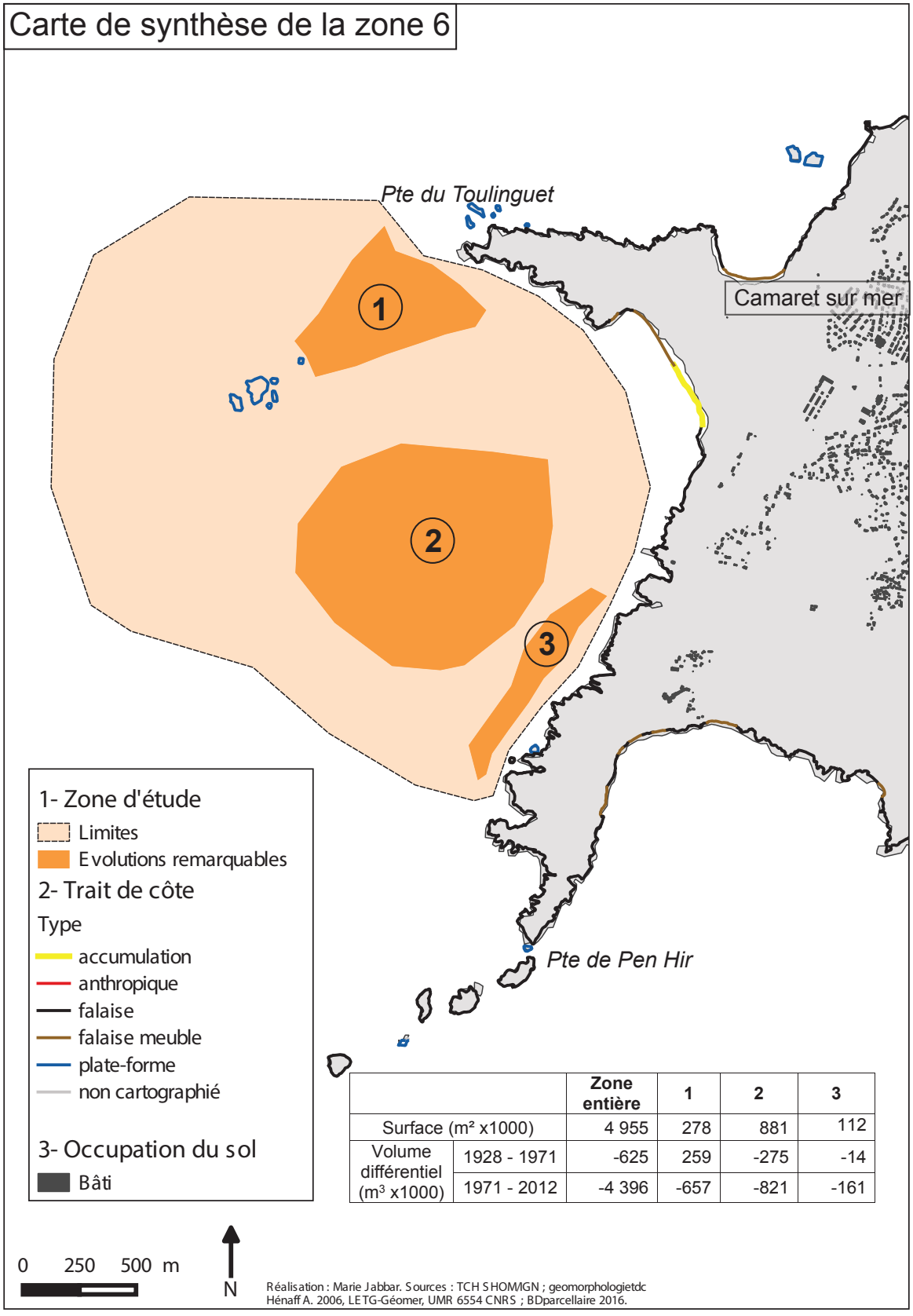
		Zone entière	1	2
Surface (m² x1000)		76 639	1 329	11 550
Volume différentiel (m³ x1000)	1959 - 2012	-48 914	-1 260	-14 556

FIGURE 2.54 – Carte de synthèse de la zone 4



		Zone entière	1	2	3	4
Surface (m² x1000)		23 798	743	2 430	2 096	411
Volume différentiel (m³ x1000)	1900 - 1971	3 139	281	1 416	2 529	329
	1971 - 2012	-14 283	-682	-3 276	-2 364	-593

FIGURE 2.55 – Carte de synthèse de la zone 5



		Zone entière	1	2	3
Surface (m² x1000)		4 955	278	881	112
Volume différentiel (m³ x1000)	1928 - 1971	-625	259	-275	-14
	1971 - 2012	-4 396	-657	-821	-161

FIGURE 2.56 – Carte de synthèse de la zone 6

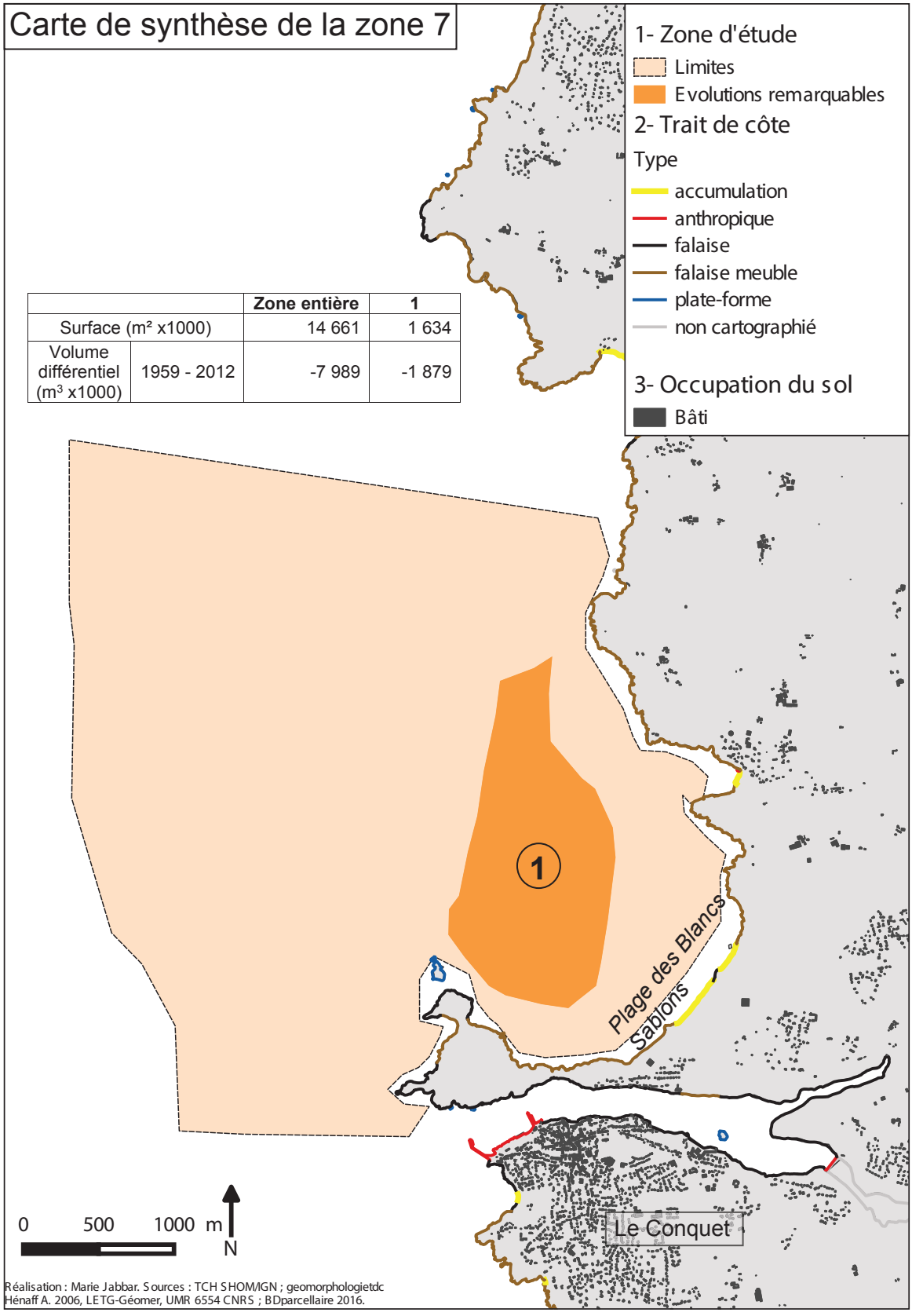


FIGURE 2.57 – Carte de synthèse de la zone 7

2.4.4 Corrélation entre les forçages, les caractéristiques géomorphologiques et les évolutions

La question majeure que soulèvent ces résultats est de savoir quels éléments peuvent expliquer l'inversion des tendances d'évolution qui s'est produite au milieu du XXème siècle. Pour tenter d'y répondre, nous pouvons réfléchir aux différents phénomènes ayant une action sur le littoral, à leurs propres évolutions et aux échelles de temps auxquelles ils agissent. Quels changements intervenus dans la deuxième moitié du XXème siècle auraient pu modifier complètement les dynamiques sédimentaires des avant-plages à une échelle régionale ? Peut-on voir une quelconque importance de l'exposition des sites aux houles dans l'inversion de ces tendances, et dans la deuxième période une influence quant à l'importance de l'érosion ?
Peut-on dire que l'on passe d'une période d'évolution naturelle à une période où l'influence anthropique devient importante, et suffisamment efficace pour bouleverser un équilibre ? C'est en tout cas les conclusions qu'apportent les travaux de Brunel et al. (2014a).

Pour tenter d'apporter des éléments de réponse à ces questions, nous allons nous intéresser aux contraintes structurales, c'est-à-dire l'influence de la profondeur du socle sous l'épaisseur de la couverture sédimentaire, puis aux forçages météo-marins et enfin aux forçages anthropiques, qui ont pu tendre à modifier les dynamiques sédimentaires présentées plus haut. L'ordre des trois forçages a été choisi en fonction de l'échelle de temps à laquelle ils peuvent agir : du cadre structural défini à une échelle géologique et constituant une contrainte structurelle, en passant par les modifications des houles moyennes qui peuvent être connues à l'échelle séculaire, jusqu'aux impacts de l'influence humaine qui concernent majoritairement les dernières décennies.

2.4.4.1 Contraintes structurales

En dehors du fait que la nature des affleurements environnants influence les sources et la nature du matériel sédimentaire disponible pour les plages, pour de nombreux auteurs, la disposition du plancher rocheux sous la couverture sédimentaire des avant-plages (et des plages) a une grande influence sur les processus côtiers (Hine et Snyder, 1985; Thieler et al., 1995, 2000, 2001; Boss et al., 2002; McNinch, 2004; Harris et al., 2005; Browder et McNinch, 2006; Gruber et al., 2006; Schupp et al., 2006).

L'article de Jackson et al. (2005) propose une étude de 25 plages sur la côte nord de l'Irlande qui présentent une variabilité d'exposition et de condition de marée. Les auteurs

comparent le système de classification des plages par le calcul du nombre de Dean et par une méthode empirique sur le terrain. Des différences significatives sont révélées entre les prédictions et la situation réelle. La position du socle rocheux sous-jacent établit le cadre sur lequel la plage se forme et délimite les possibles évolutions morphologiques en fonction de la forme et du volume d'accommodation. Ce volume d'accommodation et sa forme limitent donc les modifications du profil de l'accumulation littorale et inhibent son développement. Leurs observations montrent, par conséquent, que les facteurs géologiques hérités sont un élément important qui détermine la morphologie contemporaine des plages.

Storlazzi et Field (2000) tentent de comprendre comment la géomorphologie, la lithologie et la tectonique influencent la distribution et le transport des sédiments sur l'avant-côte. L'étude est réalisée en Californie et s'appuie sur des données d'imagerie, de bathymétrie et sur les connaissances de la géologie locale. Le site étudié est une côte rocheuse sur laquelle sont disposées une succession de plages de poche. Un mode de transport vers le large et un autre parallèle à la côte sont mis en évidence permettant d'expliquer la distribution sédimentaire le long du littoral. Les auteurs concluent sur le fait que le socle rocheux local est l'un des principaux facteurs de contrôle de la distribution sédimentaire le long des côtes rocheuses.

McNinch (2004), dans son étude sur les côtes de Caroline du Nord et de Virginie du Sud basée sur des données bathymétriques et sismiques levées jusqu'à 10 m de profondeur, s'intéresse, lui aussi, à l'importance du socle rocheux dans les dynamiques côtières. On peut résumer ses résultats en quatre points : (i) des barres sableuses entrecoupées par de larges bandes de graviers en contact avec le substrat rocheux sont développées, (ii) ces barres ne présentent pas de mobilité même après des épisodes très énergétiques (iii) l'épaisseur sédimentaire sur la zone d'étude est très réduite (entre 0 et 1,5 m) et (iv) coïncidence spatiale entre les barres sableuses et les zones les plus en érosion. L'auteur montre ainsi que les modèles de transport sédimentaire et d'évolution du trait de côte basés uniquement sur les conditions hydrodynamiques (vagues et courants) et s'appuyant sur l'hypothèse d'un disponible sédimentaire uniforme et illimité sont inadaptés aux situations qu'il étudie dans lesquelles les volumes sédimentaires sont limités. Ainsi, dans cette étude, la connaissance des différents courants agissant sur la zone ne permet pas d'expliquer l'existence et la localisation des barres sableuses. Le socle rocheux sous-jacent au substrat sédimentaire est donc évoqué comme pouvant influencer cette morphologie particulière.

C'est d'ailleurs des conclusions que l'on retrouve dans l'article de Twichell et al. (2009).

L'article montre que l'érosion sous-marine est influencée par la variabilité stratigraphique. En effet, deux types d'érosion sont repérés, une érosion linéaire et une érosion circulaire. Ces deux types sont corrélés avec le substratum qui correspond soit à d'anciens chenaux (érosion linéaire en surface) soit à des pics rocheux (érosion circulaire en surface).

L'article de Backstrom et al. (2015) fait aussi état du substratum sous-jacent comme facteur de contrôle de l'érosion côtière. Il compare deux sites proches l'un de l'autre et y étudie les conséquences de tempêtes. Deux réponses morphologiques complètement différentes sont alors relevées, avec pourtant les mêmes caractéristiques de houles, de vent et de sédiments.

Enfin, c'est aussi ce qu'il ressort de l'article de Hapke et al. (2010). Ils présentent une démonstration de l'influence du cadre géologique sur le comportement côtier et de l'évidence de liens entre le large et la côte, en mettant en avant la composante cross-shore dans les transferts sédimentaires.

La littérature scientifique est abondante sur le rôle du substratum comme facteur de contrôle des accumulations littorales. Il est donc admis que l'espace d'accommodation définit la quantité de sédiment pouvant constituer le stock sédimentaire d'un secteur et que si l'épaisseur de ce stock est limitée, le cadre structural influence la répartition sédimentaire et donc la morphologie ainsi que les dynamiques de ces sédiments. En Bretagne, la plate-forme rocheuse s'étend en pente douce vers la mer dans la plupart des cas comme le montre l'examen des cartes marines. Cette disposition implique des épaisseurs sédimentaires limitées. Néanmoins, nous ne disposons pas d'éléments suffisants (levés sismiques sur l'ensemble des secteurs étudiés) pour mener plus loin cette réflexion à l'échelle régionale. Par ailleurs, ces aspects feront l'objet d'une étude dans le chapitre suivant à l'échelle de deux sites : Guidel et Combrit - Île-Tudy. Nous y avons mené des campagnes sismiques et des levés bathymétriques dans l'objectif de pouvoir estimer des bilans sédimentaires et tenter de comprendre le rôle du cadre structural contrôlant les évolutions de ces bilans.

2.4.4.2 Forçages météo-marins

Cette sous-section a pour objectif de présenter un état de l'art des connaissances des houles et des tempêtes en Atlantique du Nord Est à l'échelle du XXème siècle, au moins, afin de chercher une explication à l'inversion des tendances d'évolution morphologique des sites d'étude au milieu du XXème. De nombreux auteurs montrent une augmentation des houles moyennes (Hs) en Atlantique Nord au court du XXème siècle (Bacon et Carter,

1991; Wang et Swail, 2002; Dodet et al., 2010; Le Cozannet et al., 2011).
La période d'étude, semblable à tous les articles, s'étend de 1871 à 2010, sur laquelle la tendance de Hs est positive. Par contre, les ordres de grandeur de cette tendance sont bien plus grands sur la seconde moitié du XXème siècle (depuis 1950).
La base de données commune à toutes ces études est issue du projet « Twentieth Century Reanalysis » (20CR) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Ce projet a généré un jeu de données atmosphériques global à quatre dimensions s'étendant de 1851 à 2014.

Dodet et al. (2010), dans leur étude, présentent un modèle de vagues forcées par les données de vent du 20CR sur la période 1953-2009. Les résultats montrent une augmentation de la valeur Hs (Hauteur significative) d'une valeur de 0,02 m.an^{-1} sur l'ensemble de la période d'étude pour les latitudes supérieures à 45 $^{\circ}$ N. Il observe également à ces latitudes une rotation des directions de la houle de -0,1 $^{\circ}$.an^{-1} (rotation anti-horaire). Cette augmentation est encore plus importante si l'on ne considère que les valeurs hivernales (1er décembre au 1er avril). La situation s'inverse aux latitudes les plus sud.

Bertin et al. (2013) présentent eux aussi une modélisation numérique de la houle à partir des données de vent du 20CR, en la limitant au XXème siècle (1900 à 2009). À cette échelle on observe également une tendance positive de l'évolution de Hs. Néanmoins les résultats sont moins importants. Au niveau de la Bretagne par exemple, sur l'ensemble de la période l'augmentation est de 0,005 m.an^{-1} (0,02 sur la période 1953-2009). Il y a une forte corrélation entre ces résultats et l'index NAO sur la même période (coefficient de Pearson). Les auteurs expliquent en partie cette augmentation par une augmentation de la vitesse du vent sur la période. Enfin, les auteurs mentionnent l'augmentation de la hauteur moyenne des vagues pour expliquer l'augmentation de l'érosion le long des côtes nord-atlantiques.

Wang et al. (2012) élargissent encore la période d'étude, en modélisant les tendances évolutives de Hs de 1871 à 2010. Ils montrent, eux aussi, la même tendance d'évolution positive, et vont plus loin en différenciant la première et la deuxième moitié du XXème siècle. En effet, la tendance d'évolution à l'échelle du siècle n'est pas du tout dans les mêmes ordres de grandeur qu'à l'échelle de la seconde moitié du XXème. Ceci se confirme également par les données satellitaires qui montrent une augmentation globale des vitesses de vent sur les 25 dernières années et potentiellement de la hauteur significative des vagues aussi. Enfin, les modèles prédictifs projettent des tendances similaires.

Cette première synthèse permet de se rendre compte d'un changement au cours du XXème siècle dans les tendances d'évolution des houles. En effet, on voit bien que depuis le début de ce siècle, elles sont en constante augmentation, mais c'est seulement depuis les années 1950 que cette tendance a largement forci. Le milieu du XXème, période à partir de laquelle on passe dans une situation d'érosion généralisée sur les avant-côtes des sites étudiés, correspond donc également à une intensification de la tendance positive de la hauteur significative des houles. Les sites étudiés sont tous des systèmes dominés par la houle. Un changement dans les caractéristiques de celle-ci entraîne forcément des modifications morpho-sédimentaires. On retient donc cette première explication comme facteur explicatif de l'inversion des tendances au cours du XXème siècle.

Les tempêtes sont des événements ponctuels avec une réponse souvent rapide (une érosion forte par exemple) mais pouvant avoir des conséquences pendant longtemps (la plage peut mettre plusieurs années avant de retourner dans son état anté-tempête). De plus, si l'on se place à une échelle séculaire, les conséquences de tempêtes qui seraient plus intenses et/ou plus rapprochées dans le temps, comme le suggèrent les rapports sur le changement climatique, peuvent avoir des conséquences à une échelle plus large. De nombreux auteurs se sont penchés sur l'étude des tempêtes au cours du XXème siècle en Atlantique nord (Pirazzoli et al., 2004; Stone et Orford, 2004; Nyberg et al., 2007; Mann et al., 2009; Donat et al., 2011; Wang et al., 2012; Barriopedro et Calvo, 2014; Donnelly et al., 2015; Feser et al., 2015; Ortega et al., 2015).

L'étude de Donat et al. (2011) s'est intéressée à l'étude des tempêtes au travers des données atmosphériques de vent et de pression issues du 20CR. Six régions sont étudiées de l'Europe centrale au nord de la mer du Nord. Les résultats montrent un gradient SE-NW qui montre, vers le NW, une augmentation du nombre moyen de jours de tempêtes. Le minimum d'activité est dans les années 1960 et le pic enregistré sur toute la période est dans les années 1990. Pour autant, la tendance est positive tout au long du XXème siècle. De même que pour les données de houle, les auteurs mettent en évidence une forte accentuation de cette tendance depuis 1950. Pour citer quelques chiffres, nous prendrons l'exemple du secteur « Manche » : sur la période 1871-2000, la régression linéaire (coefficient directeur) est de +0,059, elle est de 0,264 ou 0,297 (suivant les modèles) de 1950 à 2000.

Sur cette question de l'évolution des tempêtes ces dernières décennies, voire plus, l'article de Feser et al. (2015) apporte un regard plus nuancé. En s'appuyant sur les écrits scientifiques sur cette thématique, il classe les résultats de chacun en fonction des

secteurs étudiés et de la méthode utilisée (données mesurées, réanalysées ou modélisation des tendances futures). Les différents résultats montrent des tendances d'évolution parfois contradictoires. Les résultats de cette étude sont donc plus mitigés que ceux précédemment évoqués. Tout de même, nous pouvons en ressortir que les études sur des données mesurées (souvent à l'échelle du siècle) ne montrent pas de changement du nombre de tempêtes au fil des décennies, voir une diminution (excepté pour la mer Baltique). Concernant les données réanalysées ou les modèles (sur les 40 à 60 dernières années), la plupart des études montrent une augmentation des tendances. C'est en accord avec les données sur le plus long terme qui ne montrent pas de véritables tendances, mais plutôt une variabilité, des fluctuations, à l'échelle décennale, avec une augmentation du nombre de tempêtes sur la période 1970-1990. Pour les projections futures, bien que les résultats divergent sur le nombre de tempêtes et sur les variations de direction des vents, tous s'accordent sur une augmentation des tempêtes, quelle que soit l'emprise géographique considérée. Pour conclure sur les changements climatiques, Lozano et Swail (2002) précisent que bien que l'élévation du niveau marin soit mesurée et bien intégrée dans les modèles de projection climatique, l'augmentation de la fréquence des tempêtes reste seulement « probable ». Les auteurs parlent alors « d'instabilités climatiques » et concluent sur les secteurs d'érosion côtière actuelle le long des côtes atlantiques européennes, qu'il est hautement probable que celle-ci s'intensifie dans le futur.

Enfin, Hénaff (2008) présente des variations d'orientation des houles sur la côte atlantique française depuis le début du XIXème siècle à partir d'indicateurs géomorphologiques. Les indicateurs utilisés sont les queues de comète et tombolos présents sur les littoraux de la Manche et du golfe de Gascogne. L'orientation de leur forme est directement soumise aux directions dominantes des houles et une modification de celles-ci relève une modifications des directions générales. Il en ressort une variabilité importante de ces formes jusqu'à plusieurs degrés par rapport à leur axe initial qui sont comparables d'un indicateur à l'autre. Des grandes tendances d'orientation des houles sont ainsi dégagées en distinguant des périodes d'orientation des houles zonales et méridiennes. Ce phénomène, bien que difficilement quantifiable, affecte les littoraux de manière durable avec d'importantes conséquences

Cette étude sur l'évolution des tempêtes et orientation des houles vient compléter celle sur l'augmentation de la hauteur moyenne des houles en Atlantique.

2.4.4.3 Forçages anthropiques

Le troisième facteur étudié est l'influence des actions anthropiques sur les évolutions des avant-plages du XIX^{ème}ème au début du XXIème siècle. Nous introduisons cette ré-

flexion en partant de l'exemple d'une étude de cas en méditerranée réalisée à une échelle régionale et sur un pas de temps similaire au nôtre.

Dans les années 1960, la mission Racine a engendré la construction de 13 stations balnéaires autour de ports de plaisance dans le Languedoc-Roussillon. Aujourd'hui, plus de 30 % du trait de côte est équipé d'ouvrages de protection dans cette région. Les auteurs du rapport Revolsed (Brunel et al., 2014a) présentent les bilans sédimentaires de l'avant-côte sur 14 sites, d'Argelès à Port-Camargue, entre 1895 et 1984 et entre 1984 et 2009. Durant la première période, les bilans sédimentaires sont globalement équilibrés. Les auteurs qualifient alors cette période d'« autonome », qui selon Stive et al. (2002) correspond « au comportement de l'avant-côte en absence d'intervention humaine volontaire ». Tandis que la deuxième période, révélant un système déficitaire, se situe dans un contexte d'anthropisation bien établie (Brunel et al., 2014b). Pour les auteurs de ce travail, les aménagements côtiers sont le facteur principal ayant provoqué l'inversion des tendances d'évolution. Ils expliquent ici que les constructions sur le littoral, notamment les ouvrages de protection ainsi que les entrées de ports, ont modifié les dynamiques sédimentaires au point de faire basculer l'ensemble du secteur étudié d'un système stable vers un système en érosion. Le cas du littoral du Languedoc-Roussillon est particulier car la construction de tous ces ouvrages s'est faite sur une période très courte du fait de la décision de l'État de promouvoir le tourisme balnéaire avec la mission Racine au début des années 1960. Les constructions se sont donc faites de manière synchrone sur l'ensemble du territoire étudié par Brunel et al. (2014a).

Notre étude a permis de mettre en évidence les mêmes tendances d'évolution (période globalement équilibrée et même plutôt excédentaire entre 1900 et 1960-1970 suivie d'une érosion généralisée depuis les années 1970). La question que soulève l'exemple développé précédemment est donc de savoir quelle part on peut attribuer aux constructions humaines, en Bretagne, dans l'inversion des tendances d'évolutions des avant-plages entre la première et la seconde moitié du XXème siècle. Pour cela, nous présentons tout d'abord une carte recensant l'ensemble des ouvrages présents sur le littoral finistérien (nous ne disposons pas de ces informations pour le site de Guidel situé dans le Morbihan) (Le Berre et al., 2008). Puis, dans un second temps, nous nous intéressons aux dates de construction de tous ces ouvrages en prenant l'exemple de 9 communes dans le Finistère sud, qui est un secteur particulièrement urbanisé.

Le linéaire finistérien représente environ 1 000 km de côtes sur lesquelles environ 95,7 km sont anthropisés selon les résultats du programme Eurosion (Salman et al., 2004). Comme on peut le voir sur le graphique présenté en figure 2.58, il s'agit à 50 % d'ouvrages de protection, puis à 20 % d'ouvrages destinés à la navigation et les 30 % restant sont

répartis entre les accès à l'estran, les ouvrages militaires et les ouvrages divers (installation aquacole, bâtiments, équipements collectifs, exutoires et ponts). Les 10 % du littoral anthropisé sont à mettre en lien avec les 30 % des rivages du Languedoc-Roussillon. En effet, le Finistère possède encore de nombreuses côtes sauvages comme l'atteste la figure 2.59. De plus, l'anthropisation est plutôt légère au regard des constructions présentes sur le littoral méditerranéen. Le littoral de la mer d'Iroise est relativement peu anthropisé, mise à part la rade de Brest ; la côte nord l'est peu également, mis à part les abers ; plus à l'est, sur la côte du Léon, les ouvrages côtiers sont plus nombreux. Le secteur littoral le moins anthropisé du Finistère correspond aux rivages de la presqu'île de Crozon, au fond de la baie de Douarnenez en dehors du port de Douarnenez - Tréboul, ainsi que la baie d'Audierne. À l'inverse, le sud Finistère est la partie la plus fortement urbanisée et donc le lieu d'une plus forte concentration d'ouvrages côtiers (notamment plusieurs ports de plaisance et ouvrages de protection).

Au final, la presqu'île de Crozon et l'anse des Blancs Sablons sont nos deux sites les moins soumis à l'influence anthropique. La baie d'Audierne est plutôt sauvage également, mais les extractions massives de la seconde moitié du XXème siècle ont joué un rôle desctructeur de la plage et du cordon de galets Ero Vili. On peut, par conséquent leur attribuer également des conséquences en termes de déstabilisation des petits fonds. Dans le Finistère sud, l'anse de Bénodet et la baie de La Forêt sont nos deux sites les plus anthropisés. C'est sur ces secteurs du sud Finistère que nous allons maintenant réaliser une analyse temporelle à partir des dates de constructions de chacuns des ouvrages côtiers recensés dans les PPR [3].

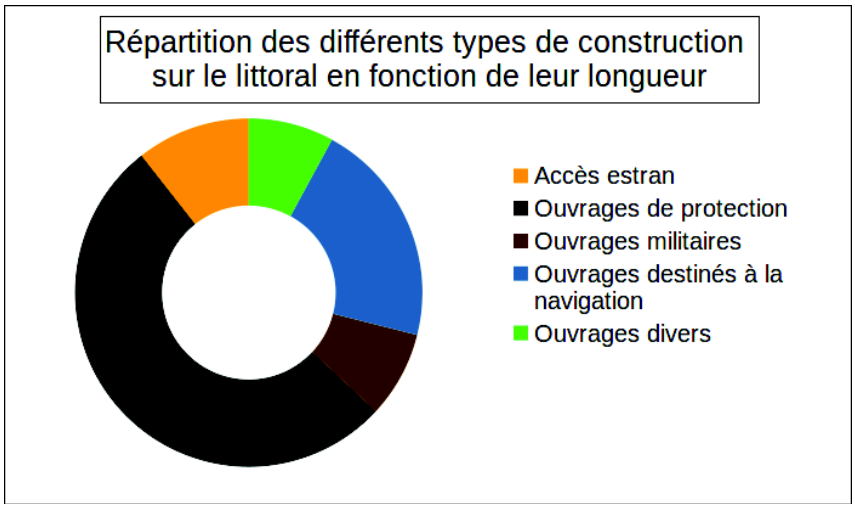


FIGURE 2.58 – Répartition des types d'ouvrage sur le littoral en fonction de leur longueur (source : Le Berre et al. (2008))

3. PPRL 1 - Ouest Odet et PPRL2 - Est Odet disponibles sur le site http ://www.finistere.gouv.fr

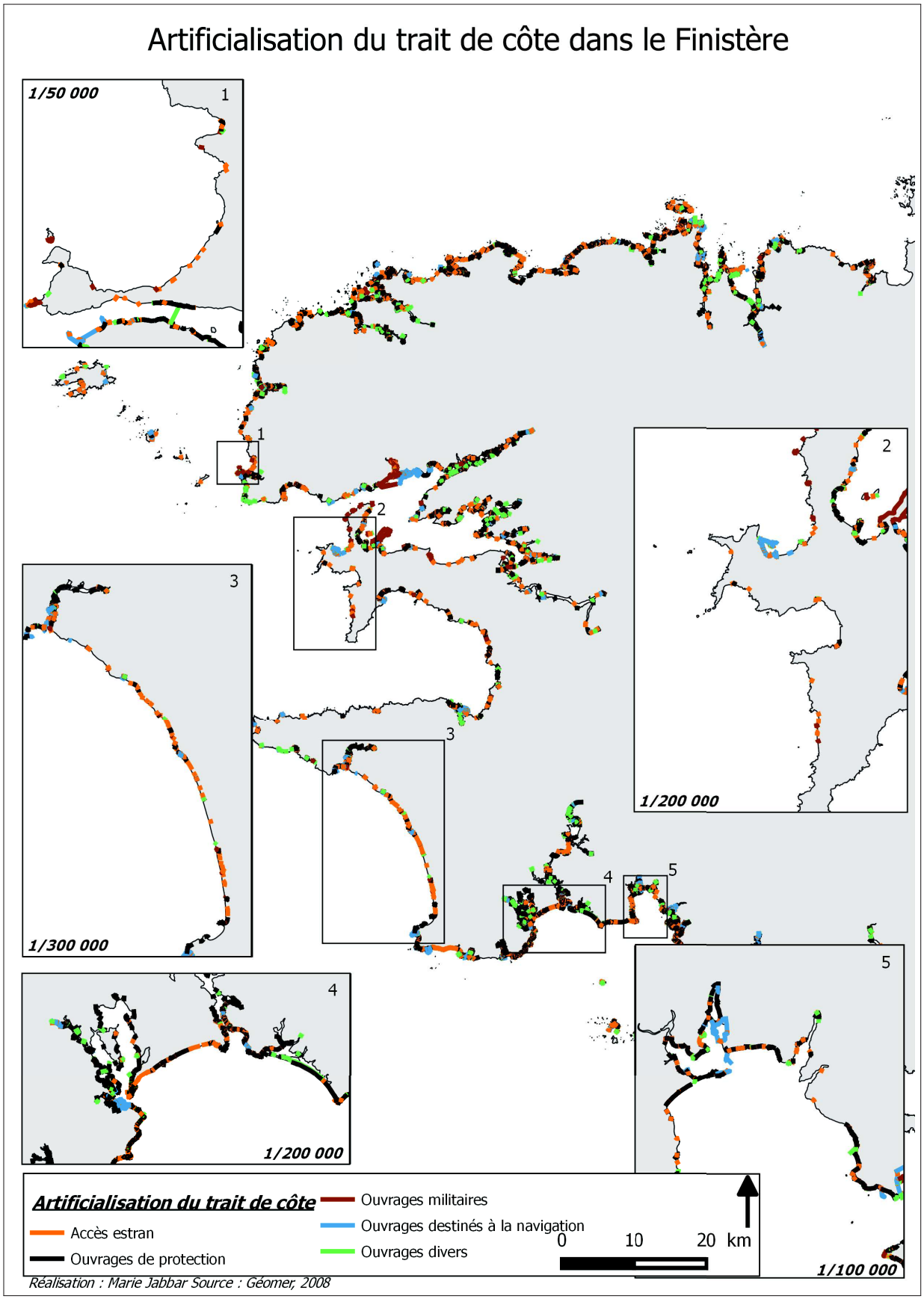


FIGURE 2.59 – Artificialisation du trait de côte dans le Finistère (source : Géomer, 2008)

Les PPR réalisés dans le Finistère Sud présentent une chronologie des constructions

réalisées sur les communes allant de Penmarc'h à Concarneau (Figure 2.60). 151 ouvrages sont recensés sur les 11 communes. Ils ont été édifiés entre 1829 et 2009 (Annexe .9 et .10). Dans l'hypothèse où l'inversion des tendances d'évolution présentée dans les résultats s'explique, du moins en partie, par le fait qu'entre la première et la deuxième moitié du XXème siècle nous serions passé d'une période dite « autonome » à une période sous influence anthropique (Brunel et al., 2014a), nous avons répertorié les dates de constructions de chacun de ces ouvrages sur des frises chronologiques par commune. Nous présentons ici l'exemple des communes de Combrit - Île-Tudy (Figure 2.62) et les autres sont en annexes (Annexe .1). Les résultats de cette analyse montre une certaine continuité dans les dates de constructions. Malgré que les constructions soient en nombre bien plus importants à partir des années 1970, les principaux ports et de nombreuses digues sont antérieures aux années 1950.

Les types de construction les plus rencontrés sont : les murs, les épis, les enrochements, les digues et les quais. Ce sont bien là des ouvrages en dur, parallèles ou perpendiculaires au trait de côte et en contact avec la mer, qui ont pu modifier, au fur et à mesure de leur construction, les dynamiques sédimentaires locales. Les ports peuvent être des obstacles majeurs au transit sédimentaire et donc modifier les dynamiques d'un secteur. Dans le Finistère Sud, quatre ports de plaisance sont construits entre 1971 et 1990.



FIGURE 2.60 – Localisation des communes concernées par les PPR Est et Ouest Odet (source : PPRLN-1 Ouest Odet et PPRL-2 Est Odet)

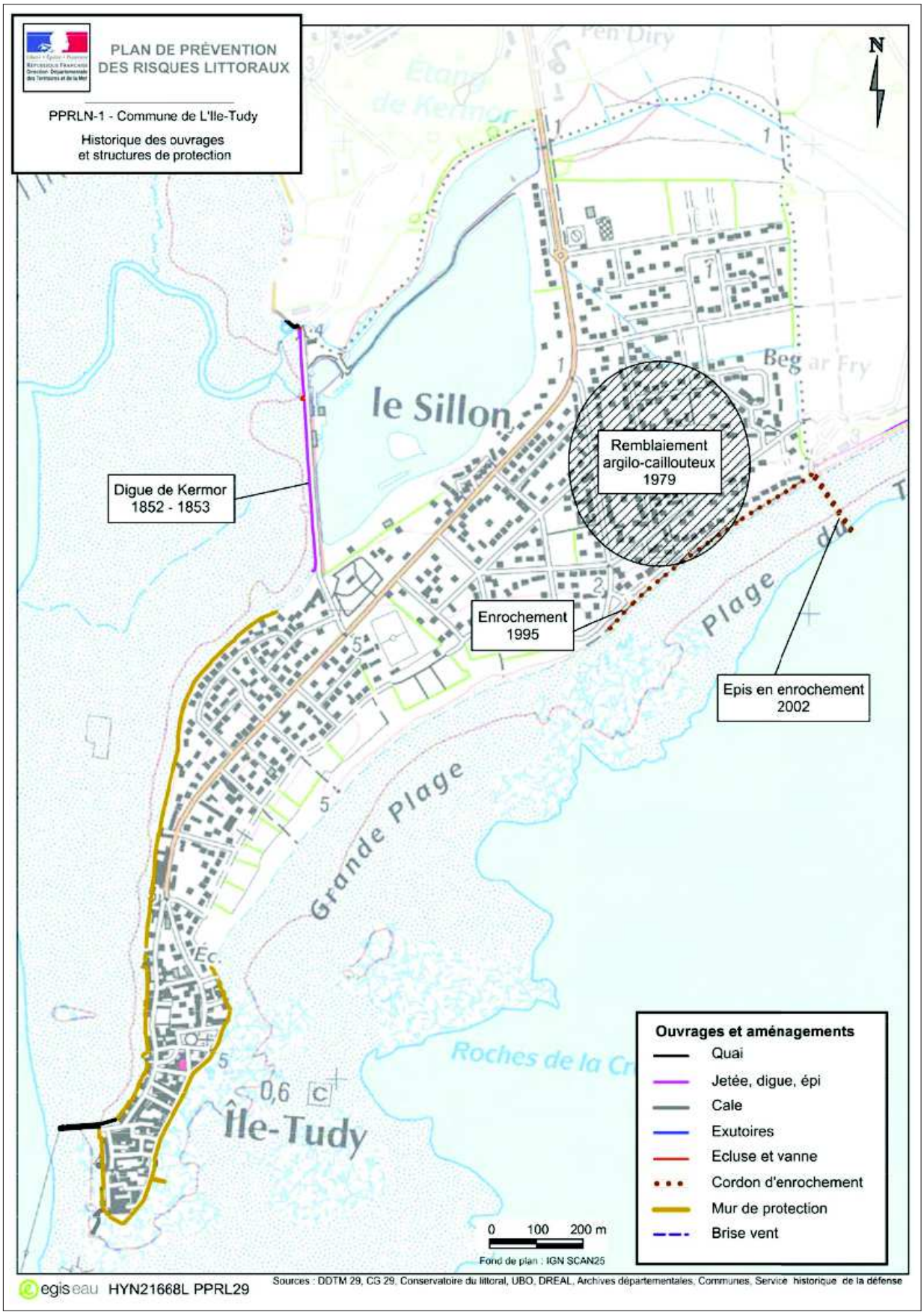


FIGURE 2.61 – Historique des ouvrages et structures de protection sur la commune de l'Île-Tudy (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

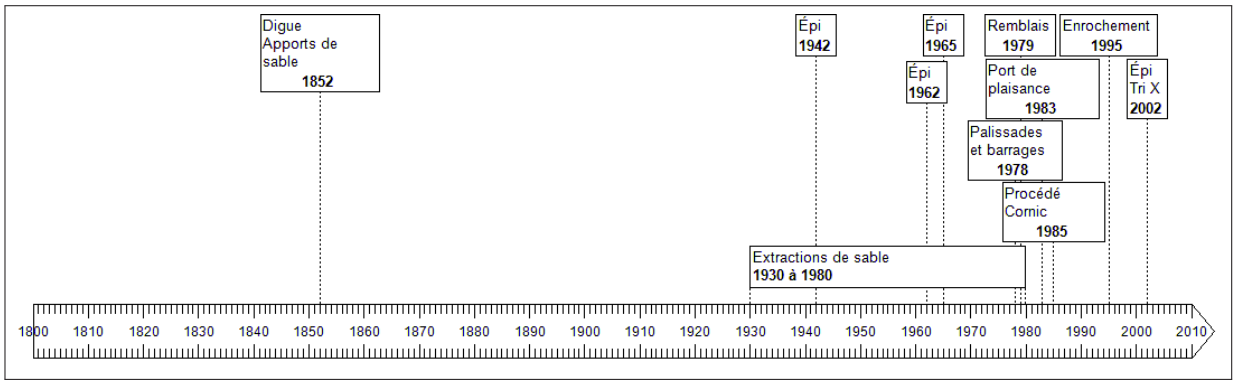


FIGURE 2.62 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Combrit - Île-Tudy (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

Hénaff (2004) analyse les constructions de défense contre la mer sur le littoral breton de 1949 à 2002 et montre une artificialisation de plus en plus accrue des côtes. Il est constaté que les réponses données au phénomène d'érosion consiste systématiquement en des interventions lourdes qui ne prennent pas suffisamment en compte le caractère transitoire et localisé du phénomène. Les résultats attestent d'un changement à partir du des débuts des années 1970. Entre 1949 et 1969, les interventions restent peu fréquentes, puis augmentent et restent nombreuses jusqu'en 1993 ; de 1993 à 2002, elles sont moins soutenues. La fréquentation touristique et les constructions sur le littoral s'intensifient à partir des années 1970, justifiant ainsi un besoin de protection des nouvelles constructions en bord de mer ainsi que des espaces littoraux fragilisés par les fréquentations. Il en ressort que la gestion de l'érosion côtière par l'artificialisation du rivage est faite au coup par coup, principalement après des épisodes tempétueux, sans véritable réflexion globale sur le problème. Cela tend à conforter ainsi l'étude présentée ici sur les impacts des constructions sur le littoral et leur évolution dans le temps.

Ainsi, sur les terrains que nous étudions, nous observons des tendances similaires à celles mises en évidence en méditerranée, où le forçage anthropique a fait basculer l'ensemble du système en mode érosif. Dans le cas du Finistère le contexte anthropique n'est pas aussi simple et malgré les tendances observées sur l'ensemble des sites étudiés, l'artificialisation n'est pas de même importance partout. Il n'est donc pas possible de conclure sur l'impact certain des ouvrages en tant que facteur aggravant mais il est très probable que le principal facteur influençant ces dynamiques soit d'origine naturelle. En effet, la relation de causalité ne peut pas être faite de manière aussi claire qu'en Méditerranée.

Si le forçage météo-marin est le principal facteur expliquant des dynamiques des avant-côtes en Bretagne, il est alors intéressant de replacer ces tendances long terme dans ce que l'on connaît des dynamiques des cellules littorales sur le court terme. De fait, le

concept d'équilibre de Dean (Wright et al., 1985; Dean, 1991; Yates et al., 2011) explique les variations saisonnières du profil du plage comme une adaptation aux forçages par la houle. À une échelle de temps plus longue, dans un contexte de faible remontée du niveau marin, de limitation du stock et d'intensification des hauteurs moyennes de houle, le profil d'avant-plage répond par une modification de son profil d'équilibre. Ce concept d'équilibre peut-il s'appliquer à une échelle de temps longue et expliquer une modification durable du profil ?

2.5 Conclusion

Ce deuxième chapitre propose une étude inédite sur les évolutions des avant-côtes bretonnes du début du XIXème siècle à nos jours à partir de données bathymétriques historiques. Ces données ont été obtenues auprès du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et s'étendent sur les trois façades littorales de la Bretagne. Le choix des sites d'étude s'est opéré selon plusieurs critères : (i) la disponibilité de la donnée, (ii) la qualité et la récurrence de la donnée, (iii) la nature de la côte (accumulation sableuse uniquement), (iv) l'exposition du site aux houles et (v) l'existence d'un levé bathymétrique récent fiable. L'ensemble de ces critères nous a permis de sélectionner 7 sites s'étendant de l'anse des Blancs Sablons, au nord, à Guidel au sud-est de la région. Une méthodologie particulière a pu être mise en place pour permettre l'utilisation de ces données anciennes. Principalement, c'est sur le calcul des incertitudes inhérentes à ce type de données que s'est concentré notre travail. Une approche basée sur les normes internationales de l'Organisation Hydrographique Internationale (OHI) a été définie de manière à calculer les incertitudes par des méthodes soit *a priori* soit *a posteriori*. La première nécessite une bonne connaissance de la donnée ; or dans notre cas les métadonnées fournies étaient insuffisantes pour permettre un calcul satisfaisant. C'est donc la deuxième méthode que nous avons utilisée pour la suite du travail.

Ensuite, une description de chacun de ces sites a été réalisée, tant du point de vue géologique et géomorphologique que des agents météo-marins (conditions hydrodynamiques à la côte et niveaux de marée) et des facteurs anthropiques (implantations humaines et aménagements, constructions sur le littoral et fréquentation touristique). Ces descriptions permettent de faire un premier état des lieux du fonctionnement de chacun des sites.

Les résultats issus des données bathymétriques anciennes et du produit Litto3D® sont d'abord présentés pour chacun des sites. Ainsi, des Modèles Numériques de Terrain (MNT) représentant les morphologies des secteurs étudiés pour chaque date et les évolutions d'une date à une autre sont intégrés. Plusieurs profils sur chaque site sont également présentés afin de pouvoir inclure les levés les plus anciens dont les données ne sont pas assez denses

pour pouvoir être interpolées. L'ensemble de ces figures est commenté en présentant, pour chaque site, sa morphologie générale ainsi que les évolutions perceptibles d'une date à une autre.

Un travail de synthèse de ces résultats a ensuite été réalisé, consistant à regrouper les sites par grands types d'évolution. En effet, nous avons pu dégager deux tendances communes à l'ensemble des secteurs : du début du XXème siècle au milieu du XXème siècle, la tendance générale est à l'engraissement ou, au moins, à la stabilité des petits fonds ; puis du milieu du XXème au début du XXIème siècle, la tendance est à l'érosion générale. Ces deux tendances sont décrites par les zones en évolution et les volumes gagnés puis perdus. Ces volumes sont de l'ordre de 0,1 à 1,2.10^7 m^3 par site dans la période d'évolution positive puis entre 0,2 et 5.10^7 m^3 par site dans la période déficitaire et selon la superficie de chaque site (de 3,7.10^6 m^2 à 76,6.10^6 m^2). Rapportées à la superficie de chaque site, ces volumes sont plus uniformes, excepté pour le site de Guidel qui n'évolue que très peu. Conjointement, une analyse des variations de pente de chaque profil étudié au cours du temps montre une tendance au raidissement du prisme sédimentaire. En effet, la moyenne des écarts de l'ensemble des zones est négative sur la première période (-0,5 $^\circ$) tandis qu'elle est positive sur la seconde période (+0,6 $^\circ$).

La connaissance des profondeurs de fermeture des sites est ensuite discutée. En effet, il apparaît ici que les méthodes habituellement utilisées pour les déterminer ne sont pas applicables à notre analyse. La formule d'Hallermeier demande une connaissance des hauteurs moyennes de houles sur la période, information que nous n'avons pas sur deux siècles. La comparaison par profil pour définir une profondeur à partir de laquelle on n'observe plus de variations bathymétriques suffisantes n'est pas réalisable sur seulement quatre profils étalés sur une si longue période. Alors qu'il apparaît clairement que la connaissance de cette profondeur est indispensable sur une longue échelle temporelle, notamment dans la définition de projets de rechargement sédimentaire, cette question reste à approfondir.

Les éléments discutés dans la suite de ce second chapitre portent sur les facteurs d'explication des résultats présentés. En effet, cette inversion des tendances qui a lieu peu après le milieu du XXème semble révélatrice d'un problème commun puisqu'elle est également identifiée sur la côte méditerranéenne française. Trois hypothèses concernant les forçages sont ainsi analysées. Le premier concerne le cadre structural, le substratum apparaissant comme un facteur de contrôle des accumulations littorales, et parfois même le plus influent. Nous présentons une synthèse bibliographique sur le sujet pour étayer cette hypothèse. En effet, l'espace d'accommodation définit la quantité de sédiment pouvant constituer le stock sédimentaire d'un secteur et le substrat influence la répartition sédimentaire. Le second forçage est météo-marin. Nous présentons ici les résultats de plusieurs études montrant une augmentation des hauteurs moyennes de houle en Atlantique Nord

au cours du XXème siècle. Cette augmentation s'accompagne également d'une tendance à l'intensification ou à l'augmentation de la durée annuelle d'action des tempêtes durant ces dernières décennies, selon les auteurs. De plus, les variations d'orientation des houles sur la côte atlantique française décrites par Hénaff (2008) depuis le début du XIXème siècle ont un impact certain sur les littoraux et les affectent de manière durable. Enfin, le troisième forçage est l'influence anthropique. Les résultats obtenus sur la côte méditerranéenne pour les évolutions de l'avant-côte à l'échelle du XXème siècle sont attribués principalement à la mission Racine des années 1960. Cette mission a engendré la construction de nombreux ouvrages, bâtiments, et ports le long de la côte qui ont totalement perturbé les dynamiques sédimentaires locales. En Bretagne, la situation n'est pas aussi simple. L'analyse des dates de construction sur le littoral et de leur répartition le long de la façade finistérienne montre que les ouvrages sont inégalement répartis. Si le Finistère sud en compte beaucoup, la presqu'île de Crozon et l'anse des Blancs Sablons restent relativement protégés. De plus, bien que l'analyse de Hénaff (2004) atteste d'un changement à partir du début des années 1970, les dates de construction des ouvrages de protection du trait de côte liés aux constructions de bord de mer sont plutôt bien réparties sur l'ensemble de la seconde moitié du XXème siècle.

Au total, nous pouvons conclure que l'inversion des tendances entre dépôt et érosion est un élément majeur à prendre en compte dans les réflexions sur la gestion des stocks sédimentaires dans un objectif de réduction des risques côtiers. Au regard des trois éléments de forçages que nous avons pu identifier pour expliquer cette inversion, il semble que celui qui prédomine soit le forçage météo-marin. En effet, comparé aux impacts anthropiques il est actif sur l'ensemble des sites, même si leur exposition diffère. Concernant les contraintes structures, nous manquons d'éléments pour mieux le caractériser dans cette étude mais cette question sera développée dans le chapitre suivant sur les dynamiques sédimentaires à court-terme, qui s'appuie sur deux des sites étudiés en détail ici.

Si cette première étude s'est concentrée sur une large échelle spatiale et temporelle, le chapitre suivant propose une approche différente en se concentrant sur les évolutions et les dynamiques morpho-sédimentaires de seulement deux sites analysés sur un temps beaucoup plus court (quelques années). Cette deuxième étude permet de préciser les tendances générales, de mettre en parallèle les évolutions sur le long terme avec ce que l'on peut voir à l'échelle de quelques années et de faire plus de lien avec les évolutions recensées sur la partie terrestre de la cellule sédimentaire.

Chapitre 3

Guidel et l'Île-Tudy : une étude des dynamiques locales à long, moyen et court termes

Sommaire

3.1 Introduction 200

3.2 Méthodes et techniques d'étude 201

3.2.1 Démarche et méthodologie générale 201

3.2.2 La mise en place d'un suivi annuel et le choix des sites 201

3.2.3 Techniques d'acquisition, d'analyse et de traitement des données 202

3.3 Des dynamiques locales à court terme qui suivent les tendances à long terme 212

3.3.1 Analyse géomorphologique des sites 212

3.3.2 Analyse des bilans sédimentaires et des évolutions 215

3.3.3 Influences du socle rocheux 232

3.3.4 Analyse des formes sédimentaires particulières 238

3.4 Discussion 256

3.4.1 Mise en relation des évolutions avec les forçages 256

3.4.2 Bilan de fonctionnement global des sites aux différentes échelles de temps 261

3.4.3 Réflexions 261

3.5 Conclusion 264

3.1 Introduction

Si le chapitre précédent nous a permis de comprendre les tendances à long terme des avant-côtes bretonnes ainsi que les processus en action responsables de ces tendances, le lien entre les tendances à long terme et celles à court terme est indispensable à faire dès lors que l'on s'intéresse aux problématiques de gestion durable des risques côtiers. En effet, il est nécessaire de pouvoir inscrire les tendances observées sur le court-terme, avec les variabilités qui leurs sont propres, au sein des tendances mises en évidence sur le temps long. Il est également important d'avoir une connaissance fine des processus locaux qui ne peut s'obtenir que sur une échelle plus courte, au vu du développement très récent des outils d'océanographie côtière à très haute précision, ainsi que des temps d'acquisition et de traitement.

Les études à ces deux échelles temporelles apportent des résultats très différents mais complémentaires. Les techniques ainsi que les données utilisées dans ces deux études sont, elles aussi, éloignées. Pour autant, une méthode générale est commune aux deux. Il s'agit de mettre en lumière des évolutions morphologiques et des dynamiques morpho-sédimentaires à partir de la comparaison de levés bathymétriques multi-dates. En complément, pour ce troisième chapitre, nous disposons de données de sismiques, d'imagerie et de granulométrie, qui seront analysées dans l'objectif d'apporter une connaissance la plus fine possible des morphologies sous-marines.

Dans ce chapitre nous allons cibler notre étude des dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages sur deux sites d'études. Sur ces deux sites, est mis en place un suivi annuel depuis 2012 à Combrit - Île-Tudy et depuis 2014 à Guidel. L'analyse de ces deux séries temporelles va donc permettre de dévoiler leurs caractéristiques morphologiques détaillées. Dans un second temps leurs évolutions respectives seront mises en évidence en lien avec les conditions météo-océaniques observées. Enfin, dans un dernier temps, ces évolutions pourront être mises en relation avec différents forçages, comme cela a été fait dans le chapitre précédent, c'est-à-dire, les forçages anthropiques et météo-marins ainsi que l'influence du socle rocheux.

Les résultats issus de ces données ont pour objectif de répondre à un certain nombre de questions essentielles qui se posent dès lors que l'on se penche sur des méthodes visant à une gestion durable des littoraux soumis aux risques côtiers. Il est important de rappeler que, bien qu'un suivi de la plage et du trait de côte soit essentiel, les études récentes montrent qu'il est désormais possible et nécessaire d'intégrer les avant-plages afin de prendre en compte l'ensemble de la cellule littorale. L'apport de la connaissance du fonctionnement de l'avant-plage permet, notamment, de calculer des bilans sédimentaires sur l'ensemble de la cellule littorale. Ces bilans sédimentaires fondés sur la connaissance des volumes de sables disponibles à l'intérieur d'une cellule, sont une information précieuse

dans l'étude de solutions de gestion des risques côtiers.

3.2 Méthodes et techniques d'étude

3.2.1 Démarche et méthodologie générale

La démarche visée par ce chapitre est d'apporter des connaissances précises sur le fonctionnement morphologique de deux sites d'étude pour lesquels une analyse sur le long terme a été menée dans le chapitre précédent. La méthode générale reprend les grands principes exposés dans le chapitre 2, c'est-à-dire la comparaison multi-date de données afin de montrer des évolutions et de mettre en évidence des tendances.

Dans notre objectif d'apporter des réponses à une gestion des stocks sédimentaires au sein des cellules hydro-sédimentaires dans un contexte de risques côtiers, la compréhension des dynamiques des accumulations littorales à court, moyen et long termes est indispensable. Sur le court terme notamment, cette compréhension passe par la connaissance des bilans sédimentaires côtiers, des déplacements des masses sédimentaires sur la plate-forme et sur les avant-plages, qui font le lien avec les plages et les massifs dunaires. Cette connaissance est à même de mieux expliquer les évolutions des accumulations à différentes échelles spatiales et temporelles emboîtées et, par conséquent, à terme, de permettre l'élaboration et l'adaptation de stratégies de gestion de ces évolutions au sein des cellules hydro-sédimentaires.

Les missions en mer ont pour objectif de fournir les données relatives aux dynamiques pluri-annuelles en les reliant aux conditions environnementales et météo-marines. Dans un premier temps, la comparaison inter-annuelle de cartes bathymétriques permet la mise en évidence des dynamiques sédimentaires (localisations, volumes en jeu, vitesses, tendances). Ensuite, les données sismiques apportent des connaissances sur le socle rocheux, son importance dans les différentes morphologies rencontrées et sur l'épaisseur sédimentaire afin de dresser des bilans sédimentaires. Enfin, l'imagerie calibrée avec les prélèvements sédimentaires dévoile les différents faciès sédimentaires en présence.

3.2.2 La mise en place d'un suivi annuel et le choix des sites

L'intérêt de la mise en place d'un suivi annuel est de connaître les dynamiques évolutives selon des modalités qui interviennent sur des pas de temps différents. En effet, à une échelle inter-annuelle, on peut observer des calmes météo-océaniques relatifs, alors que les évolutions morpho-sédimentaires tendent, *a priori*, vers la reconstitution des stocks qui peuvent être complètement remaniés lors d'un seul épisode tempétueux de forte intensité.



FIGURE 3.1 – La vedette océanographique Haliotis de l'Ifremer. (Photographie : Ifremer ($http://flotte.ifremer.fr$))

La mise en place d'un suivi annuel a débuté en 2012 sur le site de Combrit - Île-Tudy et en 2014 sur le site de Guidel. Nous disposons donc de quatre ans de suivis à Combrit-Île-Tudy et de deux ans à Guidel.

C'est en collaboration avec l'Ifremer et Génavir, dans le cadre du programme des demandes de moyens à la mer de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), que nous avons pu réaliser des campagnes en mer annuelles à bord de la vedette océanographique Haliotis.

Les deux sites d'études ont été choisis au vu de la connaissance que nous avions déjà des parties terrestres. À Combrit - Île-Tudy, la mise en place de nombreux plans et outils de gestion des risques côtiers (PAPI, PPR et PCS) apportent de nombreuses informations sur la gestion de ces risques au sein des deux communes. De plus, le PAPI a permis la mise en œuvre de plusieurs études et de projets en vue de la réduction de la vulnérabilité du cordon littoral. Enfin, l'influence anthropique y est importante et relativement bien connue. À Guidel, les travaux exploratoires et opérationnels engagés par la communauté d'agglomération de Lorient nous ont également permis de disposer de données supplémentaires sur le fonctionnement du site, notamment sur la partie terrestre (levé topo-bathymétrique et granulométrie de la plage), ainsi que de suivre les différents travaux réalisés dans l'objectif de contrôler l'érosion côtière.

3.2.3 Techniques d'acquisition, d'analyse et de traitement des données

La vedette océanographique Haliotis est parfaitement adaptée aux mesures en zone côtière par fond très faible. En effet, d'une longueur de 10,5 m, son tirant d'eau n'est que de 50 cm. Elle est équipée d'un sonar latéral interférométrique, d'un sondeur à sédiments et d'un sondeur monofaisceau associé à un système de caractérisation des fonds.

« La vedette océanographique Haliotis offre une plate forme de cartographie, basée

prioritairement sur l'imagerie acoustique permettant d'obtenir des informations précises et fiables sur la nature et la morphologie de cette frange littorale des très faibles fonds. » [1] Le système de positionnement et la centrale d'attitude permettent d'obtenir des données de grande précision et à très haute résolution. Le positionnement est assuré par un système de navigation GPS Aquarius Thalès avec une station RTK (Real Time Kinematic) d'une précision centimétrique (Jabbar et al., 2015). La centrale d'attitude inertielle IxSea Hydrins, sert à corriger tous les mouvements du bateau : cap, roulis et tangage.

3.2.3.1 La bathymétrie

Principes Les levés bathymétriques ont été réalisés avec le sonar latéral interférométrique Geoswath 250 kHz installé à bord. Cet instrument permet l'acquisition simultanée des données bathymétriques et d'imagerie de type sonar. La qualité des données équivaut à un sondeur multifaisceaux mais le principe est différent. L'acquisition se fait par le balayage alternatif de deux faisceaux issus de deux antennes d'émission/réception insonifiant des bandes d'une largeur transversale au déplacement du bateau dépendante de la profondeur de l'eau (la fauchée) (Lurton, 2001). Le calcul de la profondeur pour chaque point de sonde correspond à la mesure de l'angle et de la durée du trajet correspondant. Les données sont exploitables sur une fauchée équivalente à 5 à 6 fois la profondeur. Un recouvrement de 1/4 à 1/3 de la largeur des profils a été choisi afin de permettre une validation des faisceaux extérieurs. Avec une fauchée d'environ cinq fois la profondeur, la résolution des données est généralement de 5 % par rapport à la profondeur (soit 25 cm pour une profondeur de 5 m). À 5 m de profondeur, l'échantillonnage longitudinal se fait tous les 20 cm et l'échantillonnage transversal est de 8 cm sous le navire et de 40 cm en bord de fauchée (Jabbar et al., 2015). Le sondeur produit un nombre considérable d'échantillons (une mesure tous les 1,5 cm avec 2 x 4000 échantillons). L'inconvénient est que les données sont très bruitées et demandent un nettoyage important avant d'être utilisées. Un autre inconvénient de cet appareil est que la mesure autour de la verticale du navire est de mauvaise qualité. Concrètement, il n'y as pas de données sur un secteur d'environ 5 degrés autour de la verticale.

Traitement Les données sont directement exploitables avec les différents modules du logiciel *Caraibes* développé par l'Ifremer. Le traitement nécessite plusieurs étapes pour le calage, la correction de la marée et le nettoyage des données. La chaîne de traitement est présentée dans l'annexe .4.

Tout d'abord, l'Haliotis, grâce à son antenne GPS d'acquisition en temps réel, dispose d'un système permettant de déterminer avec précision la marée tout au long de la journée

1. http ://flotte.ifremer.fr/flotte/Presentation-de-la-flotte/Navires/Navires-cotiers/Haliotis

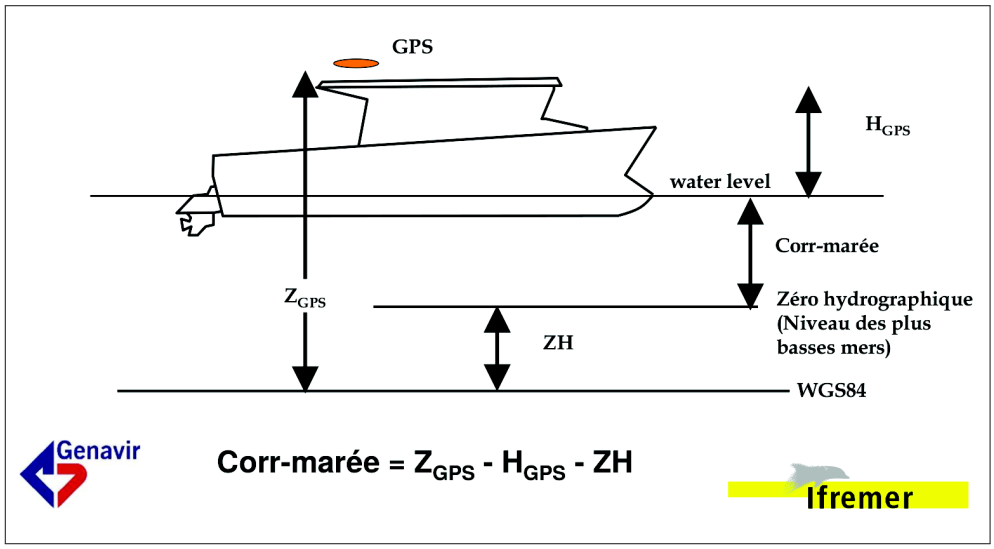


FIGURE 3.2 – Exploitation du Z RTK pour la correction de la marée, avec Z GPS : Mesure GPS (par rapport à l'ellipsoïde WGS84) moyennée sur trois minutes, afin de s'affranchir des variations à court terme (pilonnement) ; H GPS : Hauteur de l'antenne GPS au-dessus du niveau de l'eau ; ZH :Hauteur du zéro hydrographique au-dessus de l'ellipsoïde WGS84 (Source : Genavir, Ifremer).

(Figure 3.2). Les données sont alors enregistrées dans le fichier de navigation et sont ensuite utilisées pour déduire la marée des données bathymétriques mesurées, afin de caler les données sur le zéro hydrographique. De plus, les fichiers de navigation contiennent également toutes les informations de la centrale d'attitude afin de corriger la bathymétrie des mouvements du bateau (cap, roulis et tangage). Le module *ImpTide* permet de visualiser, de corriger et de valider la courbe de marée. Dans le cas de dysfonctionnements du RTK (coupures de quelques secondes/minutes), il peut être nécessaire de supprimer des valeurs aberrantes faussant la courbe de marée. La troisième correction à appliquer aux données est celle de la célérité. La célérité, ou vitesse de propagation des ondes dans l'eau, est dépendante de la température et de la salinité, paramètres qui peuvent varier sur la zone de travail. A l'aide du bathycélérimètre (Valeport SVP) équipant l'Haliotis, nous avons donc mesuré la célérité le long de la colonne d'eau chaque jour suivant les secteurs levés et l'avons appliqué à chaque profil bathymétrique afin de corriger les distorsions.

Une fois les données corrigées de ces variations externes (marées et mouvements du navire), la deuxième étape concerne la correction des données en elles-mêmes. Le module *TGeos* permet d'extraire des fichiers *.rdf* du sonar, les fichiers de bathymétrie *.mbg* et les fichiers d'imagerie *.sni*. Ensuite, l'étape du traitement la plus longue se fait avec le module *Odicce* afin de nettoyer manuellement chacun des profils (Figure 3.3). En effet, un des inconvénients du sonar est qu'il est particulièrement sensible aux « bruits » de la colonne d'eau (rugosité de la surface si présence de vagues, turbidité dans la colonne d'eau, bancs de poissons ou encore présence d'algues sur les zones rocheuses). Le choix a été fait de ne pas utiliser le filtre automatique du module *Filtri* du fait du temps de traitement

trop long et de l'obligation de vérification de tous les profils sous *Odicce*. Le principe de traitement manuel repose sur la suppression des sondes aberrantes avec vérification sur les profils adjacents.

Restitution et utilisation Une fois tous les traitements réalisés, les données bathymétriques sont maillées à différentes résolutions spatiales (50 cm et 1 m) pour produire des MNT. Ces MNT, produits annuellement depuis 2012, sont intégrés dans un Système d'Information Géographique (SIG) sous ArcGis et servent aux comparaisons inter-annuelles et pour la connaissance morphologique des sites. Ils sont ensuite utilisés pour le calibrage des données de sismique et pour les calculs des bilans sédimentaires.

3.2.3.2 L'imagerie

Principes Les données d'imagerie sont acquises à bord avec le même instrument que pour la bathymétrie, le sonar latéral interférométrique Geoswath 250 kHz. L'information utilisée n'est pas le temps de retour du faisceau envoyé, mais l'amplitude du signal reçu, duquel on obtient une mesure de réflectivité du fond. Cette réflectivité s'exprime ensuite par un coefficient de rugosité/dureté qui laisse apparaître la nature du fond au travers d'un dégradé de gris. Conventionnellement, il est admis que le gris le plus foncé correspond au substrat le plus dur rencontré sur la zone. La texture des gris dessine la rugosité du fond. La largeur de fauchée peut être jusqu'à deux fois supérieure à celle de la bathymétrie (jusqu'à 10 fois la profondeur) et la résolution peut descendre jusqu'à 10 cm (pour une profondeur moyenne de 10 m).

Traitement Les données d'imagerie sont extraites du sonar Geoswath en même temps que les données bathymétriques (avec le module *TGeos*). Leur traitement est également fait à l'aide de modules du logiciel *Caraibes*. Plusieurs étapes de traitement sont nécessaire afin d'obtenir une image exploitable. La première étape est la création d'une image rectiligne, indispensable au calcul des courbes de compensation. Les courbes de compensation sont calculées avec le module *Calstat* pour régler les contrastes et améliorer le rendu de l'image. Cependant, une courbe de compensation n'est valable que pour des profils présentant des faciès similaires. Par exemple, une courbe réalisée à partir d'un profil à dominante rocheuse ne sera pas adapté à un profil à dominante sableuse. Afin de contrer ce problème, nous avons réalisé une courbe de compensation pour chaque profil, vérifié la courbe et corrigé le profil à partir de celle-ci. La seconde étape est de créer des mosaïques compensées pour chaque profil et de les interpoler (module *Mosaic* et *Efiltr*). La dernière étape consiste à la fusion des différents profils afin d'obtenir une mosaïque complète couvrant le secteur d'étude. La superposition des profils peut être choisie manuellement

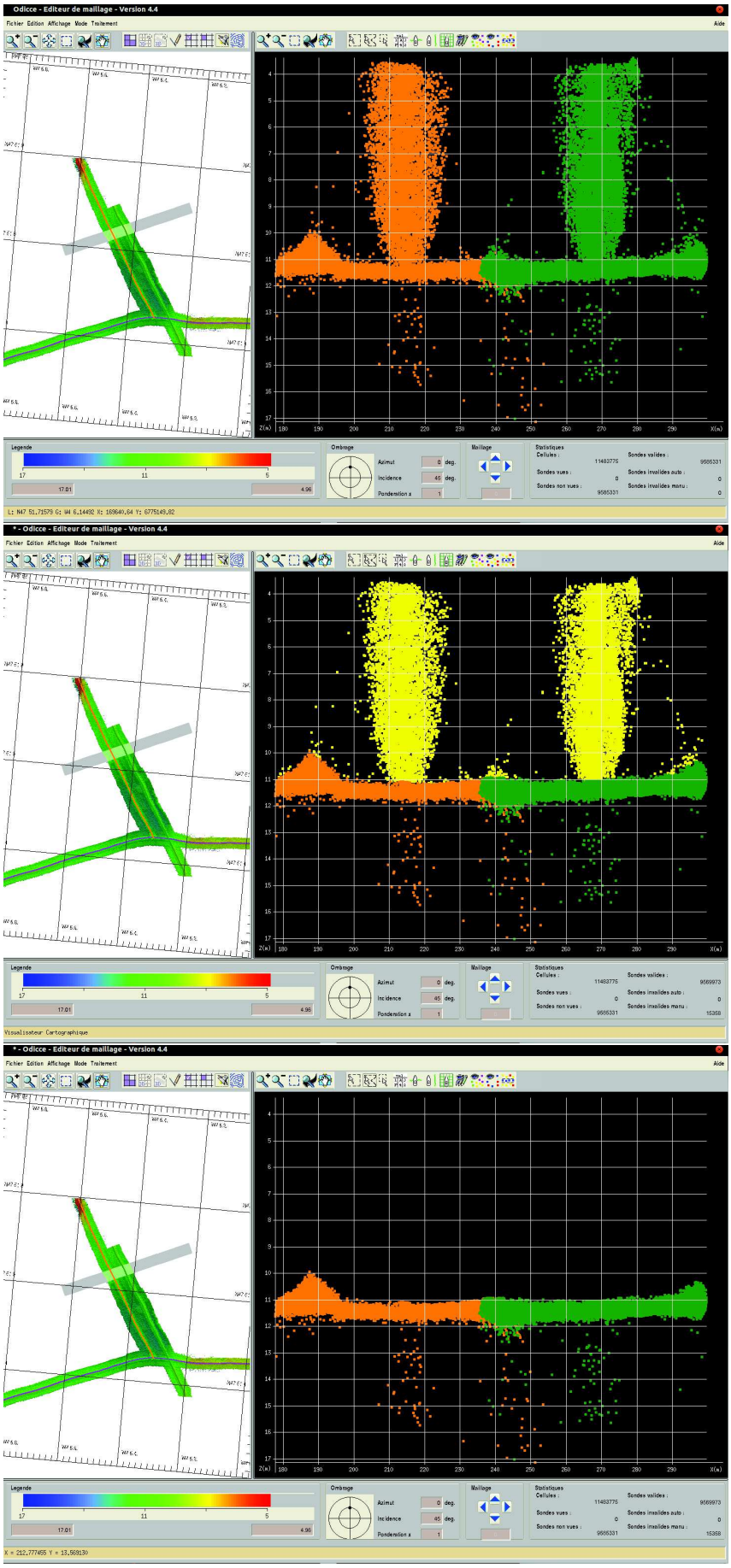


FIGURE 3.3 – Traitement manuel des sondes sous *Odicce*.

afin de gérer le recouvrement et le rehaussement de contraste. Après visualisation de la mosaïque entière il est alors possible d'ajuster le contraste grâce au module *Analim*.

Restitution et utilisation Cette carte d'imagerie permet une lecture des différentes caractéristiques du substrat. Des faciès ont pu être identifiés afin de cartographier l'ensemble des zones en fonction de celles-ci, à l'aide des travaux de Ehrhold et al. (2011) dans le cadre du Réseau de surveillance benthique (REBENT). Quatre faciès sont présentés dans le tableau suivant, correspondant à six niveaux de gris et de texture (Tableau 3.3). Les roches correspondent à des surfaces hétérogènes mais peuvent recouvrir plusieurs niveaux de gris. Les sédiments observés sont de textures homogènes mais sont caractérisés par des niveaux de gris différents. Trois niveaux de gris sont facilement différenciables et correspondent à trois types de sédiments différents (sables fins, moyens et grossiers). Ces caractéristiques ont pu être vérifiées à partir des analyses granulométriques.

3.2.3.3 La sismique

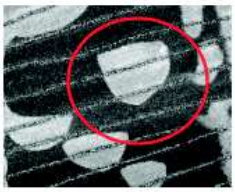
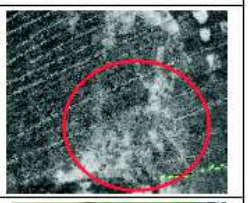
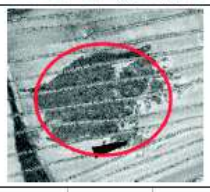
Principes Les levés sismiques ont été réalisés simultanément et sont donc calés sur les levés bathymétriques. L'appareil utilisé est un sondeur de sédiment Chirp émettant à une fréquence comprise entre 1,8 et 5,3 kHz. Cette fréquence d'émission permet de différencier les corps sableux (si les superpositions sont franches) et de détecter le socle rocheux, mais ne permet pas de lire la stratigraphie rocheuse.

Traitement La première étape de traitement a été de corriger chaque profil sismique avec le fichier de navigation qui lui est associé. Ce traitement a été réalisé sous MATLAB®, à l'aide d'une routine développé par A. Pacault (Ifremer) et fournie par J. Goslin (IUEM). Selon Goslin (2014), cette routine permet :

1. « de réduire le bruit de l'enregistrement en appliquant un filtre aux données,
2. de corriger les effets du pilonnement (mouvements verticaux du navire),
3. de corriger les phénomènes d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques lors de leur propagation (divergence sphérique),
4. d'amplifier le signal (gain) permettant de contourner son atténuation naturelle en augmentant artificiellement son amplitude,
5. d'exporter les données sous format SEGY, lisible par les logiciels de traitement de données.

Les fichiers SEGY ainsi créés sont exploités dans le logiciel Kingdom-Suite, d'après le protocole développé par S. Cartier et appliqué notamment dans les travaux de Goslin (2014). La première étape est de corriger les profils sismiques de la marée. Pour cela,

TABLE 3.3 – Détermination des faciès pour la caractérisation des fonds.

Classe	Niveau de gris	Texture	Faciès acoustique	Classification provisoire	Correspondance
1	Gris pâle	Homogène	a1	sable fin	
		Hétérogène	b1	roche	
2	Gris sombre	Homogène	a2	sable moyen	
		Hétérogène	b2	roche	
3	Gris foncé	Homogène	a3	sable compact	
		Hétérogène	b3	roche	

sont intégrés au projet Kingdom les profils bathymétriques traités correspondant à la campagne. Chaque horizon sismique est alors recalé manuellement sur le profil bathymétrique homologue. Cependant, les données sismiques s'expriment en temps double - millisecondes et une conversion en mètres est donc nécessaire. Cette unité de mesure correspond au temps aller-retour du faisceau entre l'antenne d'émission,le fond puis l'antenne de réception. Il est considéré que :

$$t = 2P/1500 \tag{3.1}$$

Avec t le temps double en millisecondes et P la profondeur du fond en mètres.

Afin de connaître la profondeur, en valeur négative, la formule suivante a été appliquée aux données sismiques :

$$P = -750t \tag{3.2}$$

La deuxième étape consiste à pointer numériquement les horizons. Nous avons choisis de numériser deux horizons, le premier correspond au socle rocheux (qui n'est pas toujours visible sur les données) et le deuxième correspond au dernier remplissage sédimentaire (dernière remontée du niveau marin). Les horizons ainsi numérisés ont été exportés sous forme de points afin de pouvoir les interpoler et créer des MNT.

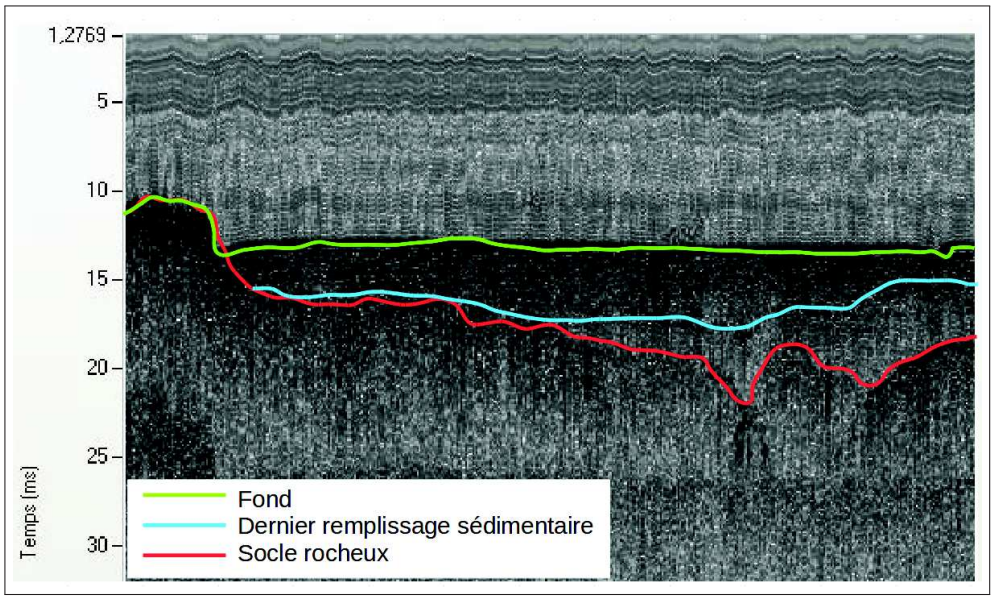


FIGURE 3.4 – Exemple de numérisation des différents horizons (mission Haliotis 2015 sur le secteur de l'anse du Pouldu).

Restitution et utilisation La connaissance du socle rocheux est très importante dans la compréhension des dynamiques locales comme l'a montré précédemment la synthèse sur le sujet dans le Chapitre 2, sous-section 2.4.4.1. Cela passe à la fois par une lecture du contexte structural et par la connaissance des épaisseurs sédimentaires. Deux types de carte sont alors produits, un MNT du socle rocheux et un MNT des épaisseurs sédimentaires (soustraction du MNT bathymétrique à celui du socle rocheux). De plus, l'interprétation des profils sismiques est utile dans l'étude des structures particulières tels que les sillons sur le site de Combrit - Île-Tudy.

3.2.3.4 Les prélèvements de sédiment

Principes Seize points de prélèvements (Figure 3.5) ont été choisis sur chaque site à partir des données d'imagerie de la campagne Fissel 3 (2014) pour celle de 2015. Les prélèvements ont été réalisés à bord de l'Haliotis pendant la mission de juin 2015 à l'aide d'une petite benne de type Pertersen lestée. Ces prélèvements ont été réalisés en trois

étapes : (i) positionnement le plus précis possible du bateau sur les coordonnées fournies à bord, (ii) descente de la caméra sous-marine pour filmer le point de prélèvement, (iii) vérification de la position suivant la dérive et descente de la benne pour prélèvement. Suivant le substrat, la benne a dû être descendue plusieurs fois pour remonter les sédiments. La position du bateau a alors été contrôlée systématiquement entre chaque essai. Les sédiments ont ensuite été déposés dans un bac puis mis en sachet mélangés avec de l'eau de mer.

Analyses Les analyses granulométriques se sont déroulées selon le protocole suivant :

- Rinçage des échantillons à l'eau claire (3 fois avec temps de repos d'une nuit entre chaque rinçage pour permettre le dépôt),
- Séchage dans l'étuve à 60 ° ,
- Tamisage à sec avec une colonne à tamis sur tamiseuse des échantillons de 100 g (18 tamis utilisés (en μm) : 2000 ; 1600 ; 1250 ; 1000 ; 800 ; 630 ; 500 ; 400 ; 315 ; 250 ; 200 ; 160 ; 125 ; 100 ; 80 ; 63 ; 50 ; 40),
- Pesée de chaque refus de tamis sur une balance de précision,
- Report des résultats sur une macro Excel pour le calcul des statistiques,
- Paramètres calculés : poids en grammes de chaque classe, calcul des quantiles, indices granulométriques (diamètre moyen, tri, asymétrie, kurtosis, mode et médiane), texture de l'échantillon (granules $>$ 2mm, sables grossiers (2-0,5 mm), sables moyens (0,5-0,2 mm), sables fins (0,2-0,05 mm) et silts $<$ 0,005 mm). Une courbe granulométrique est conjointement réalisée pour chaque échantillon.

Restitution et utilisation L'analyse des prélèvements sédimentaires a permis de valider la carte de caractérisation des fonds réalisés avec les données d'imagerie. De plus, cette analyse permet de mettre en évidence des gradients granulométriques sur un même site et de comparer les données entre les sites de Guidel et de l'Île-Tudy. Enfin, elle apporte une information supplémentaire pour la compréhension des sillons formés sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy (Cf. section 3.3.4.2).

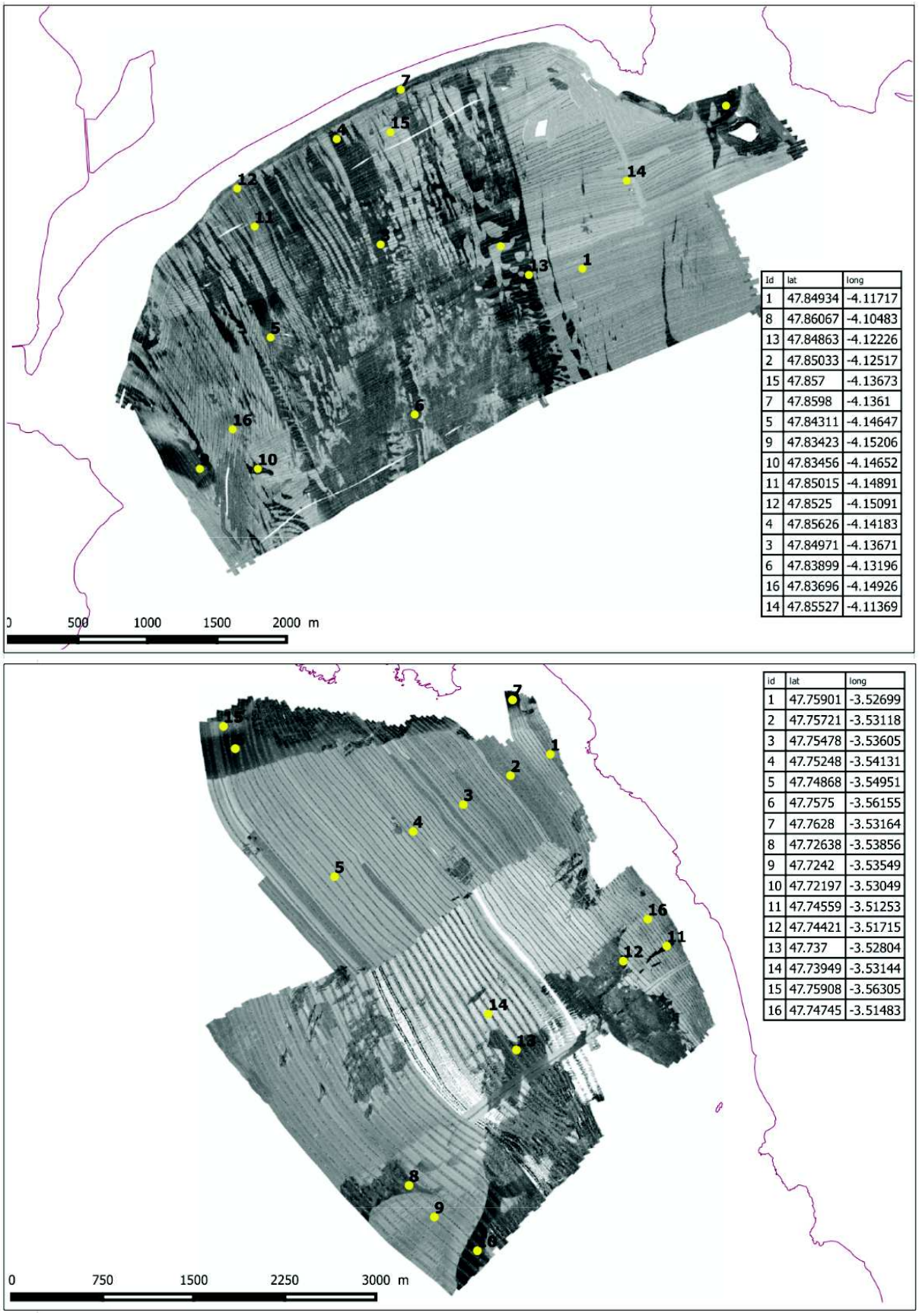


FIGURE 3.5 – Localisation des points de prélèvements sur les sites de Combrit - Île-Tudy (gauche) et Guidel (droite).

Conclusion de la section 3.2

Les principes méthodologiques exposés ici sont des standards dans l'étude des fonds sous-marins. Quatre types de données sont exploitées : la bathymétrie, l'imagerie, la sismique et la granulométrie et leur mode de traitement ont été exposés. Ces données nous apportent des informations différentes et complémentaires pour l'étude des dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages de Guidel et de Combrit - Île-Tudy. La bathymétrie fine permet une bonne connaissance de la morphologie sous-marine. La détermination des différents substrats se fait avec l'imagerie associée aux données granulométriques. Enfin, la sismique associée à la bathymétrie permet de présenter une carte des épaisseurs sédimentaires et de calculer des bilans d'année en année.

3.3 Des dynamiques locales à court terme qui suivent les tendances à long terme

3.3.1 Analyse géomorphologique des sites

Les sites investigués pour l'analyse des évolutions à court-terme sont les avant-plages de Combrit - Île-Tudy et de Guidel. Ces deux sites ont fait l'objet d'une étude des dynamiques à long terme dans le chapitre précédent, et à ce titre, ont été présentés dans la section 2.3 du Chapitre 2.

3.3.1.1 Combrit - Île-Tudy

Rappel des principales caractéristiques du site (Figure 3.6) :

— Situation semi-exposée, dans le sud Finistère.
— Encadrée entre l'Odet et la rivière de Pont-l'Abbé.
— Cordon littoral sableux de formation récente (historique).
— Évolutions importantes du trait de côte.
— Particulièrement sensible à l'érosion et à la submersion.
— Secteur littoral très anthropisé (poldérisation en 1852, urbanisation, extractions de sable, gestion de l'érosion...) qui le rend vulnérable.

3.3.1.2 Guidel

Rappel des principales caractéristiques du site (Figure 3.7) :

— Situation exposée, houles dominantes de sud-ouest.

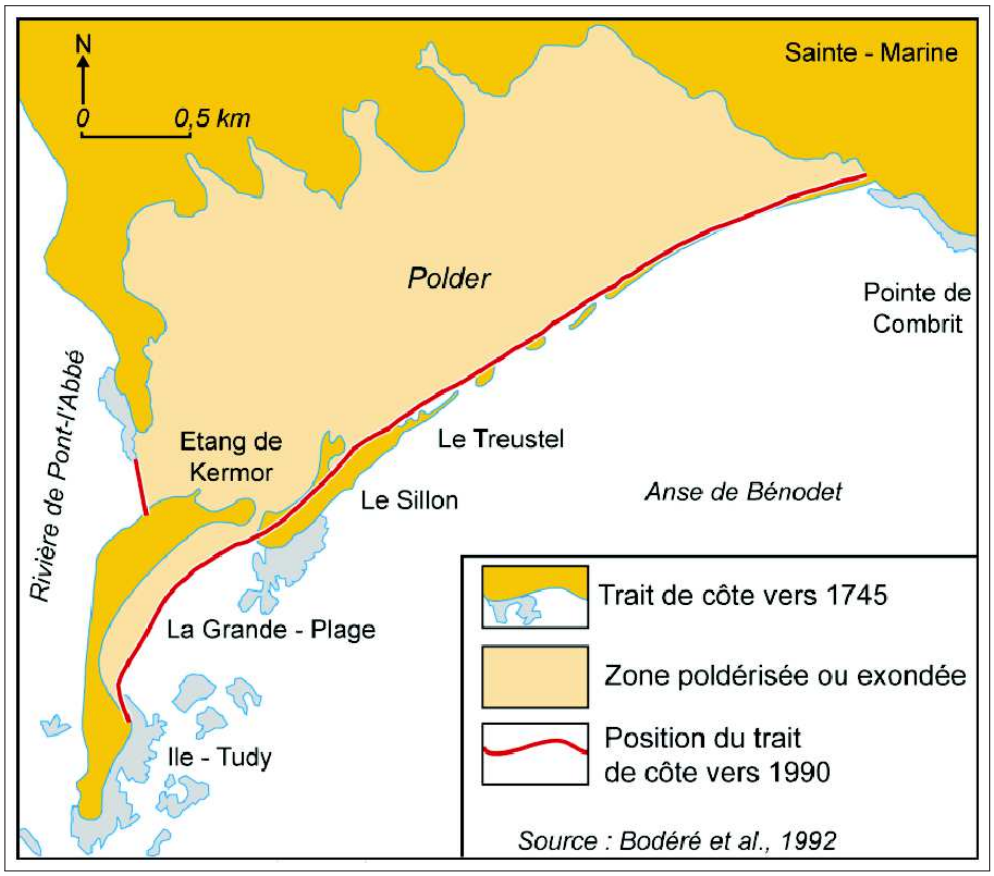


FIGURE 3.6 – Présentation du site de Combrit - Île-Tudy (d'après Bodéré et al., 1990, modifié in Bouffort et al. (2011)).

— Estuaire de la Laïta.
— Flèche sableuse à l'embouchure de l'estuaire et littoral à falaises rocheuses entrecoupé de plages.
— Évolutions importantes du trait de côte.
— Tous les secteurs sont soumis à des processus d'érosion (marins et continentaux).

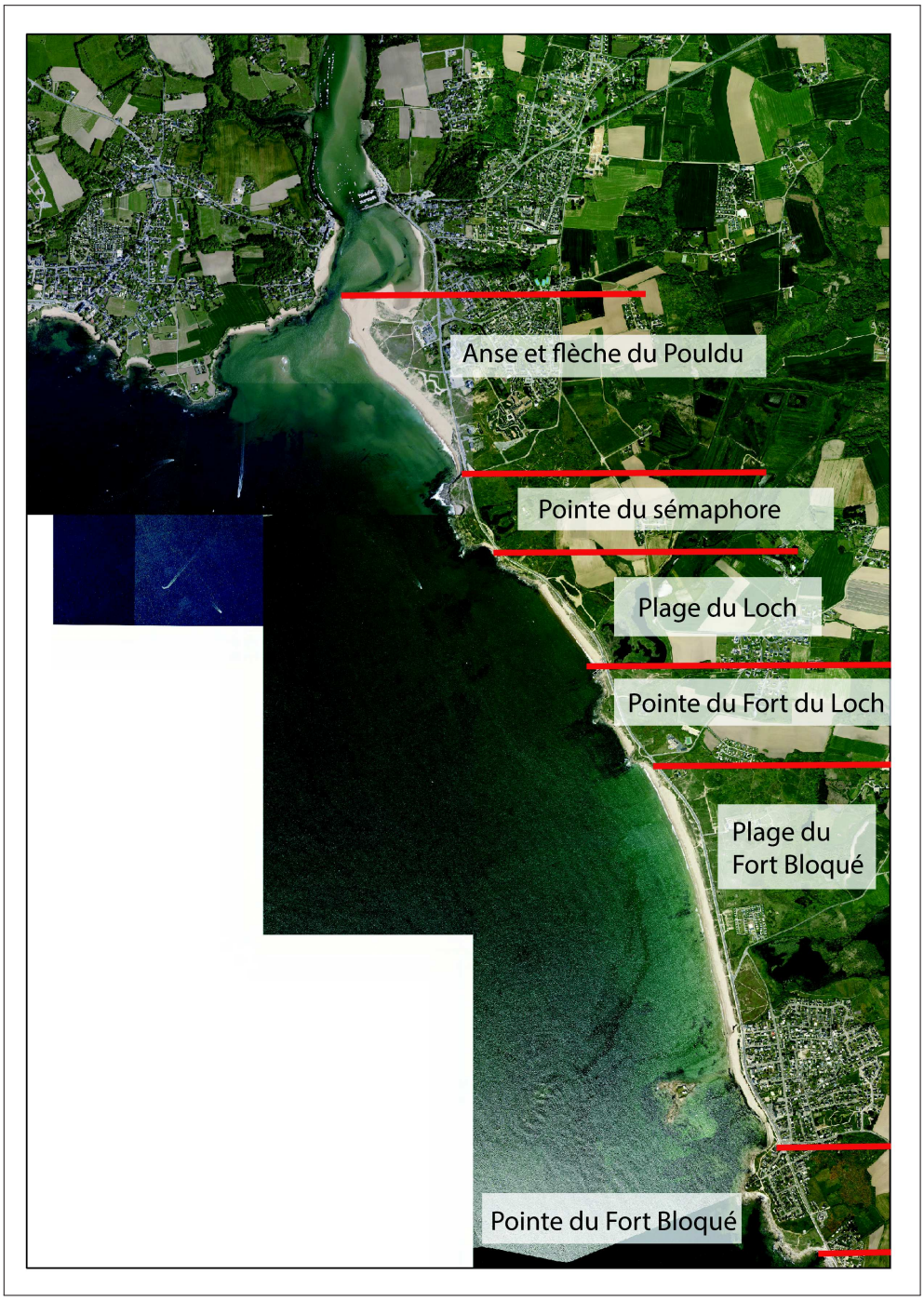


FIGURE 3.7 – Les différentes cellules littorales identifiées à Guidel et leur toponyme (Selon Geos/Ael, 2011).

3.3.2 Analyse des bilans sédimentaires et des évolutions

3.3.2.1 Présentation des cartes bathymétriques

Nous présentons ici le résultat de quatre années de campagnes en mer réalisées avec la V/O Haliotis. Nous commençons par faire un descriptif, comme état des lieux, de la morphologie sous-marine de nos deux sites d'étude. Dans un premier temps, sont présentées les cartes bathymétriques sur la zone de Combrit - Île-Tudy. Puis, la bathymétrie du secteur de Guidel est analysée. Enfin, nous détaillerons les principales différences entre ces deux sites.

Combrit - Île-Tudy La description de la morphologie sous-marine présentée dans ce paragraphe est basée sur les figures 3.8, 3.9, 3.10 et 3.11. La bathymétrie dévoile une avant-plage large, peu profonde et très faiblement pentue (de l'ordre de 0,25 %). À une échelle globale, trois grandes zones se distinguent. La partie ouest présente une forte accumulation sédimentaire. En effet, cette zone est très peu profonde, les isobathes se présentent obliquement au trait de côte. De plus, on observe la présence de zones de forte accumulation en avant de la Grand-Plage de l'Île-Tudy. Ensuite, la partie centrale est, quant à elle, à dominante rocheuse. L'épaisseur sédimentaire y est très faible, voire nulle et la zone laisse apparaître la roche qui affleure dans de nombreux endroits. Enfin, la zone est correspond au remplissage sédimentaire de la paléo-vallée de l'Odet. C'est dans ce secteur que le remplissage sédimentaire est le plus fort. Cette forte épaisseur de sédiment apparaît très lisse en surface avec une démarcation nette du type de sédiment présent entre les deux zones (centre et est). Deux explications peuvent être avancées pour expliquer cet effet : (i) l'importante épaisseur de sédiment stabilise le secteur et le rend moins sensible aux variations bathymétriques, (ii) les courants de marées associés au débit de la rivière pourraient avoir une action forte sur le fond.

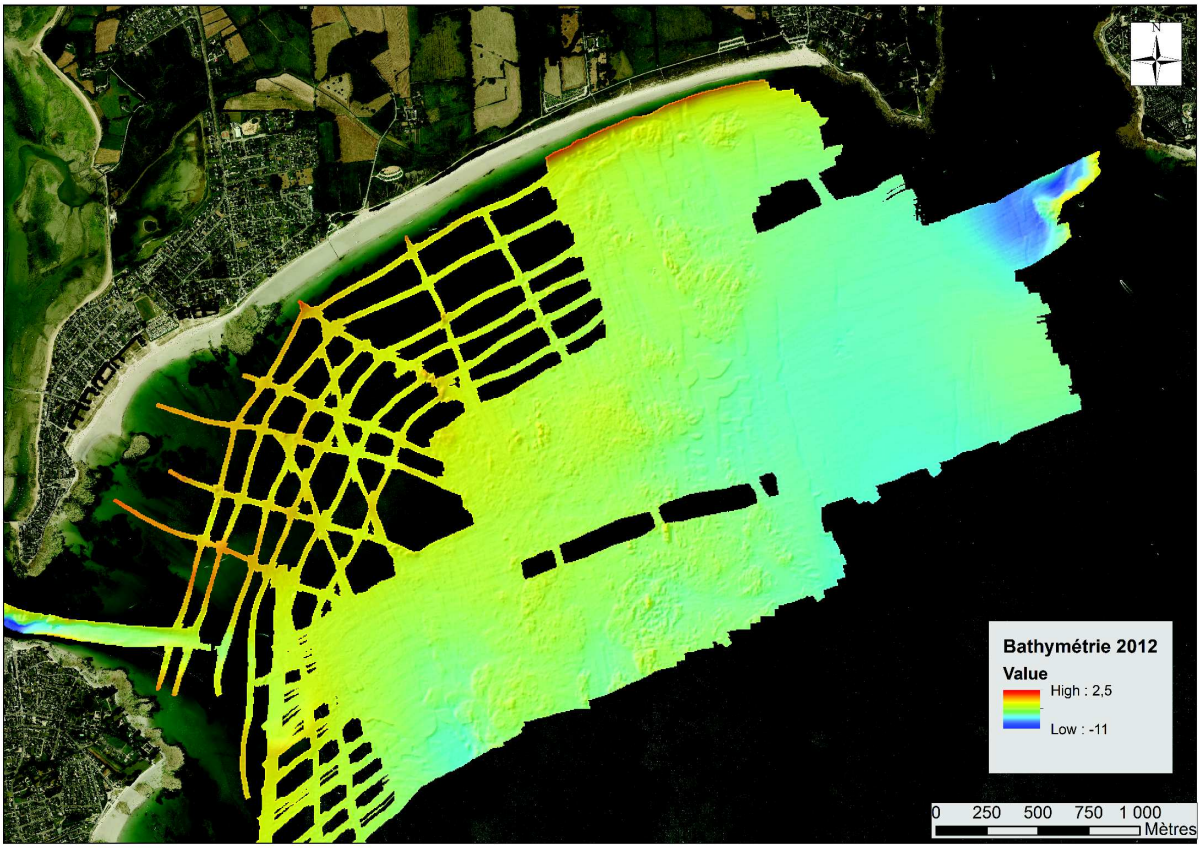


FIGURE 3.8 – Bathymétrie de 2012 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy.

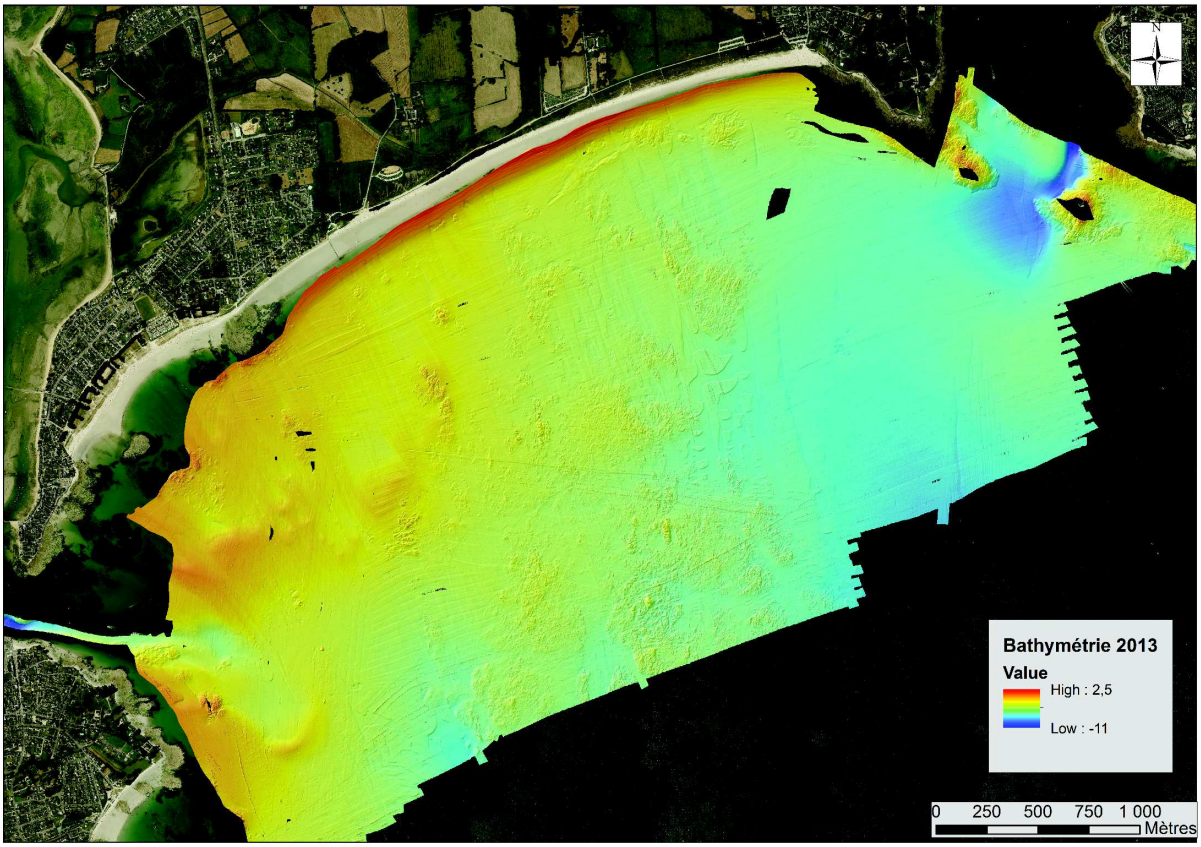


FIGURE 3.9 – Bathymétrie de 2013 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy.

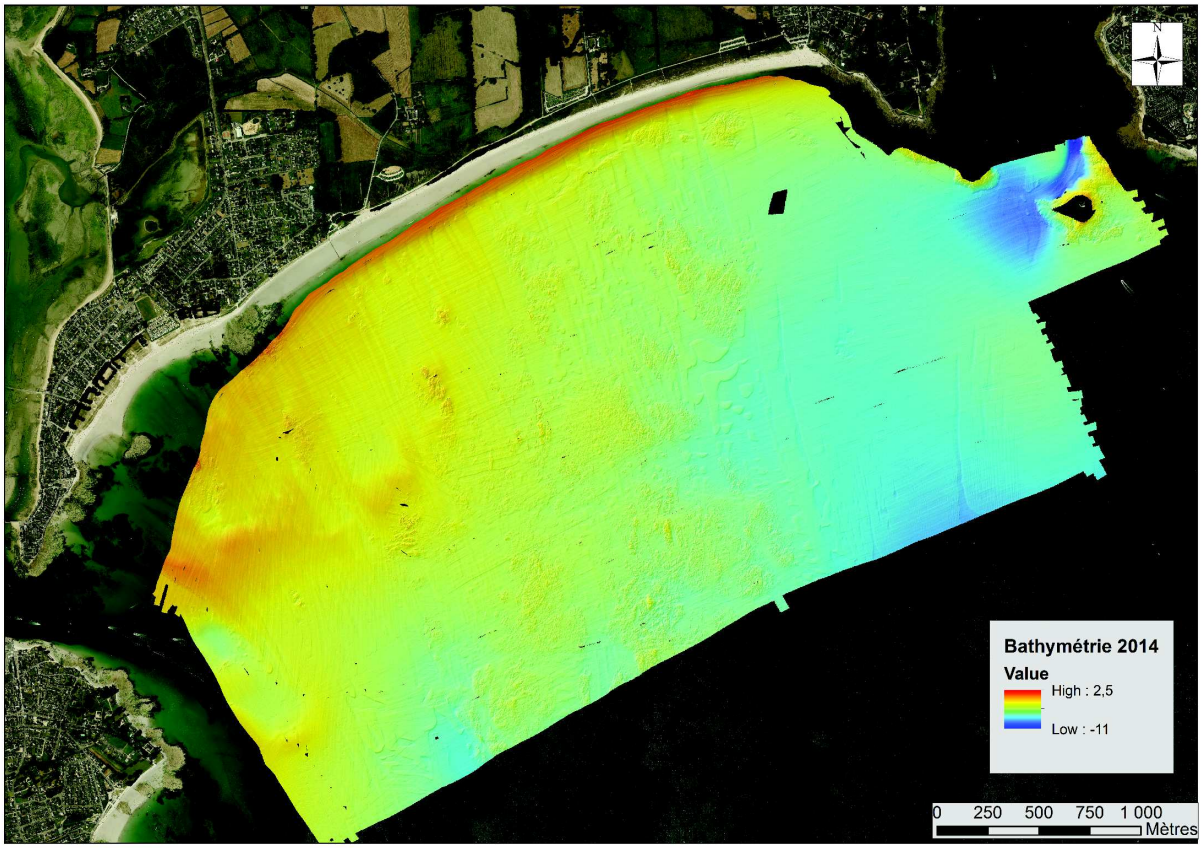


FIGURE 3.10 – Bathymétrie de 2014 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy.

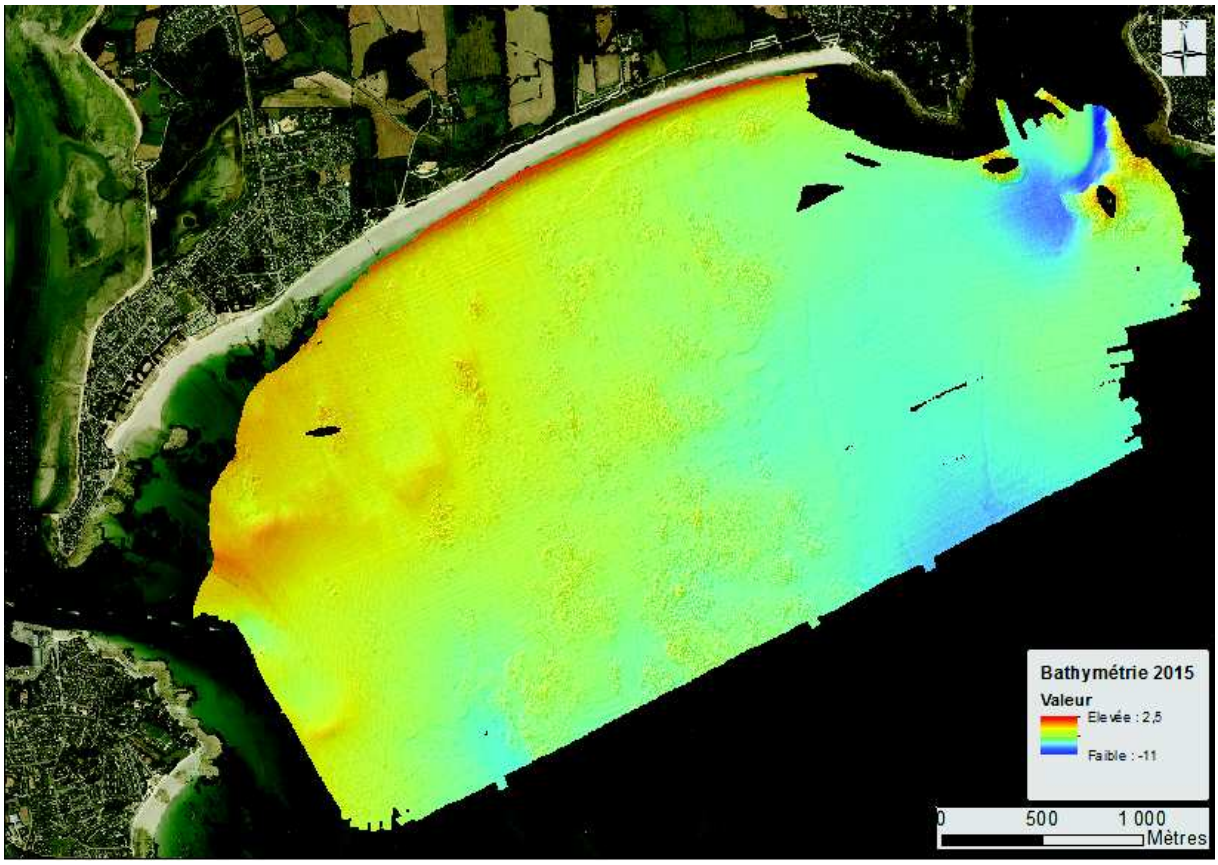


FIGURE 3.11 – Bathymétrie de 2015 sur le secteur de Combrit - Île-Tudy.

Guidel La description de la morphologie sous-marine présentée dans ce paragraphe est basée sur les figures 3.12 et 3.13. L'avant-plage dans ce secteur correspond à une rampe sédimentaire qui s'étend en pente régulière vers le large. La pente y est plus importante qu'à Combrit - Île-Tudy, puisqu'elle est de l'ordre de 0,8 %. La côte rocheuse au nord et le relief sous-marin au large de Fort-Bloqué encadrent cette rampe sédimentaire qui a une largeur de l'ordre de 2,5 km à la côte et s'élargit jusqu'à 4 km vers le large. Autour des zones rocheuses il est possible de remarquer une forme d'érosion sédimentaire particulière, correspondant probablement à des courants particuliers autour des roches.

Les différences Nous savons que le site de Guidel est bien plus exposé aux houles que celui de Combrit - Île-Tudy, pour autant, c'est sur le site le moins exposé que le recouvrement sédimentaire est le plus faible. En effet, Guidel présente une belle rampe sédimentaire qui fait face aux houles de sud-ouest, dominantes dans ce secteur. Le site de Combrit - Île-Tudy est plus abrité, avec une exposition sud-est, pour autant, au vue de la présence de zones rocheuses dans la partie centrale, l'accumulation littorale est plus faible, indiquant des conditions défavorables à l'accumulation dans ce secteur, et peut-être même un déficit sédimentaire. Les conditions d'exposition aux houles ne sont donc pas, dans ces deux cas, le facteur le plus important pour l'évolution de ces accumulations sédimentaires.

3.3.2.2 Des évolutions contrastées suivant les conditions météo-océaniques...

Nous présentons ici les comparaisons inter-annuelles de 2012 à 2015 des levés bathymétriques exposés dans la section précédente. La figure 3.14 montre les évolutions entre 2012 et 2013, la figure 3.15 celles entre 2013 et 2014 et la figure 3.16 celles entre 2014 et 2015. Les couleurs bleues symbolisent l'érosion comprise entre 0,14 et 1 m, et à l'inverse les couleurs rouges montrent un engraissement compris entre 0,14 et 1 m. Les zones blanches constituent des zones considérées comme stables car elles correspondent aux incertitudes liées aux instruments de mesure et aux traitements réalisés sur les données (entre +0,14 et -0,14 m).

C'est entre 2013 et 2014 que l'on note le plus d'évolutions (Figure 3.15). On peut y voir ici les réponses directes des tempêtes de l'hiver en termes de morpho-dynamique. Les dunes sous-marines ont une migration constante vers la côte, avec une nette accélération entre 2013 et 2014. Au droit du cordon littoral, dans les premiers mètres de profondeur de la plage depuis l'épi du Treustel jusqu'à la pointe rocheuse de Combrit à l'est, on observe une forte accumulation, avec des valeurs d'élévation allant jusqu'à un mètre et comprises, en moyenne, entre 30 et 50 cm sur une longueur de 1500 m et une largeur de 40 m en

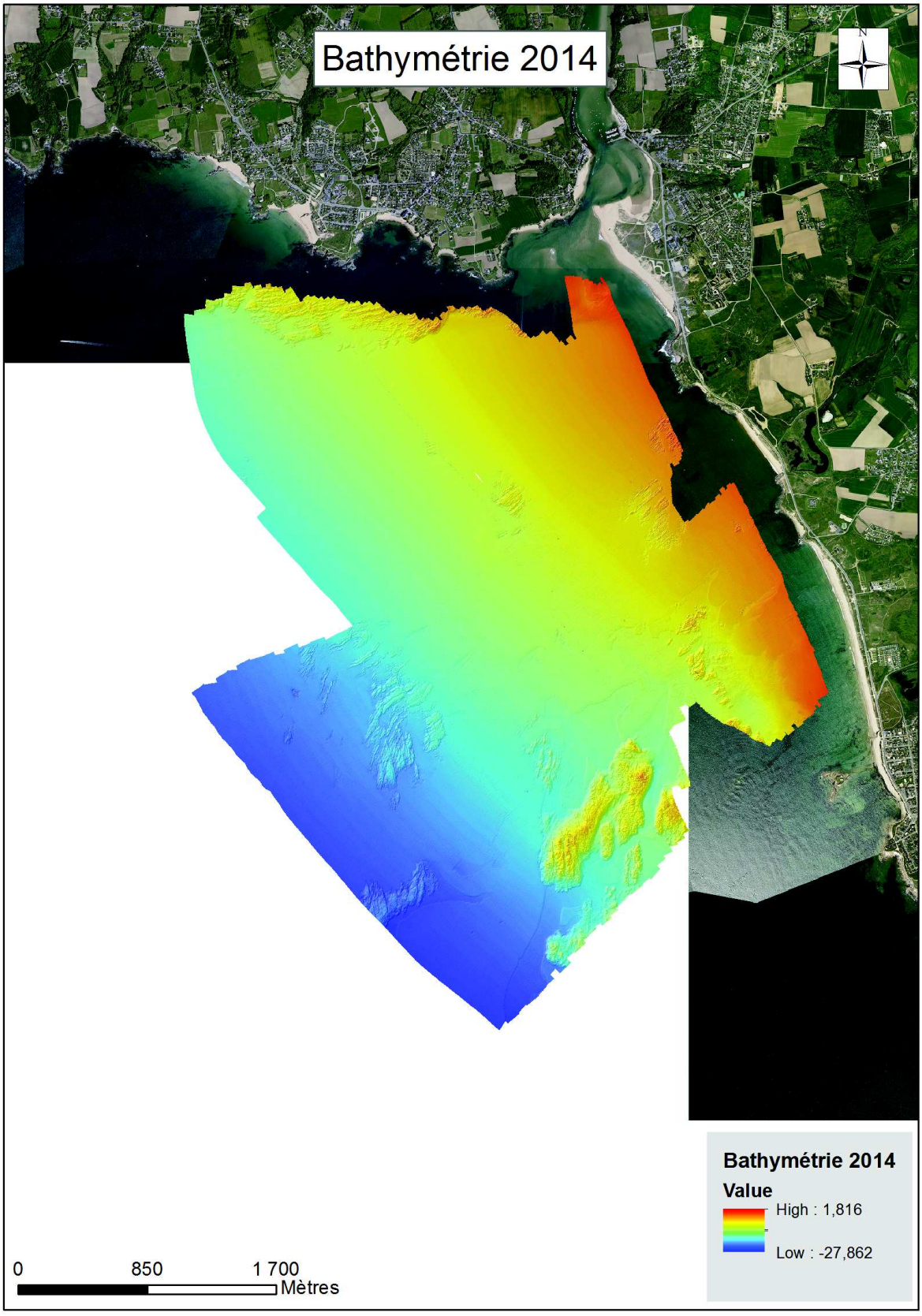


FIGURE 3.12 – Bathymétrie de 2014 sur le secteur de Guidel.

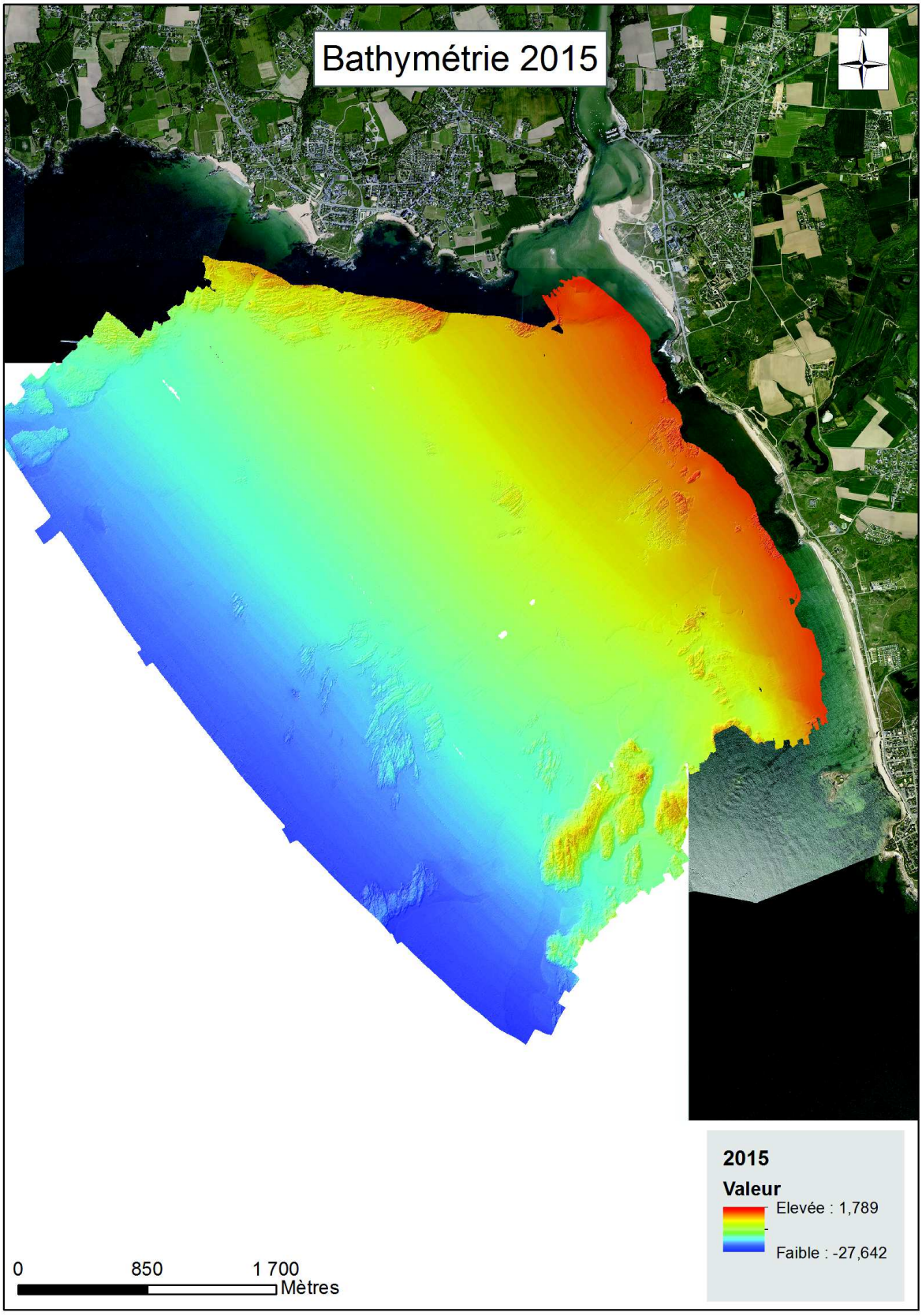


FIGURE 3.13 – Bathymétrie de 2015 sur le secteur de Guidel.

moyenne. Le volume accumulé dans ce secteur est de l'ordre de 20 000 m^3 entre 2013 et 2014. Il s'agit très clairement du sable érodé principalement sur le cordon cet hiver là que les vagues ont déposé et ont commencé à remanier au printemps. L'année suivante, nous pouvons constater que cette accumulation a été intégralement redistribuée. Que les conditions météo-océaniques soient calmes ou fortes durant l'hiver, la zone en avant de la Grand-Plage de l'Île-Tudy présente plusieurs secteurs en accumulation. C'est la partie la plus abritée du site, ce qui pourrait expliquer cette tendance à l'engraissement. Sur l'ensemble de la période étudiée (2012 à 2015), c'est l'intégralité de la zone qui est soumise à un processus d'érosion, qui est d'ailleurs accentué entre 2013 et 2014. Par ailleurs, entre 2014 et 2015 l'action érosive est stoppée sur la majeure partie du secteur étudié, pour laisser place à une situation de relative stabilité.

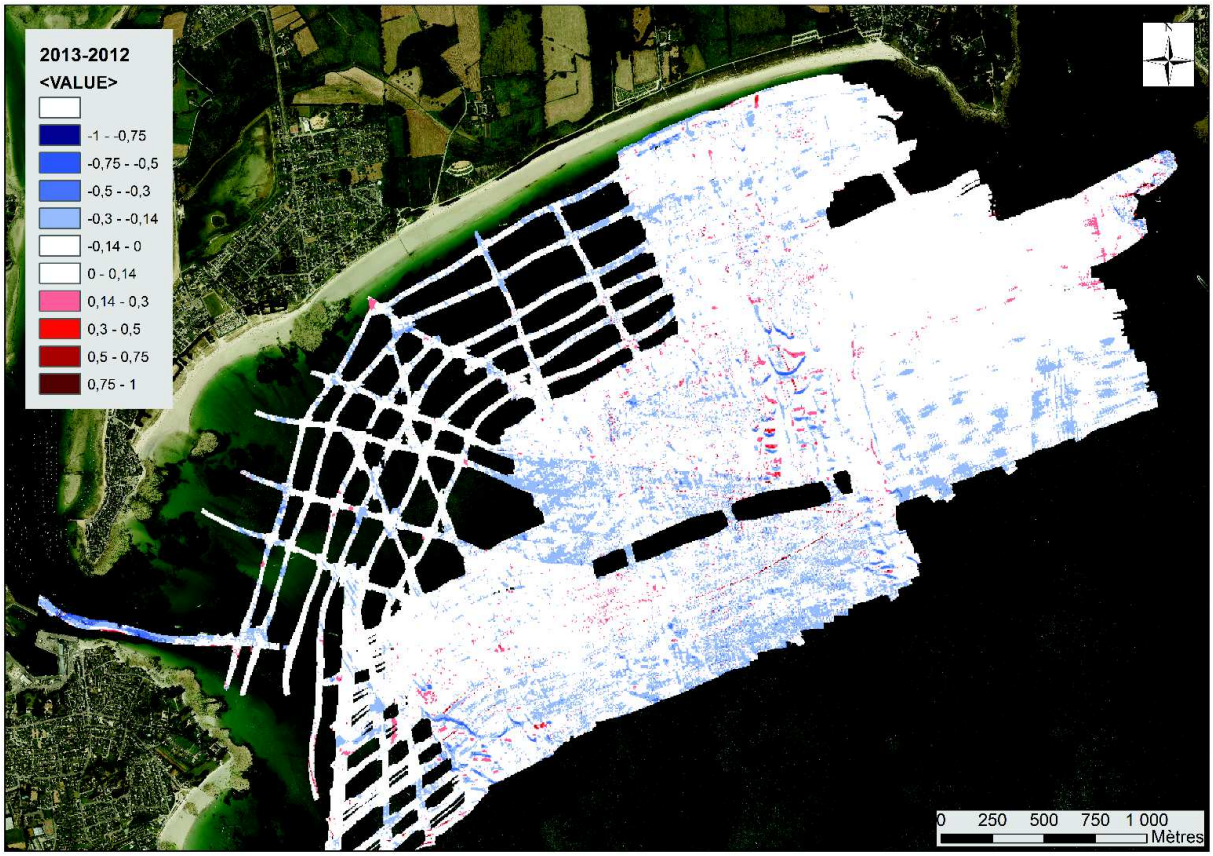


FIGURE 3.14 – Évolutions de la bathymétrie entre 2012 et 2013.

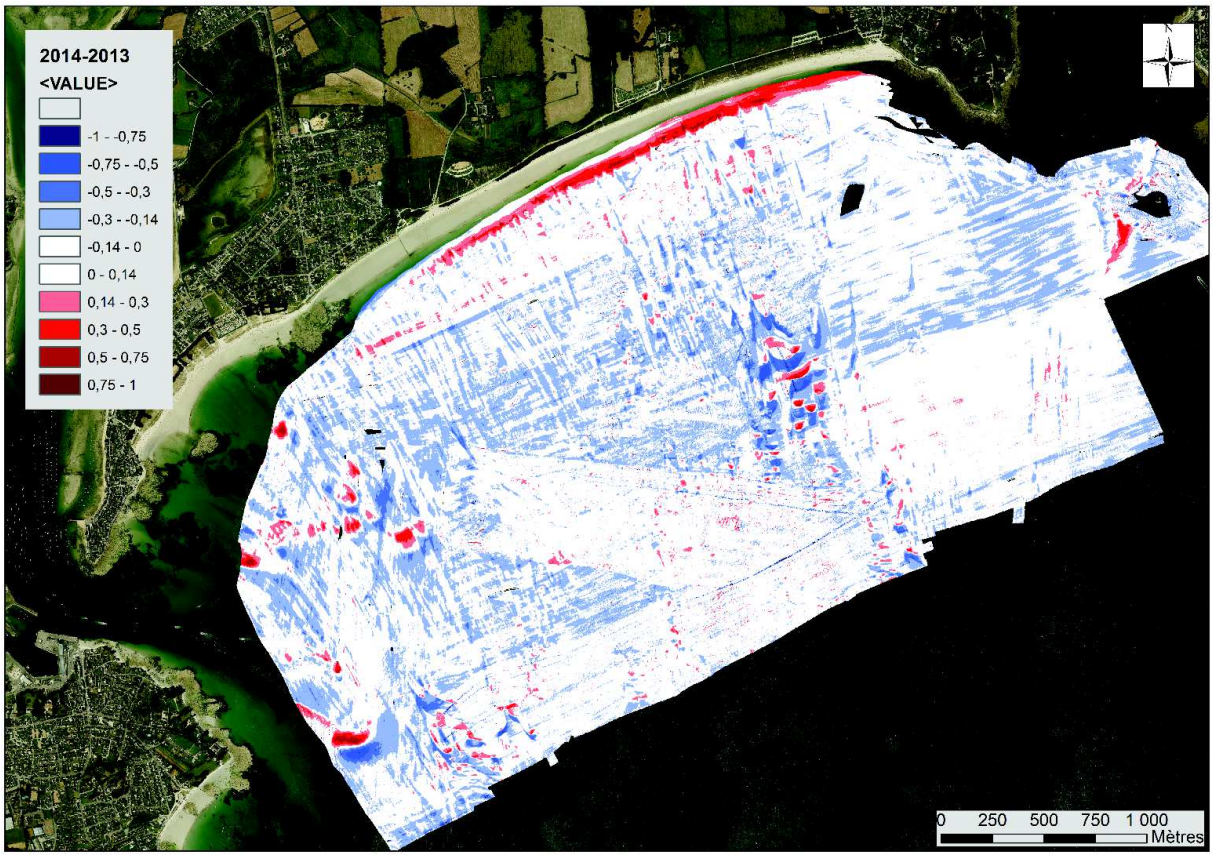


FIGURE 3.15 – Évolutions de la bathymétrie entre 2013 et 2014.

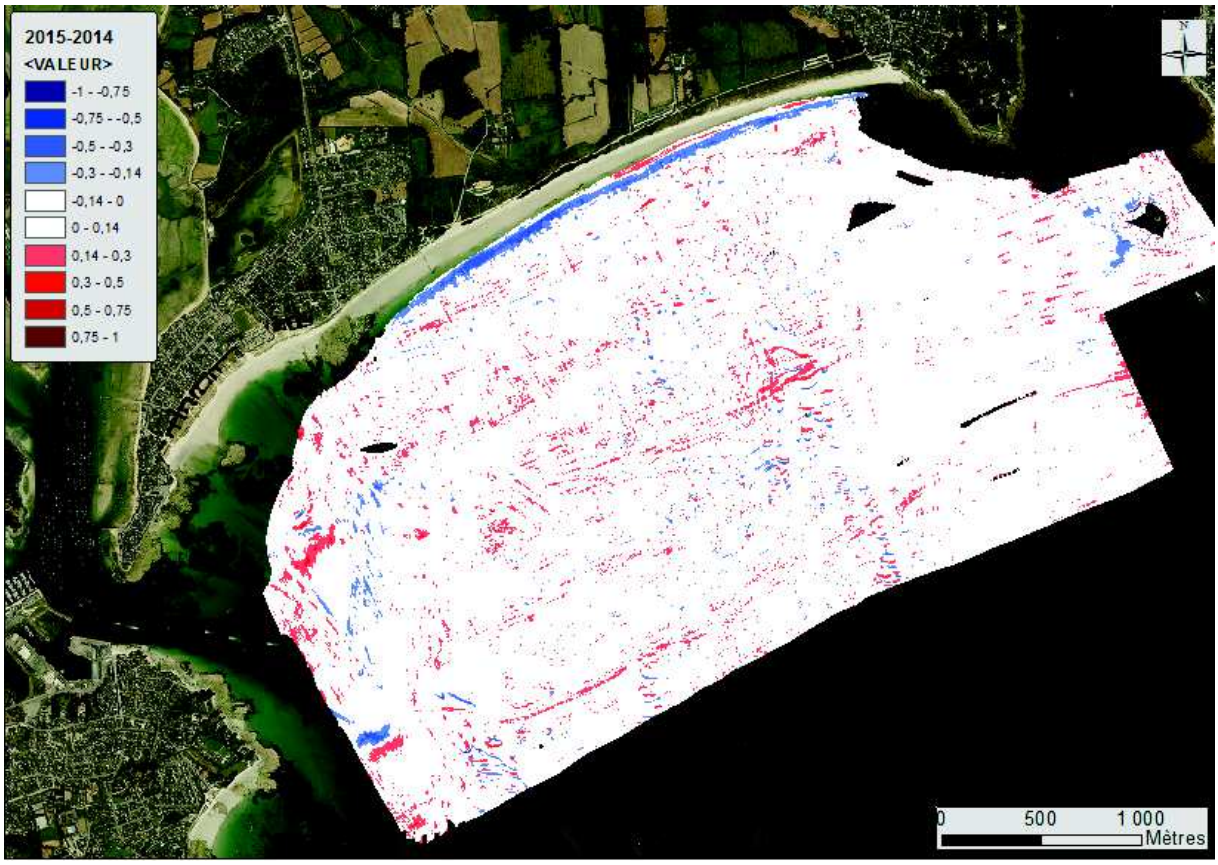


FIGURE 3.16 – Évolutions de la bathymétrie entre 2014 et 2015.

À Guidel, la comparaison des deux levés bathymétriques de 2014 et 2015 ne montre pas d'évolutions aussi nettes qu'à Combrit - Île-Tudy. Il aurait été souhaitable de disposer de levés plus espacés dans le temps pour pouvoir y déceler des évolutions intéressantes. La partie « Discussion » de ce chapitre porte notamment sur les questions relatives à la mise en place d'un suivi et à sa pertinence dans le temps.

3.3.2.3 ... Qui s'accordent avec les évolutions de la plage ...

À l'Île-Tudy les résultats des évolutions morphologiques de l'avant-plage sont mis en parallèle avec les évolutions topographiques de la plage sur la même période (profils topographiques réalisés par le bureau d'étude Egis-eau) (Egis et Ghesquiere, 2015).

Les profils ont été levés entre 2010 et 2014 sur trois secteurs : Île-Tudy (secteur ouest), Treustel (secteur centre) et Penmorvan (secteur est) (Figure 3.17). Nous allons détailler les évolutions visibles, présenter les préconisations d'Egis Eau et enfin faire des liens entre ces profils terrestres et leur continuité sous-marine.

Sur le secteur de la Grand-Plage de l'Île-Tudy, le secteur ouest (P1 et P2) subit un

abaissement sur l'ensemble du profil de l'ordre de 50 cm entre +4 et +1,5 m NGF (Figure 3.18). L'est de la Grand-Plage (P3 et P4) est dans la même configuration : l'abaissement est de l'ordre de 25 à 50 cm entre +5 et +0,5 m NGF. Egis Eau, dans son rapport, prévient que cet abaissement, causé par les extractions servant aux travaux d'entretien et d'urgence du secteur du Treustel, commence à être préjudiciable à la plage. En effet, le phénomène d'érosion a tendance à augmenter l'exposition du haut de plage aux houles extrêmes et à rendre le système, dans son ensemble, plus vulnérable.

Dans ce secteur les cartes bathymétriques montrent une élévation en plusieurs points juste en avant de la plage, que ce soit entre 2013 et 2014 (hiver très tempétueux) et entre 2014 et 2015 (hiver plus calme). Donc, le secteur ouest est dans une dynamique sédimentaire positive sur cette période, quelles que soient les conditions hydrodynamiques. L'avant-plage dans ce secteur dispose donc encore de réserves pour alimenter la plage. Cette information nous permet donc d'associer les abaissements relevés sur les profils de plage aux seules extractions qui ont lieu annuellement sur la plage, et qui, comme le souligne Egis Eau, deviennent préoccupantes pour la stabilité de ce secteur.

Sur le secteur du Treustel, au niveau des profils 2 à 6, le cordon dunaire a été surélevé depuis 2010 de 1 à 3 m selon les endroits du fait des travaux réalisés (Figures 3.19 et 3.20). Cependant, malgré les apports réguliers de sable, le cordon subit un recul permanent. De plus, entre +3 et +0,5 m NGF, on constate un abaissement de la plage de l'ordre de 50 cm à 1 m qui tend à exposer d'avantage le cordon dunaire à l'assaut des vagues. Egis Eau en conclut que : « la plage du Treustel est en érosion régulière avec un abaissement de ses petits fonds impliquant qu'il n'y a presque plus de plage sèche aujourd'hui. Le cordon dunaire, suite aux assauts répétés des tempêtes hivernales, s'amaigrit et s'abaisse donc régulièrement. On peut raisonnablement penser que sans les travaux d'entretien réalisés ces dernières années (notamment janvier et février 2014), un effacement du cordon dunaire sur certains secteurs se serait d'ores et déjà produit. Il est donc urgent de consolider et conforter ce cordon dunaire avec en complément un rechargement de la plage pour limiter l'impact des houles. ».

Les cartes bathymétriques montrent, dans ce secteur central, une avant-côte à dominante rocheuse. La couverture sédimentaire y est clairsemée et de faible épaisseur. La situation d'érosion du trait de côte est donc liée à des petits fonds qui disposent de peu de matériel pour nourrir la plage.

Enfin, sur le secteur de Penmorvan, l'estran et le haut de plage se sont engraissés avec

en moyenne un relèvement de l'ordre de 25 à 75 cm (Figure 3.21). Ce secteur d'accumulation est présenté comme une source potentielle de sédiments à destination du Treustel afin de limiter les prélèvementx sur la Grand-Plage de l'Île-Tudy. Le rapport d'Egis Eau précise que les sédiments constituant la plage de Penmorvan présentent une granulométrie adaptée aux besoins de la plage du Treustel.



FIGURE 3.17 – Localisation des profils de plage réalisés par Egis Eau (2011).

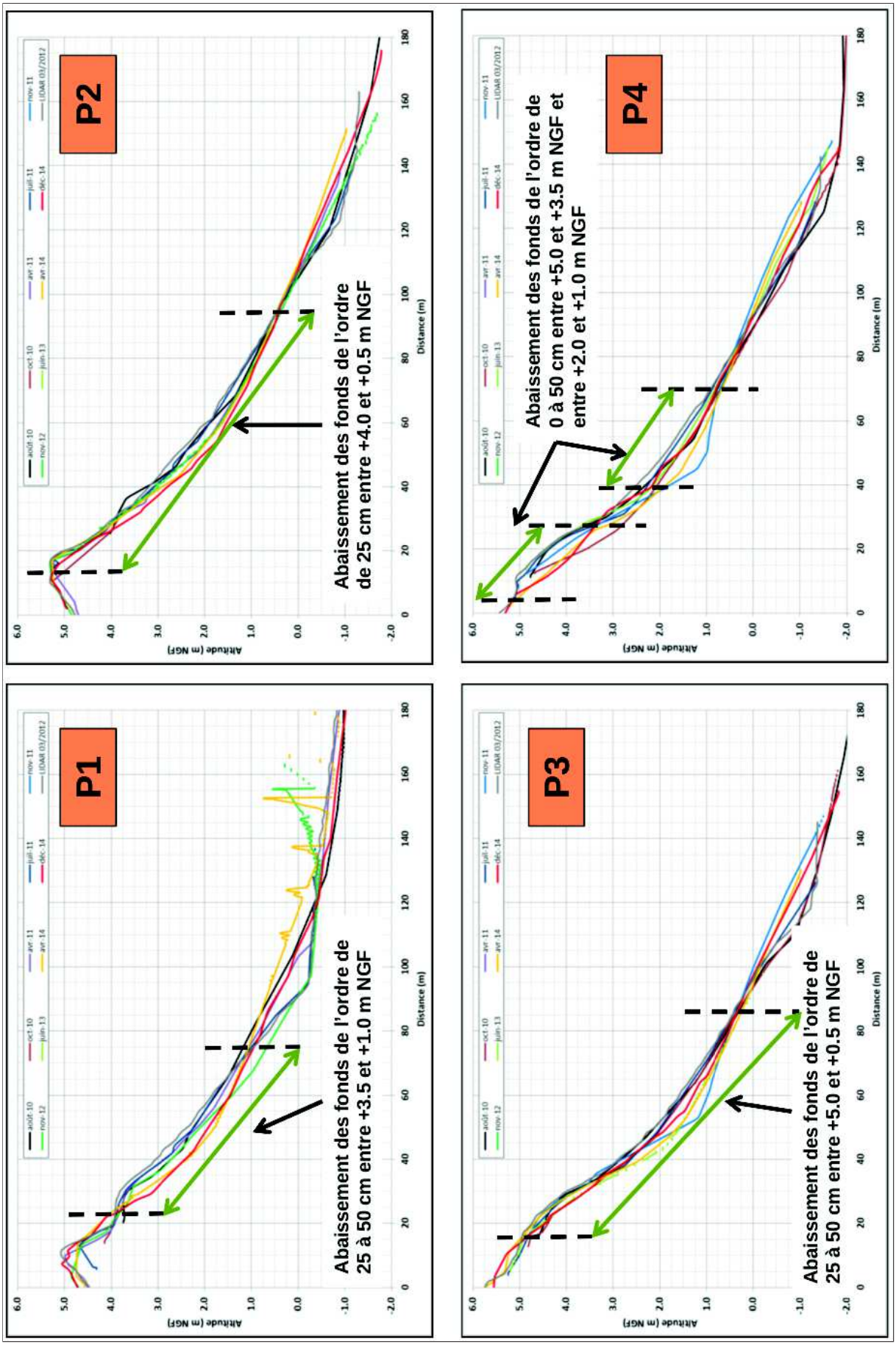


FIGURE 3.18 – Profils de plage dans le secteur de l'Île-Tudy (Egis Eau, 2011).

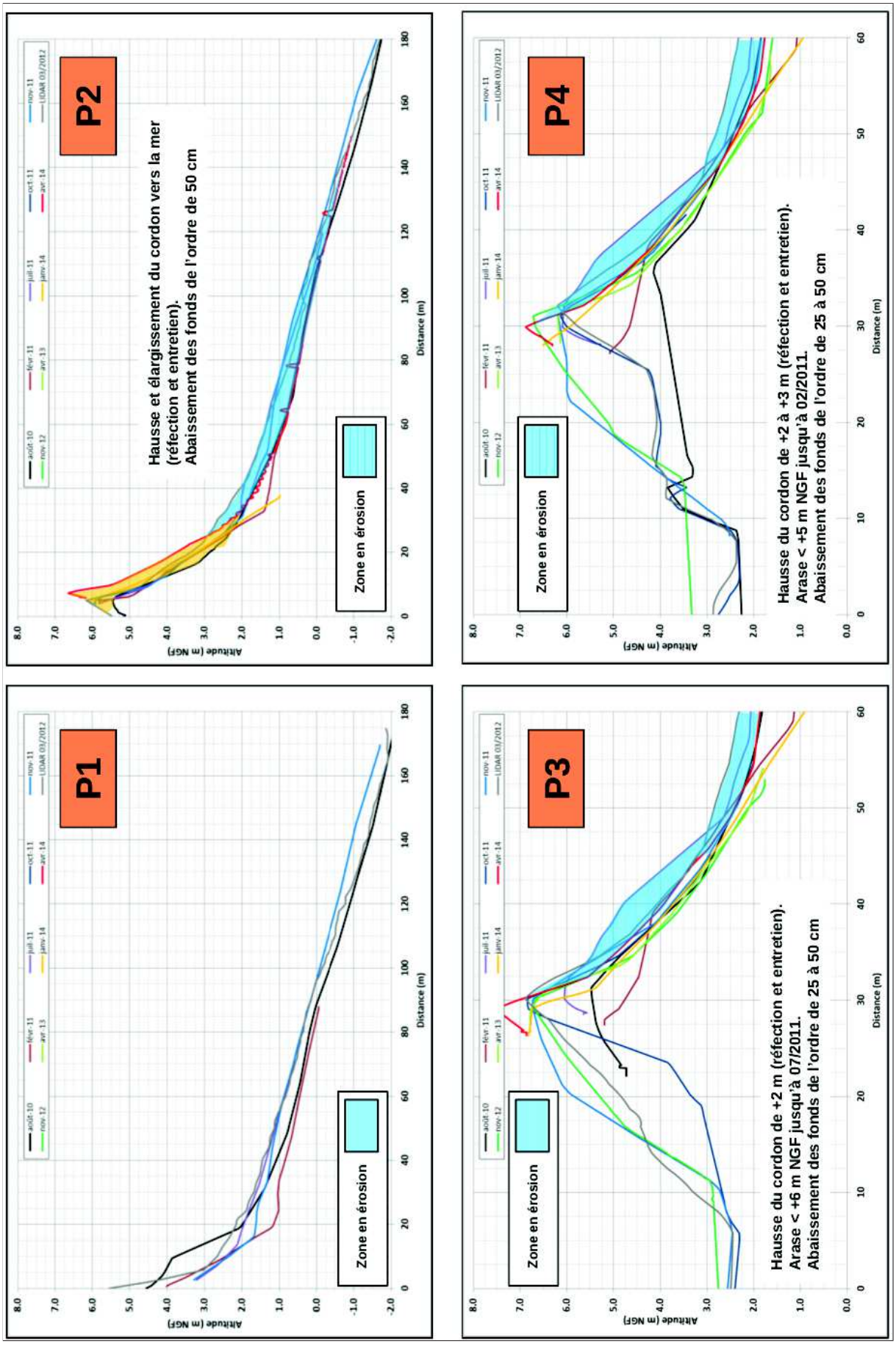


FIGURE 3.19 – Profils de plage (1 à 4) dans le secteur du Treustel (Egis Eau, 2011).

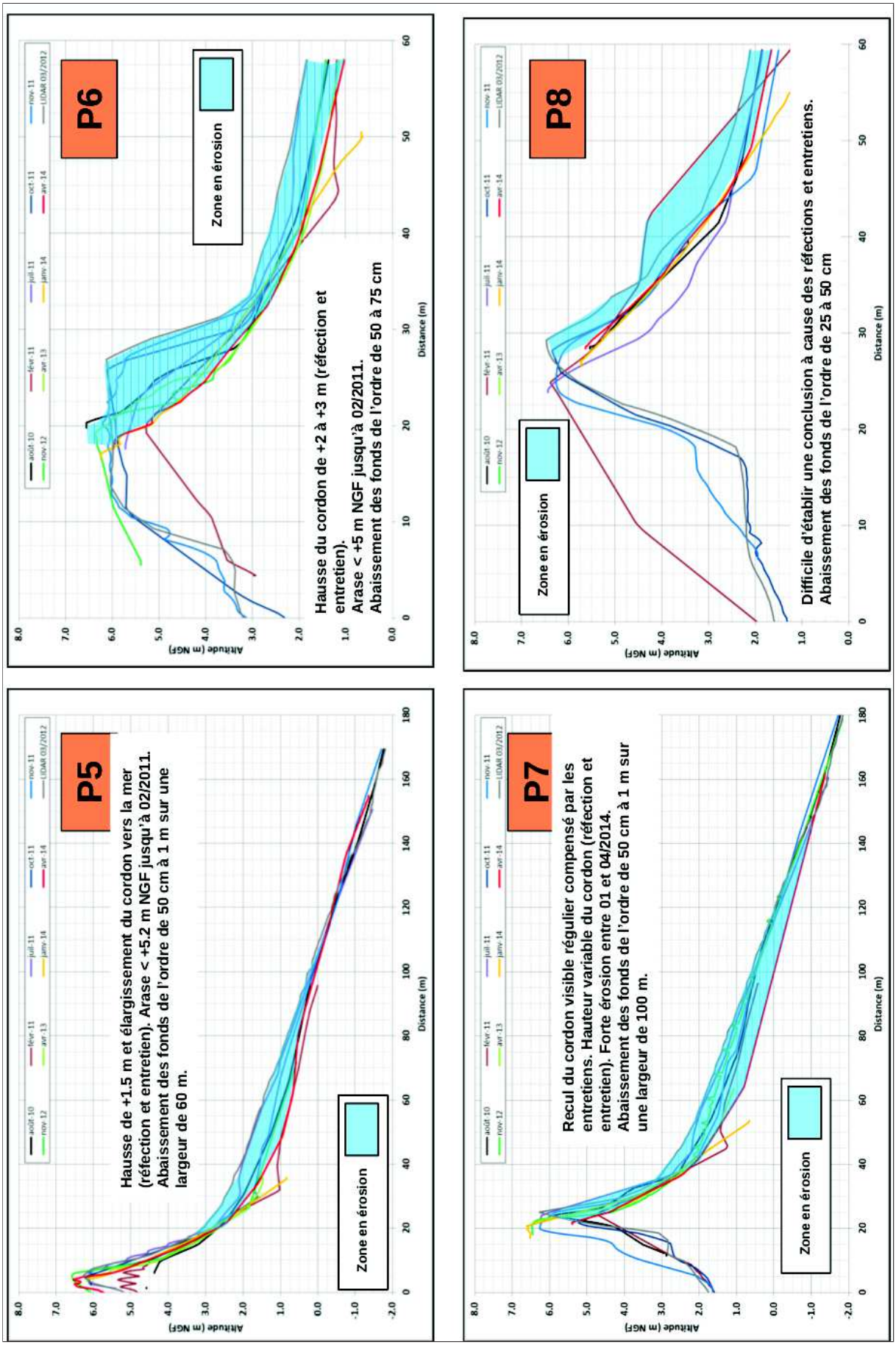


FIGURE 3.20 – Profils de plage (5 à 8) dans le secteur du Treustel (Egis Eau, 2011).

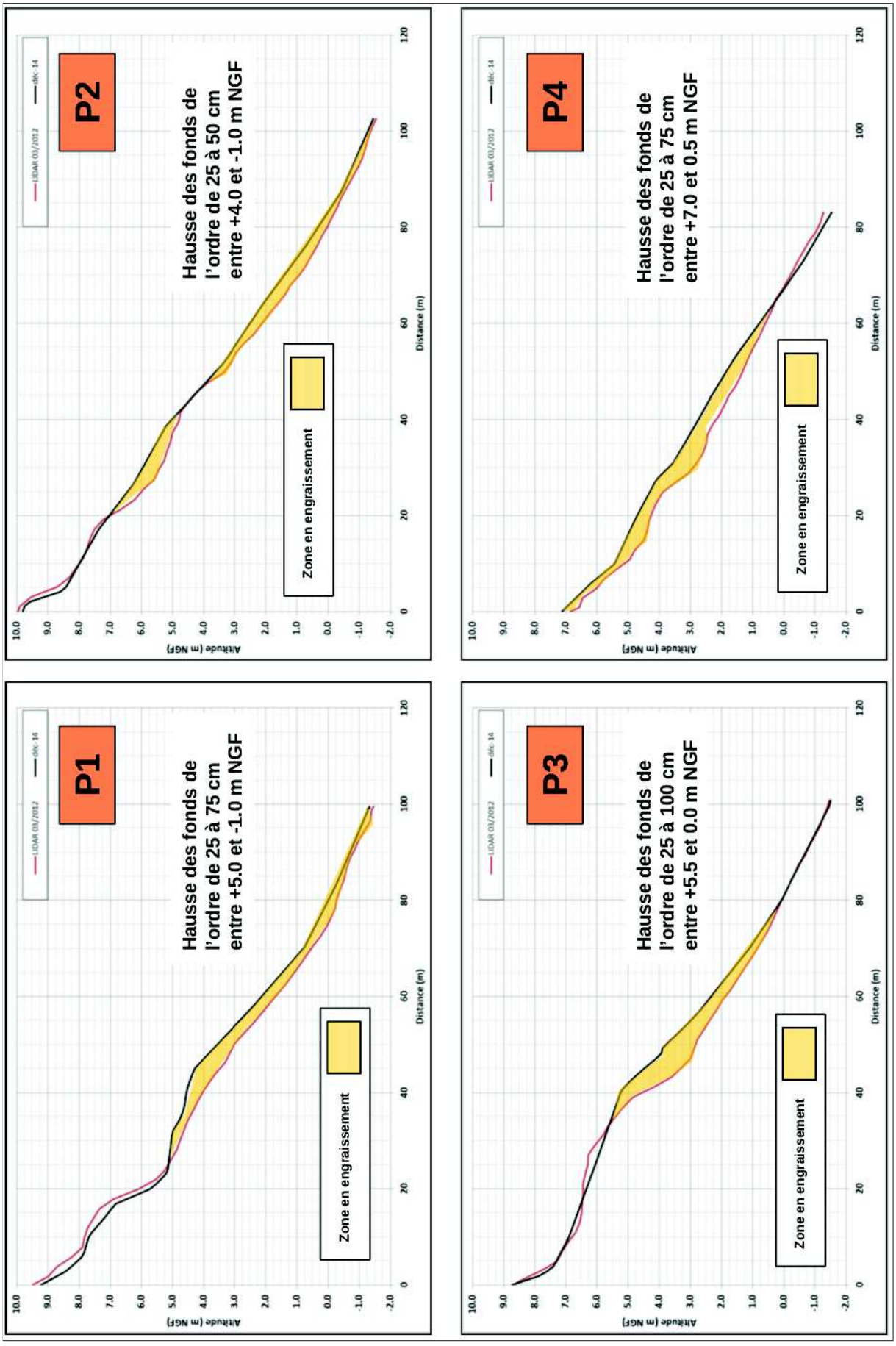


FIGURE 3.21 – Profils de plage dans le secteur de Penmorvan (Egis Eau, 2011).

3.3.2.4 ... Et qui suivent les tendances à long terme

Rappel des évolutions à long terme à Combrit - Île-Tudy Les tendances à long terme sur ce secteur montrent une inversion des tendances entre les deux périodes étudiées. Durant la première moitié du XXème siècle la situation est globalement équilibrée, des zones d'engraissement dans les faibles profondeurs sont visibles. Au cours de la deuxième période, entre 1970 et 2012, la tendance s'inverse laissant place à une érosion généralisée du secteur.

Rappel des évolutions long terme Guidel Sur le site de Guidel, les évolutions à long terme sont étudiées entre 1961 et 2012. Celles-ci sont peu marquées, mais globalement la tendance est plutôt à l'engraissement au niveau de l'estuaire de la Laïta, et l'on remarque une forte mobilité des sédiments autour des zones rocheuses au sud de la zone. Le reste de l'avant-plage, et notamment la rampe sédimentaire décrite plus haut, ne présente pas d'évolution majeure, mais plutôt une bonne stabilité dans le temps.

Corrélation des dynamiques Que ce soit pour Guidel comme pour l'Île-Tudy les tendances observées sur le long terme sont tout à fait représentatives des évolutions que l'on a pu mesurer sur les dernières années. En effet, à Guidel, entre 2013 et 2014, nous pouvons voir que la partie sous-marine de l'accumulation littorale ne subit pas de changements significatifs ne laissant pas percevoir de tendances à l'accrétion ou à l'érosion. Cette tendance à la stabilité constitue donc une caractéristique commune aux deux échelles temporelles étudiées ici. De plus, à Combrit - Île-Tudy, la tendance à la perte des sédiments décrite sur le long terme se poursuit actuellement. Que ce soit après un hiver très tempétueux, durant lequel l'érosion est massive, ou à la suite d'hivers plus calmes, l'avant-plage n'est pas en situation de stabilité. La présence de nombreuses zones rocheuses dans la partie centrale est un bon indicateur de cette érosion passée et présente qui fait suite aux conditions favorables pour l'accumulation entre le début et le milieu du XXème siècle.

L'analyse des évolutions en tant que telles puis leur comparaison aux évolutions de la zone intertidale et dunaire et aux évolutions sur le long terme, montre de fortes disparités entre les deux sites. La section suivante expose les résultats des campagnes sismiques avec l'objectif d'analyser les épaisseurs sédimentaires et les volumes des stocks sableux sous-marins sur chaque site dans l'objectif de démontrer l'existence d'un lien entre les stocks sableux sous-marins et les dynamiques morpho-sédimentaires des sites présentés au-dessus.

3.3.3 Influences du socle rocheux dans les dynamiques morpho-sédimentaires

3.3.3.1 Rappel des connaissances

Comme présenté précédemment (Chapitre 2 Section 2.4.4.1), le socle rocheux influence les processus côtiers. La plupart des modèles de dynamique sédimentaire ne prennent pas en compte l'influence de la géologie sous-jacente, considérant une épaisseur sédimentaire illimitée. (McNinch, 2004). Il est vrai que, dans certains cas, le socle rocheux n'est pas un facteur limitant ou tout du moins influençant les processus côtiers. Néanmoins, en Bretagne, il est généralement très présent, la plateforme rocheuse s'étendant alors en pente douce vers la mer, les dynamiques des accumulations sédimentaires sont par conséquent contraintes par celle-ci.

Pour rappel des principales conclusions de la synthèse bibliographique sur le sujet, nous pouvons dire que d'après Storlazzi et Field (2000); Jackson et al. (2005), les facteurs géologiques sont aussi importants que les autres facteurs de contrôle (ex. météo-marins) pour expliquer la morphologie contemporaine des plages. De plus, les études de Hapke et al. (2010); Backstrom et al. (2015) montrent des sites exposés aux mêmes conditions météo-océaniques qui pourtant présentent des réponses morphologiques complètement différentes. Le contexte structural a donc également un rôle de contrôle dans l'évolution des accumulations sédimentaires.

3.3.3.2 Le disponible sédimentaire

Les modes d'évolution des deux sites étudiés étant réellement différents, il est intéressant de se poser la question de l'influence du contexte structural et du rôle des épaisseurs sédimentaires dans ces dynamiques. L'hypothèse avancée dans cette section serait que l'épaisseur sédimentaire, et donc l'espace d'accommodation, sont des facteurs déterminant dans la stabilité ou les évolutions d'un système littoral.

Les levés sismiques sur les deux sites ont été réalisés simultanément aux levés bathymétriques, ce qui explique le grand nombre de profils sismiques (représentés sur les figures 3.22 et 3.23).

Les deux sites présentent deux cadres structuraux différents mais ils sont situés au sein de cette série de horsts et de grabens qui s'étend vers l'est en passant par l'île de Groix jusqu'à Quiberon, constituant des régions intérieures du précontinent sud-armoricain décrits par de nombreux auteurs (Guilcher, 1948; Pinot, 1966, 1974; Vanney, 1977a; Garreau, 1985; Menier, 2004) (Figure 3.26). Combrit – Île-Tudy est un secteur entièrement com-

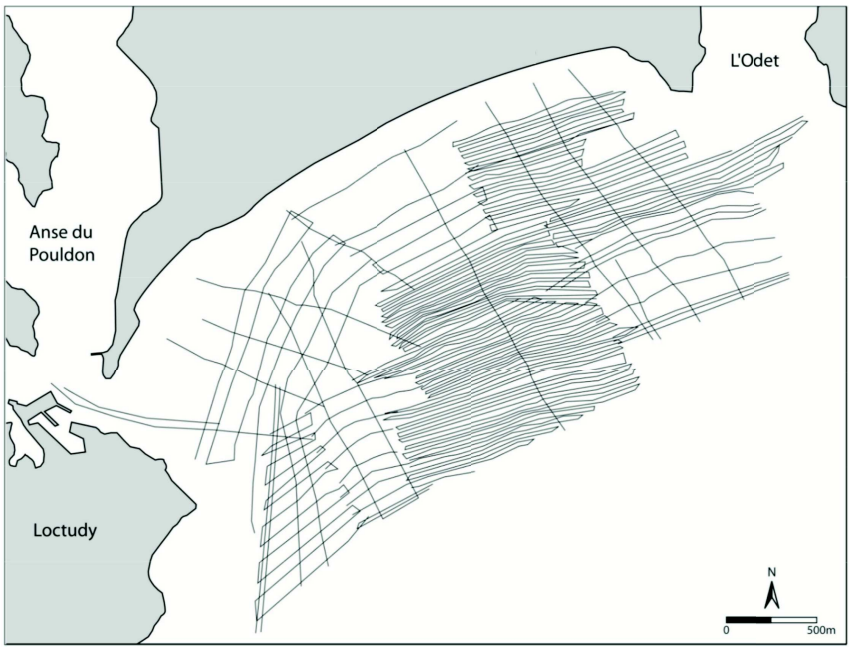


FIGURE 3.22 – Profils sismiques réalisés sur le secteur de Combrit - Île-Tudy durant la mission Fissel 1 (d'après Goslin (2014)).

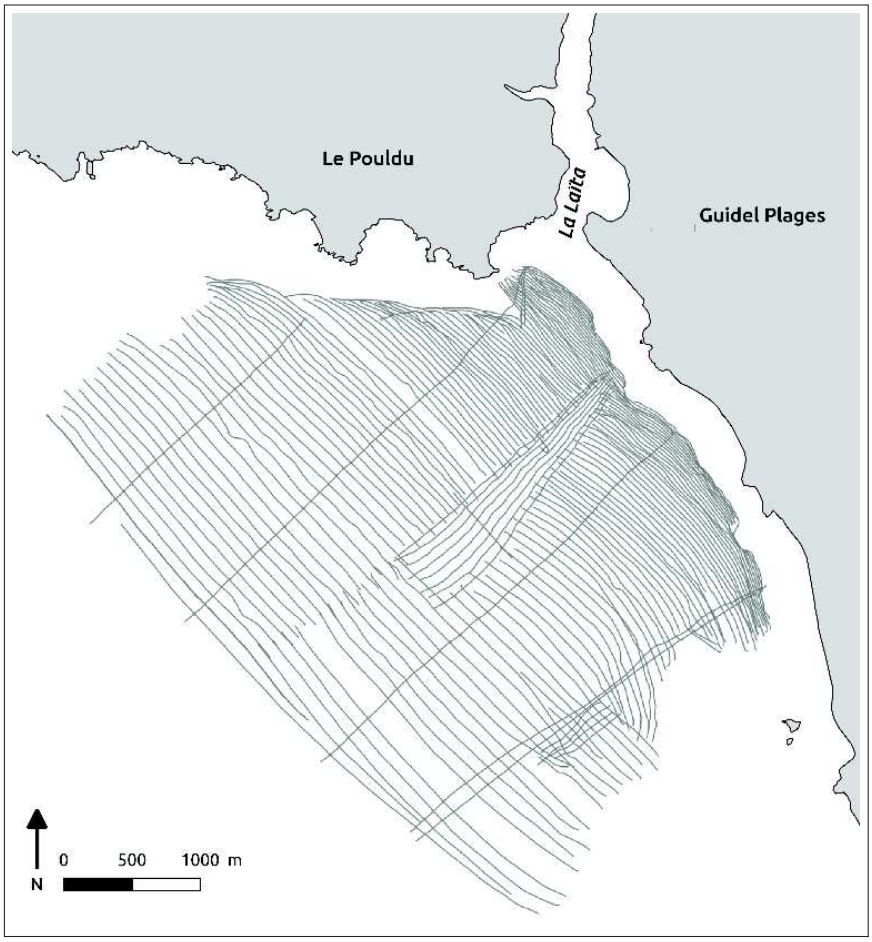


FIGURE 3.23 – Profils sismiques réalisés sur le secteur de Guidel durant la mission Fissel 4.

posé du granite de Pont-l'Abbé. La fracturation générale suit une orientation parallèle à la faille Kerforne à laquelle est associée une fracturation parallèle au rivage. Ces fracturations parallèles au rivage relèvent de la formation de compartiments abaissés et surélevés typique des formations de horsts et grabens. La dérive littorale générale le long du Pays Bigouden étant orientée vers l'est, il en résulte un remplissage sédimentaire des grabens dans leur partie orientale. A la côte, le mode de fonctionnement est différent puisqu'à partir du rivage et en arrière la présence d'un fossé d'effondrement a amené à la formation de la falaise, morte aujourd'hui, entre Pont-l'Abbé et Sainte-Marine.

A Guidel, le substrat géologique est partagé entre un secteur d'affleurement des micaschistes au nord, et un secteur au sud où affleure le granite de Ploemeur. Un grand décrochement de type faille Kerforne est visible au large. Dans la continuité de cette série de horsts et de grabens, le site de Guidel est une zone affaissée et ennoyée. Les accumulations sédimentaires dans ce secteur sont rendues possibles du fait de la présence de poches d'altération du granite (kaolins de Ploemeur). La résistance à l'érosion est ici, paradoxalement, plus faible pour le granite que pour les micaschistes présent au nord de la zone.

La figure 3.24 présente la morphologie du socle rocheux à Combrit - Île-Tudy et la figure 3.25 présente celle de Guidel.

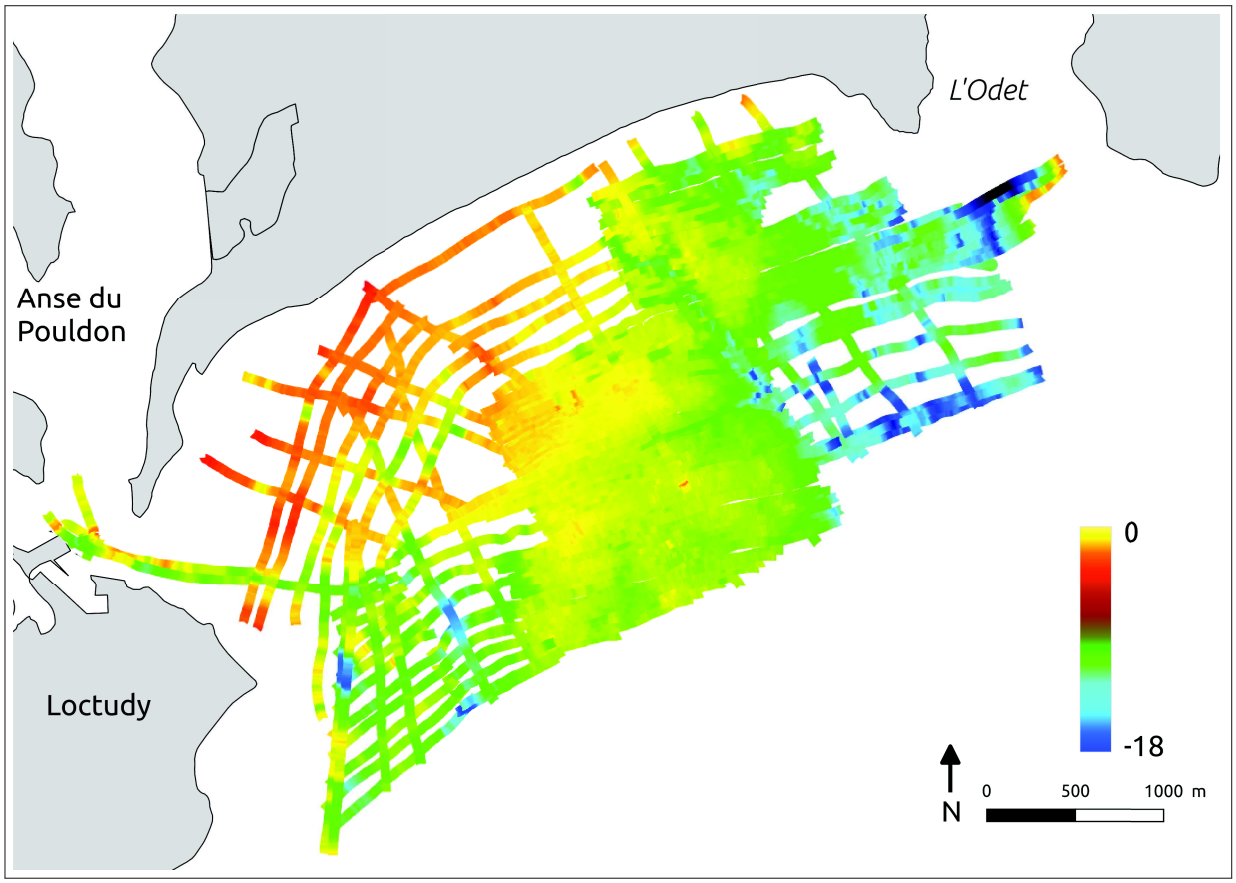


FIGURE 3.24 – Représentation du socle rocheux le long des profils sur le secteur de Combrit - Île-Tudy.

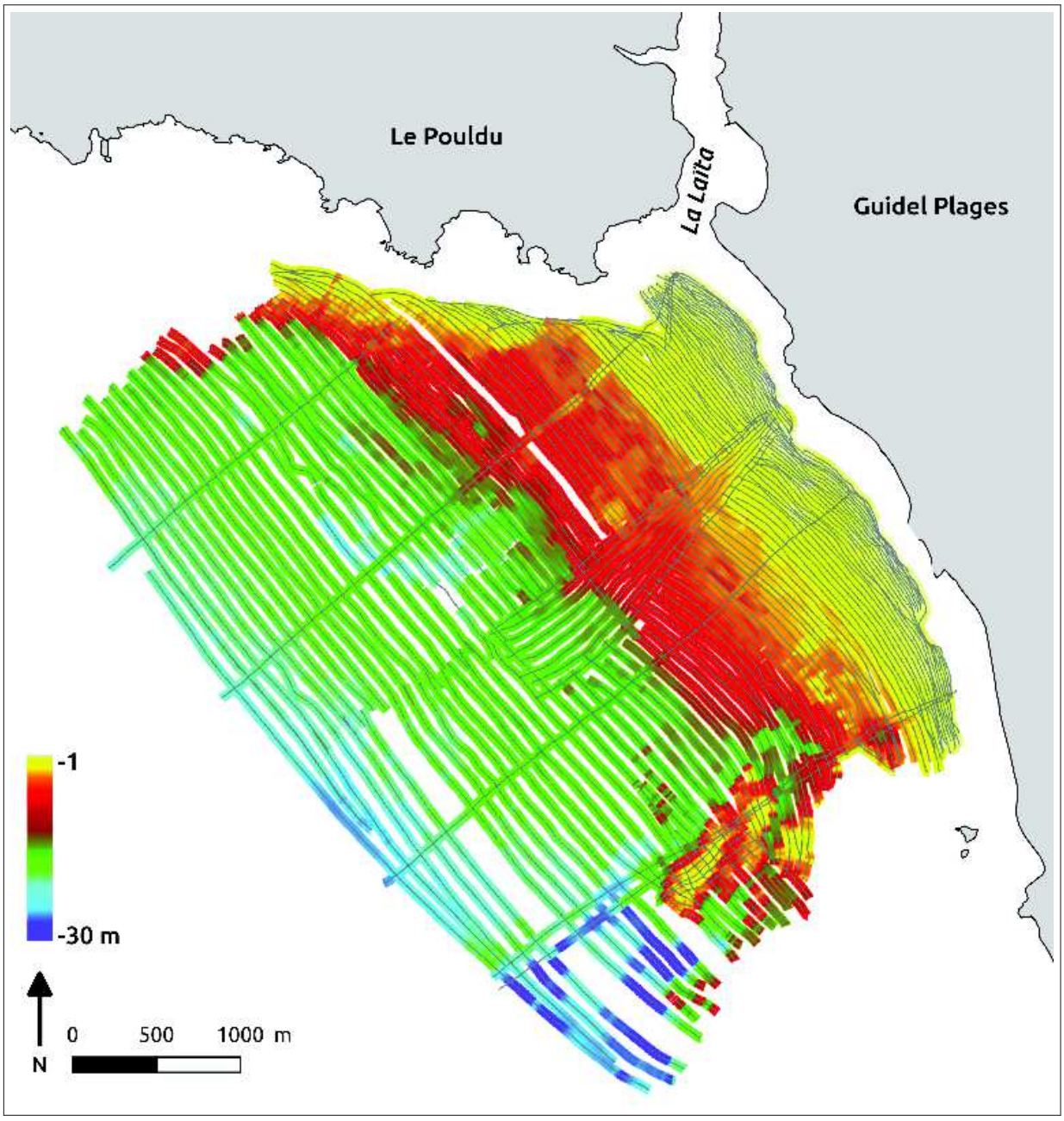


FIGURE 3.25 – Représentation du socle rocheux le long des profils sur le secteur de Guidel

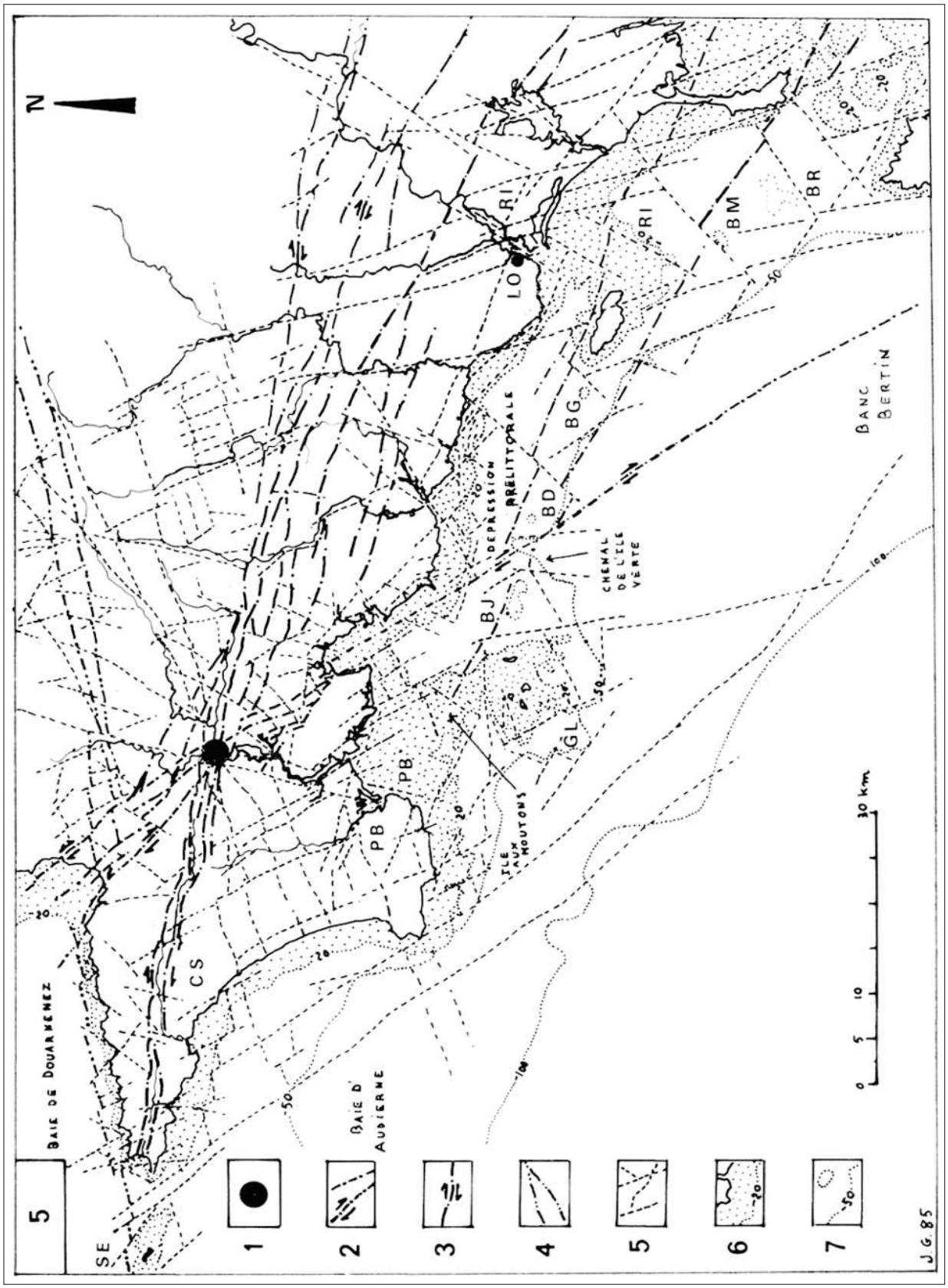


FIGURE 3.26 – Corrélation tectoniques entre zones émergées et immergées. Carte extraite de Garreau (1985). 1 : Quimper. 2 : Linéament-accident Kerforn. 3 : Linéanments sud-armoricains. 4 : Linéaments des Montagnes Noires. 5 : Failles. 6 : Zone prélittorale entre 0 et -20 m. 7 : isobathes. SE : Ile et chausée de Sein. CS : Bloc soulevé du Cap Sizun. PB : Bloc affaissé du Pays Bigouden et de la baie de Bénodet. GL : Bloc de Glénan. BJ : Basse Jaune. BD : Basse Doum. BC : Basse Groe. BM : Basse Moulec. PR : Plateau des Birvideaux. RI : Zone affaissée de Riantec - Guihel. LO : Lorient.

Le figure 3.27 représente les épaisseurs de sédiments (exprimées en mètres) sur les deux sites d'étude. L'échelle de couleur utilisée va de -1 à 12 m. Entre -1 et 0 sont représentées, en vert, les zones où le MNT bathymétrique se superpose au MNT du fond rocheux : la roche affleure, mais du fait des incertitudes de mesures on peut parfois noter des différences de quelques dizaines de centimètres. Le résultat sur le site de Combrit - Île-Tudy montre clairement la très faible épaisseur de sédiment sur la majorité de la superficie. On peut noter les zones d'accumulation dans le secteur ouest, en avant de la Grand-Plage de l'Île-Tudy qui présente une tendance à l'accrétion, ainsi que le remplissage sédimentaire des vallées sous-marines de l'Odet et de la rivière de Pont-l'Abbé. Orientée NNO-SSE, une faille traverse le secteur cartographié depuis la côte vers le large. Elle sépare le secteur central du secteur est. Le remplissage sédimentaire de cette faille est en moyenne de 5 m avec des valeurs atteignant 9 m. À Guidel, la couverture sédimentaire est plus importante, principalement dans la partie centrale, décrite précédemment comme une rampe sédimentaire. L'épaisseur est comprise entre 1 et 4 m avec un maximum de 12 m rencontrée au centre. Les zones nord et sud sont à dominante rocheuse avec tout de même, au sud, d'épais remplissages entre les roches affleurantes.

Les volumes calculés à partir du logiciel *Surfer* montrent eux aussi une différence conséquente entre les deux sites. Le site de Guidel, d'une superficie de 16 km^2 totalise un volume de $77{,}5.10^6$ m^3, tandis que le site de Combrit - Île-Tudy, d'une superficie d'environ 9 km^2 ne compte qu'un stock sédimentaire de $17{,}5.10^6$ m^3 (soit, en moyenne $4{,}85.10^6$ m^3/km^2 à Guidel contre $1{,}94.10^6$ m^3/km^2 à Combrit-Île-Tudy). Bien que la superficie soit deux fois plus importante à Guidel, le volume de sédiment est quatre fois plus grand.

Les résultats des données de sismiques présentés ici seront discutés dans la partie Discussion, *Le rôle du substrat.*

3.3.4 Analyse des formes sédimentaires particulières

Les données d'imagerie associées aux prélèvements sédimentaires apportent des informations essentielles sur les caractéristiques du fond. Si l'on compare ces résultats aux différentes formes visibles sur la bathymétrie, il est alors possible d'affiner la compréhension des dynamiques. En effet, ces précisions apportent des indications précieuses sur le comportement de l'avant-plage et sur les évolutions morphologiques. Ce niveau de détail est possible grâce aux données de très haute précision acquises. La réalisation de ce type de levé n'est cependant pas envisageable partout et apparaît difficile à réitérer annuellement. Ce point sera notamment discuté à la fin de ce chapitre.

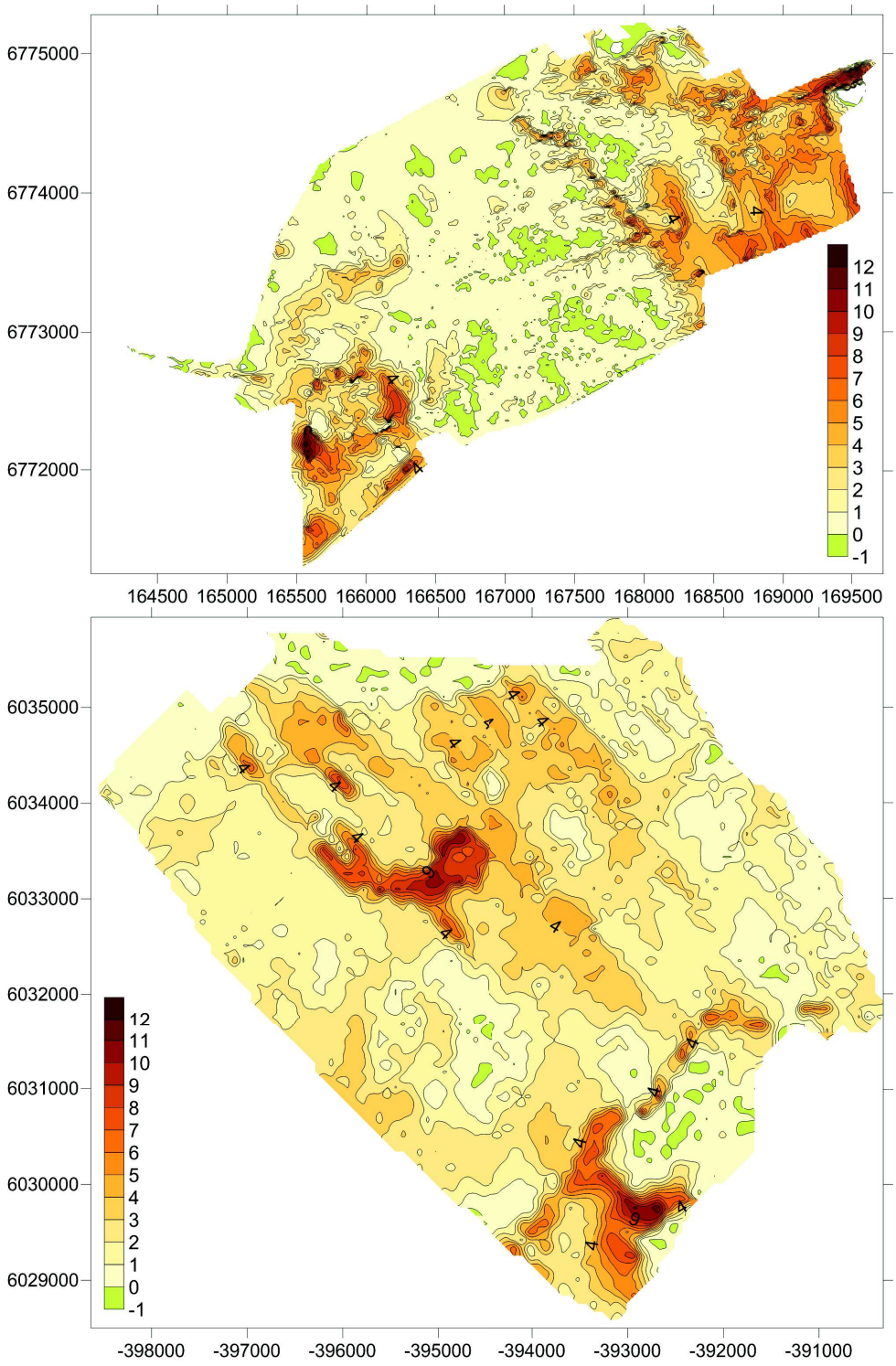


FIGURE 3.27 – Représentation des épaisseurs sédimentaires à Combrit-Île-Tudy (en haut) et Guidel (en bas) (valeurs en mètres).

3.3.4.1 Les différents faciès sédimentaires

Le site de Combrit - Île-Tudy présentent de très nombreux contrastes de gris, qui sont visibles sur l'imagerie (figure 3.30) et sur son analyse (figure 3.31). Pour rappel, le gris le plus foncé correspond au substrat le plus dur et inversement. L'imagerie révèle,

comme la bathymétrie, trois secteurs distincts décrits précédemment d'un point de vue morphologique. La partie est est composée d'une majorité de sables fins et sa surface est très homogène, mis à part le sable grossier et les roches que l'on retrouve à la sortie de l'Odet. La partie centrale se caractérise par des roches affleurantes et la présence de nombreux sillons perpendiculaires au littoral et se propageant de la côte vers le large. Enfin, la zone ouest présente quelques sillons épars et des sables fins répartis de manière homogène, à l'exception de sables grossiers à la sortie de la rivière de Pont-l'Abbé.

Le graphique 3.29 présente la répartition des surfaces de chaque type de substrat analysé suivant la classification présentée en méthodologie. Le sable fin est présent à 52 % en 2013 (56 en 2014), le sable moyen, principalement localisé dans les sillons, ne représente qu'une part minime (5 % en 2013 et 3 % en 2014), le sable grossier passe de 16 % en 2013 à 18 % en 2014 et la roche représente un total de 25 % en 2013 et diminue à 21 % en 2014 (Figures 3.28 et 3.29). À Guidel, c'est également le sable fin qui domine à 75 %, le sable moyen est présent à 10,5 %, le sable grossier ne représente que 2 % de la superficie totale et la roche 12,5 % (Figures 3.32 et 3.33).

À Guidel, les analyses sédimentologiques mettent en évidence un gradient net de la côte vers le large (Figures 3.32 et 3.34), la granulométrie s'affine en allant vers le large. Si le prélèvement le plus proche de la côte relève 12 % de sables moyens et grossiers et le reste de sables fins, celui le plus au large en contient moins de 5 %.

La répartition granulométrique des deux sites évoque deux modes de fonctionnement différents. Dans le premier, Combrit - Île-Tudy, on observe une zone d'accumulation à l'ouest, une zone de forte érosion au centre avec la mise à nu du socle rocheux et la présence de sillons, formes d'érosion du système, et une zone plus stables que les deux autres, à l'est, qui est homogène et lisse. À Guidel, l'analyse des faciès sédimentaires est plus simple puisqu'on retrouve une large rampe sédimentaire composée de sables fins (88 % à la côte et 95 % au large) entourée de roches affleurantes au nord et au sud (Figure 3.35).

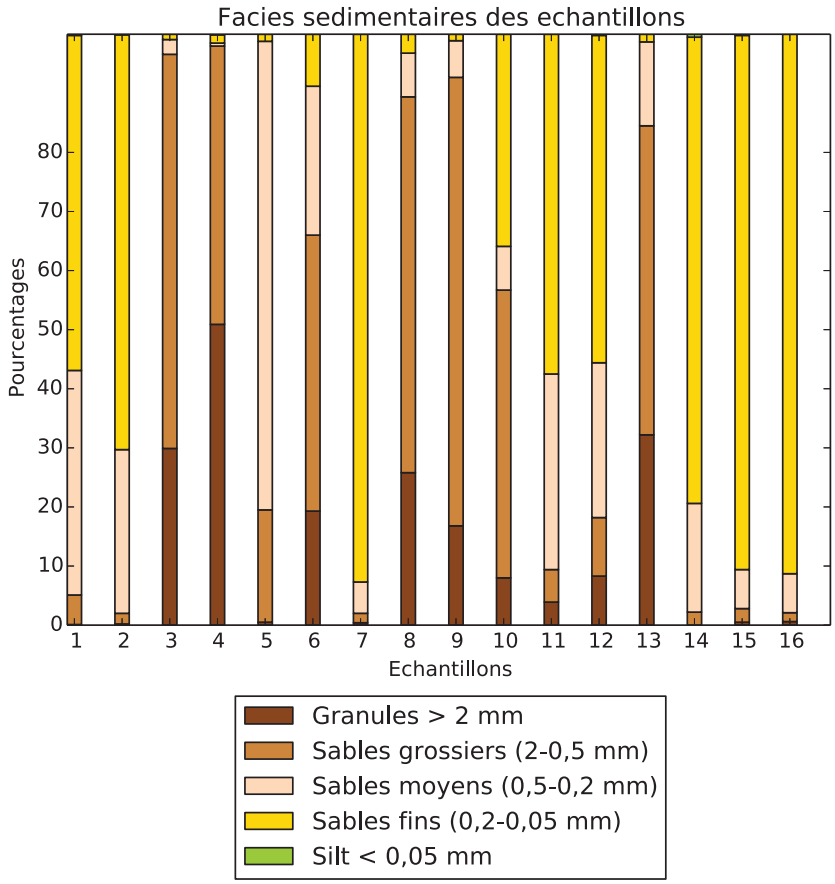


FIGURE 3.28 – Diagramme de la répartition de la granulométrie des échantillons analysés à Combrit - Île-Tudy (2015).

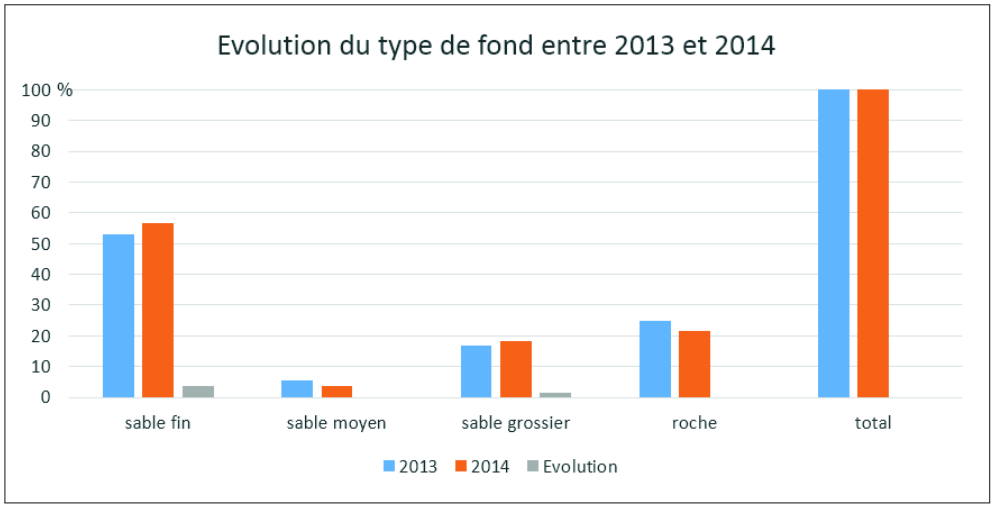


FIGURE 3.29 – Répartition des différents faciès sédimentaires sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy et comparaison entre 2013 et 2014.

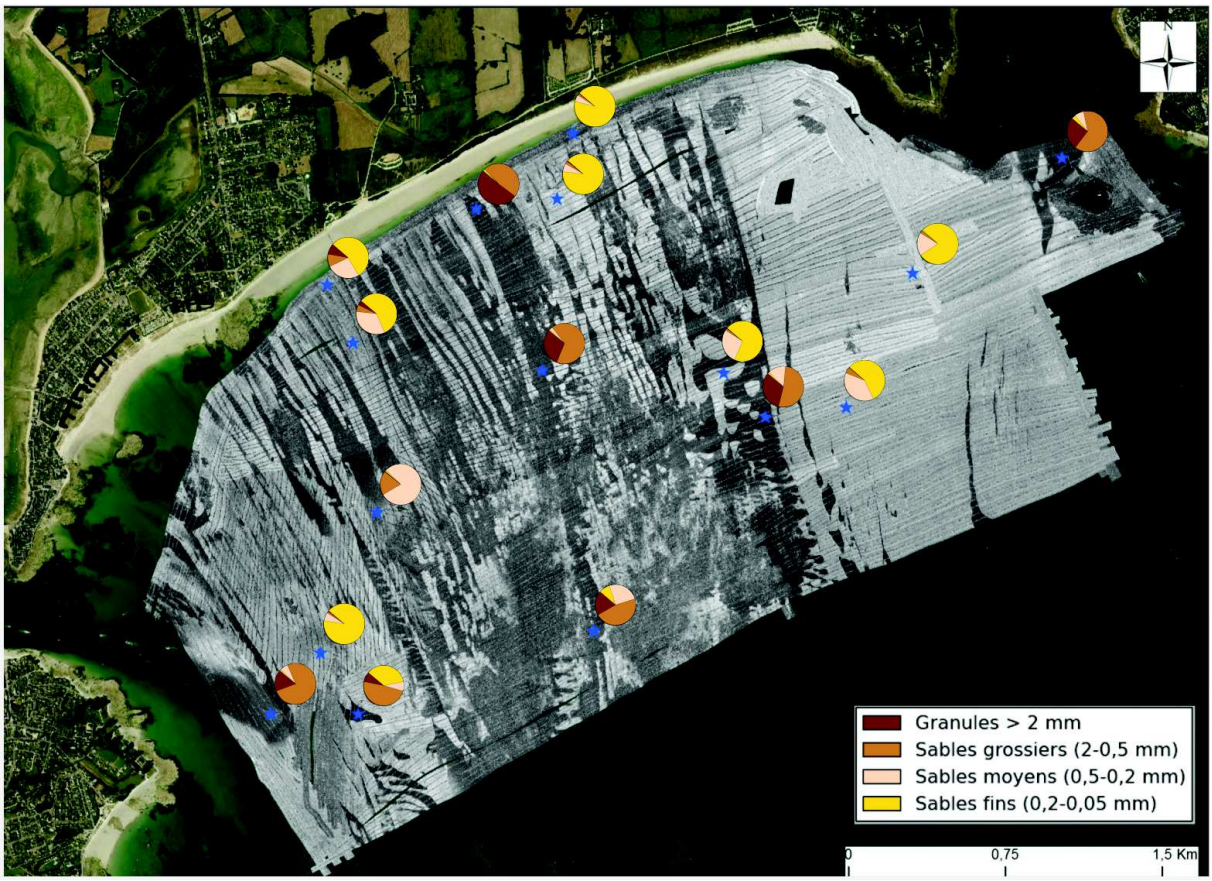


FIGURE 3.30 – Imagerie et résultats des analyse granulométriques à Combrit - Île-Tudy (2015).

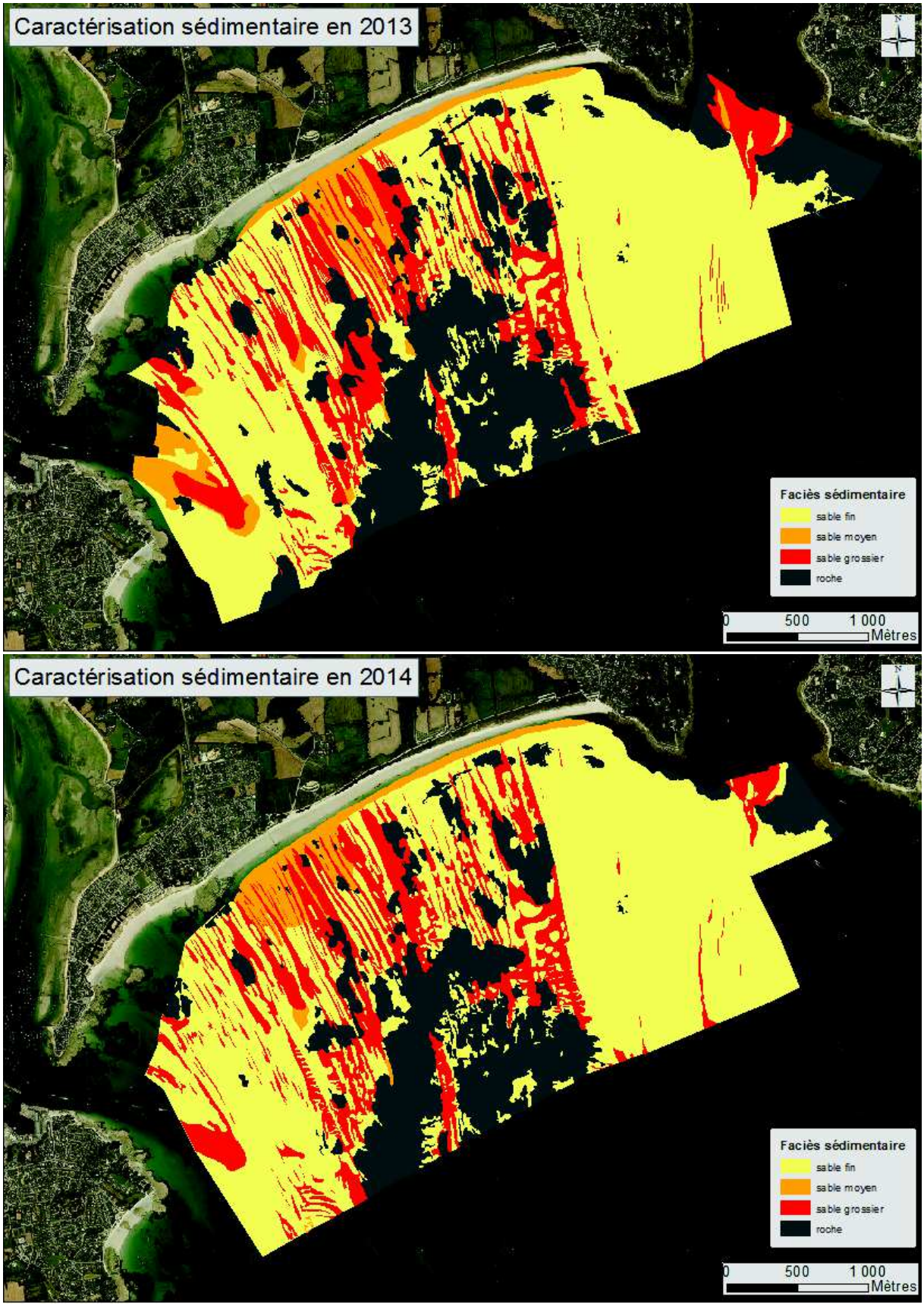


FIGURE 3.31 – Caractérisation sédimentaire réalisée à partir des données d'imagerie et des prélèvements sédimentaires sur le site de Combrit - Île-Tudy, à gauche en 2013 et à droite en 2014.

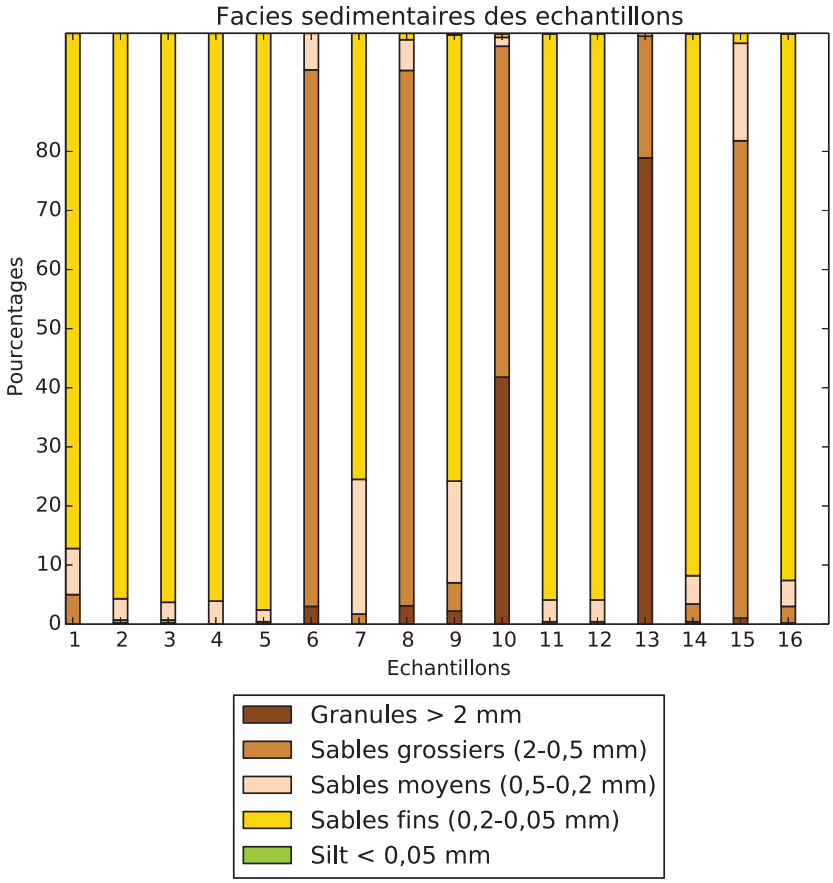


FIGURE 3.32 – Diagramme de la répartition de la granulométrie des échantillons analysés à Guidel (2015).

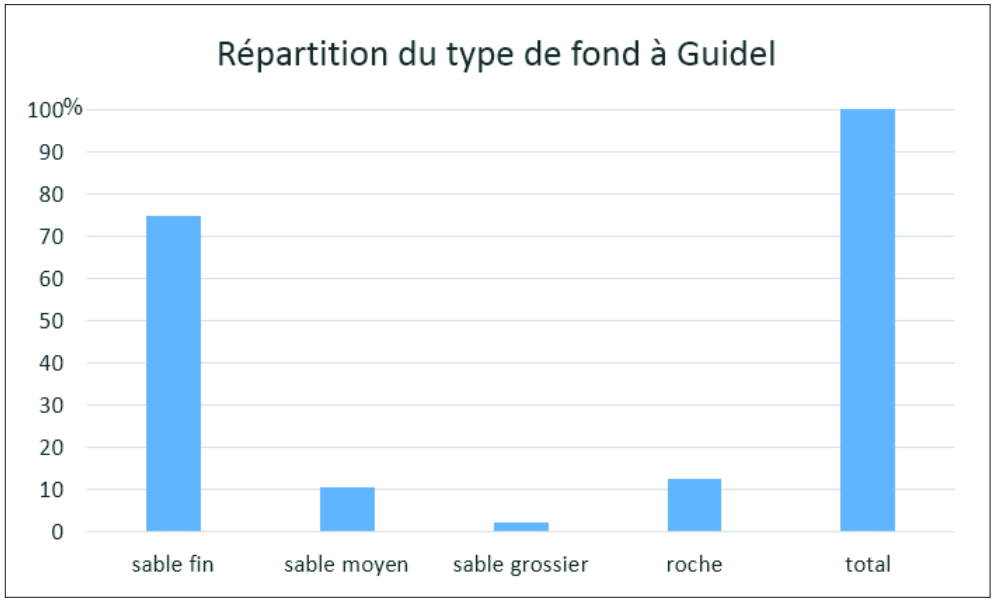


FIGURE 3.33 – Répartition des différents faciès sédimentaires sur l'avant-plage de Guidel en 2014.

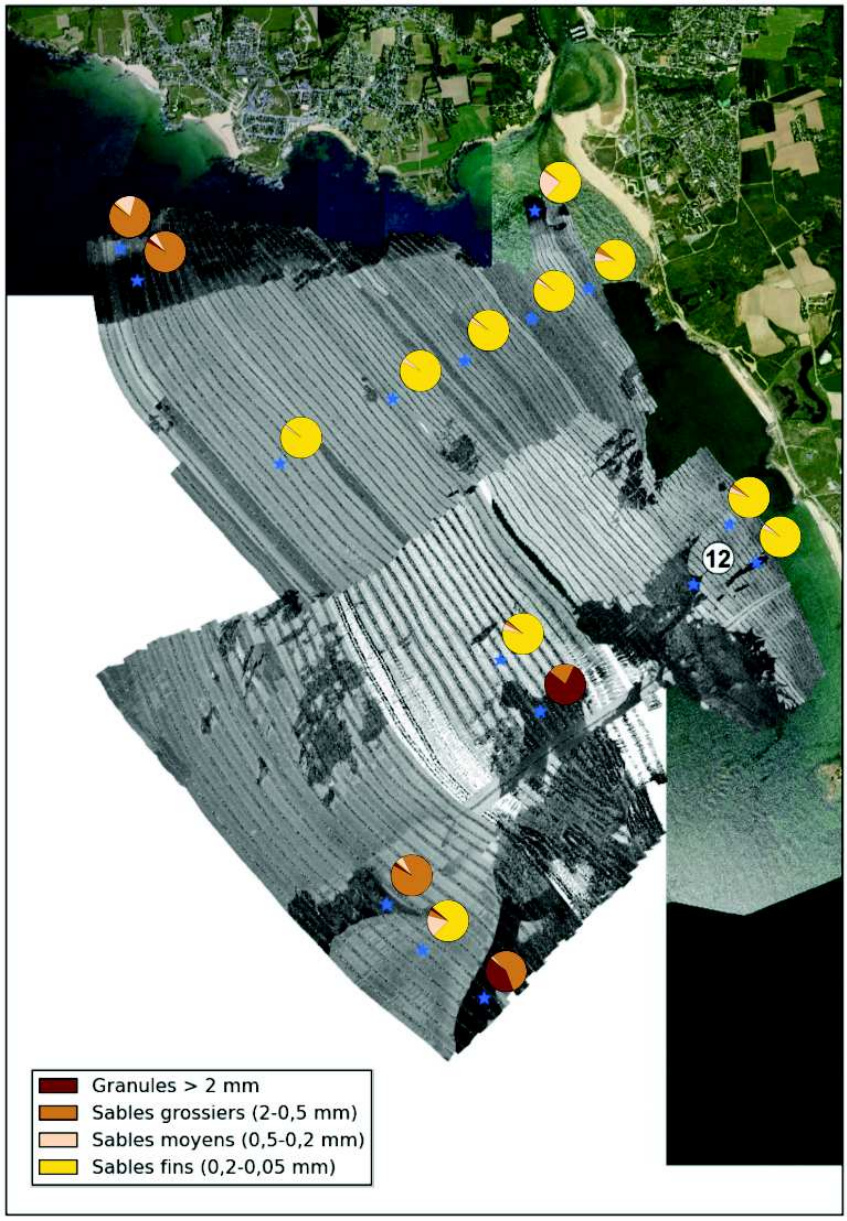


FIGURE 3.34 – Imagerie et résultats des analyse granulométriques à Guidel (2015).

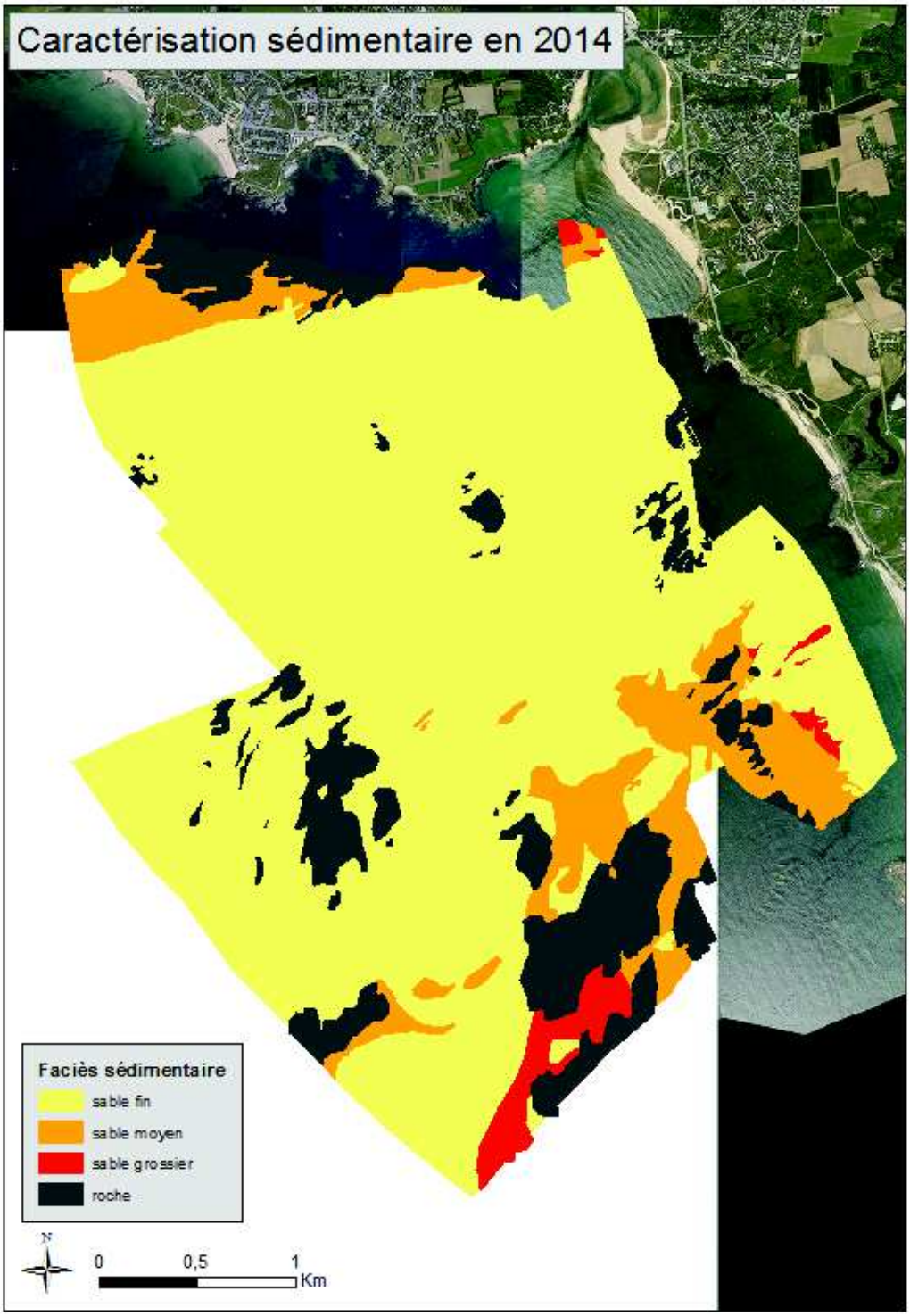


FIGURE 3.35 – Caractérisation sédimentaire réalisée à partir des données d'imagerie et des prélèvements sédimentaires en 2014 sur le site de Guidel.

3.3.4.2 Les sillons

Pour rappel des éléments évoqués dans le Chapitre 1 (section 1.3.1.3), les sillons sont largement décrits dans la littérature internationale sous les termes de Sorted Bedforms (SB) et de Rippled Scour Depressions (RSD).

La première étude sur les traces de courants d'arrachement sur le secteur de Combrit – Île-Tudy a été réalisée par Delanoë et Pinot (1974). La méthode est basée sur la comparaison de photographies aériennes de la zone entre 1945 et 1969. L'étude précise que sur les photographies analysées il est possible de visualiser des traînées grisâtres perpendiculaires à la côte jusqu'à environ 5 mètres sous les plus basses mers. Ces traînées sont larges de 20 à 100 m sur une longueur comprise entre 200 et 2000 m. L'intérêt de cette étude a été de montrer que la plupart de ces traînées étaient stables dans l'espace et dans le temps. Les auteurs expliquent ce phénomène de stabilité, qui est assez rarement rencontré dans les études portant sur ce type de forme, par la présence de nombreux écueils rocheux qui auraient tendance à guider la trajectoire des courants de retour et donc à maintenir des couloirs d'érosion. L'étude a pu être complétée par des prélèvements de sédiment qui apportent la preuve que les traces foncées apparaissant sur les photographies aériennes correspondent à du sable plus grossier. Les auteurs identifient alors ces traces comme étant la marque de courants d'arrachements.

Pour aller plus loin dans l'analyse et la compréhension de ces formes nous avons réalisé deux études. La première consiste à reprendre la méthode de Delanoë et Pinot (1974) en comparant des photographies aériennes. En repartant de la photographie aérienne verticale de 1961 de l'IGN, nous avons ajouté celles de 1997, 2001, 2005, 2009 et 2012.

Les photographies aériennes de 1961, 1997 et 2001 couvrant le secteur d'étude ont été géo-référencées à l'aide d'un SIG. L'ortho-photographie de 2009 a servi de base pour le géo-référencement de toutes les autres couvertures. Une trentaine de points, au minimum, sont utilisés pour chacune des photographies. Le calage des photographies aériennes a été vérifié avec le calcul de l'erreur quadratique moyenne (EQM). L'EQM correspond à la différence entre la position finale du point d'origine par rapport à l'emplacement réel spécifié (point de destination). L'erreur totale se calcule en prenant la somme des erreurs quadratiques moyennes de tous les résidus. Cette valeur décrit l'homogénéité de la transformation entre les différents points de contrôle.

Une fois le géo-référencement des photographies aériennes correctement réalisé, l'étape suivante est la photo-interprétation. Des traînées perpendiculaires au trait de côte sont observables sur toutes les images, même si la qualité des photographies est variable suivant

les années. En 1961, par exemple, on observe sur la photographie un fort reflet du soleil sur l'eau et donc une moins bonne transparence et une moins bonne visibilité des fonds. Pour chaque année étudiée, les contours des traces foncées visibles sont tracés à la main. Les écueils rocheux ont également été dessinés.

TABLE 3.35 – Évolution du nombre de sillons cartographiés sur les photographies aériennes.

Année	Nombre de sillons recensés
1961	14
1997	31
2001	33
2005	30
2009	28
2012	35

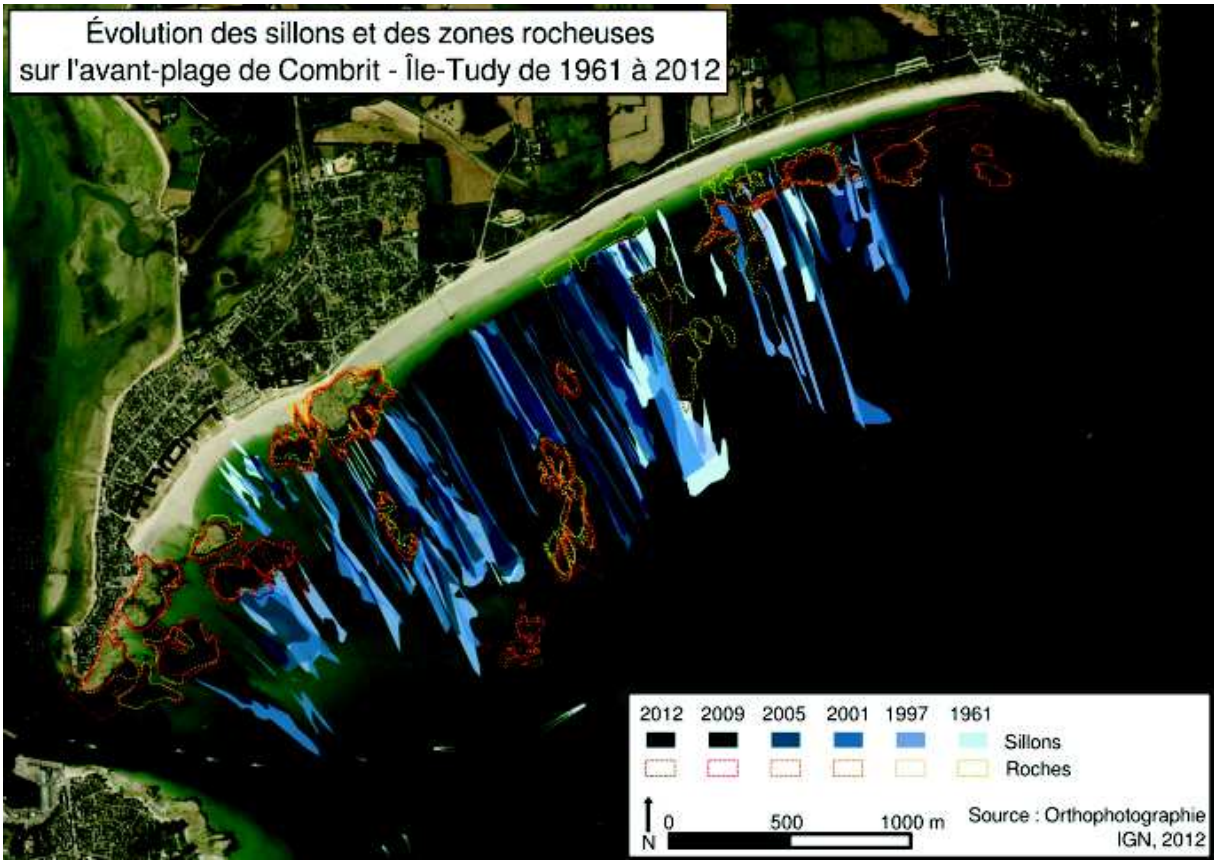


FIGURE 3.36 – Évolution des sillons et des zones rocheuses sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy de 1961 à 2012.

L'analyse descriptive par photographies aériennes nous indique que les sillons sont visibles jusqu'à environ un mille de la côte et que leur nombre est stable dans le temps. En effet, une trentaine sont dénombrés sur chaque photographie étudiée, à l'exception de celle de 1961, résultat qui peut s'expliquer par la faible transparence de l'eau sur ce

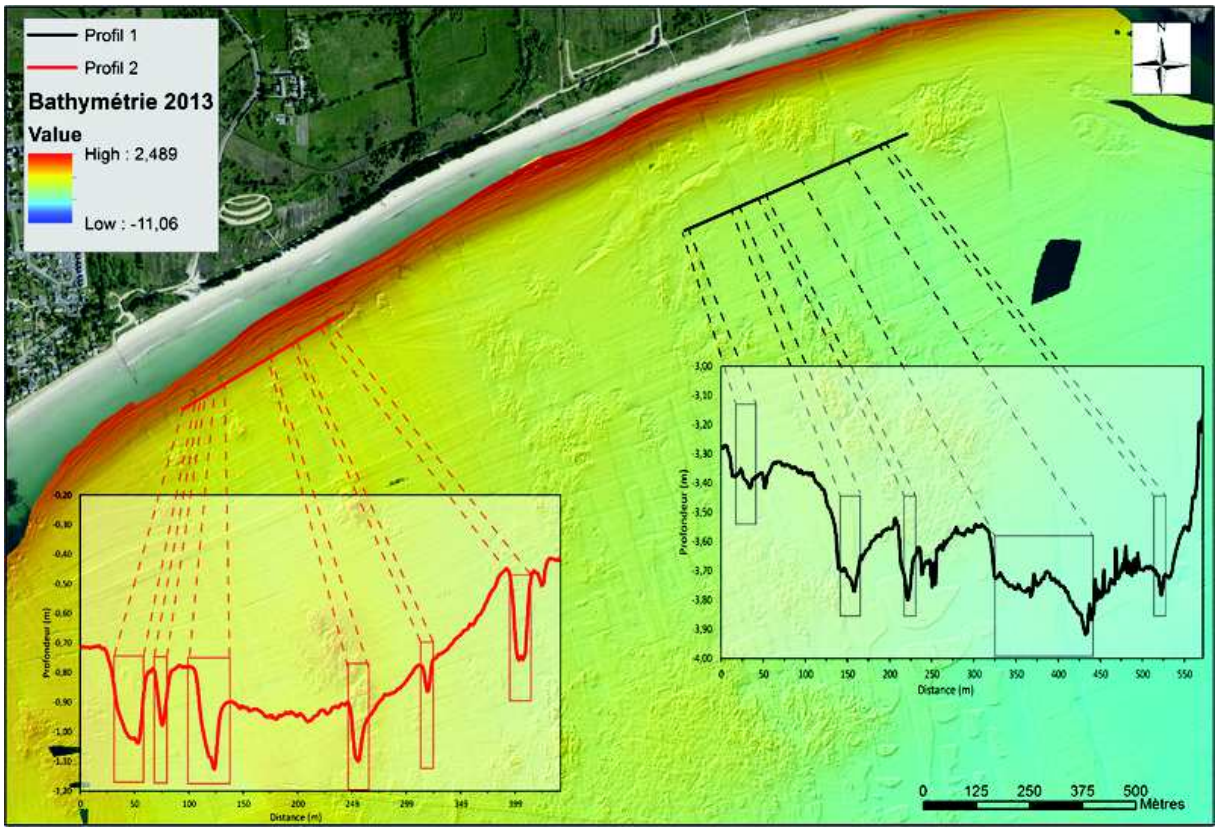


FIGURE 3.37 – Profils transverses à la côte d'un groupe de sillons

cliché (Annexe .5, figure .19). Cette stabilité temporelle s'associe à une certaine stabilité spatiale. Les sillons évoluent quelque peu dans leurs formes, mais ne se déplacent pas le long de la côte.

Ils sont visibles autant sur la bathymétrie que sur l'imagerie ce qui indique leur relief et leur composition sédimentaire particulière. La profondeur moyenne des sillons varie de la côte vers le large. À la côte ils sont creusés sur 20 à 30 cm pour les plus importants (Figure 3.37), par contre en allant vers le large ils sont de moins en moins marqués (quelques centimètres à une dizaine pour les plus importants) (Figure 3.38) et seule leur granulométrie les distingue du reste de l'avant-plage. L'imagerie révèle un sédiment grossier et compact, par contre des rides à l'intérieur des sillons, couramment décrites dans la littérature, ne sont pas visibles, même sur des extraits à très haute résolution (0,2 m). Les prélèvements sédimentaires ont permis de réaliser trois prélèvements à l'intérieur d'un même sillon de la côte vers le large. Les trois échantillons sont répartis comme suit :

— à la côte : 50 % granules et 50 % sables grossiers,
— à mi-distance : 30 % granules et 70 % sables grossiers,
— au large : 25 % granules, 50 % sables grossiers et 25 % sables moyens.

L'analyse granulométrique montre donc un gradient côte/large avec les sédiments les plus grossiers rencontrés à la côte et les plus fins vers le large.

Les roches ont également été numérisées car elles semblent jouer un rôle important

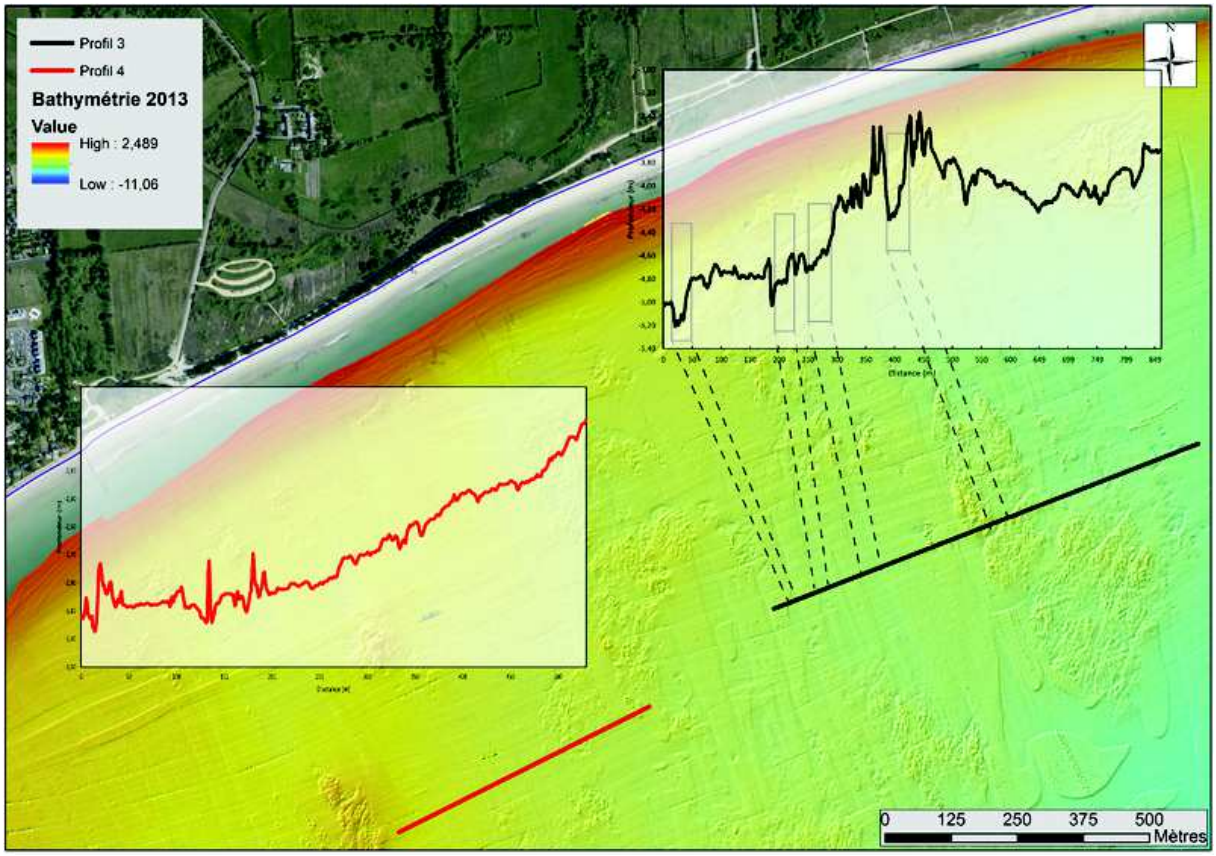


FIGURE 3.38 – Profils transverses au large d'un groupe de sillons

dans la stabilité des sillons en les canalisant (Delanoë et Pinot, 1974; Cacchione et al., 1984). En effet, si les sillons ne se déplacent pas dans l'espace c'est qu'ils sont établis entre les roches affleurantes.

Nous pouvons également remarquer que les pentes des bords des sillons sont symétriques l'une par rapport à l'autre (figures 3.37 et 3.38). Cette caractéristique apporte une indication sur les processus les ayant engendrés et les maintenant en place. En effet, dans le chapitre 1, section 1.3.1.3 nous présentons une synthèse bibliographique sur ces formes particulières qui peuvent être engendrées par des courants longshore et sont appelés Sorted Bedforms (Murray et Thieler, 2004; Goff et al., 2005; Diesing et al., 2006; Goldstein et al., 2011) ou bien cross-shore et sont alors nommés Rippled Scour Depression (Cacchione et al., 1984; Ferrini et Flood, 2005; Phillips et al., 2007). Des courants parallèles à la côte seraient responsables des premiers et d'autres, perpendiculaires à la côte, des seconds. Ainsi, nous pouvons donc en déduire que des courants orientés perpendiculairement au trait de côte et dirigés vers le large sont à l'origine de ces formations relevant ainsi le caractère déficitaire du système. Des mesures de courants au sein de sillons seraient un plus pour pouvoir valider ce résultat.

De plus, les sillons sont répartis dans trois grandes zones le long de la côte (Figure 3.36). Cette disposition pourrait s'expliquer à l'aide du profil bathymétrique transverse

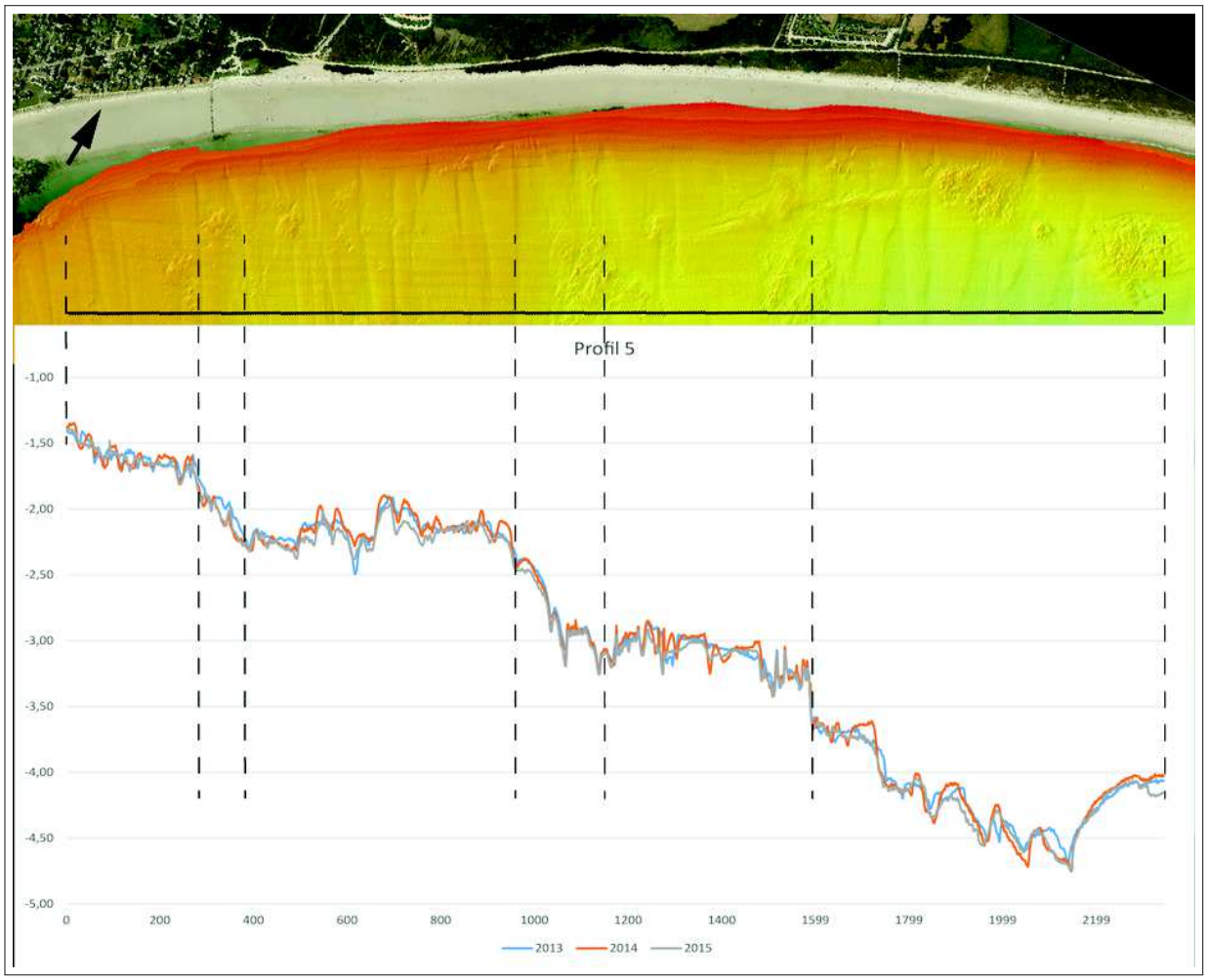


FIGURE 3.39 – Profil transversal à la côte

présenté en Figure 3.39. En effet, nous pouvons y voir un dénivelé de 3 m sur l'avant-plage entre l'est et l'ouest de la zone. Ce dénivelé ne se fait pas en pente douce mais par des marches successives (identifiées avec les traits en pointillés sur la figure 3.39. Leur position dans l'espace semble donc être également contrainte par ces marches.

Cette particularité du site d'étude permet d'améliorer la compréhension de son fonctionnement morpho-dynamique. Les sillons sont un système d'évacuation des sédiments vers le large. La présence de ces sillons est donc révélatrice d'une situation de déséquilibre du système, comme en témoigne la tendance érosive de ce secteur. Il serait intéressant de compléter cette analyse avec des mesures de courants sur le fond, dans les sillons et autour afin de voir si les courants sont accélérés à l'intérieur des sillons.

3.3.4.3 Les dunes

Nous supposons ici la présence de dunes de type « barkhane » vu leur forme (figure 3.40). Une dune barkhane se définit comme épousant la forme d'un croissant allongé dans le sens du courant. Ces dunes sont caractéristiques d'environnement à faibles apports sableux. Néanmoins, ici, les pentes des dunes sont inversées à leur sens de déplacement (figure 3.42). Il est possible que l'inversion de la pente soit rapide comme cela est constaté en laboratoire et sur certains sites ou la polarité des crêtes des dunes est contrôlée par des courants de marées et montre une alternance à l'échelle de la marée (Ernstsen et al., 2005, 2006b). De plus, elles sont de très faibles hauteurs par rapport à leur longueur (en moyenne hauteur : 0,5 m et longueur : 50 m), le volume de sédiment est donc faible. Ce faible volume est plus facile à mobiliser sur un temps court (à l'échelle d'une marée par exemple si l'on considère que ces dunes sont soumises à l'influence des marées) ce qui pourrait expliquer cette inversion de la polarité constaté ici.

Ces dunes sont très sensibles aux conditions hydrodynamiques, et notamment aux houles. En effet, la vitesse de déplacement de la plus grande dune est de l'ordre de 50 m/an entre 2013 et 2014 (hiver tempétueux) et de 5 à 10 m/an sur les autres périodes.

La granulométrie fait état de 3/4 sables fins et de 1/4 sables moyens, on retrouve le même type de sable que dans le secteur est, à la sortie de l'Odet.

Ces dunes barkhanes ont un apport dans la connaissance du fonctionnement morpho-dynamique du site car elles sont un indicateur de système en déficit sédimentaire. Des mesures de courant dans la zone seraient un plus pour avoir une indication sur le flot et le jusant (un plus fort que l'autre pourrait expliquer cette polarité).

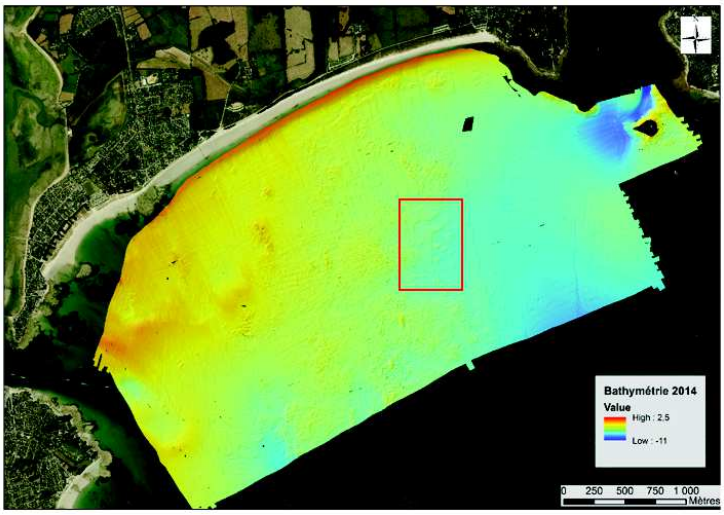


FIGURE 3.40 – Localisation du champ de dunes.

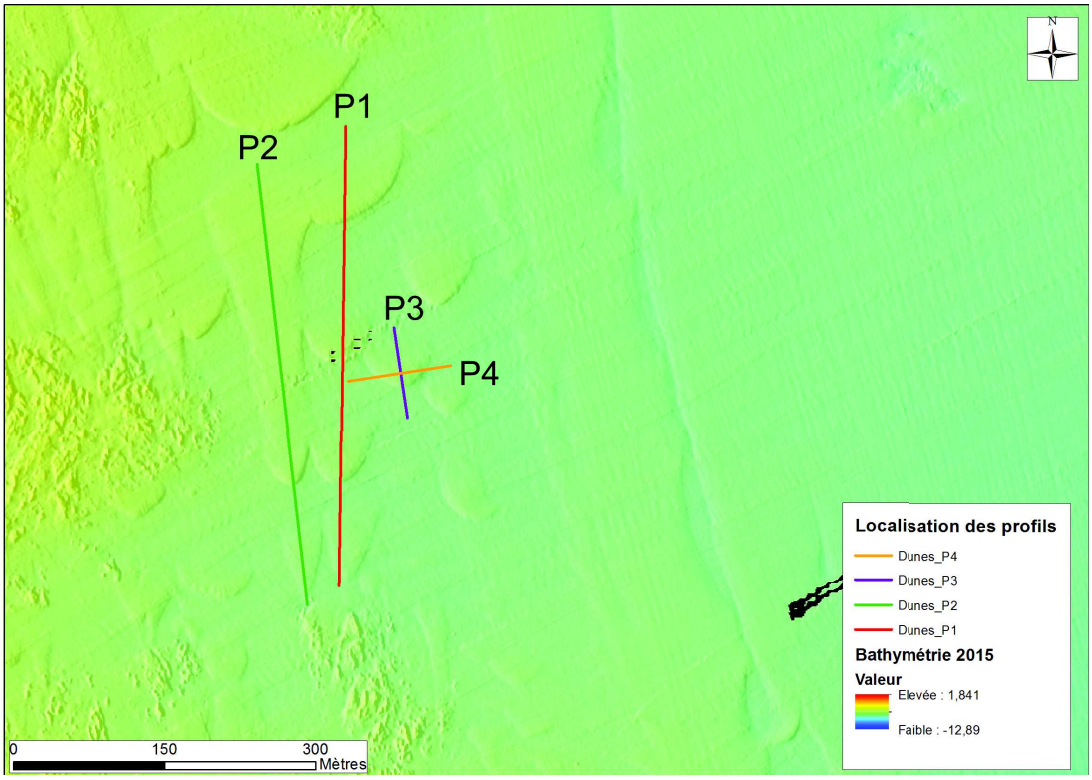


FIGURE 3.41 – Localisation des profils.

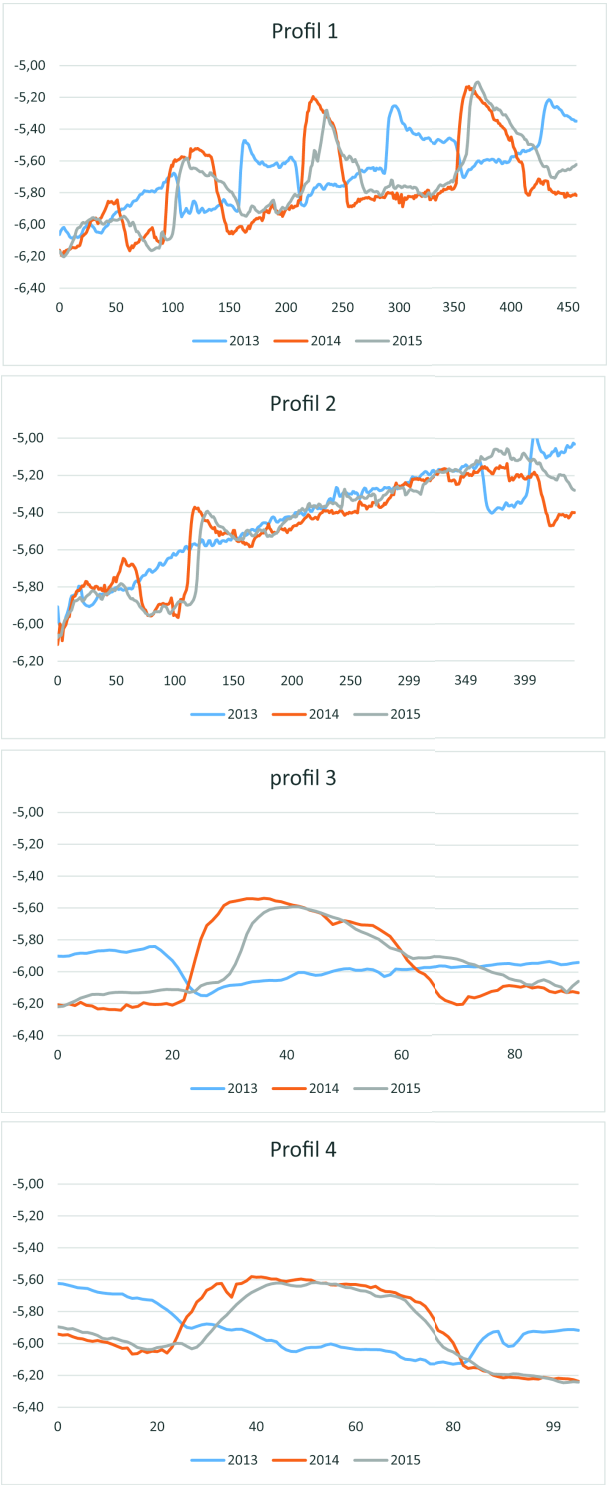


FIGURE 3.42 – Coupes transversales et longitudinales des dunes.

Conclusion de la section 3.3

Combrit – Île-Tudy : Bilan

- Les changements morphologiques dans les petits fonds se distinguent principalement après l'hiver tempétueux de 2013-2014.
- Les évolutions sur la plage s'accordent avec les évolutions sous-marines

  Zone de l'Île-Tudy : un démaigrissement qui s'explique par les prélèvements actuels réalisés pour l'entretien annuel du cordon au Treustel, tandis que les petits fonds continuent à s'élever -> La tendance à l'accrétion est toujours d'actualité dans ce secteur, seulement les volumes extraits sont supérieurs aux volumes apportés.

  Zone de Kermor : la plage est en démaigrissement et le cordon recule, malgré les apports sableux artificiels. On retrouve les sédiments ajoutés en haut de plage sur la bathymétrie de 2014. Les petits fonds dans cette zone sont plutôt stables, mais l'épaisseur sédimentaire est quasiment nulle.

  Zone de Penmorvan : tendance à l'accrétion sur la plage. Les évolutions bathymétriques entre 2013 et 2014 laissent percevoir une accumulation des sédiments dans ce secteur.
- Les caractéristiques sédimentologiques montrent une grande diversité des sédiments présents

Guidel : Bilan

- La comparaison des deux levés bathymétriques ne révèle que très peu d'évolutions.
- Le secteur le plus mobile est la sortie de la Laïta. Cette mobilité est dépendante de la variabilité des débits du fleuve associées aux conditions d'agitation marine.
- Les caractéristiques sédimentologiques :

  Gradient côte/large avec des sédiments de plus en plus fins

  Une fraction grossière dans les sédiments à la côte : un apport des falaises ?

  Deux zones de sables grossiers et de graviers limitent une rampe sédimentaire

3.4 Discussion

3.4.1 Mise en relation des évolutions avec les forçages

Nous présentons ici trois facteurs dont nous supposons qu'ils ont des effets sur l'évolution des deux secteurs d'étude. Dans un premier temps, le contexte structural est considéré comme ayant un rôle prédominant. Ensuite, c'est l'influence anthropique qui est analysée au travers des modes de gestion de l'érosion côtière mis en place avant et/ou pendant nos levés. Enfin, le forçage météo-océanique est bien évidemment la contrainte majeure des évolutions relevées.

3.4.1.1 Le rôle du substrat

Comme vu dans le chapitre précédent et rappelé dans la section 3.3.3, le contexte structural est un facteur influençant les dynamiques sédimentaires littorales. L'analyse du socle rocheux et des épaisseurs sédimentaires sur les deux sites d'étude a révélé des résultats intéressants. En effet, le site de Guidel, bien que plus exposé, a une tendance à la stabilité, le système semble être en équilibre et pouvoir subir l'action des vagues sans que les sédiments soient complètement remaniés. Le littoral de Combrit - Île-Tudy est, quant à lui, moins exposé mais il est pourtant soumis à des processus érosifs importants. Le facteur d'exposition de la côte aux houles dominantes ne semble pas, dans ce cas, être influent. Par contre, c'est l'état du système en lui-même qui apparaît être la raison principale des évolutions causées par des agents externes (houles).

L'hypothèse est donc qu'une épaisseur sédimentaire suffisante tend à stabiliser le fond et à limiter l'érosion. À l'inverse, une trop faible épaisseur rend l'accumulation sableuse plus sensible aux courants engendrés par les vagues. Conjointement, la présence de roches peut engendrer une modification locale des courants et potentiellement leur accélération et donc une augmentation du phénomène d'érosion. Les épaisseurs sédimentaires peuvent également modifier la résilience du système, avec un % de sédiments mobiles variables en fonction du stocl global. Nous supposons ici que si l'épaisseur est trop faible ce sont l'ensemble des sédiments qui sont mobilisés par les courants.

Cette interprétation conduit donc à s'interroger sur l'existence éventuelle d'un « seuil d'épaisseur de sédiments », propre à chaque accumulation, qui, s'il est dépassé, détermine une situation plutôt favorable à une certaine stabilité dynamique de l'accumulation littorale tandis qu'en dessous de cette valeur-seuil, l'accumulation se trouve plutôt dans une situation favorable à son érosion.

3.4.1.2 L'influence anthropique

Il s'agit de présenter les modes de gestion mis en place sur les deux sites d'étude pour lutter contre l'érosion côtière et pour anticiper la survenue d'événements extrêmes. À l'heure actuelle, les opérations de gestion sur le site de Combrit - Île-Tudy concernent spécifiquement la partie centrale du cordon dunaire la plus vulnérable aux assauts des tempêtes. Cette partie du cordon est rechargée tous les ans, et lors des tempêtes de l'hiver 2013-2014 elle avait fait l'objet de deux rechargements ; un premier de 3500 m^3 et un second de 4000 m^3 réalisé en urgence. Le sable utilisé provient de la Grand-Plage de l'Île-Tudy, et comme le montre les levés topographiques d'Egis Eau, ce secteur qui s'engraisse naturellement n'arrive plus à compenser les extractions réalisées annuellement. Ce sont donc des petits volumes de sable qui sont rechargés annuellement sur le cordon et qui repartent à la mer pendant les tempêtes hivernales, comme le montre la comparaison des levés bathymétriques réalisés entre 2013 et 2014.

Le site de Guidel ne fait pas l'objet de travaux annuels pour protéger le littoral des attaques de la mer. Par ailleurs, des aménagements ont été réalisés par la communauté d'agglomération de Lorient (Cap L'orient) sur les différents types de côtes (plages et falaises) entre 2000 et 2010 :

— mise en place de trois systèmes Stabiplage,
— organisation des chemins d'accès aux plages,
— suppression des aires de stationnement côté mer et déplacement de celles-ci de l'autre côté de la route littorale,
— entretien régulier de ces aménagements.

Bien que la simple évocation des modes de gestion ne permet pas de conclure sur leur influence respective sur l'érosion des sites, il est probable qu'il soit plus facile de gérer l'érosion lorsque celle-ci ne se produit qu'à la côte et que le stock sédimentaire sous-marin est important et stable. Par contre, la gestion pratiquée à Combrit - Île-Tudy de rechargement sédimentaire n'apparaît pas efficace sur le long terme au vu du déséquilibre de l'ensemble du système. La résilience du système est mise à mal dès lors que les réserves sédimentaires ne sont plus suffisantes, notamment dans les petits-fonds.

3.4.1.3 Forçages météo-marins

Nous savons aujourd'hui que les houles et plus particulièrement les houles associées aux tempêtes sont les facteurs les plus morphogènes dans les évolutions côtières (Birkemeier et Asce, 1985; Sallenger et Holman, 1985). C'est également ce que confirme les résultats obtenus par les comparaisons de levés bathymétriques à Combrit - Île-Tudy. En effet, c'est entre 2013 et 2014 que les évolutions sont les plus remarquables, et l'hiver 2013-2014 a été

marqué par une douzaine de coups de vent et de tempêtes s'enchaînant à une fréquence exceptionnelle (Daubord, 2014; Blaise et al., 2015), tandis que les hivers précédent et suivant ont été plus calmes.

Après l'hiver 2013-2014, le SHOM a publié un rapport présentant les 7 événements majeurs survenus cet hiver là et qu'il qualifie d'assez remarquables (Daubord, 2014). L'analyse des niveaux marins observés ainsi que le calcul statistique des niveaux extrêmes ont permis de caractériser les tempêtes et d'estimer les périodes de retour des niveaux marins atteints sur l'ensemble de la côte atlantique française. La première tempête est survenue en octobre 2013 et la dernière en février 2014. Trois d'entre elles se sont déroulées en marées de morte eau (coefficient de marée compris entre 31 et 63) et quatre en situation de vive eau (coefficient entre 93 et 114). Seulement trois événements sont remarquables en terme de hauteurs enregistrées, c'est-à-dire des hauteurs supérieures aux niveaux des plus hautes mers astronomiques (PHMA). Si l'on prend en compte les surcotes instantanées enregistrées, quatre événements sont significativement marquants, avec des hauteurs supérieures à 1 mètre et jusque plus de 2 mètres. Les hauteurs maximales sont rencontrées en Manche. Cependant, cette étude ne prend pas en compte la surcote liée aux vagues car les observatoires se situent dans les ports, dans des emplacements abrités.

Masselink et al. (2016) proposent une analyse des houles durant cet hiver 2013-2014 ainsi que leurs conséquences en terme de morphologie côtière sur la côte atlantique européenne. Ils démontrent ainsi que cet hiver fut le plus énergétique depuis 1948, et que les conséquences des tempêtes ont eu des impacts considérables pour les plages de la côte atlantique européenne. Ainsi, des données sur la morphologie de plage de six sites d'étude (trois en France et trois au Royaume-Uni) et sur une période de cinq ans sont analysées. Leurs résultats montrent que les conditions de houles ont été en moyenne 40 % supérieures à la moyenne des houles hivernales entre 1948 et 2015. Les auteurs concluent que si les conditions de l'hiver 2013-2014 se reproduisent plus régulièrement, au vu des conséquences du changement climatique, le changement d'état d'équilibre des plages se verra modifié avec des processus de transferts des sédiments depuis la dune et la plage vers la zone subtidale. C'est donc également bien dans cet objectif que nous nous plaçons pour le suivi des avant-plages. Nos résultats vont dans le sens de cette conclusion, puisque dans un premier temps le sable du cordon dunaire de Combrit - Île-Tudy est descendu sous le niveau des plus basses mers, et il a été complètement remanié l'année suivante dans la zone subtidale mais il n'est pas remonté sur la plage.

Ensuite, l'article de Blaise et al. (2015) présente l'impact de cette succession de tempêtes en terme de recul du trait de côte. Les auteurs distinguent trois périodes morphogènes (janvier, février et mars) avec des réponses du trait de côte bien différentes. Le mois de janvier a provoqué une érosion limitée, suivi par le mois de février durant lequel les

sites étudiés ont subi le plus fort recul du trait de côte, et enfin le mois de mars qui a été le moins impactant. En terme quantitatif, le recul du trait de côte a dépassé 10 m sur la moitié des sites (14 sites ont été analysés) ; il est au minimum de 5 m et au maximum de 30 m (sillon de Talbert). Les auteurs concluent en affirmant que : « De toute évidence, l'hiver 2013-2014 constitue une rupture majeure dans la dynamique morphosédimentaire à long terme des cordons littoraux bretons ». Cette étude montre également que : « la réponse morphosédimentaire des plages à une série d'événements extrêmes est bien plus dépendante de la morphologie pré-tempête du système littoral que de l'effet cumulé de ces derniers. ».

Enfin, Castelle et al. (2015) ont étudié les impacts des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la côte de la Gironde, côte sableuse de 110 km de long. Au cours de cet hiver, les hauteurs de houle enregistrées ont été les plus fortes depuis 18 ans, et la tempête est décennale. On constate sur la côte une érosion de la plage et de la dune sans précédent, ainsi que des dommages survenus sur des structures de défense contre la mer. Les observations ainsi réalisées amènent à dire que c'est la combinaison de deux facteurs qui a engendré cette érosion spectaculaire : la morphologie anté-tempête de la plage et du système de barres, et les caractéristiques des vagues (période et angle d'incidence notamment).

Les différentes études citées ici nous permettent d'affirmer que durant les tempêtes de l'hiver 2013-2014, bien que les niveaux marégraphiques enregistrés n'ont pas été exceptionnels (Daubord, 2014), les hauteurs de houle et les surcotes ont engendrés sur tout le littoral atlantique européen une forte érosion ainsi que de lourds dommages aux infrastructures de défense contre la mer. Nos résultats permettent d'aller plus loin en présentant la réponse morphologique d'une avant-plage à cette érosion massive, ainsi que l'évolution qu'elle a connue l'année suivante. Cependant, comme Brunel (2012) le rappelle, il reste très difficile de corréler les forçages météorologiques et les évolutions morphologiques avec précision. En effet, l'auteur fait le lien entre une instrumentation fine qui ne peut être réalisée qu'à une échelle très locale et des études régionales pour lesquelles les données sont moins denses et les séries chronologiques à plus basse fréquence temporelle et parfois incomplètes.

Un des principaux résultats de notre étude est la formation d'une barre d'avant-plage parallèle au trait de côte qui s'est formée après l'hiver 2013-2014 en réponse à la forte érosion du cordon dunaire de Combrit - Île-Tudy. Nous pouvons ici résumer l'impact des tempêtes sur le cordon cet hiver là (P. Rolland, comm. pers.). Dans un premier temps, la tempête Dirk de fin décembre n'a pas endommagé la dune. Le vent a soufflé au plus fort à marée basse. La mer n'a donc pas pu attaquer le cordon. La conséquence a même été plutôt positive, puisque la déflation éolienne a déposé une couche de quelques centimètres de sable sur la dune et sur le revers du cordon. Ensuite, avec les gros coefficients de marée

du début d'année 2014, le cordon dunaire a reculé de 2 à 4 m dans les sections qui avaient fait l'objet d'un rechargement en 2011, et dans la partie centrale de petites surverses ont eu lieu et la mer a commencé à creuser des ravines des deux côtés du cordon. A la suite de ces dommages, des travaux d'urgence ont été réalisés pour se prémunir des gros coefficients de la fin du mois de janvier 2014. Les 3 et 4 janvier ont eu lieu le rechargement des sections 2 et 3a en pied de dune, et pour la première fois à l'arrière du cordon (Figure 3.43). Sur la section 3b les arbres (cyprès et quelques pins maritimes) couvrant le cordon ont été abattus. Ces arbres ont été plantés antérieurement sur le revers de la dune et se retrouvaient en position avancée du fait du recul du trait de côté, prêts à tomber, menaçant ainsi d'emporter une partie de la dune avec leur système racinaire. Suite à ces gros travaux de déboisement, le chemin en arrière du cordon est rapidement devenu impraticable et donc sur les 3500 m^3 prévus seuls 1000 m^3 environ ont pu être déposés en arrière. Les 2500 m^3 restant ont alors servi à conforter le pied de dune côté mer. Ce rechargement a suffi au cordon pour résister aux assauts de la mer suite aux gros coefficients de la fin du mois de janvier. Quelques surverses ont tout de même été constatées avec l'apparition de nouvelles ravines. La section du cordon confortée a, quant à elle, été érodée mais la forme générale du cordon est conservée. Une partie du sable est allée se déposer en arrière du cordon, entraîné par les surverses. Un deuxième rechargement de 4000 m^3 a eu lieu en urgence fin février 2014.

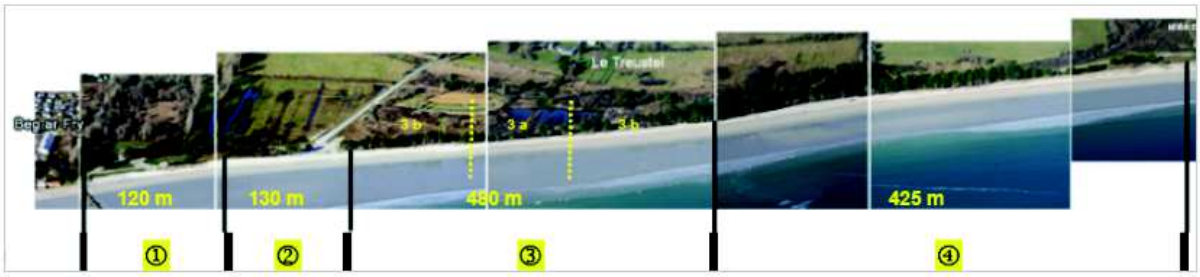


FIGURE 3.43 – Découpage en sections du cordon dunaire de Combrit - Île-Tudy, selon le schéma de confortement dunaire (Bouffort et al. (2011)).

Nous avons estimé plus haut que l'accumulation située en avant de la plage qui s'est formée entre le levé de 2013 et celui de 2014 est de l'ordre de 20 000 m^3. Or, le volume de sable rechargé cet hiver là est seulement de 6500 m^3. Ce volume correspond à l'érosion du cordon dunaire de 2 à 4 m constatée en début d'année 2014 (estimation entre 7800 et 15600 m^3), aux 4500 m^3 rechargés en pied de dune ainsi qu'à l'abaissement de la plage, pour lequel nous ne disposons pas d'estimation de volume.

3.4.2 Bilan de fonctionnement global des sites aux différentes échelles de temps

L'avant-plage de Combrit - Île-Tudy est, comme pour la majorité des avant-plages étudiées, en déséquilibre et présente une tendance à l'érosion depuis le début des années 1970. Cela se traduit par une érosion considérable des petits fonds entre 1970 et 2012, puis par des épisodes érosifs forts en fonction des conditions météo-marines. Les sillons et les dunes barkhanes repérés sur les levés bathymétriques successifs et leurs évolutions sont des indicateurs d'instabilité et de déficit sédimentaire. De plus, le sable rechargé sur le cordon repart systématiquement à la mer après les tempêtes. Il s'accumule dans les premiers mètres de profondeur, mais ne remonte pas les années suivantes sur la plage. Cette situation oblige à pratiquer de nouveaux rechargements. Elle indique, quoi qu'il en soit, le déséquilibre du système.

À l'inverse, l'avant-plage de Guidel ne présente que peu d'évolutions sur la période 1970-2012. Le secteur apparaît comme relativement stable à l'exception de la sortie de l'estuaire de la Laïta avec la flèche sableuse. Cependant ces évolutions locales sont directement reliées aux processus estuariens que nous n'étudions pas ici. Ce site se caractérise par sa rampe sédimentaire large et relativement pentue (0,8 % en moyenne) qui ne montre quasiment pas d'évolution sur la période récente.

Une dernière question, rarement envisagée, reste néanmoins posée qui constitue un prolongement du travail et des résultats obtenus dans cette étude. Elle concerne les conséquences sur les petits-fonds des tempêtes survenant à basse mer. Ces événements extrêmes ne sont pas pris en compte, ou bien simplement répertoriés comme n'ayant eu aucune conséquence sur le littoral, en particulier le trait de côte. Pour autant l'impact d'une tempête à marée basse est susceptible d'être plus fort pour les avant-plages qu'à marée haute, parce que l'action des vagues va se produire encore plus au large, où leurs effets vont affecter les fonds alors couverts par une faible tranche d'eau. La déstabilisation de l'avant-plage et l'exportation de sédiments vers le large qui peut en résulter aura à terme, avec sans doute un temps de latence difficile à déterminer en l'état actuel des connaissances, des conséquences sur la plage et le massif dunaire. Les connaissances actuelles sur cette question semblent cependant limitées.

3.4.3 Réflexions

Les pistes de réflexion que nous allons discuter dans cette partie reprennent des éléments que nous avons déjà détaillés dans ce chapitre. Ces réflexions concernent : 1) la combinaison des échelles spatiales et temporelles dans l'analyse des évolutions des avant-plages ; 2) l'intérêt de la mise en place de suivis morpho-bathymétriques des avant-plages

et les compléments d'information nécessaires pour affiner leurs connaissances à des pas de temps plus courts que ceux considérés dans ce travail ; 3) l'amélioration de la compréhension de l'espace d'accommodation des plages et des avant-plages, en lien avec la connaissance du plancher rocheux sous-jacent.

Il s'agit, dans un premier temps, de se pencher sur la question des échelles spatiales et temporelles. En effet, il nous a paru indispensable dans ce travail de thèse de combiner plusieurs échelles spatiales et temporelles dans l'objectif d'apporter une vision la plus complète possible des évolutions morpho-sédimentaires au regard des données disponibles sur les avant-plages. L'étude des littoraux doit permettre d'inscrire les variabilités à court-terme et localisées dans la connaissance des tendances d'évolutions à long terme du système littoral et à plus large échelle (la cellule littorale étudiée et les cellules adjacentes dont elle dépend – amont-dérive – et qu'elle influence – aval-dérive).

Ensuite, il est intéressant de s'interroger sur la mise en place d'un suivi des avant-plages, notamment au travers de la fréquence et du type de levés à réaliser. En se mettant à la place d'un gestionnaire, on peut se poser la question de la pertinence des études à mener. Dans notre étude nous avons choisis de réaliser des levés complets des deux zones à une fréquence annuelle. Cette méthode d'analyse nous a permis, dans un premier temps, d'avoir accès à une vision complète et très précise des stocks sédimentaires sous-marins (répartition, quantité, évolutions). Cependant, la répétition annuelle de ce type de mesures pose des problèmes de coûts et de temps pour la réalisation puis le traitement des acquisitions. L'avantage d'avoir pu ici disposer d'une série de levés réalisés à des pas de temps réguliers (tous les ans) est de faciliter l'analyse et l'interprétation des résultats. Comme pour l'observation et le suivi des dynamiques des plages et des dunes, il s'agit forcément d'une étape préalable indispensable pour mener à bien la réflexion sur la fréquence la plus adaptée à l'acquisition de mesures permettant de comprendre les dynamiques des avant-plages. On montre ainsi que la fréquence choisie pour cette étude complète correctement les analyses faites sur le long terme (comparaison des données historiques). Elle apparaît particulièrement pertinente dans le cas d'hivers agités et dans le cas de secteurs littoraux où la tendance évolutive est importante, même si elle reste encore insuffisante pour une compréhension claire des mécanismes en œuvre et des réponses morpho-sédimentaires associés à chaque événement météo-marin. Au regard des moyens techniques engagés, elle apparaît cependant quelque peu inadaptée lors de saisons hivernales plus calmes et pour des secteurs littoraux moins dynamiques. Un compromis cohérent et pertinent reste donc à définir plus précisément. La prise en compte des données historiques est, quoi qu'il en soit, un travail complémentaire nécessaire à réaliser si les données existent.

Par ailleurs, les mesures que nous avons réalisées ne prennent pas en compte l'hydrodynamique qui, pourtant, apporte des éléments quantitatifs pour expliquer les dynamiques observées. En effet, des données de courants sur le fond permettraient une compréhension plus fine des échanges sédimentaires au sein de la cellule ainsi que des formes particulières tels que les sillons et les dunes barkhanes. Ce type de mesures s'inscrit dans des échelles de temps très courts, que nous n'avons pas abordées dans cette étude. Il s'agit de travaux à part entière qui viendraient en complément des analyses menées sur le long-terme et sur le court terme. Nous pouvons alors proposer de réaliser ce type de mesure dans de futures études, avec, par exemple, la mise en place d'un ADCP à la fois lors de périodes de beau temps et d'agitation.

Ces mesures devront être complétées par une analyse des formes sédimentaires particulières qui sont de bons indicateurs de suivi à toutes les échelles de temps. Par exemple, les levés bathymétriques successifs montrent des évolutions contradictoires des dunes barkhanes. Ici, un suivi bathymétrique réalisé sur ces seules dunes, donc limité en temps et en surface d'acquisition, pourrait être efficace pour appréhender les dynamiques de l'avant-plage, à la condition de bien comprendre comment ces indicateurs répondent aux forçages météo-marins.

Le dernier point de réflexion concerne enfin l'influence du socle rocheux. Comme on l'a vu, les évolutions morphologiques sur le site de Combrit - Île-Tudy sont rendues complexes par la faible épaisseur sédimentaire. La présence sous-jacente du substrat rocheux contraint la morphodynamique des profils ce qui les éloigne d'une loi d'évolution géométrique (Brunel, 2012). Or, la majorité des modèles d'évolution et de dynamique sédimentaire se base sur le principe d'une épaisseur illimitée. Cette recherche nous semble donc importante à approfondir.

Conclusion de la section 3.4

Nous avons exploré trois facteurs influençant les évolutions de l'avant-plage, nous en avons exploré trois, le cadre structural, les aménagements contre l'érosion et les conditions météo-marines. Il apparaît clairement que l'érosion de l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy est conditionnée par les agents morphogènes générés par les tempêtes. Néanmoins, les épaisseurs sédimentaires imposées par le contexte structural local influencent grandement l'impact de ces agents sur les évolutions. En effet, le site de Guidel, malgré sa plus grande exposition aux houles, est plus stable que le site de Combrit - Île-Tudy et ne montre pas les mêmes tendances à l'érosion, sur le court comme sur le long termes. Par ailleurs, le site de Combrit - Île-Tudy ne dispose que d'une couverture sédimentaire très faible avec de nombreuses roches affleurantes, il en résulte une sensibilité accrue aux phénomènes érosifs.

3.5 Conclusion

Ce troisième chapitre propose l'analyse de la dynamique sédimentaire de l'avant-plage à court-terme en se focalisant sur deux des sites étudiés et en utilisant les résultats issus de campagnes océanographiques réalisées annuellement depuis 2012. En effet il est essentiel de pouvoir faire le lien entre les tendances à long terme et les évolutions à court terme d'un site dès lors que l'on réfléchit à la mise en œuvre d'une gestion des stocks sédimentaires au sein d'une cellule littorale.

La méthodologie développée reprend les grands principes du chapitre précédent, c'est-à-dire la mise en évidence de l'évolution morphologique dans l'objectif de comprendre les dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages. Les deux sites choisis ici sont Combrit – Île-Tudy et Guidel. La mise en place d'un suivi annuel a débuté en 2012 sur le premier et en 2014 sur le second. Ce choix d'un renouvellement annuel des mesures a été fait dans un premier temps pour permettre d'apprécier les variations régulièrement et pouvoir ensuite décider le pas de temps adapté en fonction des dynamiques générales du site. Ainsi, nous avons pu voir que si le site de Combrit – Île-Tudy était plutôt actif, surtout après des conditions hivernales fortes, le secteur de Guidel est plus stable tant sur le long que sur le court termes. Les temporalités de suivis des avant-plages peuvent ainsi être mieux déterminées après une première étude des évolutions annuelles de chaque site. Les données ont été acquises à bord de la vedette océanographique Haliotis. Ces sont des données bathymétriques, sismiques, d'imagerie et de granulométrie. Chacun de ces types de données demande des traitements particuliers et des durées d'acquisition et

de traitement parfois significatives. Le temps de traitement est également un élément à prendre en compte dans le cadre de la mise en place d'un suivi régulier. Ici, un mois de campagne en mer est suivi de 4 à 5 mois de traitement et d'analyse pour l'ensemble des données récoltées.

Les données exploitées sont complémentaires et apportent une vision complète de la morphologie de l'avant-plage. La bathymétrie à haute précision permet une bonne connaissance de la morphologie sous-marine et la mise en évidence de ses évolutions. La détermination des différents substrats se fait avec l'imagerie associée aux prélèvements sédimentaires. La sismique, quant à elle, permet de présenter le cadre structural et la répartition sédimentaire (distribution horizontale et épaisseurs).

Les principaux résultats sont tout d'abord l'analyse de la morphologie et la mise en évidence des évolutions. Les deux sites présentent des morphologies complètement différentes. Le site de Guidel a une morphologie peu complexe avec une rampe sédimentaire s'étendant en pente plutôt forte (0,8 %) vers le large. Vaste et lisse elle est encadrée par des roches au nord et au sud. À Combrit – Île-Tudy la zone se découpe en trois secteurs : à l'ouest une forte accumulation sédimentaire, au centre une avant-plage rocheuse avec une fine couche de sédiment entrecoupée de sillons perpendiculaires à la côte et à l'est une zone plane et lisse située à la sortie de l'estuaire de l'Odet. Les évolutions sont elles aussi totalement différentes d'un site à l'autre. Si sur le secteur de Guidel aucune évolution n'est perceptible entre 2014 et 2015, mise à part la barre sableuse à la sortie de la rivière de la Laïta, Combrit – Île-Tudy présente une morphologie bien différente entre 2013 et 2014 puis entre 2014 et 2015. Lors de l'hiver 2013-2014, à la suite des événements météo-marins les plus morphogènes survenus durant la période d'étude, les évolutions principales sont la tendance de l'ensemble de la zone à l'érosion, la dynamique des dunes barkhanes qui avancent en direction de la côte, un secteur d'accumulation dans la partie ouest et enfin une forte accumulation parallèle et très proche de la côte qui correspond, en fait, au sable érodé du cordon littoral. Ces résultats permettent de montrer que les forçages météo-marins ont bien plus d'influence sur Combrit – Île-Tudy (secteur moyennement exposé aux houles) que Guidel (secteur très exposé).

Puis, les évolutions de Combrit – Île-Tudy et de Guidel sont mises au regard des évolutions passées. Le court terme s'inscrit alors totalement dans les tendances à long terme. De même que l'analyse de profils topographiques réalisés sur la même période, les levés révèlent des tendances similaires aux évolutions des petits fonds sur le site de Combrit – Île-Tudy.

Ensuite, l'analyse des faciès sédimentaires, au travers notamment des carte de caractérisation sédimentaire, apporte des précisions supplémentaires à la compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires. Ainsi, les deux types de structures particulières

(sillons et dunes barkhanes) présentes sur le site de Combrit – Île-Tudy sont révélatrices d'un environnement déficitaire en sédiment.

Le disponible sédimentaire est une question fondamentale pour la gestion des stocks sableux. Les résultats des levés sismiques associés aux résultats bathymétriques permettent de caractériser et de quantifier les stocks. Ainsi, on peut distinguer deux situations totalement différentes au regard des volumes et des épaisseurs sédimentaires. Dans le premier cas, à Combrit – Île-Tudy, les épaisseurs sédimentaires sont très faibles dans le secteur central, la roche est à nu dans de nombreux endroits et le volume global est de $17{,}5.10^6$ m^3 sur une superficie de d'environ 9 km^2. Dans le second cas, à Guidel, les épaisseurs sédimentaires sont nettement plus importantes, très souvent supérieures à 1 mètre et atteignent 12 m au maximum. De plus, le bilan sédimentaire est de $77{,}5.10^6$ m^3 réparti sur environ 16 km^2. Nous formulons alors l'hypothèse qu'une épaisseur sédimentaire suffisante tend à stabiliser le fond et à limiter l'érosion et inversement. Cette hypothèse amène également à s'interroger sur l'existence d'un « seuil d'épaisseur de sédiments » propre à chaque accumulation qui déterminerai soit une situation plutôt favorable s'il est dépassé, soit défavorable s'il n'est pas atteint. Le disponible sédimentaire et le substrat rocheux sous-jacent sont ainsi vus comme des contraintes structurales influençant les évolutions des accumulations.

Les forçages anthropiques et météo-marins sont également évoqués comme affectant les dynamiques des deux avant-plages étudiées. L'influence anthropique est difficile à caractériser sur le court terme. Nous avons choisis de présenter les modes de gestion appliquée sur les deux sites. Ils ne nous permettent cependant pas de conclure sur leur influence sur les évolutions. Puis les forçages météo-marins sont présentés, notamment au travers de la caractérisation des événements tempétueux de l'hiver 2013-2014 qui ont fortement impacté les côtes bretonnes, notamment à Combrit – Île-Tudy. Le recul du cordon et l'érosion du haut de plage ont conduit à la formation d'une barre de bas de plage que montre le levé bathymétrique de juin 2014. L'année suivante, ce sable n'est pas remonté sur le cordon, mais a été totalement étalé et remanié sur l'avant-plage. Ainsi, bien qu'il est toujours délicat de corréler avec précision les forçages météorologiques avec les évolutions morphologiques, il est tout de même possible d'affirmer le caractère morphogène de certaines tempêtes tant sur la partie émergée qu'immergée de la cellule littorale.

Au total, ce chapitre sur les évolutions à court terme de deux avant-plages nous a permis de préciser et d'apporter des informations complémentaires à l'étude sur les tendances à long terme. De plus, les dynamiques mises en évidence ici et le rôle du substrat rocheux nous permettent désormais d'affirmer la nécessité de leur prise en compte dans une réflexion sur des modes de gestion douce et durable des littoraux sableux. Ainsi, le chapitre suivant va nous permettre de présenter dans le détail les opérations de recharge-

ment sédimentaires ainsi que leurs prérogatives.

Chapitre 4

Retour vers des stratégies de gestion des stocks sédimentaires

Sommaire

4.1 Introduction 270

4.2 Le développement des rechargements sédimentaire en Europe et en France depuis le milieu du XXème siècle 271

4.2.1 Le rechargement : définition et technique générale 271

4.2.2 Les rechargements sédimentaires à l'échelle de la cellule 272

4.2.3 Les pays européens pratiquant les rechargements 273

4.2.4 Des exemples français 275

4.3 Les prérequis à la gestion des stocks 277

4.3.1 Les connaissances nécessaires 277

4.3.2 La mise en place d'un suivi : acquisition de la connaissance et impacts des opérations 279

4.3.3 Cadre juridique 281

4.4 Conclusion 294

4.1 Introduction

Les résultats des deux chapitres précédents nous ont permis de comprendre l'importance de l'étude des avant-plages et leur rôle dans les évolutions de la cellule littorale. À travers la littérature scientifique et nos recherches, nous avons montré, d'une part, qu'il est nécessaire d'appréhender l'ensemble de la cellule pour comprendre et pouvoir gérer les risques d'érosion et de recul du trait de côte et, d'autre part, que les techniques et les outils actuels le permettent désormais. Comme nous avons pu le voir dans le chapitre 3, le stock sédimentaire global et sa répartition doivent être connus pour comprendre les évolutions de la plage et notamment les impacts potentiels des tempêtes sur celle-ci. De plus, les résultats du chapitre 2 montrent que les dynamiques sur le long terme et à l'échelle régionale apportent des informations pertinentes. Ici, les tendances d'évolution similaires à l'ensemble des sites permettent de comprendre le contexte global influençant chaque secteur. Cette connaissance apparaît essentielle dès lors que l'on réfléchit à des solutions souples de gestion telles que les rechargements. En effet, il est nécessaire de bien connaître les stocks afin d'estimer s'il s'avère indispensable de faire venir du sable de l'extérieur pour augmenter le volume global, ou bien s'il est envisageable d'extraire du sable au sein de la cellule pour le redistribuer depuis les zones excédentaires vers des secteurs déficitaires.

En France, la politique nationale de gestion du trait de côte a ouvert la voie de la relocalisation des biens et des activités pour la gestion, sur le long terme, des territoires littoraux à risques. Sur les moyen et court-termes, les solutions de gestion douces et durables sont désormais préconisées. Nous avons exposé, au début de ce mémoire, l'idée d'une telle gestion qui s'appuierait alors sur la gestion des stocks sableux au sein des cellules littorales. Dans ce dernier chapitre, nous proposons donc d'examiner cette proposition au regard des résultats obtenus dans les deux chapitres précédents. Après un rappel des orientations de gestion des deux secteurs principaux de cette étude, nous nous intéressons plus en détail à la définition des rechargements sédimentaires et à leur pratique en Europe et en France. Le cœur de ce chapitre réside dans la section suivante qui concerne les éléments essentiels à la mise en œuvre d'une gestion des stocks à l'échelle de la cellule. Nous présentons alors les connaissances géomorphologiques indispensables, la mise en place de suivis, et le cadre législatif encadrant les opérations d'extractions et de rechargements.

4.2 Le développement des rechargements sédimentaire en Europe et en France depuis le milieu du XXème siècle

Cette section s'intéresse aux rechargements sédimentaires dans le cadre d'une réflexion sur la gestion des stocks sédimentaires au sein des cellules littorales formant un ensemble cohérent au niveau régional. Dans un premier temps, les pratiques de rechargement sédimentaire sont définies et décrites. Puis, nous précisons nos propos en rappelant la notion présentée dans le chapitre 1 sur les rechargements sédimentaires à l'échelle de la cellule littorale. Enfin, en illustration nous présentons un état des lieux synthétique des opérations de rechargements en Europe avec quelques exemples français.

4.2.1 Le rechargement : définition et technique générale

Le rechargement est une technique qui consiste à déposer des sédiments exogènes dans l'objectif de compenser les pertes causées par l'érosion et de limiter le recul du trait de côte, c'est-à-dire à rééquilibrer le bilan sédimentaire déficitaire d'une cellule littorale. La procédure consiste généralement à amener par voie terrestre (camions) ou par voie maritime (barge ou drague) un volume défini de sédiment. Les opérations de rechargement sont à différencier des transferts, qui ne nécessitent pas d'apports extérieurs, mais constituent simplement un remaniement du profil longitudinal ou transversal d'une plage. Le rechargement peut s'effectuer en plusieurs endroits de la cellule littorale selon l'option choisie : sur la dune, sur la plage ou dans les petits fonds. Ces trois actions poursuivent des objectifs légèrement différents. L'option de recharger la dune est une technique généralement pratiquée pour conforter le cordon dunaire et éviter un recul ou la formation de brèches dès lors qu'il sert de protection à des enjeux situés en arrière. Le rechargement de plage est une option choisie couramment afin d'augmenter la largeur de la plage sèche, dans un objectif de développement touristique. Il s'agit aussi d'avoir une plage dont la largeur est suffisante pour atténuer l'énergie des houles, parce que (par exemple) son altitude s'est trop abaissée. Elle permet également de produire une aire de déflation susceptible de rendre à nouveau possibles des apports éoliens vers le massif dunaire. Enfin, la troisième solution est mise en œuvre afin de compenser les pertes sédimentaires au sein de l'ensemble de la cellule sédimentaire. Cette dernière est considérée comme la moins coûteuse (Certain, 2009) et le principe est de laisser les vagues répartir les sédiments et les remonter naturellement vers la plage. Cette solution demande alors une connaissance plus fine de la dynamique hydro-sédimentaire de la cellule.

Le rechargement sédimentaire est une méthode intéressante pour la protection du littoral car elle permet de contrôler l'érosion tout en favorisant éventuellement le tourisme balnéaire. Cependant, elle n'est pas pérenne et des apports périodiques sont à prévoir tout au long du projet en fonction des pertes naturelles. De plus, l'efficacité peut être limitée dans des secteurs fortement soumis à la dérive littorale. Birien (2016) montre ainsi, qu'en France, généralement, les opérations de rechargements sont associées à d'autres techniques permettant de retenir le sable plus longtemps, telles que la mise en place de ganivelles et la plantation d'oyats en haut de plage pour favoriser l'accumulation dunaire par la déflation éolienne. Pupier-Dauchez (2002) et Birien (2016) soulèvent le problème qu'en France, très souvent, les rechargements sont réalisés dans le but de protéger des ouvrages en durs ou alors que des ouvrages sont construit pour augmenter la durée de vie du rechargement. Dans ces cas alors, on ne peut pas parler de gestion durable des sédiments et encore moins de techniques « souples » de gestion des risques côtiers. Enfin, l'efficacité d'un rechargement dépend également du volume de sédiment ajouté. L'ajout de trop faibles quantités de sédiments, par rapport aux volumes érodés, n'aura qu'un effet négligeable car les stocks seront rapidement redistribués à l'ensemble de la cellule.

4.2.2 Les rechargements sédimentaires à l'échelle de la cellule

Les rechargements sédimentaires se définissent également par cette volonté de « travailler avec la nature » (Salman et al., 2004). Depuis les années 1990, on constate sur la bande côtière à l'échelle européenne, une forte augmentation des investissements et de la population, une intensification de la construction d'ouvrages de protection ainsi qu'une réduction considérable d'apports en sédiments en provenance des bassins versants (Salman et al., 2004). La conjonction de ces trois facteurs sur un espace réduit augmente les risques et fait diminuer la part d'espace naturel. Il est donc devenu difficile d'assurer la sécurité de la population et des biens et de préserver les espaces naturels. C'est pourquoi il est essentiel de réfléchir à des solutions nouvelles et innovantes.

Trois principes essentiels définis dans Salman et al. (2004) découlent du concept de la cellule sédimentaire côtière en terme de gestion :

1. Conserver la quantité totale de sédiment (en mouvement ou dormant) dans le système côtier.
2. Lorsque l'on prend des mesures, essayer de travailler avec les processus naturels ou les perturber le moins possible.
3. S'il n'y a pas d'autre option possible, utiliser des ouvrages pour maintenir les sédiments en place.

Le rapport Eurosion (op. cit.) préconise d'identifier des sources de sédiments, qualifiées de « réserves de sédiments stratégiques ». Ces réserves peuvent avoir plusieurs origines : en mer (en-dessous du niveau des basses mer), dans la zone côtière (falaises en érosion, bancs de sable et de vase, etc.) ou dans l'arrière-pays. Il faut également prendre en compte que certaines zones ont un bilan sédimentaire positif qui peut être dommageable pour des infrastructures portuaires ou balnéaires par exemple. Dans ces cas, il est envisageable d'utiliser les matériaux prélevés (dragage des entrées de ports notamment) pour constituer une « réserve de sédiments stratégique ».

Selon Pupier-Dauchez (2002), les solutions de rechargements sont à envisager en fonction des caractéristiques hydrodynamiques :

— Lorsque l'érosion est localisée et que le transit sédimentaire longitudinal faible : rechargement direct sur la zone en déficit et apports dans les petits fonds afin de réduire la pente du profil de bas de plage.
— Lorsque les pertes s'effectuent majoritairement par le transit longitudinal : rechargement sur une grande longueur en prenant soin d'éviter les ruptures de pente entre le secteur rechargé et le secteur naturel.
— Lorsqu'il y a déficit dans la partie amont du transit sédimentaire : apports nouveaux réguliers (possibilité de by-pass si obstacle).
— Lorsque la plage a totalement disparu : on ne restaure que la partie visible (haut de plage et plage) ou tout le versant littoral par un apport massif.

Un avantage qui peut être avancé pour ce type d'opérations est l'intérêt financier d'associer une opération d'extraction avec celle du rechargement. En effet, cette association permet de réduire les coûts pour les deux opérations. Le prix du mètre cube de sable diminue avec l'importance de l'opération parce que les frais liés au transport du matériel est la part la plus importante dans le budget total de l'opération. De plus, plus le volume rechargé est important, plus longue sera la durée de vie de l'opération ; elle restera alors rentable même si les pertes sont importantes.

4.2.3 Les pays européens pratiquant les rechargements

De nombreuses différences existent entre les pays européens pratiquant le rechargement. Elles s'expriment tant dans les méthodes employées, que dans les procédures d'évaluation, mais aussi dans les stratégies de gestion mises en œuvre et les cadres financiers et légaux (Hamm et al., 2002).

Suivant les pays, les rechargements suivent différents objectifs :

— Améliorer la stabilité de la côte ;

— Améliorer la protection ;

— Agrandir la largeur de la plage pour des raisons touristiques.

Hamm et al. (2002) proposent un inventaire des pratiques et des objectifs de rechargements en Europe, entre les années 1950 et 2002 (Tableau 4.0). Nous pouvons constater des niveaux d'expérience différents entre les pays. L'Allemagne, l'Espagne et les Pays-Bas ont réalisé des dizaines voir des centaines de schémas de rechargement, contrairement à l'Irlande, par exemple, qui ne comptait en 2002, au moment de l'étude, qu'une seule opération de rechargement. En 2002, l'Italie et la France ne disposaient pas encore de stratégie nationale à long terme de gestion de l'érosion côtière, contrairement à d'autres pays, tels que les Pays-Bas par exemple (Ministère de l'Écologie, 2013). Aujourd'hui, la France dispose de documents, tels que la Stratégie Nationale de Gestion du Trait de côte (Ministère de l'Écologie, 2013), et souhaite harmoniser à l'échelle nationale les mesures à prendre pour la gestion des risques côtiers par des recommandations et le lancement d'appels à projets (Appel à projet Relocalisation des Activités et des Biens, par exemple).

Table 4.0 – Synthèse des projets de rechargement en Europe selon Hamm et al. (2002).

Pays	Année du 1er rechargement	Nombre de sites rechargés	Volume total par pays (en millions de m³)	Nombre moyen de projets par an	Stratégie à long terme
France	1962	26	12	<1	Non
Italie	1969	36	15	1	Non
Allemagne	1951	60	50	3	Oui
Pays-Bas	1970	60	110	6	Oui
Espagne	1985	400	110	10	Non
Danemark	1974	13	31	3	Oui
Royaume-Uni	1950s	32	20	4	Non
Total Europe				27.5	
USA	1922			30	Non

Hanson et al. (2002) présentent les résultats du projet SAFE (Performance of Soft Beach Systems and Nourishing Measures for European Coasts). Les objectifs de ce projet étaient de compiler, faire partager et échanger des informations nationales au niveau européen en ce qui concerne les opérations de rechargement de plage pour la gestion des risques côtiers, en considérant les projets réalisés et les méthodes utilisées. Les opérations de rechargement sont ainsi analysées dans 7 pays européens : l'Allemagne, l'Italie, les Pays-Bas, la France, l'Espagne, le Royaume-Uni et le Danemark. Les constats sont identiques à ceux de Hamm et al. (2002) : l'Espagne et les Pays-Bas sont les deux pays qui rechargent le plus leurs plages en Europe. Au total, ce sont environ 28 millions de m^3 de sable qui sont rechargés par an en Europe, ce qui correspond à peu près au volume rechargé aux États-Unis. Les auteurs remarquent alors que les techniques dures de défense contre la mer laissent de plus en plus la place à des techniques plus souples tels que les rechargements sédimentaires réalisés ces dernières années en Europe. Au total, il

apparaît que les rechargements sédimentaires sont de plus en plus pratiqués en Europe et en France, tant dans le cadre d'opérations d'urgence que dans des réflexions sur le plus long terme pour lutter contre l'érosion structurelle et l'augmentation relative du niveau marin.

4.2.4 Des exemples français

D'après Pupier-Dauchez (2002), le premier rechargement en France aurait eu lieu en 1974 (1962 pour Hamm et al. (2002)). La pratique du rechargement arrive lentement en France, Pupier-Dauchez (2002) constatait, en 2002, qu'ils étaient encore rares comparés à certains pays européens. Aujourd'hui, les exemples se multiplient comme le montre la synthèse du CEREMA (Birien, 2016) sur les expériences de protection du trait de côte par méthodes souples en France. Quatre exemples sont repris de cette synthèse pour illustrer nos propos : un rechargement en pied de digue à Dunkerque, un rétablissement du transit littoral dans le golfe d'Aigues-Mortes, un rechargement de plage à Châtelaillon à des fins touristiques, et enfin le rechargement de plage, à des fins de protections des enjeux (personnes et biens), réalisé à Gâvres. Tous les quatre sont des opérations locales qui interviennent pour compenser une érosion et, également, les méfaits d'aménagements de protection déjà en place. À Dunkerque et Châtelaillon se sont des rechargements massifs et prévus initialement pour être répétés dans le temps. L'exemple de Gâvres est singulier puisqu'il s'agissait de réparer un cordon ouvert par une forte tempête. Le rechargement est donc employé ici comme un véritable moyen de gérer les risques.

— Digue des Alliés - Dunkerque : rechargement sédimentaire massif (1,5 millions de m^3) pour la protection d'un ouvrage de protection. La digue protège plusieurs quartiers de Dunkerque, cet ouvrage a donc un rôle primordial. L'opération est plutôt une réussite puisque les pertes annuelles sont beaucoup plus faibles que celles prévues. Les rechargements initialement prévus de 225 000 m^3 tous les 5 ans ne sont finalement plus envisagés que tous les 10 ans. Cet exemple nous montre l'intérêt des rechargements massifs en sable dès la première opération ainsi que l'intérêt de réaliser un suivi des impacts mais aussi le caractère incertain des projections et études réalisées.

— Golfe d'Aigues-Mortes : rétablissement du transit sédimentaire bloqué par la construction d'une digue permettant l'accès au port de Port-Camargue. Au total ce sont 1,2 millions de m^3 qui ont été prélevés en amont sur la flèche de l'Espiguette et répartis sur quatre plages en aval-dérive. Les pertes diffèrent selon les plages ; entre 28 et 53 % en quatre ans. Comme on pouvait s'y attendre, c'est la plage le plus en aval de la dérive qui a le moins perdu, du fait qu'elle a profité d'une partie des

pertes des plages situées en amont.

— Châtelaillon-Plage : érosion chronique en lien avec le développement de la station balnéaire (effets néfastes des aménagements et de l'artificialisation du trait de côte). Les premières solutions mises en œuvre ont consisté en la construction d'une série d'épis et d'un perré, mais furent inefficaces. Le choix s'est alors tourné vers un rechargement sédimentaire réalisé entre 1989 et 1991 avec un volume total de 330 000 m^3. Le sable est extrait en mer à 25 km au large et 25 m de profondeur sur un banc de sable. Comme cette opération est déjà relativement ancienne, des rechargements complémentaires (110 000 m^3 en 1998, 60 000 m^3 en 2004 et en 2015) y ont été réalisés, ce qui fait des opérations de gestion sur ce site un exemple de rechargements multiples. Ici, le rétablissement de la plage profite aux activités balnéaires et de loisirs dans la station et les retombées économiques compensent les coûts des opérations de rechargement.

— Grande plage de Gâvres : dommages engendrés par la tempête Johanna de mars 2008, une centaine d'habitations submergées à cause de la rupture du cordon dunaires et d'ouvrages de défense sous l'effet d'une surcôte extrêmement élevée. Un rechargement de 215 000 m^3 est réalisé en 2012. Le sable provient d'une source locale (la passe ouest du port de Lorient). La réalisation d'un épi est associée à ce rechargement. Son efficacité est remise en cause car il sépare la plage en deux parties, et le secteur aval dérive, directement impacté par le manque de sédiment, est en recul.

A côté de ces opérations ponctuelles, dictées par des besoins locaux de protection des rivages et des enjeux littoraux ou par des nécessités économiques, des réflexions à l'échelle de territoires plus larges sont néanmoins d'ores et déjà engagées. Ainsi, en 1998, le Conseil Général de la Charente-Maritime réfléchit à la possibilité d'une gestion dynamique des sédiments sur le littoral du département s'intégrant dans une démarche de Gestion Intégrée. Proust (2004) explique les raisons de ce choix : des études réalisées en 1995 par la SOGREAH, ayant pour objectif de vérifier la cohérence générale du dispositif de défense des côtes, ont préconisé, comme mode de gestion des littoraux sableux, le rétablissement des transits sédimentaires associés à des rechargements.

Les rechargements locaux, comme celui de Gâvres, destinés à la protection des biens et des personnes risquent de se répéter dans l'avenir. Aussi les réflexions menées régionalement comme dans le cas de la Charente-Maritime sont des plus intéressantes même

si elles ne sont pas encore suffisamment développées. En effet, bien que nous n'ayons pas de certitudes sur le fait que les tempêtes sont et seront plus fortes et/ou plus intenses dans l'avenir et donc plus dommageables pour les cellules sédimentaires, et bien que le comportement des littoraux est délicat à prévoir avec de telles conditions et une élévation du niveau de la mer, nous pouvons avancer quelques certitudes : (i) sur cette élévation eustatique (+ 3 mm/an en moyenne mondiale et des projections futures montrant une accélération du phénomène) qui se poursuivra et conduira des territoires littoraux à être plus sensibles aux risques d'érosion et de submersion ; (ii) pas de prévision de l'arrivée de nouveaux stocks sédimentaires, a priori, dans les prochaines dizaines/centaines d'années et (iii) des impacts toujours plus nombreux (de ce fait) sur les territoires littoraux avec une politique actuelle au niveau de l'État, des gestionnaires (DREAL, DDTM) qui est de plus en plus réticente à la durcification des rivages (financements, impacts sur les dynamiques littorales). De telles conditions sont tout à fait propices aux rechargements et plus particulièrement aux rechargements conçus dans le cadre d'une gestion des stocks sédimentaires au sein des cellules sédimentaires, car ceux-ci apparaissent véritablement durables. Par contre, leur mise en œuvre est conditionnée par un certain nombre de contraintes. Celles-ci sont, avant tout, la nécessité de disposer d'un ensemble de connaissances nécessaires à acquérir, en particulier celles, géomorphologiques, sur lesquelles ce travail s'est penché, mais qui nécessitent certainement d'être complétées dans le cadre de la mise en place de suivis réguliers. Au-delà de cette connaissance, des contraintes administratives et juridiques encadrent également ce type d'opération qu'il est indispensable de connaître.

4.3 Les prérequis à la gestion des stocks

Que l'on cherche à gérer les stocks sédimentaires au sein d'une cellule ou bien que le rechargement provienne d'apports exogènes, les connaissances du site (géomorphologie, dynamiques, etc.), et des mesures à prendre pour la réalisation de l'opération sont indispensables.

4.3.1 Les connaissances nécessaires

Un rechargement, comme toute action de modification du littoral, nécessite une bonne connaissance des processus hydrodynamiques. Or, le rapport Eurosion (op. cit.) conclut que la base des connaissances pour la prise de décision sur la gestion du trait de côte est, en général, faible. Cette opération nécessite également l'acquisition des connaissances relatives aux stocks sédimentaires disponibles et leurs dynamiques à différentes échelles de temps. Comme le mettent en évidence les travaux réalisés dans cette thèse, un temps d'acquisition relativement important de ces données doit donc y être consacré au préalable.

Par exemple, pour leurs rechargements, les hollandais réalisent un suivi systématique des plages depuis les années 1960 et se basent sur ces résultats pour dimensionner les rechargements. Toutes les pertes sont calculées et peuvent alors être compensées par des apports sédimentaires adaptés.

En France, on constate que c'est la méthode empirique qui est majoritairement utilisée. Sur 60 sites rechargées, un seul (en 2002) a fait l'objet d'une conception analytique puis d'un test en modèle réduit Pupier-Dauchez (2002). La raison évoquée serait le coût trop élevé de ces études comparé aux faibles volumes rechargés au coup par coup. Le choix des volumes à recharger tient principalement des contraintes financières et techniques, suivant les moyens dont disposent les élus locaux. Il semble donc que de telles méthodologies associées à ces rechargements soient encore trop éloignées des exigences a minima de connaissances préalables à acquérir et qui ont été acquises dans ce travail sur les sites de Guidel et de Combrit-Île-Tudy.

L'examen des pratiques nationales de rechargement de plages montre que les connaissances du type de celles que l'on a pu acquérir dans ce travail de thèse (connaissance en terme d'évolution du système, de dynamique, de stocks sableux, etc.) sont très pertinentes pour démontrer les conditions les plus favorables pour effectuer des rechargements et répondent à un besoin fort pour les gestionnaires.

Ainsi, sur le site de Guidel, la présence d'une rampe sédimentaire globalement en équilibre est plutôt un bon indicateur du fonctionnement du système. Si le trait de côte recule du fait d'actions anthropiques mal contrôlées (érosion de la falaise, recul des dunes), les rechargements qui pourraient y être réalisés seraient probablement efficaces et dureraient plus longtemps que sur d'autres sites où les petits fonds sont déficitaires. C'est le cas du site de Combrit - Île-Tudy où, au contraire, un rechargement sédimentaire de la plage, à des fins de protection du cordon dunaire, ne serait pas efficace dans le temps. En effet, on constate déjà que chaque année, voire deux fois par an, il est nécessaire de recharger du sable sur le cordon dunaire afin de le reprofiler et de le consolider. Les observations menées dans le cadre du suivi du site montrent que le sable ne reste pas en place, ce qui est un signe que le système n'est pas en équilibre. Un rechargement sur le haut de plage ou sur l'estran serait lui aussi rapidement érodé et probablement transféré vers le large via les sillons présents sur l'avant-plage. Sur ce site, le rechargement à envisager serait plutôt celui des petits fonds, mais il demanderait une quantité de sable bien plus grande, qui n'est pas disponible directement sur le site. Un rechargement des petits fonds permettrait de diminuer les conséquences des assauts de la mer sur la plage et au pied de la dune, ainsi que de combler en partie le déficit sédimentaire constaté dans la zone subtidale proche

(quelques mètres de profondeur).

Il est admis que, lors d'opérations de rechargement, les pertes sont inévitables et qu'elles dépendent de l'exposition aux houles du site rechargé ainsi que de la compatibilité des granulométries entre le sédiment présent et celui apporté. Ainsi, les opérations périodiques de rechargement sont nécessaires. Néanmoins, peut-on affirmer que les sédiments sont définitivement perdus et sortis de la cellule ou bien sont-ils simplement "descendus" sur l'avant-plage ? Des levés bathymétriques dans le cadre d'un suivi régulier paraissent être une solution à envisager pour suivre les évolutions des rechargements sédimentaires dans le temps. Les suivis sont fortement recommandés pour comprendre l'efficacité du rechargement et d'évaluer le volume nécessaire pour les rechargements périodiques afin de compenser les pertes. Les suivis contribuent à augmenter fortement le budget global de l'opération mais ils sont nécessaires afin d'ajuster au mieux la gestion du site, de proposer des méthodes de gestion plus efficaces et d'éviter les échecs et donc les surcoûts.

4.3.2 La mise en place d'un suivi : acquisition de la connaissance et impacts des opérations

Les études réalisées à partir de données bathymétriques sont aujourd'hui de plus en plus nombreuses. Cette multiplication tient principalement à l'amélioration des techniques et à la disponibilité des engins capables de cartographier les fonds marins et la côte de manière de plus en plus précise. En effet, il existe de nombreux opérateurs d'équipements fournissant des mesures bathymétriques et sismiques à haute résolution tels que du matériel aéroporté comme le lidar bathymétrique qui permet la cartographie du continuum terre-mer, ou embarqué comme le sondeur multifaisceaux ou le sonar latéral. Ces études se basent donc principalement sur des données récentes et montrent des évolutions sur le temps court, notamment la réponse à des événements météo-marins spécifiques. Ces données bathymétriques servent également de données d'entrée pour alimenter les modèles.

Le suivi des systèmes littoraux est indispensable pour comprendre les évolutions et adapter au mieux les opérations de gestion à mener lorsque celles-ci sont nécessaires. La fréquence de la réalisation de ces levés est cependant à déterminer en tenant compte de plusieurs facteurs : (i) le temps disponible, (ii) les moyens financiers, (iii) la dynamique du secteur. En effet, nous avons pu remarquer que les deux sites faisant l'objet de levés annuels ne réagissaient pas de la même manière aux forçages météo-marins. Si sur le site de Guidel des levés annuels ne sont pas forcément pertinents au vu des faibles évolutions tant sur les temps court que long, le secteur de Combrit - Île-Tudy présente des résultats différents. L'avant-plage est beaucoup plus mobile ainsi que les formes particulières telles que les dunes ou les sillons. Notre étude permet d'avancer que, si un suivi annuel est

intéressant pour obtenir des indications sur les dynamiques du secteur, des levés complets peuvent ensuite être plus espacés dans le temps et la possibilité de réaliser quelques profils bathymétriques peut alors être suffisamment efficace dans le cadre du suivi plus précis d'un secteur de l'avant-côte. Le suivi est également à mener à la suite des opérations de gestion afin de mesurer leur efficacité ou inefficacité, d'exposer les problèmes éventuels, les actions à mener par la suite en fonction des éventuels changements des dynamiques par rapport à la situation initiale. Enfin, le suivi des avant-plages lors d'événements morphogènes fournit également des indicateurs pertinents sur la résilience d'un site. Cet aspect n'a pas été pris en compte dans notre travail, d'ordre académique, parce que les moyens choisis pour réaliser les levés (missions à bord de la V/O Haliotis) sont à anticiper l'année précédent les acquisitions. Néanmoins, dans un cadre opérationnel, ce type de suivi peut être envisagé avec des conditions moins contraignantes en faisant appel par exemple à des opérateurs privés. Le choix de la fréquence d'acquisition des données reste délicat mais il sera certainement de mieux en mieux calibré dès lors que de telles opérations seront réitérées sur de plus nombreux sites. Les suivis scientifiques réalisés dans les Observatoires côtiers (OSU, Observatoire marin de l'IUEM : [1] ; SOERE Allenvi ; Service National d'Observation DYNALIT) depuis quelques années ou décennies permettront également de mieux préciser ces fréquences, comme c'est le cas désormais pour les suivis pratiqués sur les accumulations littorales plages, cordons, dunes.

Pour conclure, théoriquement, les moyens scientifiques et techniques existent pour l'acquisition des connaissances des dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages à différentes échelles de temps. La mise en place de suivis est également théoriquement tout à fait envisageable : techniques et méthodes sont désormais opérationnelles même si des questions restent posées sur les fréquences d'acquisition des mesures (avant et après rechargement) et les compléments à apporter du point de vue des paramètres hydrodynamiques et météorologiques à mesurer simultanément. Quoi qu'il en soit, elles sont forcément coûteuses financièrement et en temps dans leur mise en œuvre ce qui constitue certainement une contrainte d'envergure pour que soient envisagées des opérations de rechargements correctement construites, et en particulier dans le cadre d'une gestion des stocks des cellules hydrosédimentaires, notamment lorsqu'il s'agit d'une gestion à moyen terme des risques d'érosion et de submersion. Cette première contrainte est cependant renforcée par une réglementation administrative et juridique qui pose également un certain nombre de problèmes et peuvent constituer des freins à une mise en œuvre d'une gestion des stocks sableux durables au sein des cellules hydrosédimentaires, même si les conditions géomorphologiques sont favorables.

1. https ://www-iuem.univ-brest.fr/observatoire/observation-cotiere/suivi-geomorphologique

4.3.3 Cadre juridique

Deux types d'action sont à envisager car elles relèvent de deux legislations bien différentes. La première, le transfert, est évoquée par Pupier-Dauchez (2002). Les transferts, contrairement au rechargement, ne constituent par un apport de sable supplémentaire dans la cellule, mais à une redistribution des sédiments au sein d'une plage. Au regard de la loi, ils sont considérés comme des travaux d'entretien de la plage qui ne sont pas soumis à réglementation ni du point de vue du nombre d'opérations réalisées ni des volumes déplacés. Dans ce cas la législation est simple contrairement au rechargement où le sable apporté est extérieur. Par contre, toute la question, dans le cadre d'une gestion des stocks à l'échelle de la cellule sédimentaire, est de savoir si la partie sous-marine de la plage, c'est-à-dire l'avant-plage, entre également dans ce cadre. La définition juridique de ces cellules tout comme leur détermination à l'échelle du territoire national n'existe pas encore, mais elle pourrait s'avérer d'une grande importance dans ce cadre là.

La deuxième action envisagée correspond aux extractions et rechargements. Ils sont, quant à eux, très encadrés par la législation. L'objectif de cette section est, de ce fait, de dresser un bilan des différentes contraintes législatives et réglementaires qui s'imposent aux gestionnaires souhaitant réaliser des travaux de nature à modifier l'avant-plage (extraction/rechargement, implantation de structure immergée, etc.) dans un objectif de réduction des risques d'érosion et de submersion. Ces questions d'ordre juridique ont été développées dans le cadre d'un stage de master 2 de Droit des Espaces et des Activités Maritimes (UBO) par Dutaut (2016). Toute action sur la cellule littorale va toucher le Domaine Public Maritime (DPM), espace sur lequel il n'est possible d'agir qu'en respectant des procédures et règles spécifiques, dérogeant au droit commun. C'est par la définition du DPM et une étude du droit applicable dans cet espace particulier qu'il convient donc de démarrer, avant de s'intéresser aux procédures à suivre lorsque l'on souhaite agir sur celui-ci.

4.3.3.1 Le Domaine Public Maritime

Notions et définitions Le Domaine Public Maritime (DPM) est soumis à une protection particulière dérogeant au droit commun, qui est apparue en 1566 avec l'édit de Moulin (Bordereaux et Braud, 2009). Cet édit rendait le domaine de la couronne imprescriptible, inaliénable et insaisissable.

C'est plus d'un siècle après l'édit de Moulins que Colbert vient préciser ce qu'est le DPM dans son ordonnance de 1681 : « *sera réputé bord et rivage de mer tout ce qu'elle couvre et découvre pendant les nouvelles et pleines lunes et jusqu'où le grand flot de mars peut étendre sur les grèves* ». Cette définition juridique du DPM perdurera jusqu'en 1973,

où le conseil d'État, dans son arrêt Kreitman [2] complétera la définition donnée par Colbert en précisant que : « *ces dispositions doivent être entendues comme fixant la limite du DPM au point jusqu'où les plus hautes mers peuvent s'étendre, en l'absence de perturbations exceptionnelles* ». Par « perturbations exceptionnelles » il faut comprendre tempête, cataclysme ou autre perturbation météorologique dès lors qu'elle n'est pas chronique.

Aujourd'hui, il faut se référer aux dispositions du Code Général de la Propriété des Personnes Publiques (CGPPP), annexées à l'ordonnance n° 2006-460 du 21 avril 2006 [3]. Ainsi, depuis 2006, les principes d'inaliénabilité et d'imprescriptibilité du domaine public sont inscrits dans le CGPPP, dans l'article L3111-1.

Article L3111-1

Les biens des personnes publiques mentionnés à l'article L. 1, qui relèvent du domaine public, sont inaliénables et imprescriptibles.

Cette protection s'applique également au DPM, comme le prévoit l'article suivant (L3111-2).

Article L3111-2

Le domaine public maritime et le domaine public fluvial sont inaliénables sous réserve des droits et des concessions régulièrement accordés avant l'édit de Moulins de février 1566 et des ventes légalement consommés de biens nationaux.

Bien que la protection du DPM ne soit qu'une, il se divise de par sa consistance. Le CGPPP distingue alors le domaine public maritime naturel du domaine public maritime artificiel.

Selon l'article L2111-4 du CGPPP, le DPM naturel comprend « *le sol et le sous-sol de la mer entre la limite extérieure de la mer territoriale et, côte terre, le rivage de la mer* ». L'article précise que le « rivage de la mer » est « *constitué par tout ce qu'elle couvre et découvre jusqu'où les plus hautes mers peuvent s'étendre en l'absence de perturbations météorologiques exceptionnelles* ».

Selon l'article L2111-6 du CGPPP, le DPM artificiel correspond, quant à lui, « *aux ouvrages ou installations appartenant à une personne publique* » et ces ouvrages ou installations doivent être « *destinés à assurer la sécurité et la facilité de la navigation maritime* ». Il se trouve situé « *à l'intérieur des limites administratives des ports maritimes,*

2. Conseil d'État, 12 octobre 1973, Kreitman, Requête n° 86682 88545 89200, publiée au recueil Lebon.
3. Ord. relative à la partie législative du Code général de la propriété des personnes publiques.

des biens immobiliers situés en aval de la limite transversale de la mer appartenant à l'une des personnes publiques mentionnées à l'article L1 ».

C'est au DPM naturel que nous allons nous intéresser pour la suite de cette section.

La consistance du domaine public maritime naturel

C'est l'article L2111-4 du CGPPP qui prévoit la consistance du DPM naturel de l'État.

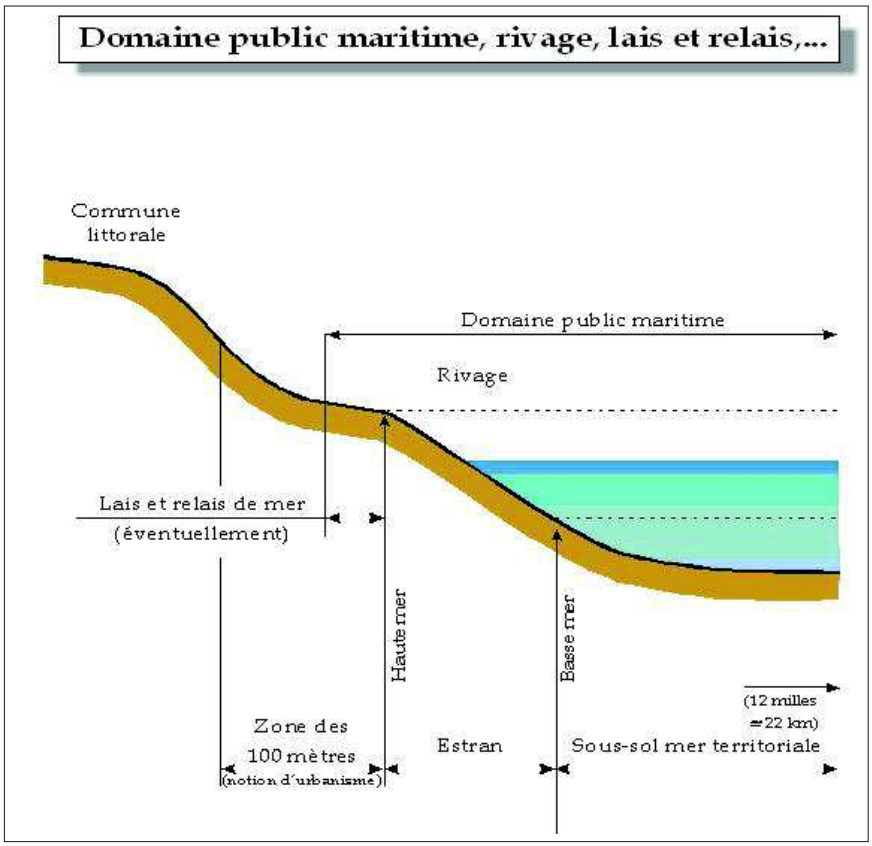


FIGURE 4.1 – Les délimitations du domaine public maritime (source : http ://www.developpement-durable.gouv.fr/Consistance-du-domaine-public.html).

Article L2111-4

Le domaine public maritime naturel de l'État comprend :

1- Le sol et le sous-sol de la mer entre la limite extérieure de la mer territoriale et, côté terre, le rivage de la mer.

Le rivage de la mer est constitué par tout ce qu'elle couvre et découvre jusqu'où les plus hautes mers peuvent s'étendre en l'absence de perturbations météorologiques exceptionnelles ;

2- Le sol et le sous-sol des étangs salés en communication directe, naturelle et permanente avec la mer ;

3- Les lais et relais de mer :

a) Qui faisaient partie du domaine privé de l'État à la date du 1er décembre 1963, sous réserve des droits des tiers ;

b) Constitués à compter du 1er décembre 1963.

Pour l'application des a et b ci-dessus dans les départements de la Guadeloupe, de la Guyane, de la Martinique et de La Réunion, la date à retenir est celle du 3 janvier 1986 ;

4- La zone bordant le littoral définie à l'article L. 5111-1 dans les départements de la Guadeloupe, de la Guyane, de la Martinique et de La Réunion ;

5- Les terrains réservés en vue de la satisfaction des besoins d'intérêt public d'ordre maritime, balnéaire ou touristique et qui ont été acquis par l'État.

Les terrains soustraits artificiellement à l'action du flot demeurent compris dans le domaine public maritime naturel sous réserve des dispositions contraires d'actes de concession translatifs de propriété légalement pris et régulièrement exécutés.

Dans le cadre de notre étude, la personne publique sera menée à agir sur le DPM naturel lors des extractions et rechargements sédimentaires. Elle sera donc tenue de respecter des règles propres au domaine public si elle ne compte pas commettre de contravention de grande voirie.

Les contraventions de grande voirie Les contraventions de grande voirie sanctionnent les infractions à la police de la conservation des dépendances du domaine public. Elles relèvent de la compétence du juge administratif et leur régime n'est applicable que lorsqu'il a été prévu par un texte [4].

L'objectif de ces contraventions est de protéger l'intégrité matérielle du domaine public. Ainsi, les atteintes au DPM sont incluses dans les contraventions de grande voirie selon l'article L2132-3.

Article L2132-3

Nul ne peut bâtir sur le domaine public maritime ou y réaliser quelque aménagement ou quelque ouvrage que ce soit sous peine de leur démolition, de confiscation des matériaux et d'amende.

Nul ne peut en outre, sur ce domaine, procéder à des dépôts ou à des extractions, ni se livrer à des dégradations.

Le texte présente les éléments suivants comme constituant des contraventions de grande voirie :

4. Conseil d'Etat, 27 mars 2000, Min. de l'équipement, Requête n° 195019 : Jurisdata n° 2000-122112, Recueil CE 2000, p.136, Conclusions Arrighi de Casanova.

— L'exécution de travaux ou d'ouvrages sans autorisation sur le domaine public. [5]
— L'édification sur le DPM d'ouvrages destinés à empêcher son extension naturelle. [6]
— Les extractions effectuées sur le domaine public sans autorisation. [7]
— Le maintien d'installations sur le domaine public après le retrait d'une autorisation d'occupation. [8]
— La pollution de la mer par des produits pétroliers. [9]

4.3.3.2 Les réglementations encadrant les extractions sur le domaine public

Nous distinguerons ici les opérations d'extraction de celles de dragage, puisque le dragage est défini comme étant : « *l'opération correspondant à l'enlèvement ou au déplacement de sédiments à l'aide de moyens mécaniques, hydrauliques ou pneumatiques dans le but de rétablir les profondeurs d'un plan d'eau ou d'un chenal d'accès à un port ou de les approfondir* » (Préfecture maritime de l'Atlantique). Les dragages sont donc des opérations d'entretien de chenaux et de ports à des fins de navigation. Cependant, bien que nous n'irons pas dans les détails juridiques encadrant les opérations de dragage, il est intéressant d'évoquer l'idée d'une gestion commune entre un secteur excédentaire en sédiment potentiellement compatibles pour un rechargement dans un secteur déficitaire. Le cas est ainsi évoqué dans le Schéma de Référence des Dragages du Morbihan (DDTM-Morbihan, 2010), où il est préconisé le développement de dépôt à terre de plus de sédiments dragués qui, après dépollution, sont envisagés comme réserve sédimentaire pour des rechargements de plage. Ces opérations sont alors gérées par le département ou la région.

Les extractions sont encadrées par deux codes, le code minier et le code de l'environnement (Dutaut, 2016). Le code de l'environnement, dans l'article L321-8, prévoit que toute extraction de matériau est interdite dès lors qu'elle risque de porter atteinte aux zones côtières ainsi qu'à la faune et la flore aux alentours.

5. Conseil d'État, 26 février 1936, Gillemaner, Recueil 1936, p.258 ; Conseil d'État, 7 novembre 1973, Paoli, Requête n° 84081, Recueil CE 1973, p.620
6. Cour Administrative d'Appel de Nancy, 19 mars 1992, Société d'exploitation des dunes forestières, Requête n° 90NC00420, Recueil CE 1992, p.960
7. Conseil d'État, 13 juin 1964, Guegan, Recueil Conseil d'État 1964, p.334, Revue de Droit Public 1965, p.85, Note Waline ; Conseil d'État, 29 juillet 1983, Adam, Recueil CE 1983, p.343
8. Conseil d'Etat, 27 février 1995, Torre, Requête n° 139718, Jurisdata n° 1995-040793, Droit administratif 1995, commentaire 262
9. Conseil d'État, 30 septembre 2005, Cacheux, requête n° 263443, Juridata n° 2005-069067, AJDA 2005, p.1973

Article L321-8

Les extractions de matériaux non visés par les articles L. 111-1 et L. 111-2 du code minier sont limitées ou interdites lorsqu'elles risquent de compromettre, directement ou indirectement, l'intégrité des plages, dunes littorales, falaises, marais, vasières, zones d'herbiers, frayères, gisements naturels de coquillages vivants et exploitations de cultures marines.

Cette disposition ne peut toutefois faire obstacle aux travaux de dragage effectués dans les ports et leurs chenaux ni à ceux qui ont pour objet la conservation ou la protection d'espaces naturels remarquables.

L'article 321-8 du Code de l'environnement pose un principe d'interdiction des extractions de matériaux ainsi que des dérogations à ce principe : les travaux de dragage pour l'entretien des chenaux et des ports et les travaux de conservation ou de protection des espaces naturels remarquables. Les limitations ou interdictions ne concernent pas les matériaux cités dans les articles L111-1 et L111-2 du code minier. Le sable n'apparaissant pas dans cette liste, il est soumis au principe d'interdiction d'extraction s'il y a atteinte à l'environnement, prévu par l'article 321-8 du code de l'environnement.

L'article prévoit une mécanique assez souple en posant des dérogations au principe d'interdiction, mais face au manque de clarté de certains termes utilisés, le Conseil d'État a été obligé d'apporter des précisions. Dans sont arrêt du 5 juillet 1999[10], le Conseil d'État a expliqué que : « *les prescriptions de ce texte ne sont plus applicables aux travaux d'extraction de matériaux dès lors que la zone exploitée se situe à 4,5 milles marins des côtes, laquelle ne fait plus partie du littoral* ».

Les prescriptions environnementales applicables aux prélèvements en mer

Les travaux sur le domaine public maritime doivent respecter la procédure de l'étude d'impact (L122-1 et R122-5 du Code de l'environnement) et le régime de l'autorisation ou de l'autorisation préalable. C'est l'étude d'impact qui va conditionner toute autorisation d'extraction et/ou de rechargement dès lors que l'on veut agir sur le DPM. Les procédures relatives à l'étude d'impact sont présentées à la suite des réglementations encadrant les rechargements sédimentaires, car elle s'impose, dans certains cas, aux deux actions.

La jurisprudence vient compléter ce texte :

— Les travaux sur le domaine publique maritime naturel ou artificiel sont soumis à la procédure d'étude d'impact.

10. Conseil d'État, 5 juillet 1999, Comité local des pêches et élevages marins Noirmoutier, Requête n° 197287.

4.3.3.3 Les réglementations encadrant les rechargements sédimentaires

Toutes ces réglementations du droit français viennent s'appliquer par des demandes d'autorisation ou de déclaration dès lors qu'une action est à mener sur le domaine public. Nous listons ici chacune d'entre elles en détaillant les procédures qu'elles imposent telles qu'elles ont été exposées dans le document de cadrage Document de cadrage préalable des études d'impact relatives aux opérations côtières de protection du littoral sableux du Languedoc- Roussillon (Egis-Eau et Creocean, 2011). Cette liste est à réaliser en complément du dossier d'étude d'impact dès lors qu'il est imposé.

La déclaration d'intérêt général Au titre de l'article L211-7 du Code de l'environnement, les collectivités territoriales et leurs groupements ainsi que les syndicats mixtes sont habilités à utiliser les articles L. 151-36 à L. 151-40 du code rural et de la pêche maritime pour entreprendre l'étude, l'exécution et l'exploitation de tous travaux, actions, ouvrages ou installations présentant un caractère d'intérêt général ou d'urgence, dans le cadre du schéma d'aménagement et de gestion des eaux s'il existe, et visant, notamment la défense contre les inondations et contre la mer. De ce fait, un dossier d'intérêt général doit être déposé. Il doit justifier de l'intérêt général du projet et définir les modalités d'exploitation et d'entretien de l'aménagement. Dans le cadre d'une opération mixte dragage/rechargement, c'est la commune bénéficiaire du rechargement qui doit déposer le dossier.

La demande d'autorisation préfectorale Les travaux projetés en rapport avec la Déclaration d'Intérêt Général (DIG) doivent faire l'objet d'une autorisation préfectorale au titre des articles L214-1 à L214-6 du code de l'environnement. Cette autorisation peut être demandée pour un projet englobant plusieurs rechargements, pour une durée maximale de 10 ans. L'article R214-88 du code de l'environnement précise que lorsque les travaux sont liés à la Déclaration d'Intérêt Général il est procédé à une enquête publique unique.

L'évaluation des incidences Natura 2000 « Si les opérations sont soumises à autorisation au titre des articles L. 214-1 à L214-6 du Code de l'environnement, et doivent faire l'objet d'une étude ou d'une notice d'impact, un dossier d'évaluation d'incidences, défini à l'article R. 414-21 du Code de l'environnement, est à présenter lorsque tout ou partie de l'opération est situé dans un site Natura 2000 ou, à proximité d'un tel site et qu'elle est susceptible d'affecter ce site de manière significative, individuellement ou par accumulation d'effets avec d'autres projets. Conformément à l'article R. 414-22 du même code, l'étude d'impact tient lieu du dossier d'évaluation si elle satisfait aux prescriptions

exigées pour les sites Natura 2000. Son contenu est défini à l'article R. 414-23 du Code de l'environnement. »

La demande de concession d'utilisation du domaine public maritime « Le décret n°2004-308 du 29 mars 2004 relatif aux concessions d'utilisation du domaine public maritime en dehors des ports, stipule que les dépendances du domaine public maritime peuvent faire l'objet de concessions d'utilisation en vue de leur affectation à l'usage du public, à un service public ou à une opération d'intérêt général. »

La demande de dérogation aux mesures de protection des espèces « Les conditions dans lesquelles peuvent être délivrées les dérogations aux mesures de protection sont définies dans la partie réglementaire du Code de l'environnement. Le décret du 4 janvier 2007 (modifiant le code de l'environnement, articles R. 411-1 à 16), l'arrêté du 19 février 2007 modifié par l'arrêté du 28 mai 2009 et la circulaire du 21 janvier 2008 confirment que les dérogations définies au 4° de l'article L.411-2 sont accordées par le préfet du département du lieu de l'opération après avis du CNPN (Conseil National de Protection de la Nature). Des dérogations peuvent être accordées par le (ou les) ministre(s) après avis du CNPN pour certains cas particuliers.

L'instruction des demandes de dérogations générales se déroule en plusieurs étapes :
- Le demandeur dépose un dossier spécifique en préfecture ;
- la préfecture saisit la DREAL pour instruction ;
- la DREAL peut solliciter toute observation d'experts qui lui semblerait nécessaire ;
- la DREAL transmet le dossier au Ministère chargé de l'environnement avec son avis pour saisie du CNPN sous couvert du préfet de département ;
- le Ministère chargé de l'environnement transmet l'avis au préfet, sur la base duquel il prendra sa décision d'autorisation ou de refus.

L'arrêté du 19 février 2007 fixe le contenu du dossier de demande. Les dérogations doivent être obtenues avant la réalisation des opérations dont il s'agit ; il est donc indispensable d'anticiper et de prévoir la réalisation des études (avec phase d'inventaires aux périodes les plus appropriées), la demande de dérogation et l'obtention de l'autorisation dans le calendrier de réalisation de l'opération.

Enquêtes publiques et instruction « Le dossier de demande d'autorisation du projet au titre des articles L 214.1 et suivants du code de l'Environnement est déposé en Préfecture et instruit par le service de la police de l'eau. La demande fait l'objet d'une instruction administrative conduite par le service instructeur visant à consulter l'ensemble

des services administratifs concernés par le projet pour avis.

4.3.3.4 L'étude d'impact

L'étude d'impact est nécessaire dans les opérations d'extraction et de rechargement dès lors que les dimensions du projet dépassent les seuils définis par l'article R.122-2 du Code de l'environnement (Tableau 4.1).

Quels impacts sur l'environnement peuvent être attribués à un rechargement sédimentaire ? Le document édité par Egis-Eau et Creocean (2011), cadrant les études d'impact relatives aux opérations côtières de protection du littoral sableux du Languedoc- Roussillon, présente une très bonne synthèse de l'ensemble des perturbations environnementales potentielles au travers d'une large palette d'étude de cas. Le principal impact des rechargements de plage et d'avant-plage est provoqué par le recouvrement de la faune benthique sur la zone de déversement. « La restauration de la faune et de la flore se fait très rapidement après un rechargement. La turbidité de l'eau diminue l'efficacité de la photosynthèse et pour éviter de causer des dommages à la flore, il faut s'assurer que la fraction de particules fines dans le sédiment d'emprunt soit faible. Les impacts d'un rechargement de plage et d'avant-plage sur les populations dépendent de nombreux facteurs propres aux espèces. Il s'agit notamment de leur abondance et de leur distribution dans le mileu, de leur niveau de tolérance aux perturbations environnementales et de leur vitesse de recolonisation (Simm et al., 1996). Les opérations de rechargement doivent être évitées dans les milieux où de espèces rares s'établissent (Stauble et Nelson, 1984). Dans le cas d'un rechargement par voie terrestre et pour éviter une dégradation du haut de plage et des dunes bordières, la circulation des engins doit être canalisée sur des chemins préférentiels (CETMEF, 1998). »

Et quels sont-ils pour les extractions ? « Les études relatives aux impacts écologiques des activités d'extraction sur les habitats benthiques et les biocénoses sont peu nombreuses et ponctuelles. Actuellement, il est donc impossible de tirer des conclusions et des généralisations sur les pressions et impacts écologiques de ces activités à l'échelle d'une sous-région marine. Il semble néanmoins clair que le prélèvement de sédiments, le re-dépôt des particules fines mises en suspension, les changements granulométriques, la complexification de la topographie et enfin la création d'un territoire à coloniser, induisent un changement rapide des communautés benthiques.

L'importance des impacts directs et la possibilité de revenir à un état proche de l'état initial sont surtout fonctions de l'intensité de l'extraction et de la résilience écologique du site. Ils dépendent également des types de travaux, de la stratégie d'exploitation proposée, des conditions morpho-bathymétriques et sédimentaires du site ainsi que de l'hydrodynamisme local. En plus des perturbations physiques et biologiques du milieu, il peut poten-

tiellement y avoir remise en suspension d'éventuels contaminants lors du déplacement des matériaux. » (Egis-Eau et Creocean, 2011).

Le document qui encadre l'ensemble du projet d'extraction et/ou de rechargement est l'étude d'impact, ou bien, si le projet est de moins grande ampleur, l'étude au cas par cas. Au regard de l'application de la loi n°2009-967 de 3 août 2009, l'application de l'article L122-3 du Code de l'environnement est détaillée aux articles R122-2 et suivants du même code. Un tableau annexé à l'article précise les critères des projets nécessitant étude d'impact ou examen au cas par cas (Tableau 4.1). Puis la figure 4.2 vient préciser les actions à mener pour chacun des deux dispositifs (étude d'impact ou examen au cas par cas).

Table 4.1 – Extrait du tableau annexé à l'article R.122-2 du Code de l'environnement, concernant les procédures d'étude d'impact ou d'examen au cas par cas.

Catégories d'aménagement, d'ouvrages et de travaux	**Projets soumis à étude d'impact**	**Projets soumis à la procédure au « cas par cas »**
Travaux, ouvrages et aménagements sur le domaine public maritime et sur les cours d'eau.	Travaux de rechargement de plage d'un volume supérieur ou égal à 10 000 mètres cubes.	Travaux de rechargement de plage d'un volume inférieur à 10 000 mètres cubes.
Extraction de minéraux ou sédiments par dragage marin ou retrait de matériaux lié au curage d'un cours d'eau.	Dragage et/ ou rejet y afférent en milieu marin soumis à autorisation au titre de l'article R. 214-1 du code de l'environnement	

Concernant les projets échelonnés dans le temps, l'article R-122.5 du Code de l'environnement stipule que : « lorsque la réalisation d'un projet est échelonnée dans le temps, l'étude d'impact de chacune des phases doit comporter une appréciation des impacts de l'ensemble du programme ».

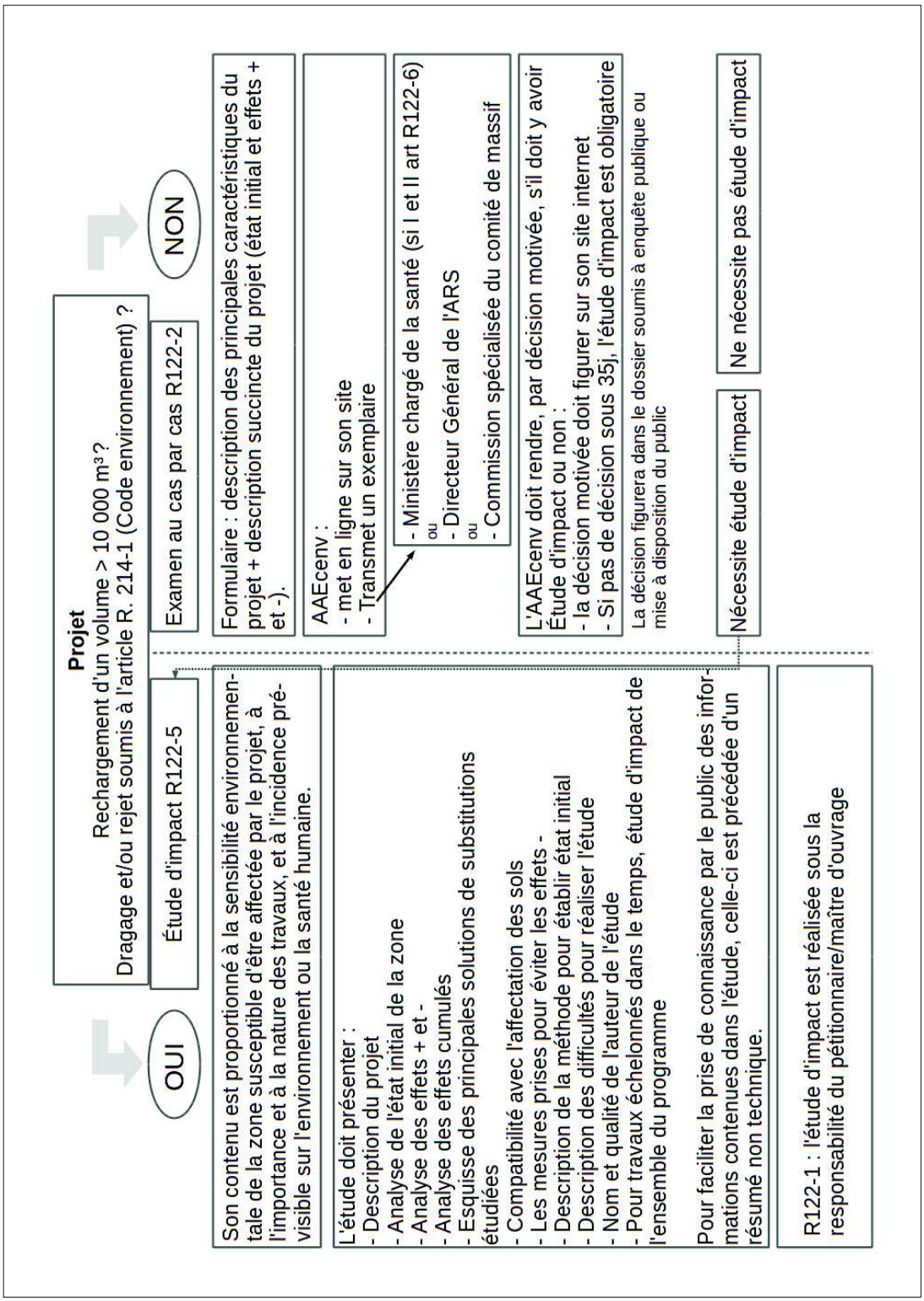


FIGURE 4.2 – Schématisation des procédures relatives aux études d'impact et examens au cas par cas (réalisé d'après Dutaut (2016)).

4.3.3.5 Les acteurs

La réalisation

L'étude d'impact d'un projet est réalisée par le maître d'ouvrage ou sous sa responsabilité et sa réalisation est généralement confiée à un bureau d'étude. Le maître d'ouvrage peut être une personne publique (mairie, EPCI, CCI) et réaliser les travaux en régie, c'est-à-dire avec ses propres moyens, ou bien des travaux publics sont réalisés par une entreprise privée.

L'évaluation

C'est la préfecture qui va donner son autorisation après consultation d'une Autorité Environnementale compétente. Elle donne un avis sur la cohérence et la pertinence du dossier d'étude d'impact.

L'implication du public

L'étude d'impact permet l'information et la participation des citoyens.

4.3.3.6 Point de vue critique

Au vu des cadres légaux et des procédures administratives décrites précédemment, il apparaît que les incompatibilités entre le droit et les contraintes d'action sur le terrain sont nombreuses. À la lumière des sections précédentes, il nous semble que le temps nécessaire pour réaliser les démarches, l'étude d'impact notamment, est incompatible avec des réalités terrains où il faut souvent agir dans l'urgence dès lors qu'aucune stratégie de gestion à plus ou moins long terme n'est définie. En effet, il faut compter en moyenne 24 mois avant de voir aboutir un projet. Ce n'est donc actuellement pas une solution qui peut être utilisée dans l'urgence pour lutter contre un démaigrissement rapide de la plage, mais qui demande de l'anticipation, tout comme les études préalables nécessaires à une bonne connaissance du fonctionnement du système.

Dans sont arrêt du 5 juillet 1999, le Conseil d'État fixe la limite du littoral à 4,5 milles marins au large, libérant ainsi les projets d'extraction du Code de l'environnement et de l'article L321-8. Cette décision fait désormais acte de jurisprudence, mais il est légitime de se poser la question de la pertinence de cette distance. Il existe de nombreux effets liés à l'extraction de sédiments et notamment la destruction du benthos, pourquoi donc l'étude d'impact ne prend-elle pas en considération l'ensemble des compartiments affectés au lieu de seulement la limitation des effets liés à la dynamique sedimentaire et à la tenue du trait de côte ?

Enfin, les différences fondamentales qui existent entre les transferts et les rechargements doivent être rappelées, puisque le transfert ne demande pas d'apport de sable supplémentaire et n'est soumis à aucune contrainte législative. « Devant la loi, les transferts sur le profil ou longitudinaux sont considérés comme des travaux d'entretien de la plage (au même titre que le nettoyage) et non comme des travaux de défense contre la mer. De plus, en raison de leur nature et de leur consistance, ces opérations ne sont pas jugées susceptibles de modifier l'environnement en application de la loi sur l'eau. De ce fait, les transferts ne sont pas soumis à une demande d'autorisation de travaux, ni à une enquête publique, ni à des études d'impact. Chaque commune peut donc opérer le nombre de transferts qu'elle juge nécessaire » (Pupier-Dauchez, 2002).

Conclusion de la section 4.2

Le niveau européen apparaît être une échelle intéressante en ce qui concerne le partage de connaissances aux niveaux des politiques, des stratégies et des méthodes de rechargement. Pour autant, les réglementations et la législation en vigueur dans chaque État sont diverses. En France, elles contraignent fortement l'application de ce mode de gestion, en particulier, les travaux de rechargement nécessitent ainsi les travaux de rechargement nécessite plusieurs phases d'action :

— l'avant-projet,
— les études,
— l'instruction administrative,
— l'appel d'offre et le choix de l'entreprise,
— les demandes de subventions,
— les travaux.

Le temps nécessaire à la réalisation de l'ensemble de ces actions est long. En moyenne deux années de préparation sont nécessaires pour aboutir à une autorisation ou un refus de la part de l'autorité compétente pour réaliser les travaux. Ainsi, il semble que cette temporalité soit en contradiction avec l'urgence de certaines situations d'érosion côtière, notamment lors de tempêtes. Par contre, cette temporalité est également à mettre en corrélation avec la méthode de travail que nous proposons dans cette thèse, c'est-à-dire une analyse sur plusieurs années, permettant un suivi préalable indispensable, ainsi qu'une analyse à long terme des évolutions des cellules littorales y compris des avant-plages. L'anticipation est donc également nécessaire pour ce genre de solutions à la gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion.

4.4 Conclusion

Toutes ces contraintes administratives et juridiques concernant les possibilités de rechargements, ou bien même tout simplement d'action sur le littoral autorisent certains à penser que de toute manière « *dame nature a un coup d'avance sur les rouages administratifs* » [11]

A contrario de cette résignation qui peut affecter certains gestionnaires et riverains, ce dernier chapitre présente une stratégie de gestion des risques côtiers qui s'appuie sur

11. Élu de la commune de Siouville (50), entendu sur France 3 région, Basse-Normandie.

une gestion durable des stocks sédimentaires au sein des cellules littorales. Cette option est tout d'abord présentée au regard des différentes actions menées à l'échelle européenne, au sein de chaque pays, puis en France où des exemples sont pris. On voit apparaître, ces dernières années, une émergence de l'utilisation des rechargements sédimentaires comme mode de gestion des risques côtiers en France. Après que ceux-ci aient été assez largement utilisés (et continuent de l'être) au cas par cas, des stratégies de gestion des stocks sédimentaires à des échelles régionales font également l'objet de réflexion approfondies. Notre approche va également dans ce sens mais elle vise plus spécifiquement à mettre en évidence les possibilités de développer une telle gestion au sein même des unités morpho-sédimentaires qui composent le littoral. Dans ce sens, on rappelle qu'elle pourrait s'insérer comme une des solutions potentielles à moyen terme dans les stratégies de gestion à plus terme du littoral. Le cœur de ce chapitre a donc consisté à présenter prérequis à la mise en place d'une telle stratégie. Bien que les questions financières soient souvent au centre des décisions de projets de gestion, nous ne les avons pas prises en compte dans ces prérequis. Les trois aspects développés sont donc l'acquisition des connaissances nécessaires, la mise en place de suivis, tant pour acquérir cette connaissance que pour suivre les effets du rechargement et, enfin, le cadre législatif des extractions et rechargements qui est un point non négligeable, notamment au regard des délais nécessaires pour obtenir des autorisations de travaux.

La solution du rechargement sédimentaire reste néanmoins applicable et envisageable sur un pas de temps limité, principalement dans les cas où des rechargements successifs fréquents sont nécessaires. En effet, au vu des coûts de tels procédés, il apparaît être pertinent de les envisager sur les court et moyen termes et de réfléchir sur le long terme, dans le cas d'érosion chronique et d'enjeux forts, à une relocalisation des activités et des biens (Mineo-Kleiner et Meur-Ferec, 2016). Ainsi, l'option d'un repli stratégique reste donc, dans certains cas, la seule option viable sur le long terme pour la sauvegarde des enjeux. De plus, la réflexion sur des stratégies globales de gestion des risques côtiers se met en place dans l'objectif d'arrêter les actions ponctuelles, ou au « coup par coup » qui, sans vision future, ne permettent pas de résoudre les problèmes.

Pour aller plus loin sur ces questions de gestion intégrée des risques côtiers, des auteurs tels que Capobianco et Stive (2000) s'intéressent à d'autres méthodes de gestion. Les auteurs développent ainsi les concepts d'ingénierie écologique et d'éco-technologie. Ils proposent de passer d'une réflexion à court terme dans une réalité simplement économique, avec pour conséquence une perte des espaces naturels et l'augmentation des risques pour les populations, à des préoccupations sur le long terme en développant la société humaine

dans son environnement naturel. Les techniques de rechargements dans le cadre d'une gestion durable du littoral s'intègrent totalement dans ces concepts.

Chapitre 5

Conclusion générale et perspectives

Rappel du contexte des travaux de thèse

Ce travail de recherche s'intègre dans la problématique des risques côtiers et de leur gestion vus sous l'angle de la géographie et plus particulièrement de la géomorphologie littorale. Notre travail a porté sur l'étude des avant-plages sur plusieurs échelles temporelles et spatiales en Bretagne, en partie par l'analyse de données bathymétriques anciennes et récentes, d'imagerie et de sismique, dans l'objectif d'apporter de nouvelles réponses sur les évolutions morphologiques des cellules hydro-sédimentaires. Nous nous sommes plus particulièrement intéressés à leur partie sous-marine, les avant-plages. Notre problématique était alors : quelles réponses peut apporter la mise en évidence des évolutions passées, aux échelles centennale et pluri-annuelle des dynamiques sous-marines dans une perspective de gestion des risques côtiers et dans un contexte de changements climatiques et environnementaux globaux et locaux ?

Ce travail doctoral nous a donc permis de participer :

— au renforcement des connaissances géomorphologiques des stocks sableux et de leur mobilité au sein des cellules hydro-sédimentaires ;

— à l'élaboration de stratégies de gestion des risques côtiers d'érosion et de submersion.

Résultats méthodologiques

Un travail méthodologique significatif nous a permis d'utiliser une source de données encore sous-exploitée, les minutes de sondes anciennes du SHOM. Nous avons montré que leur utilisation est possible à condition de prendre certaines précautions aux incertitudes associées à ces données. Les progrès techniques réalisés au fil des années ont donné nais-

sance à une multitude d'outils utilisés pour effectuer les levés, avec des précisions et des méthodologies d'acquisition différentes. Il est donc essentiel de prendre en compte cette hétérogénéité dans les études diachroniques permettant de mettre en évidence les dynamiques de ces avant-plages. C'est notamment le cas de la densité de points utilisables pour chaque levé.

Nous avons également pu mettre en évidence la complémentarité des données d'imagerie, de sismique et de bathymétrie pour l'analyse fine des morphologies et des dynamiques d'avant-plages. Par rapport au panel d'outils existants actuellement, la vedette océanographique Haliotis nous a semblé parfaitement adaptée à ce travail de recherche. La mise en place d'un suivi des avant-plages s'appuyant sur cet outil et utilisant des techniques complémentaires a pu être discutée. En effet, que ce soit pour des objectifs de recherche ou que ce soit pour des besoins de gestion des stocks sableux, il nous paraît essentiel de suivre dans le temps ces évolutions. Il faut néanmoins souligner qu'il est important d'adapter la fréquence des levés en fonction du temps disponible pour acquérir et traiter les données, des dynamiques propres à chaque site, des moyens financiers et enfin des conditions météorologiques.

Les évolutions à long terme des avant-plages

Le principal résultat du chapitre 2, portant sur les évolutions à long terme, est l'inversion des tendances d'évolution, bien mise en évidence par les comparaisons bathymétriques sur l'ensemble de nos sites d'étude. Cette inversion des tendances (stabilité ou accrétion vs. érosion) est accompagnée d'une augmentation des pentes des avant-plages ainsi que de modifications dans les profils. Les discussions sur ce résultat ont mis en avant trois facteurs principaux contrôlant les dynamiques des avant-plages : les contraintes structurales, les forçages météo-marins et l'influence anthropique (artificialisation du trait de côte et extractions). Cette analyse sur le long terme était indispensable pour connaître et mieux comprendre le contexte d'évolution d'un site.

Les évolutions à court terme des avant-plages

Le chapitre 3 concerne les évolutions sur le court terme et la comparaison entre les deux sites de Guidel et de Combrit - Île-Tudy, étudiés dans le détail et suivis annuellement au cours des dernières années. Cette approche nous a permis d'affiner notre connaissance des dynamiques morpho-sédimentaires récentes ou même actuelles en complément des tendances à long terme sur ces deux sites. De plus, ces résultats confirment la nécessité

de prendre en compte les dynamiques court-terme et le rôle du substrat rocheux dans une réflexion sur des modes de gestion douce et durable des littoraux sableux, en particulier la gestion des stocks sédimentaires au sein des cellules littorales.

Vers de meilleures stratégies de gestion des risques côtiers

À l'échelle européenne et même française, des techniques de gestion plus souples et durables voient le jour. Parmi elles les rechargements sédimentaires sont souvent préconisés et de plus en plus utilisés comme véritable moyen de gestion des risques côtiers. Ces rechargements sédimentaires sont une technique consistant à déposer des sédiments dans un secteur déficitaire dans l'objectif de compenser les pertes causées par l'érosion et de limiter le recul du trait de côte. Elles visent donc à rééquilibrer le bilan sédimentaire déficitaire d'une cellule littorale. Néanmoins, cette technique est souvent utilisée sans une compréhension suffisante du fonctionnement des dynamiques de la cellule littorale sur laquelle s'effectue l'opération. Ainsi, nous nous sommes attachés à présenter et rappeler les connaissances indispensables à acquérir et notamment sur les dynamiques des avant-plages, ce qui nécessite généralement la mise en place de suivis. De plus, les aspects juridiques qui encadrent les opérations d'extraction et de rechargement sont à anticiper. En effet, la durée nécessaire à l'établissement des différentes procédures juridiques et administratives et, notamment, l'étude d'impact, est longue et doit donc être prise en compte dans le cadre d'un projet de gestion des sédiments. Ainsi, les temporalités diffèrent entre des préoccupations de gestionnaires qui sont souvent obligés d'agir dans l'urgence, et les contraintes juridiques et les prérequis indispensables à la bonne compréhension du système pour réaliser les rechargements les plus efficaces et durables possible. Les avant-plages sont désormais un élément essentiel à prendre en compte dans les mises en place de suivis de l'érosion côtière et dans le cadre des décisions de mesures à prendre pour lutter contre celle-ci.

Perspectives

Comme le rappellent les auteurs du Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon : « La connaissance de l'évolution sur le long terme de la morphologie du prisme sableux et des variations de volumes associés, est la clé d'une gestion durable des sables littoraux. » (Raynal et al., 2013). Ainsi, à la suite de ce travail de thèse, plusieurs perspectives de recherches peuvent être avancées.

Tout d'abord, il nous semble intéressant de pouvoir approfondir la question des liens

entre plage et avant-plage que nous n'avons pu aborder, dans ce travail, que sur le court terme. Une analyse des évolutions du trait de côte sur le temps long et sur l'ensemble de nos sites d'études serait donc à associer aux analyses des bilans sédimentaires d'avant-côtes. Un modèle standard d'évolution Trait de côte / Bilan Sédimentaire de l'avant-côte (TC/BSAC) développé par Brunel et al. (2014a) pourrait ainsi être appliqué sur nos sites d'étude bretons. Ce travail permettrait alors de mieux comprendre comment interagissent ces deux parties (plage et avant-plage) de la cellule littorale. Également, il nous semble important d'apporter de nouvelles réponses et de nouveaux indicateurs faisant état de l'ensemble de la cellule littorale. En effet, Brunel et al. (2014a) montrent qu'un trait de côte qui avance ne rend pas forcément compte d'un bilan sédimentaire positif et inversement. Cette indication sur le mode de fonctionnement de la cellule sédimentaire est pourtant primordiale pour la gestion des sédiments.

Il nous paraît intéressant de généraliser notre étude sur les variations des épaisseurs sédimentaires. Il serait envisageable d'intégrer les morphologies du socle rocheux aux bathymétries anciennes du SHOM et ainsi d'obtenir des informations sur des volumes sédimentaires à chaque date de levés. Des données de sismiques sont peut être également disponibles sur nos autres secteurs d'étude.

Un autre point sur les analyses sur le long terme concerne le concept de profondeur de fermeture. En effet, nous n'avons pas trouvé, dans la littérature, de définition susceptible d'être applicable à une analyse sur le long terme des dynamiques morpho-sédimentaires. Or, la connaissance de cette profondeur de fermeture du système est aujourd'hui largement prise en compte dans les études d'ingénierie de travaux maritimes (extractions, ouvrages de défense en mer, etc.).

Concernant la période actuelle, nos résultats montrent l'intérêt de la mise en place de suivis bathymétriques du littoral. Ces suivis répétés sont à définir en fonction des objectifs poursuivis. Par exemple, les navires océanographiques côtiers permettent l'acquisition de levés à très haute précision mais sur des superficies limitées et avec des temps d'acquisition et de traitement longs. D'autres outils sont plus adaptés pour couvrir une plus large étendue spatiale en peu de temps, c'est notamment le cas du lidar bathymétrique aéroporté.

Des mesures hydrodynamiques, associées à ces acquisitions bathymétriques, seraient un véritable apport pour affiner la compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires sur le court terme. La mise en place de vélocimètres et de capteurs de pression, par

exemple, serait à envisager lors de prochaines missions.

Ensuite, on peut rappeler ici l'existence d'outils complémentaires de modélisation numérique ou conceptuelle, non abordés dans ces travaux, et à fort potentiel. Par exemple, la prise en compte des changements climatiques dans les évolutions morphologiques peut être testée en utilisant des outils de modélisation. Les éventuels paramètres des équations constitutives (le modèle serait sans doute plutôt conceptuel que numérique) demandent à être validés par rapport à des observations avant d'explorer la réponse du système à différents scénarios de changement climatique.

Pour conclure, les perspectives de ce travail sont destinées à améliorer les connaissances scientifiques des cellules littorales. Toutes amènent conjointement à réfléchir à des stratégies de gestion des sédiments à une large échelle et dans un objectif de réduire les risques d'érosion et de submersion. D'autres régions ou départements, comme le Languedoc-Roussillon et la Charente-Maritime, ont mis au point des Plan de Gestion des Sédiments sur l'ensemble de leur façade maritime. Nos résultats mettent clairement en évidence la nécessité de poursuivre cette réflexion entamée sur la gestion des stocks sédimentaires et surtout de rendre plus systématique la prise en compte des avant-plages dans les études sur les dynamiques sédimentaires littorales.

Bibliographie

Abadie, S., C. Brière, J. Dubranna, P. Maron et D. Rihouey. 2004, «Analyse de l'évolution du volume sédimentaire des plages subtidales d'Anglet», *VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil, Compiègne*. URL `http://www.paralia.fr/Files/08_82__9p__abadie__mal_numerote_.pdf`.

Aernouts, D. et A. Hequette. 2006, «Evolution du rivage et des petits fonds en baie de Wissant», *Géomorphologie-Relief Processus Environnement*, , n° 1, p. 49–63.

Aleman, N. 2013, *Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires. Le cas du Languedoc-Roussillon à l'aide de la technologie LIDAR*, Thèse de Doctorat, Université de Perpignan. 248 p.

André, C., P. Sauboua, H. Rey-Valette et G. Schauner. 2015, «Acceptabilité et mise en œuvre des politiques de relocalisation face aux risques littoraux : perspectives issues d'une recherche en partenariat», *Vertigo*, vol. 15, n° 1. URL `https://vertigo.revues.org/16074?lang=fr`.

Antoine, J. M., B. Desailly et A. Peltier. 2009, «Sources historiques et problématiques de recherche en géographie des risques naturels», *Géocarrefour (en ligne)*, vol. 84/4. URL `http://geocarrefour.revues.org/7519`.

Anziani, A. 2010, «Rapport sur les conséquences de la tempête Xynthia», Rapport 554, Sénat, Paris. URL `http://www.senat.fr/rap/r09-554/r09-5541.pdf`, 100 p.

Aubrey, D. 1979, «Seasonal patterns of onshore/ offshore sediment movement», *J. Geophys. Res*, vol. 84, p. 6347–6354.

Auly, T., P. Laymond, M.-C. Prat et J. Veiga. 2012, *Petit vocabulaire des risques et des catastrophes d'origine naturelle*, Éd. Confluences, 96 p..

Backstrom, J., D. Jackson, A. Cooper et C. Loureiro. 2015, «Contrasting geomorphological storm response from two adjacent shorefaces», *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 40, n° 15, p. 2112–2120.

Bacon, S. et D. Carter. 1991, «Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea», *International Journal of Climatology*, vol. 11, n° 5, p. 545–558.

Ballevre, M., V. Bosse, M.-P. Dabard, C. Ducassou, S. Fourcade, J.-L. Paquette, J.-J. Peucat et P. Pitra. 2013, «Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche», *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, vol. 500, p. 5–96.

Baltzer, A., S. Unterseh et M. Voisset. 2000, «L'imagerie acoustique : que voit-elle réellement ?», Centre français du littoral, Caen, ISBN 978-2-9505787-5-4, p. 487–495.

Barrell, J. 1912, «Criteria for the recognition of ancient delta deposits», *Geological Society of America Bulletin*, vol. 23, n° 1, p. 377–446.

Barriopedro, D. et N. Calvo. 2014, «On the Relationship between ENSO, Stratospheric Sudden Warmings, and Blocking», *Journal of Climate*, vol. 27, n° 12, doi :10.1175/JCLI-D-13-00770.1, p. 4704–4720, ISSN 0894-8755, 1520-0442. URL `http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-13-00770.1`.

Barrois, C. 1876, «Note sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points des côtes de Bretagne», *Ann. Soc. géol. Nord.*, vol. IV, p. 186–204.

Barrois, C. 1882, «Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère», *Ann. Soc. géol. Nord*, vol. IX, p. 239–268.

Barthe, X. et P. Castaing. 1989, «Etude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne», *Oceanologica Acta*, vol. 12, n° 4, p. 325–334. URL `http://archimer.ifremer.fr/doc/00106/21730/19303.pdf`.

Bawedin, V. 2004, «La dépoldérisation, composante d'une gestion intégrée des espaces littoraux ? Prospective sur le littoral picard et analyse à la lumière de quelques expériences», *Cahiers nantais*, vol. 2004, n° 61. URL `http://hal.univ-nantes.fr/hal-00279172/`.

Bertin, X., E. Chaumillon, N. Pouvreau et G. Wöppelmann. 2006, «Modélisations hydrodynamiques sur bathymétries anciennes, une possible alternative aux modélisations morphodynamiques à long terme ?», Editions Paralia, p. 349–356. URL `http://www.paralia.fr/Files/09_33__8p__bertin.pdf`.

Bertin, X., E. Prouteau et C. Letetrel. 2013, «A significant increase in wave height in the North Atlantic Ocean over the 20th century», *Global and Planetary Change*, vol. 106, doi :10.1016/j.gloplacha.2013.03.009, p. 77–83, ISSN 09218181. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S092181811300088X`.

Bird, E. C. F. 1985, *Coastline changes. A global review*, Wiley-Interscience publication., 219 p..

Birien, T. 2016, *Retour d'expériences des méthodes souples de protection du trait de côte*, Brest.

Birkemeier, W. A. et A. M. Asce. 1985, «Field Data on Seaward Limit of Profile Change», *Journal of Waterway*, vol. 3, n° 111, p. 598–602. URL `http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/(ASCE)0733-950X(1985)111:3(598`.

Blaise, E., S. Suanez, P. Stéphan, B. Fichaut, L. David, V. Cuq, R. Autret, J. Houron, M. Rouan, F. Floc'h et al.. 2015, «Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21, n° 3, p. 267–292.

Bodéré, J. 1971, «Observations sur la côte de la baie d'Audierne entre Penhors et Porz-Carn», *Cahiers Océanographiqnes, XXIIÏ*, vol. 6, p. 519–543.

Bodéré, J.-C., R. Cribb, R. Curr, P. Davies, B. Hallegouet, C. Meur, N. Piriou, A. Williams et C. Yoni. 1991, «La gestion des milieux dunaires littoraux. Evolution de leur vulnérabilité à partir d'une liste de contrôle. Etude de cas dans le sud du Pays de Galles et en Bretagne occidentale», *Norois*, vol. 151, n° 1, p. 279–298.

Bodéré, J. C., B. Hallégouët et C. Yoni. 1992, «Erosion et protection des côtes entre Penmarch et l'Odet», dans *Le pays bigouden à la croisée des chemins*, cap-caval éd., Numéro spécial 17, Pont-l'Abbé, p. 295–306.

Bordereaux, L. et X. Braud. 2009, *Droit du littoral*, lextenso éd., Gualino, 443 p..

Boss, S. K., C. W. Hoffman et B. Cooper. 2002, «Influence of fluvial processes on the Quaternary geologic framework of the continental shelf, North Carolina, USA», *Marine Geology*, vol. 183, n° 1, p. 45–65.

Bouffort, J.-M., J.-P. Ferrand, E. Le Cornec et A. Hénaff. 2011, «Défense côtière du polder de Combrit», Rapport, Département du Finistère, SIVOM de Combrit - Île-Tudy. 46 p.

Bowen, A. J. et D. L. Inman. 1966, «Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California», *Technical Memorendum Coastal Engineering Research Center*, , n° 19.

Browder, A. G. et J. E. McNinch. 2006, «Linking framework geology and nearshore morphology : correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops», *Marine Geology*, vol. 231, n° 1, p. 141–162.

Brunel, C. 2012, *Tempêtes et élévation marine sur les plages françaises de méditerranée*, l'harmattan éd., Milieux Naturels et Sociétés, Paris, 285 p..

Brunel, C., R. Certain, N. Robin, N. Aleman et O. Raynal. 2014a, «REVOLSED : Relation entre l'évolution du trait de côte et le bilan sédimentaire de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon», Rapport final, DREAL - LR / UPVD. URL `https://elmusca.files.wordpress.com/2015/06/revolsed-rapport.pdf`, 68 p.

Brunel, C., R. Certain, F. Sabatier, N. Robin, J. Barusseau, N. Aleman et O. Raynal. 2014b, «20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France) : An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs», *Geomorphology*, vol. 204, doi : 10.1016/j.geomorph.2013.09.009, p. 625–637, ISSN 0169555X. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X13004662`.

Cacchione, D. A., D. E. Drake, W. D. Grant et G. B. Tate. 1984, «Ripple Scour Depressions on the Inner Continetal Shelf Off Central California», *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 54, n° 4, p. 1280–1291.

Calder, B. 2006, «On the uncertainty of archive hydrographic data sets», *Journal of Oceanic Engineering*, vol. 31, n° 2, p. 249–265.

Capobianco, M., M. Larson, R. J. Nicholls et N. C. Kraus. 1997, «Depth of closure : A contribution to the reconciliation of theory, practice, and evidence», dans *Coastal Dynamics' 97*, ASCE, p. 506–515.

Capobianco, M. et M. J. Stive. 2000, «Soft intervention technology as a tool for integrated coastal zone management», *Journal of Coastal Conservation*, vol. 6, n° 1, p. 33–40. URL `http://link.springer.com/article/10.1007/BF02730465`.

Castelle, B., V. Marieu, S. Bujan, K. D. Splinter, A. Robinet, N. Sénéchal et S. Ferreira. 2015, «Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast : Beach and dune erosion and megacusp embayments», *Geomorphology*, vol. 238, doi :10.1016/j.geomorph.2015.03.006, p. 135–148, ISSN 0169555X. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X15001385`.

Certain, R. 2009, «Les rechargements sédimentaires d'avant-côte : une nouvelles méthode de lutte contre l'érosion côtière», URL `http://www1.liteau.net/uploads/projet_documents/LITEAU_II_2005_Certain_Synthese.pdf`, 179 p.

Chamley, H., P. Clabaut et C. Beck. 1986, «Relations hydrosédimentaires entre l'évolution du trait de côte et l'évolution des fonds sous-marins au large du site des Caps», URL `http://archimer.ifremer.fr/doc/00036/14734`.

Chamley, H. et J.-F. Deconinck. 2011, «Bases de sédimentologie», , p. 224.

Chapuis, O. 1999, *A la mer comme au ciel. Beautemps-Beaupré et la naissance de l'hydrographie moderne (1700-1850)*, Histoire maritime, Presses de l'Université de Paris-Sorbonne, Paris, 1060 p..

Chapuis, O. 2004, «Naissance d'une carte marine au XIXème siècle. La méthode Beautemps-Beaupré appliqué à Belle-île», *Le monde des cartes*, , n° 184, p. 56–66.

Chassé, C. et M. Glémarec. 1976, «Atlas des fonds meubles du plateau continental du golfe de Gascogne : cartes biosédimentaires», .

Chaumillon, E., H. Gillet, N. Weber et M. Tesson. 2002, «Évolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (littoral atlantique, France)», *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 334, n° 2, p. 119–126. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071302017108`.

Chaumillon, E., G. Wöppelmann, M. Karpytchev et X. Bertin. 2011, «Mesures et modélisations des évolutions du niveau marin, des vagues, des tempêtes et des évolutions des littoraux pour une gestion durable des littoraux», *Vertigo*, , n° Hors série 9. URL `http://vertigo.revues.org/10947`.

Chauris, L. 1992, «Contribution à l'étude du littoral de la baie d'Audierne (Finistère). Nature et origines des minéraux lourds des plages», *Norois*, , n° 156, p. 451–458.

Chauris, L. et B. Hallégouët. 1989, *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Conquet (273)*, bureau de recherches géologiques et minière éd., Orléans.

Clifton, H. E. et J. R. Dingler. 1984, «Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction», *Marine Geology*, vol. 60, n° 1, p. 165–198. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002532278490149X.

Corbin, A. 1988, *Le territoire du vide. L'Occident et le désir du rivage, 1750-1840*, Aubier, Paris.

Corvol, A. 2005, *Tempêtes sur la forêt française (XVIè - XIXè siècle*, l'harmattan éd., 216 p..

Daniel, J. R. K. 1988, «Sea defence strategies and their impact on a coast subject to a cyclic pattern of erosion and accretion», *Ocean & Shoreline Management*, vol. 11, p. 159–175.

Daubord, C. 2014, «Caractérisation de 7 évènements de tempête de l'automne-hiver 2013-2014 à partir des données disponibles au SHOM», Rapport 001/2014, SHOM, Brest. 31 p.

Davies, J. 1974, «The coastal sediment compartment», *Australian Geographical Studies*, , n° 12, p. 139–151.

Davis, A., R. Kvitek, C. Mueller, M. Young, C. Storlazzi et E. Phillips. 2013, «Distribution and abundance of rippled scour depressions along the California coast», *Continental Shelf Research*, , n° 69, p. 88–100.

DDTM-Morbihan. 2010, *Schéma de Référence des Dragages du Morbihan*. URL http://www.morbihan.gouv.fr/content/download/3645/23599/file/SRD__08_2010_cle79e86e.pdf.

Dean, R. G. 1991, «Equilibrium beach profiles : characteristics and applications», *Journal of coastal research*, p. 53–84.

DEFRA. 2005, «Making Space for Water : Taking Forward a New Government Strategy for Flood and Coastal Erosion Risk Management in England», *Delivery Plan. Defra, London*, p. 1–47.

Dehouck, A. 2006, *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest. URL http://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00109373, 262 p.

Dehouck, A., R. Almar, Y. Balouin, M. Jaud et C. Delacourt. 2010, «Bathymétrie littorale par télédétection : méthodes, précision et finalités», *Actes des Journées Nationales Génie Cotier Génie Civil, Sables d'Olonne*, p. 457–468.

Dehouck, A., V. Lafon, A. Robinet, C. Curti, N. Durou, V. Marieu, F. Sabatier, B. Guerinel et C. Vanroye. 2014, «L'imagerie satellite au service de la caractérisation des aléas et risques littoraux», p. 1–71.

Delanoë, Y. et J. P. Pinot. 1974, «Sédimentologie sous-marine et télédétection : les traînées graveleuses de l'avant-côte de l'Île-Tudy (Bretagne méridionale)», *Bulletin Société Sciences Naturelles Ouest de la France*, vol. tome LXXIII, p. 129–139.

Delanoë, Y. et J.-P. Pinot. 1977, «Littoraux et vallées holocènes submergés en Baie de Concarneau (Bretagne méridionale)», *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, vol. 14, n° 3, doi :10.3406/quate.1977.1309, p. 27–38, ISSN 0004-5500. URL http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/quate_0004-5500_1977_num_14_3_1309.

Delanoë, Y. et J. P. Pinot. 1980, «La mobilité des sables, son influence sur la morphologie actuelle et les structures sédimentaires», *Annale de l'Institut Océanographiques*, , n° 58, p. 61–72.

Desarthe, J. 2014, «Les sociétés bretonnes face aux tempêtes (XVIè - XIXè siècle)», dans *Les littoraux à l'heure du changement climatique*, p. 35–56.

Desmazes, F., D. Michel, H. Howa et R. Pedreros. 2002, «Etude morphodynamique du domaine prélittoral nord-aquitain, site atelier du Truc Vert», *Proc. 7ème Journées Nationales GCGC, Anglet*, p. 155–162. URL `http://wwww.paralia.fr/Files/07_16_8p_desmazes.pdf`.

Diesing, M., A. Kubicki, C. Winter et K. Schwarter. 2006, «Decadal scale stability of sorted bedforms, German Bight, southeastern North Sea», *Continental Shelf Research*, vol. 8, n° 26, p. 902–916.

Dodet, G., X. Bertin et R. Taborda. 2010, «Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades», *Ocean modelling*, vol. 31, n° 3, p. 120–131.

Donat, M., D. Renggli, S. Wild, L. Alexander, G. Leckebusch et U. Ulbrich. 2011, «Reanalysis suggests long-term upward trends in European storminess since 1871», *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 14.

Donnelly, J. P., A. D. Hawkes, P. Lane, D. MacDonald, B. N. Shuman, M. R. Toomey, P. J. van Hengstum et J. D. Woodruff. 2015, «Climate forcing of unprecedented intense-hurricane activity in the last 2000 years», *Earth's Future*, vol. 3, n° 2, p. 49–65.

Dupilet, D. 2001, «Le réglement des conflits d'usage dans la zone côtière entre pêche professionnelle et autres activités - Rapport à Monsieur le Premier Ministre», Rapport, Ministère. 57 p.

Durand, P. 2001, «Érosion et protection du littoral de Valras-Plage (Languedoc, France). Un exemple de déstabilisation anthropique d'un système sableux/Erosion and protection of the Valras-Plage beach (Languedoc, France). An example of destabilisation of a coastal sandy system by human disturbance», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 7, n° 1, p. 55–68.

Dutaut, S. 2016, *Synthèse - Rechargement des plages*, Mémoire de maîtrise, Université de Bretagne Occidentale. 20 p.

Egis et G. Ghesquiere. 2015, «Défense côtière du polder de Combrit. Études complémentaires du système de protection du polder de Combrit / Missions de maîtrise d'oeuvre et dossiers d'autorisation pour la mise en sécurité contre le risque de submersion marine du polder de Combrit», Rapport. 118p.

Egis-Eau et Creocean. 2011, *Document de cadrage préalable des études d'impact relatives aux opérations côtières de protection du littoral sableux du Languedoc- Roussillon*, DREAL - LR, 209 p..

Ehrhold, A., D. Hamon, C. Chevalier, E. Autret, E. Houlgatte, J. Gaffet, X. Caisey, C. Cordier, M. Dutertre, A. Alix, M. Navon, J. Kerdoncuff, F. Gentil et E. Thiébaut. 2011, «Réseau de surveillance benthique, Région Bretagne. Approche sectorielle subtidale : Identification et caractérisation des habitats benthiques du secteur Morlaix», Rapport, RST/IFREMER/ODE/DYNECO/Ecologie benthique. URL `http://archimer.ifremer.fr/doc/00152/26276/24360.pdf`, 129 p.

Ernstsen, V. B., R. Noormets, D. Hebbeln, A. Bartholomä et B. W. Flemming. 2006a, «Precision of high-resolution multibeam echo sounding coupled with high-accuracy positioning in a shallow water coastal environment», *Geo-marine letters*, vol. 26, n° 3, p. 141–149.

Ernstsen, V. B., R. Noormets, C. Winter, D. Hebbeln, A. Bartholomä, B. W. Flemming et J. Bartholdy. 2005, «Development of subaqueous barchanoid-shaped dunes due to lateral grain size variability in a tidal inlet channel of the Danish Wadden Sea», *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, vol. 110, n° F4.

Ernstsen, V. B., R. Noormets, C. Winter, D. Hebbeln, A. Bartholomä, B. W. Flemming et J. Bartholdy. 2006b, «Quantification of dune dynamics during a tidal cycle in an inlet channel of the Danish Wadden Sea», *Geo-Marine Letters*, vol. 26, n° 3, p. 151–163.

Fang, G. et T. Ichiye. 1983, «On the vertical structure of tidal currents in a homogeneous sea», *Geophysical Journal International*, vol. 73, n° 1, p. 65–82. URL `http://gji.oxfordjournals.org/content/73/1/65.short`.

Faye, I., A. Hénaff et B. Hallégouët. 2007, «Evolution récente de la ligne de rivage en baie d'Audierne : de Penhors à la pointe de la Torche», *Penn ar bed*, , n° 199/200, p. 50–61.

Fenneman, N. M. 1902, «Development of the profile of equilibrium of the subaqueous shore terrace», *The Journal of Geology*, vol. 10, n° 1, p. 1–32.

Ferrini, V. L. et R. D. Flood. 2005, «A comparison of Rippled Scour Depressions identified with multibeam sonar : Evidence of sediment transport in inner shelf environments», *Continental Shelf Research*, vol. 25, n° 16, doi :10.1016/j.csr.2005.07.002, p. 1979–1995, ISSN 02784343. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434305001275`.

Feser, F., M. Barcikowska, O. Krueger, F. Schenk, R. Weisse et L. Xia. 2015, «Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe—A review», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 141, n° 687, p. 350–382.

Fichaut, B. et S. Suanez. 2008, «Le rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (Brest-Finistère) : quand la recherche fondamentale se met au service d'une gestion cohérente du littoral», *Norois*, , n° 3, p. 29–44.

Finkl, C. W. 2004, «Leaky valves in littoral sediment budgets : Loss of Nearshore Sand to Deep Offshore Zones via Chutes in Barrier Reef Systems, Southeast Coas of Florida, USA», *Journal of Coastal Research*, vol. 20, n° 2, p. 605–611.

French, P. 2001, *Coastal defences : processes, problems and solutions*, Routledge, 384 p..

French, P. W. 2006, «Managed realignment–the developing story of a comparatively new approach to soft engineering», *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 67, n° 3, p. 409–423.

Garcia, V., J. A. Jimenez, A. Sanchez-Arcilla, J. Guillen et A. Palanques. 1998, «Short-term relatively deep sedimentation on the Ebro delta coast. Opening the closure depth», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 26. URL `http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/5811`.

Garnier, E. 2004, «Quatre siècles de tempêtes en forêt. Les phénomènes éoliens majeurs en France entre les XVIe et XIXe siècles», *Rendez-vous techniques*, , n° 3, p. 16–20.

Garnier, E., F. Surville et J. Boucard. 2011, *La tempête Xynthia face à l'histoire, submersion et tsunamis sur les littoraux français du Moyen Age à nos jours*, le croît vif éd., 176 p..

Garreau, J. 1980, «Structure et relief de la région de Brest», *Norois*, vol. 108, n° 1, p. 541–548.

Garreau, J. 1985, «Néotectonique et relief en Cornouaille méridionale», *Norois*, , n° 126, p. 169–184.

GIP. 2012, «Stratégie régionale : gestion de la bande côtière - Document d'orientation et d'actions», Rapport, GIP Littoral Aquitain. 82 p.

Goeldner-Gianella, L. 2007, «Dépoldériser en Europe occidentale De-polderizing in Western Europe», *Annales de géographie*, vol. 656, n° 4, p. 339. URL `http://www.cairn.info/revue-annales-de-geographie-2007-4-page-339.htm`.

Goff, J., L. Mayer, P. Traykovski, I. Buynevich, R. Wilkens, R. Raymond et C. Jenkins. 2005, «Detailed investigation of sorted bedforms, or "rippled scour depressions," within the Martha's Vineyard Coastal Observatory, Massachusetts», *Continental Shelf Research*, vol. 4, n° 25, p. 461–484.

Goldstein, E. B., G. Coco, A. B. Murray et M. O. Green. 2014, «Data-driven components in a model of inner-shelf sorted bedforms : a new hybrid model», *Earth Surface Dynamics*, vol. 2, n° 1, p. 67–82.

Goldstein, E. B., A. B. Murray et G. Coco. 2011, «Sorted bedform pattern evolution : Persistence, destruction and self-organized intermittency : SORTED BEDFORM PATTERN EVOLUTION», *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 24, doi :10.1029/2011GL049732, p. n/a–n/a, ISSN 00948276. URL `http://doi.wiley.com/10.1029/2011GL049732`.

Goslin, J. 2014, *Reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Finistère (Bretagne, France) : dynamiques régionales, réponses locales*, Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.

Gouaud, F., A. Hourimeche, V. Rey, M. Chagdali et M. Idrissi. 2006, «Une méthodologie multidisciplinaire pour l'étude du littoral : Cas du littoral de Mohammedia (Maroc)», Editions Paralia, ISBN 2-9505787-8-0, p. 213–220, doi :10.5150/jngcgc.2006.022-G. URL `http://www.paralia.fr/Files/09_22__8p__gouaud.pdf`.

Grasso, F. 2009, *Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages*, Thèse de Doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I. URL `http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00432041`, 165 p.

Gratton, Y. 2002, «Le krigeage : la méthode optimale d'interpolation spatiale», *Les Articles de l'Institut d'Analyse Géographique*. URL `https://cours.etsmtl.ca/sys866/Cours/documents/krigeage_juillet2002.pdf`.

Gruber, N. L. S., I. C. S. Correa, J. L. Nicolodi et E. G. Barboza. 2006, «Morphodynamic limits of shoreface and inner shelf at the northern coast of Rio Grande do Sul, Brazil», *Journal of Coastal Research*, p. 664–668.

Guilbaud, C., R. Walther et F. Gandilhon. 2004, «Etude de l'évolution morphologique de la Passe de l'Ouest (embouchure de la Gironde) - Pojet Européen SANDPIT», *VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil*, p. 333–340.

Guilcher, A. 1948, *Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine*, Potier, 682 p..

Guilcher, A. 1954, *Morphologie littorale et sous-marine*, ORBIS, 215 p..

Guilcher, A. 1979, *Précis d'hydrologie marine et continentale*, masson éd., Paris, 344 p..

Guilcher, A. 1982, «Remarques sur l'âge des cordons de galets anciens de la Baie d'Audierne», *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, vol. 19, n° 4, p. 205–206.

Guilcher, A. et B. Hallegouet. 1981, «Le haut cordon de galets pléistocène de Ruvein-en-Plovan (Finistère) et ses enseignements généraux», *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, vol. 18, n° 2, doi :10.3406/quate.1981.1410, p. 75–82. URL `http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/quate_0004-5500_1981_num_18_2_1410`.

Guilcher, A. et B. Hallégouët. 1991, «Coastal dunes in Brittany and their management», *Journal of Coastal Research*, p. 517–533.

Guilcher, A., B. Hallégouët, C. Meur, P. Talec et C. Yoni. 1992, «Exceptional formation of present-day dunes in the Baie d'Audierne, Southwestern Brittany, France», *Coastal dunes : Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*, p. 15–23.

Gutierrez, B. T., G. Voulgaris et E. R. Thieler. 2005, «Exploring the persistence of sorted bedforms on the inner-shelf of Wrightsville Beach, North Carolina», *Continental Shelf Research*, vol. 25, n° 1, p. 65–90.

Hallégouët, B. 1990, «Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère in La Bretagne et l'Europe préhistoriques. Mémoire en hommage à Pierre-Roland Giot.», *Revue Archéologique de l'Ouest. Supplément*, , n° 2, p. 45–51.

Hallégouët, B. et J. Bodéré. 1993, «Un littoral fragilisé : le sud de la baie d'Audierne», dans *Actes du Colloque «Le Pays bigouden à la croisée des chemins» Pont-l'Abbé 19-20-21 novembre 1992*, 17, p. 263–271.

Hallégouët, B. et A. Hénaff. 1993, «Evolution du littoral septentrional du pays bigouden entre Penhors et Pors Poulhan», *Cap-Caval*, , n° 17, p. 273–280.

Hallégouët, B. et A. Hénaff. 2006, «Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'Ouest-Cornouaille», dans *Les actes des Rencontres de l'Ouest-Cornouaille*, Association Ouest-Cornouaille Promotion, p. 20–34.

Hallégouët, B., C. Meur et M. Tanguy. 1989, «Évolution du littoral de la baie d'Audierne (Finistère) : la brèche de Trunvel», *Les littoraux, Journées en l'honneur d'André Guilcher. Second forum du Groupe Français de Géomorphologie*, vol. 36, p. 13–16.

Hallermeier, R. J. 1978, «Uses for a calculated limit depth to beach erosion», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 16. URL http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/3351.

Hallermeier, R. J. 1981, «A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate», *Coastal engineering*, vol. 4, p. 253–277. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0378383980900228.

Hallermeier, R. J. 1983, «Sand transport limits in coastal structure designs», dans *Coastal Structures' 83*, ASCE, p. 703–716.

Hamm, L., M. Capobianco, H. H. Dette, A. Lechuga, R. Spanhoff et M. J. F. Stive. 2002, «A summary of European experience with shore nourishment», *Coastal Engineering*, vol. 47, n° 2, p. 237–264. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383902001278.

Hanson, H., A. Brampton, M. Capobianco, H. H. Dette, L. Hamm, C. Laustrup, A. Lechuga et R. Spanhoff. 2002, «Beach nourishment projects, practices, and objectives : a European overview», *Coastal Engineering*, vol. 47, n° 2, p. 81–111. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378383902001229.

Hapke, C. J., E. E. Lentz, P. T. Gayes, C. A. McCoy, R. Hehre, W. C. Schwab et S. J. Williams. 2010, «A Review of Sediment Budget Imbalances along Fire Island, New York : Can Nearshore Geologic Framework and Patterns of Shoreline Change Explain the Deficit ?», *Journal of Coastal Research*, vol. 263, doi :10.2112/08-1140.1, p. 510–522, ISSN 0749-0208, 1551-5036. URL http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/08-1140.1.

Hare, R., B. Eakins et C. Amante. 2011, «Modeling bathymetric uncertainty», Floride, p. 14. URL http://ushydro.thsoa.org/hy11/0428A_07.pdf.

Harris, M. S., P. T. Gayes, J. L. Kindinger, J. G. Flocks, D. E. Krantz et P. Donovan. 2005, «Quaternary geomorphology and modern coastal development in response to an inherent geologic framework : an example from Charleston, South Carolina», *Journal of Coastal Research*, p. 49–64.

Hénaff, A. 1998, *Morphologie dynamique et budgets sédimentaires des estrans meubles de la presqu'île de Crozon, de l'anse de Combrit et de l'anse du Pouldu*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, UBO-IUEM.

Hénaff, A. 2004, «Les aménagements des littoraux de la Région Bretagne en vue de leur défense contre l'érosion depuis 1949 (Protection of the shoreline from coastal erosion since 1949 in Britanny)», *Bulletin de l'Association de géographes français*, vol. 81, n° 3, p. 346–359.

Hénaff, A. 2008, «Recherche d'indicateurs géomorphologiques de variation de l'orientation des houles sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche au cours des 25 dernières années, analyse des données et comparaison avec les données de l'atlas numérique de houle EDF-LNHE», *La Houille Blanche*, , n° 1, p. 61–71. URL http://www.shf-lhb.org/articles/lhb/abs/2008/01/lhb2008006/lhb2008006.html.

Hénaff, A., C. Meur-Férec et Y. Lageat. 2013, «Changement climatique et dynamique géomorphologique des côtes bretonnes. Leçons pour une gestion responsable de l'imbrication des échelles spatio-temporelles», *Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne]*, , n° document 654. URL http://spi.cybergeo.revues.org/26058.

Hénaff, A. et M. Philippe. 2014, «Gestion des risques d'érosion et de submersions marines, guide méthodologique», URL http://www.risques-cotiers.fr/fr/fr/actualites/fr/boite-a-outils/guide-cocorisco.

Hénaff, A., B. V. Vliet-Lanoë, C. Delacourt, J. Goslin, B. Hallégouët et A. Penaud. 2015, «Enregistrement stratigraphique de l'holocène en baie d'Audierne : impact morphologique des tempêtes», *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, vol. 26, n° 2, p. 87–104.

Héquette, A. 2001, «Courants et transports sédimentaires dans la zone littorale : le rôle des courants orbitaux et de downwelling / Currents and sediment transport in the coastal zone : the role of orbital and downwelling currents», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 7, n° 1, doi : 10.3406/morfo.2001.1082, p. 5–16, ISSN 1266-5304. URL `http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_2001_num_7_1_1082`.

Hequette, A. et D. Aernouts. 2010, «The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, Northern France», *Continental Shelf Research*, vol. 30, n° 12, p. 1349–1361.

Héquette, A. et P. R. Hill. 1993, «Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea», *Marine geology*, vol. 113, n° 3, p. 283–304. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002532279390023O`.

Hine, A. C. et S. W. Snyder. 1985, *Marine Geology*, vol. 63, n° 1, p. 307–330.

Hinschberger, F. 1970, *L'Iroise et les abords d'Ouessant et de sein, étude de morphologie et de sédimentologie sous-marine*, Thèse de Doctorat, Université de Caen.

Hinschberger, F. et J.-P. Corlay. 1967, «Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du plateau de Molène (Finistère)», *Norois*, vol. 56, n° 1, p. 569–584.

Hinschberger, F. et R.-B. Pauvret. 1968, «Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la Baie de Douarnenez (Finistère). Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé», *Norois*, , n° 58, p. 213–225.

Hinton, C. et R. J. Nicholls. 1998, «Spatial and temporal behavior of depth of closure along the holland coast», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 26. URL `http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/5812`.

Holman, R. A. et A. H. Sallenger Jr. 1993, «Sand bar generation : A discussion of the Duck experiment series», *Journal of Coastal Research*, p. 76–92. URL `http://www.jstor.org/stable/10.2307/25735724`.

Horrillo-Caraballo, J. M. et D. E. Reeve. 2008, «Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system : The Great Yarmouth Sandbanks, U.K.», *Marine Geology*, vol. 254, n° 1-2, doi :10.1016/j.margeo.2008.05.014, p. 91–106, ISSN 00253227. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002532270800176X`.

Hunter, R. E., D. R. Thor et M. L. Swisher. 1982, «Depositional and erosional features of the inner shelf, northeastern Bering Sea», *Geologie en Mijnbouw*, vol. 61, p. 49–62.

Inman, D. L., W. Gayman et D. Cox. 1963, «Littoral sedimentary processes on Kauai, a sub-tropical high island», *Pacific Science*, , n° 17, p. 106–130.

Jabbar, M., A. Hénaff et A. Deschamps. 2015, «Dynamiques et évolutions morpho-sédimentaires de l'avant-plage du secteur littoral de Combrit–Île-Tudy entre le XIXe et le XXIe siècle», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21, n° 1, p. 45–56.

Jackson, D., J. Cooper et L. Del Rio. 2005, «Geological control of beach morphodynamic state», *Marine Geology*, vol. 216, n° 4, p. 297–314.

Janeau, L. 2014, *La qualité de données bathymétriques historiques et récentes pour l'étude morphodynamique de l'avant-plage du secteur Ile-Tudy - Combrit (Finisère Sud)*, Rapport de stage, ENSTA Bretagne.

Jaud, M. 2011, *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale-Brest. URL `http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00650953/`.

JCGM. 2008, *Évaluation des données de mesure - Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure*, 121 p..

Johnson, D. W. 1919, *Shore processes and shoreline development*, John Wiley & Sons, Incorporated, 584 p..

Kaiser, M. et O. Frihy. 2009, «Validity of the equilibrium beach profiles : Nile Delta Coastal Zone, Egypt», *Geomorphology*, vol. 107, n° 1-2, doi :10.1016/j.geomorph.2006.09.025, p. 25–31, ISSN 0169555X. URL http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X08004959.

Laigle, L. 2010, *Modélisation des hétérogénéités de réservoir par simulation génétique événementielle, Application aux domaines marins clastiques dominés par les tempêtes*, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.

Lapointe, M. F. 1994, «L'évolution du lit du Saint-Laurent dans le secteur de Contrecoeur (Québec) depuis un siècle», *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 48, n° 1, doi :10.7202/032971ar, p. 39, ISSN 0705-7199, 1492-143X. URL http://id.erudit.org/iderudit/032971ar.

Larson, M. et N. C. Kraus. 1994, «Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina», *Marine Geology*, vol. 117, n° 1, p. 75–94. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322794900078.

Latteux, B. 2008, *Exploitation de matériaux marin et stabilité du littoral*, quae éd., Savoir faire, 162 p..

Le Berre, I. 1999, *Mise au point de méthodes d'analyse et de représentation des interactions complexes en milieu littoral*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, Brest.

Le Berre, I., D. Bailly, M. Philippe et Y. Kato. 2014, «Analyse économique des enjeux exposés aux risques côtiers : application au bâti résidentiel de Bretagne», dans *Connaissances et compréhension des risques côtiers : Aléas, Enjeux, Représentations, Gestion*, Brest, p. 204–213. URL http://cocorisco.sciencesconf.org/conference/cocorisco/pages/cocorisco_2014_actes.pdf.

Le Berre, I., A. Hénaff et L. David. 2008, «Inventaire des ouvrages côtiers du Finistère», Rapport de recherche, DDE29 - Direction départementale de l'Equipement du Finistère.

Le Cozannet, G., S. Lecacheux, E. Delvallee, N. Desramaut, C. Oliveros et R. Pedreros. 2011, «Teleconnection pattern influence on sea-wave climate in the Bay of Biscay», *Journal of Climate*, vol. 24, n° 3, p. 641–652.

Le Hir, P. 2008, «Aide mémoire de dynamique sédimentaire», URL http://archimer.ifremer.fr/doc/00000/6273/.

Lee, G., R. J. Nicholls et W. A. Birkemeier. 1998, «Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991», *Marine Geology*, vol. 148, n° 3, p. 163–177. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322798000103.

Lenoble, J. P. 2001, *Mesures Geophysiques en Mer*, Ed. Techniques Ingénieur. URL ftp://80.14.158.64/2.Documents/2.3.Documents_Techniques/2.3.7.Les%20Techniques%20de%20l%27ingenieur/R%20et%20S%20et%20T/R2345.pdf.

Locat, J. et R. Sanfaçon. 2000, «Multibeam surveys : a major tool for geosciences», dans *Proceedings of the Canadian Hydraugraphics Conference, Montréal*, p. 1–11. URL http://www.lern.ggl.ulaval.ca/publication/pdf/Locat_Sanfacon_2000.pdf.

Lozano, I. et V. Swail. 2002, «The link between wave height variability in the North Atlantic and the storm track activity in the last four decades», *Atmosphere-Ocean*, vol. 40, n° 4, p. 377–388.

Lurton, X. 1994, «Caractérisation des fonds marins par acoustique : état de l'art et perspectives», *Le Journal de Physique IV*, vol. 04, n° C5, doi :10.1051/jp4:19945226, p. C5–1031–C5–1038, ISSN 1155-4339. URL http://www.edpsciences.org/10.1051/jp4:19945226.

Lurton, X. 1998, *Acoustique sous-marine : présentation et applications*, editions quae éd., 110 p.. URL https://books.google.fr/books?hl=fr&lr=&id=pZIHueqHyycC&oi=fnd&pg=PA5&dq=Lurton,+1998.+Acoustique+sous-marine,+pr%C3%A9sentation+et+applications&ots=WtU_uOzUY2&sig=DwWq8XqkTomm5V8SDo137a_ivCg#v=onepage&q=Lurton%2C%201998.%20Acoustique%20sous-marine%2C%20pr%C3%A9sentation%20et%20applications&f=false.

Lurton, X. 2001, «Précision de mesure des sonars bathymétriques en fonction du rapport signal/bruit», *Traitement du signal*, vol. 18, n° 3, p. 179–194. URL http://documents.irevues.inist.fr/handle/2042/2176.

L'Yavanc, J. 1995, «Evolution bathymétrique et morphologique du bassin d'Arcachon», Rapport, Direction de l'environnement et de l'aménagement du littoral, Ifremer.

Maas, L. R. M. et J. J. M. Van Haren. 1987, «Observations on the vertical structure of tidal and inertial currents in the central North Sea», *Journal of Marine Research*, vol. 45, n° 2, p. 293–318. URL http://www.ingentaconnect.com/content/jmr/jmr/1987/00000045/00000002/art00002.

MacIntyre, I. G. et O. H. Pilkey. 1969, «Preliminary comments on linear sand-surface features, Onslow Bay, North Carolina continental shelf : Problems in making detailed sea-floor observations», *Atlantic Geology*, vol. 5, n° 1, p. 26–29.

MacMahan, J. H., E. B. Thornton, T. P. Stanton et A. J. Reniers. 2005, «RIPEX : Observations of a rip current system», *Marine Geology*, vol. 218, n° 1-4, doi :10.1016/j.margeo.2005.03.019, p. 113–134, ISSN 00253227. URL http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322705000885.

Mann, M. E., Z. Zhang, S. Rutherford, R. S. Bradley, M. K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi et F. Ni. 2009, «Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly», *Science*, vol. 326, n° 5957, doi :10.1126/science.1177303, p. 1256–1260, ISSN 0036-8075, 1095-9203. URL http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1177303.

Maron, P. et D. Rihouey. 2003, «Numérisation de cartes bathymétriques et optimisation de la représentation des fonds à l'aide de "<Surfer">», *Revue française de génie civil*, vol. 7, n° 9, p. 1247–1264. URL http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/12795119.2003.9692544.

Masselink, G., B. Castelle, T. Scott, G. Dodet, S. Suanez, D. Jackson et F. Floc'h. 2016, «Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe : EXTREME ATLANTIC WAVES DURING 2013/2014», *Geophysical Research Letters*, vol. 43, n° 5, doi :10.1002/2015GL067492, p. 2135–2143, ISSN 00948276. URL http://doi.wiley.com/10.1002/2015GL067492.

Mazières, A., H. Gillet, D. Idier, T. Mulder, T. Garlan, C. Mallet, V. Marieu et V. Hanquiez. 2015, «Dynamics of inner-shelf, multi-scale bedforms off the south Aquitaine coast over three decades (Southeast Bay of Biscay, France)», *Continental Shelf Research*, vol. 92, doi :10.1016/j.csr.2014.11.002, p. 23–36, ISSN 02784343. URL http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0278434314003203.

McKinney, T. F., W. L. Stubblefield et D. J. Swift. 1974, «Large-scale current lineations on the central New Jersey shelf : investigations by side-scan sonar», *Marine Geology*, vol. 17, n° 2, p. 79–102.

McNinch, J. E. 2004, «Geologic control in the nearshore : shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA», *Marine Geology*, vol. 211, n° 1, p. 121–141.

MEDDE. 2014, «Vers la relocalisation des activités et des biens : 5 territoires en expérimentation», Actes du séminaire à mi-parcours. URL http://www.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/AAPR_ActesSeminaire20140519-2.pdf, 67 p.

Menier, D. 2004, *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apports de la stratigraphie sismique*, Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1.

Meur-Ferec, C. 2006, *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographie*, HDR, Université du Littoral Côte d'Opale.

Meur-Férec, C. et V. Morel. 2004, «L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques», *Natures Sciences Sociétés*, vol. 12, n° 3, doi :10.1051/nss:2004038, p. 263–273, ISSN 1240-1307, 1765-2979. URL http://www.edpsciences.org/10.1051/nss:2004038.

Meur-Ferec, C. et Y. Rabuteau. 2014, «Plonevez-les-flots : un territoire fictif pour souligner les dilemmes des élus locaux face à la gestion des risques côtiers», *L'Espace géographique*, vol. 43, n° 1, p. 18–34, ISSN 0046-2497.

Michel, D. 1997, *Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire*, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, Talence, FRANCE. URL http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=180827.

Michel-Guillou, E. et C. Meur-Ferec. 2014, «Représentations des risques côtiers et stratégies d'adaptation : une manière d'appréhe nder la dimension humaine des risques côtiers», dans *Connaissances et compréhension des risques côtiers : Aléas, Enjeux, Représentations, Gestion*, Brest, p. 339–351. URL http://cocorisco.sciencesconf.org/conference/cocorisco/pages/cocorisco_2014_actes.pdf.

Mineo-Kleiner, L. et C. Meur-Ferec. 2016, «Relocaliser les enjeux exposés aux risques côtiers en France : points de vue des acteurs institutionnels», *VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement*, vol. 16, n° 2.

Ministère de l'Écologie, d. D. d. e. d. l. 2013, «Plans de Gestion des Risques d'Inondation à l'échelle du district des TRI aux stratégies locales», Rapport. 45 p.

Ministère de l'écologie, d. l. d. D. d. e. d. l. m. 2010, *La gestion du trait de côte*, quae éd., 290 p..

Ministère de l'Écologie, d. D. d. e. d. l. 2013, «Stratégie nationale de gestion du trait de côte. Vers une relocalisation des activités et des biens», Rapport, Ministère. 19 p.

Miossec, A. 2001, «L'évolution de la géographie des océans et des littoraux face aux perspectives du développement durable au XXI e siècle. Quelles hypothèses envisager ?/The geography of coasts and seas facing sustainable development : what could be the future ?», dans *Annales de géographie*, JSTOR, p. 509–526.

Miossec, A. 2004, *Les littoraux : entre nature et aménagement*, A. Colin, 192 p..

Miossec, A. 2012, *Dictionnaire de la mer et des côtes*, presses universitaires de rennes éd., 550 p.. URL http://www.pur-editions.fr/detail.php?idOuv=3008.

Morang, A. et R. L. McMaster. 1980, «Nearshore bedform patterns along Rhode Island from side-scan sonar surveys», *Journal of Sedimentary Research*, vol. 50, n° 3, p. 831–839.

Morzadec-Kerfourn, M.-T. 1999, «Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif armoricain : de la rade de Brest à la Baie d'Audierne [Pleistocene coastlines of the western armorican massif, from rade de Brest to the Bate d'Audierne.]», *Quaternaire*, vol. 10, n° 2, p. 171–179.

Moscon, D. M. C. et A. C. Bastos. 2010, «Occurrence of storm-generated bedforms along the inner continental shelf : Southeastern Brazil», *Brazilian Journal of Oceanography*, vol. 58, n° SPE2, p. 45–56. URL http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S1679-87592010000600006&script=sci_arttext.

Mulder, J. P., S. Hommes et E. M. Horstman. 2011, «Implementation of coastal erosion management in the Netherlands», *Ocean & Coastal Management*, vol. 54, n° 12, doi :10.1016/j.ocecoaman.2011.06.009, p. 888–897, ISSN 09645691. URL http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0964569111000871.

Mulder, J. P. et P. K. Tonnon. 2011, «"Sand engine " : Background and design of a mega nourishment pilot in the Netherlands», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 32, p. management–35. URL http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/1454.

Murray, A. et E. Thieler. 2004, «A new hypothesis and exploratory model for the formation of large-scale inner-shelf sediment sorting and "rippled scour depressions"», *Continental Shelf Research*, vol. 3, n° 24, p. 295–315.

Nicholls, R. J., W. A. Birkemeier et G. Lee. 1998a, «Evaluation of depth of closure using data from Duck», *Marine Geology*, , n° 148, p. 179–201.

Nicholls, R. J., M. Larson, M. Capobianco et W. A. Birkemeier. 1998b, «Depth of closure : improving understanding and prediction», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 26. URL `http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/5810`.

Niedoroda, A. W., D. J. Swift, T. S. Hopkins et C. Ma. 1984, «Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts», *Marine Geology*, vol. 60, n° 1, p. 331–354. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322784901567`.

Nyberg, J., B. A. Malmgren, A. Winter, M. R. Jury, K. H. Kilbourne et T. M. Quinn. 2007, «Low Atlantic hurricane activity in the 1970s and 1980s compared to the past 270 years», *Nature*, vol. 447, n° 7145, p. 698–701.

Ortega, P., F. Lehner, D. Swingedouw, V. Masson-Delmotte, C. C. Raible, M. Casado et P. Yiou. 2015, «A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium», *Nature*, vol. 523, n° 7558, p. 71–74.

Pandian, P. K., S. Ramesh, M. V. R. Murthy, S. Ramachandran et S. Thayumanavan. 2004, «Shoreline changes and near shore processes along Ennore coast, East coast of south India», *Journal of Coastal Research*, p. 828–845. URL `http://www.jcronline.org/doi/abs/10.2112/1551-5036(2004)20%5B828:SCANSP%5D2.0.CO%3B2`.

Paskoff, R. 1998a, «La crise des plages : pénurie de sédiments», *Mappemonde*, vol. 52, p. 11–15.

Paskoff, R. 1998b, *Les littoraux : impacts des aménagements sur leur évolution*, n° 3ème édition dans collection Géographie, Masson, Paris.

Phillips, E. L., C. D. Storlazzi, P. Dartnell et B. D. Edwards. 2007, «Exploring Rippled Scour Depressions Offshore Huntington Beach, CA», dans *Coastal Sediment*, University of California, Santa Cruz, Pittsburgh, Pa. URL `http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/40926(239)145`.

Pinot, J. 1998, *La gestion du littoral. Tome 1 : Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*, vol. 1, Institut Océanographique, Paris, 399 p..

Pinot, J. P. 1966, «La disposition générale du précontinent entre Penmarch et Belle Île», *Bulletin de l'association de géographe français*, , n° 340-341, p. 4–19.

Pinot, J. P. 1974, *Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique*, Thèse de doctorat, Université de Nantes, Lanion. Impram.

Pirazzoli, P. A., H. Regnauld et L. Lemasson. 2004, «Changes in storminess and surges in western France during the last century», *Marine Geology*, vol. 210, n° 1-4, doi :10.1016/j.margeo.2004.05.015, p. 307–323, ISSN 00253227. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322704001434`.

Plant, N. G., K. T. Holland et J. A. Puleo. 2002, «Analysis of the scale of errors in nearshore bathymetric data», *Marine Geology*, vol. 191, n° 1, p. 71–86. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322702004978`.

Proust, W. 2004, «Gestion intégrée des sédiments sur le littoral charentais», *Actes VIIIème Journée nationale Génie Civil–Génie Côtier, Compiègne*, p. 7–9. URL `http://wwww.paralia.fr/Files/08_89__13p__proust.pdf`.

Pupier-Dauchez, S. 2002, *Le rechargement sédimentaire : de la défense des côtes à l'aménagement du littoral (analyse des pratiques sur la côte atlantique française)*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale.

Raynal, O., R. Certain et B. Guérinel. 2013, «Les pratiques de gestion des sédiments dans le Languedoc-Roussillon - Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon», Rapport - tache a1, DREAL - LR / UPVD. 49 p.

Reghezza-Zitt, M. 2012, *Paris coule-t-il ?*, Fayard, 318 p..

Regnauld, H., R. Ruault, J. N. Proust, J.-J. Tiercelin et F. Pustoc'h. 2016, «Evolution of a Coastal Beach/Barrier/Marsh System in Response to Sea Level Rise, Storm Events and Human Impacts : A Case Study of Trunvel Marsh, Western Brittany», *Geomorphology and Society*, p. 231–243.

Reimnitz, E., L. J. Toimil, F. P. Shepard et M. Gutiérrez-Estrada. 1976, «Possible rip current origin for bottom ripple zones, to 30-m depth», *Geology*, vol. 4, n° 7, p. 395–400.

Robertson, W., K. Zhang, C. W. Finkl et D. Whitman. 2008, «Hydrodynamic and geologic influence of event-dependent depth of closure along the South Florida Atlantic Coast», *Marine Geology*, vol. 252, n° 3-4, doi :10.1016/j.margeo.2008.03.018, p. 156–165, ISSN 00253227. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322708001047`.

Robin, N., R. Certain, C. Vanroye, J.-P. Barusseau et F. Bouchette. 2010, «Typologie des barres d'avant-côte du golfe du Lion et impacts des ouvrages côtiers : apport de la technologie LIDAR», Editions Paralia, ISBN 978-2-35921-003-3, p. 549–556, doi :10.5150/jngcgc.2010.064-R. URL `http://www.paralia.fr/jngcgc/11_64_robin.pdf`.

Roelvink, D. et A. Reniers. 2012, *A guide to modeling coastal morphology*, World Scientific, 274 p..

Rozynski, G., Z. Pruszak, T. Okroj et R. Zeidler. 1998, «Depth of closure and seabed variability patterns», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 26. URL `http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/5813`.

Ruessink, B. G. et A. Kroon. 1994, «The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands : 1965–1993», *Marine Geology*, vol. 121, n° 3, p. 187–197. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0025322794900302`.

Ruessink, B. G. et J. H. J. Terwindt. 2000, «The behaviour of nearshore bars on the time scale of years : a conceptual model», *Marine Geology*, vol. 163, n° 1, p. 289–302. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322799000948`.

Sabatier, F., M. J. Stive et F. Pons. 2004, «Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast», dans *Proceedings of 29th International Conference on Coastal Engineering*, vol. 3, p. 2327–2339.

Saint-Requier. 1970, *La baie d'Audierne. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines*, Thèse de Doctorat, Université de Paris.

Sallenger, A. H. et R. A. Holman. 1985, «Wave energy saturation on a natural beach of variable slope», *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 90, n° C6, p. 11 939–11 944.

Salman, A., S. Lombardo et P. Doody. 2004, *Living with coastal erosion in Europe : sediment and space for sustainability : results from the eurosion study*, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

Savoye, B., S. Monti et E. Le Drezen. 1997, *Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique (Corse et mer Ligure)*, IFREMER. URL `http://wwz.ifremer.fr/drogm_eng/content/download/18895/275069/file/corse_mer_ligure.pdf`.

Schupp, C. A., J. E. McNinch et J. H. List. 2006, «Nearshore shore-oblique bars, gravel outcrops, and their correlation to shoreline change», *Marine Geology*, vol. 233, n° 1, p. 63–79.

Secrétariat Général de la Mer. 2006, «Extraction de granulats marins», *Document d'orientation pour une politique nationale. Secrétariat Général de la Mer*. URL `http://ns27662.ovh.net/~peuple/IMG/pdf/2009-04-29_-_Extraction_des_granulats_marins_-_Document_d_orientation_pour_une_politique_nationale.pdf`.

Shepard, F. P. et D. L. Inman. 1950, «Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 31, n° 2, p. 196–212.

Short, A. D. 1999, *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, Wiley-Blackwell, 379 p..

Stéphan, P. 2011, «Quelques donnée nouvelles sur la mobilité récente (1930-2008 et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 17, n° 2, p. 205–232.

Stive, M. J., S. G. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K. M. Wijnberg, R. J. Nicholls et M. Capobianco. 2002, «Variability of shore and shoreline evolution», *Coastal Engineering*, vol. 47, n° 2, p. 211–235.

Stive, M. J., D. A. Roelvink et H. J. de Vriend. 1990, «Large-scale coastal evolution concept», *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n° 22. URL `http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/viewArticle/4577`.

Stone, G. W. et J. D. Orford. 2004, «Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics», *Marine Geology*, vol. 210, n° 1-4, doi :10.1016/j.margeo.2004.05.003, p. 1–5, ISSN 00253227. URL `http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0025322704001264`.

Storlazzi, C. D. et M. E. Field. 2000, «Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast : Monterey Peninsula and Carmel Bay, California», *Marine Geology*, vol. 170, n° 3, p. 289–316. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0025322700001006`.

Suanez, S. 2009, *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*, Habilitation à diriger des recherches, Université de Caen. URL `http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/48/89/66/PDF/Suanez_HDR.pdf`.

Suanez, S., C. Bruzzi et S. Arnoux-Chiavassa. 1998, «Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse) /Recent data about the evolution of the offshore beach on the eastern part of the Rhone delta (Napoléon beach and La Gracieuse spit)», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 4, n° 4, doi :10.3406/morfo.1998.966, p. 291–311, ISSN 1266-5304. URL `http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_1998_num_4_4_966`.

Suanez, S., R. Cancouët, F. Floc'h, E. Blaise, F. Ardhuin, J.-F. Filipot, J.-M. Cariolet et C. Delacourt. 2015, «Observations and predictions of wave runup, extreme water levels, and medium-term dune erosion during storm conditions», *Journal of Marine Science and Engineering*, vol. 3, n° 3, p. 674–698.

Swift, D. J. et G. L. Freeland. 1978, «Current lineations and sand waves on the inner shelf, Middle Atlantic Bight of North America», *Journal of Sedimentary Research*, vol. 48, n° 4.

Thieler, E. R., A. L. Brill, W. J. Cleary, C. H. Hobbs et R. A. Gammisch. 1995, «Geology of the Wrightsville Beach, North Carolina shoreface : Implications for the concept of shoreface profile of equilibrium», *Marine Geology*, vol. 126, n° 1, p. 271–287.

Thieler, E. R., O. H. Pilkey, W. J. Cleary et W. C. Schwab. 2001, «Modern sedimentation on the shoreface and inner continental shelf at Wrightsville Beach, North Carolina, USA», *Journal of Sedimentary Research*, vol. 71, n° 6, p. 958–970.

Thieler, E. R., O. H. Pilkey Jr, R. S. Young, D. M. Bush et F. Chai. 2000, «The use of mathematical models to predict beach behavior for US coastal engineering : a critical review», *Journal of Coastal Research*, p. 48–70.

Touré, B., K. F. Kouamé, W. Souleye, C. Collet, K. Affian, A. Ozer, J.-P. Rudant et J. Biémi. 2012, «L'influence des actions anthropiques dans l'évolution historique d'un littoral sableux à forte dérive sédimentaire : la baie de Port-Bouët (Abidjan, Côte d'Ivoire)», *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 18, n° 3, p. 369–382.

Twichell, D., E. Pendleton, W. Baldwin et J. Flocks. 2009, «Subsurface control on seafloor erosional processes offshore of the Chandeleur Islands, Louisiana», *Geo-Marine Letters*, vol. 29, n° 6, p. 349–358.

Vanney, J. R. 1969, «Le précontinent du centre du golfe de Gascogne, recherches géomorphologiques», Mémoire 16, Laboratoire de Géomorphologie, Ecole Pratique des Hautes Etudes. 365 p.

Vanney, J. R. 1977a, *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*, Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 473 p..

Vanney, J. R. 1977b, *Géomorphologie des plates-formes continentales*, doin éd., Paris, 300 p..

Wang, X. L., Y. Feng et V. Swail. 2012, «North Atlantic wave height trends as reconstructed from the 20th century reanalysis», *Geophysical Research Letters*, vol. 39, n° 18.

Wang, X. L. et V. R. Swail. 2002, «Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields», *Journal of climate*, vol. 15, n° 9, p. 1020–1035.

White, G. F. 1961, «The Choice of Use in Resource Management», *Nat. Resources J.*, vol. 1, p. 23.

Wöppelmann, G., S. Zerbini et M. Marcos. 2006, «Tide gauges and Geodesy : a secular synergy illustrated by three present-day case studies», *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 338, n° 14, p. 980–991.

Wright, L., A. Short et M. Green. 1985, «Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones : an empirical predictive model», *Marine geology*, vol. 62, n° 3-4, p. 339–364.

Yates, M. L., R. T. Guza, W. C. O'Reilly, J. E. Hansen et P. L. Barnard. 2011, «Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach», *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, n° C4, doi :10.1029/2010JC006681, ISSN 0148-0227. URL `http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006681`.

Yates, M. L., R. T. Guza, W. C. O'Reilly et R. J. Seymour. 2009, «Overview of seasonal sand level changes on southern California beaches», *Shore & beach*, vol. 77, n° 1, p. 39. URL `http://www.researchgate.net/profile/Marissa_Yates/publication/255620047_Overview_of_seasonal_sand_level_changes_on_southern_California_beaches/links/540815c90cf2bba34c248eef.pdf`.

Yoni, C. 1995, *Dynamique des flèches dunaires à point libre de Bretagne*, Thèse de Doctorat, Brest.

Yoshikawa, S. et K. Nemoto. 2014, «The role of summer monsoon-typhoons in the formation of nearshore coarse-grained ripples, depression, and sand-ridge systems along the Shimizu coast, Suruga Bay facing the Pacific Ocean, Japan», *Marine Geology*, , n° 353, p. 84–98.

Annexes

.1 Date de construction des ouvrages sur le littoral finistérien

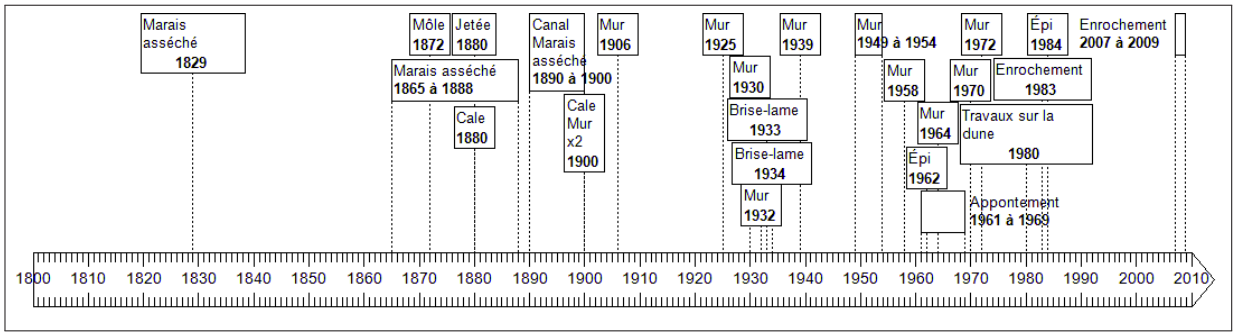


FIGURE .1 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Penmarc'h (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

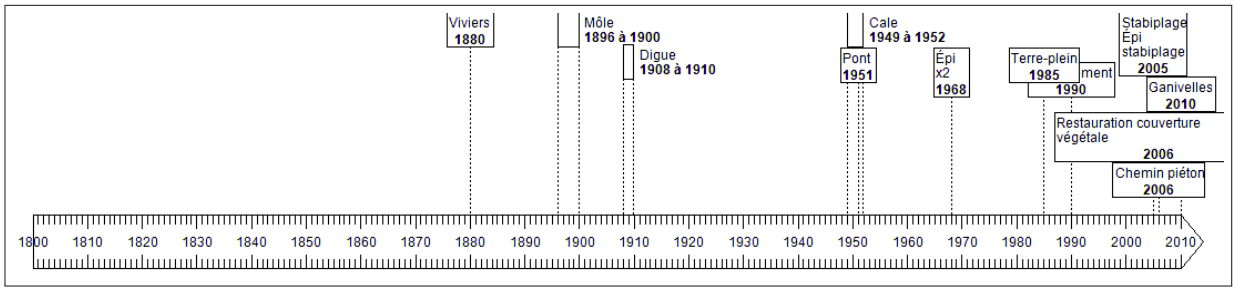


FIGURE .2 – Frise chronologique des constructions sur le littoral du Guilvinec (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

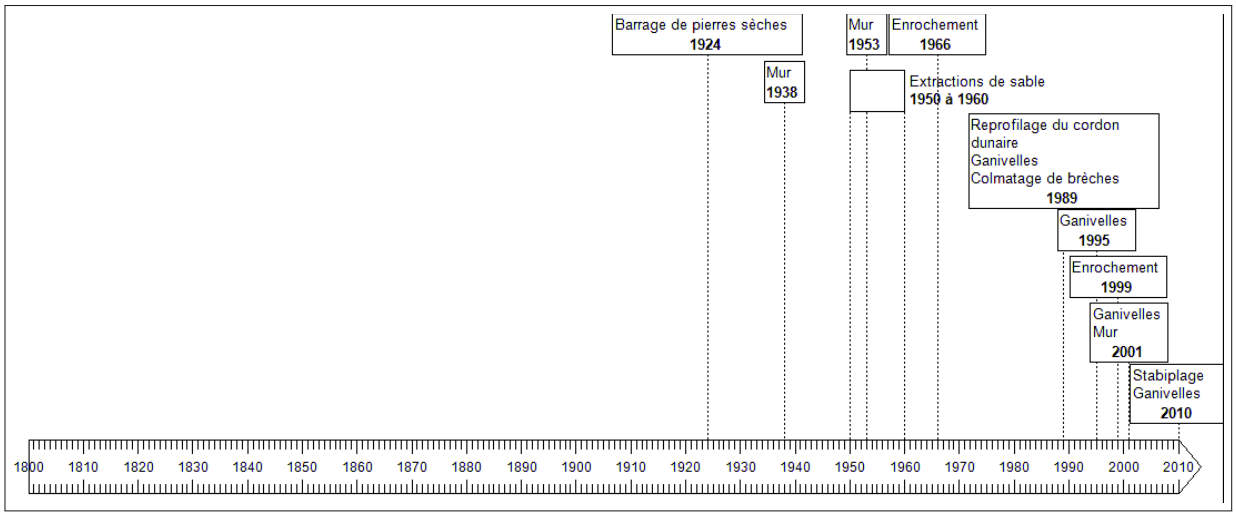


FIGURE .3 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Treffiagat (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

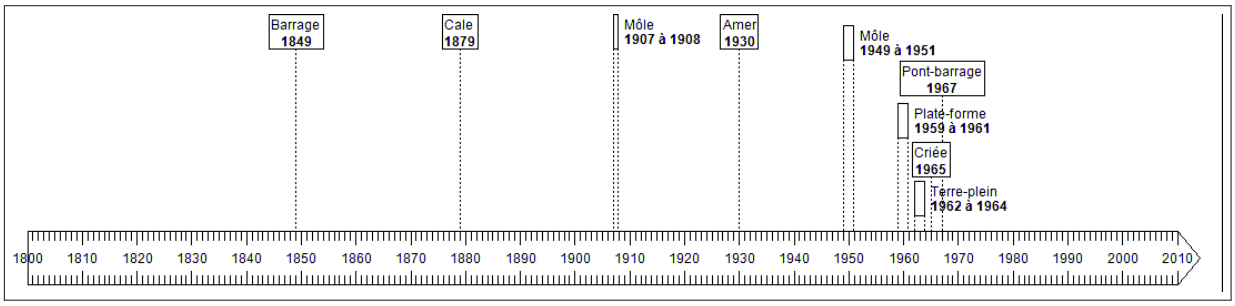


FIGURE .4 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Plobannalec-Lesconil (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

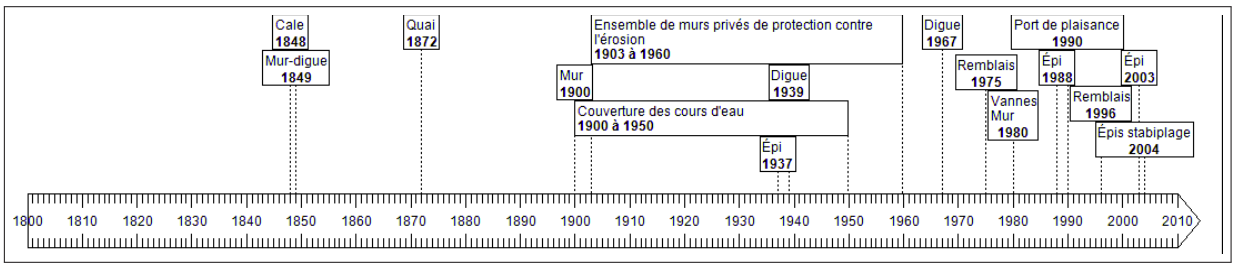


FIGURE .5 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Loctudy (source : PPRLN-1 Ouest Odet)

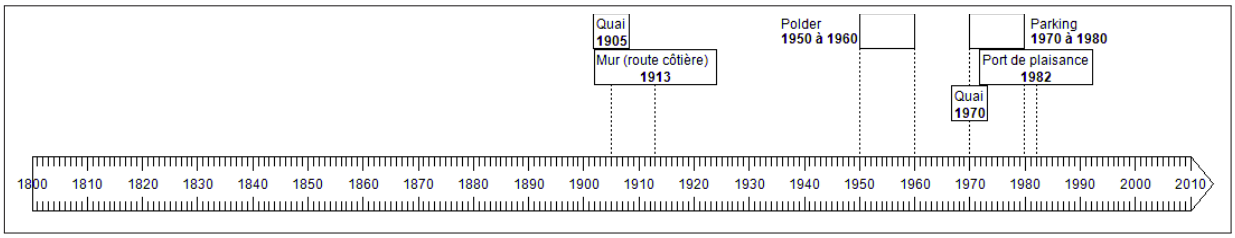


FIGURE .6 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Bénodet (source : PPRLN-1 Est Odet)

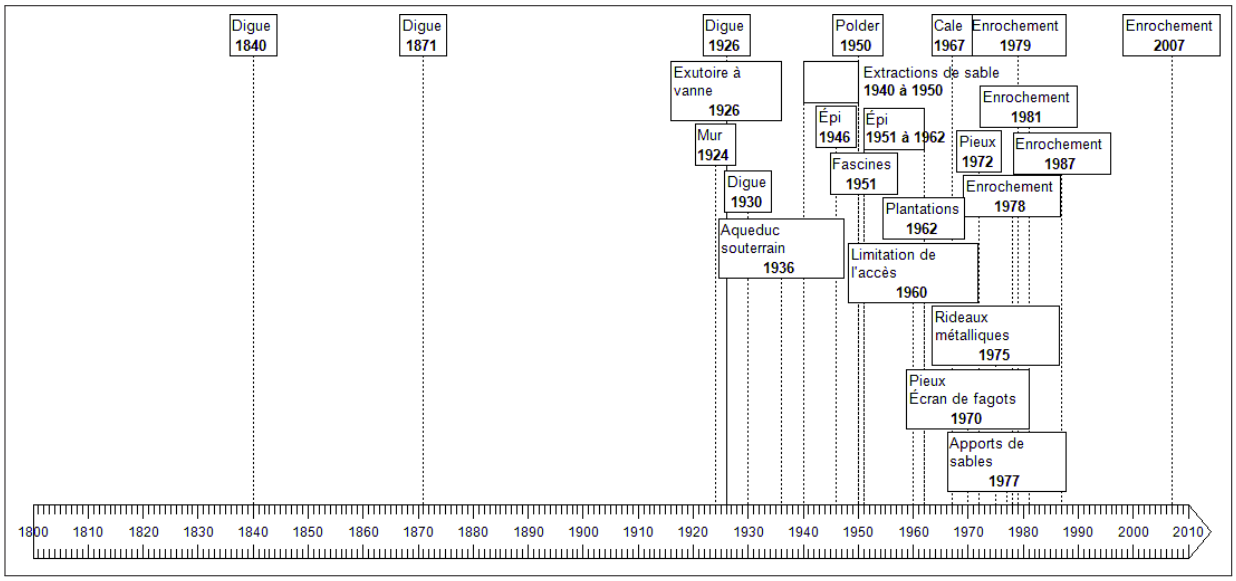


FIGURE .7 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de Fouesnant (source : PPRLN-1 Est Odet)

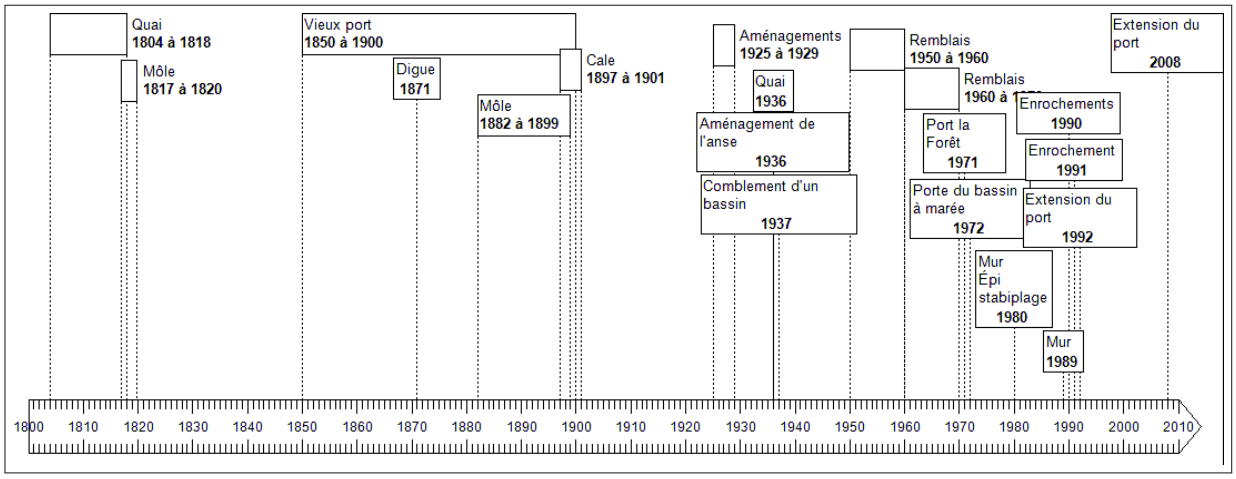


FIGURE .8 – Frise chronologique des constructions sur le littoral de la Forêt-Fouesnant et Concarneau (source : PPRLN-1 Est Odet)

Commune	Type d'ouvrage	Date construction
Penmarc'h	Mur	1958
	Jetée	1880
	Mur	1925
	Marais asséché	Non daté
	Marais asséché	1865-1888
	Mur	1964
	Canal	fin 19ème
	Marais asséché	1829
	Mur	1972
	Mur	1906
	Mur	1930
	Cale	1880
	Mur	1970
	Cale	1900
	Mur	1900
	Brise lame	1933
	Mur	1939
	Enrochement	1983
	Mur	1900
	Môle	1872
	Brise lame	1934
	Marais asséché	19ème
	Travaux sur la dune	1980
	Mur	1932
	Mur	1949-1954
	Enrochement	2007-2009
	Épi	1984
	Appontement	1961-1969
	Épi	1962
Commune du Guilvinec	Stabiplage	2005
	Ganivelles	2010
	Épis stabiplage	2005
	Restauration couverture végétale	2006
	Chemin piéton	2006
	Enrochement	1990
	Viviers	1880
	Môle	1896-1900
	Cale	1949-1952
	Terre-plein	1985
	Pont	1951
	Épi	1968
	Digue	1908-1910
	Épi	1968

Commune	Type d'ouvrage	Date construction
Commune de Treffiagat	Enrochement	1996
	Barrage de pierres sèches	1924
	Mur	1953
	Mur	1938
	Stabiplage	2010
	Enrochement	1999
	Colmatage des brèches	1989
	Reprofilage du cordon dunaire	1989
	Ganivelles	1989
	Ganivelles	2011
	Extractions de sable	Années 1950
	Ganivelles	1995
	Ganivelles	2001
	Mur	2001
Commune de Plobannalec-Lesconil	Pont barrage	1967
	Plate-forme	1959-1961
	Barrage	1849
	Cale	1879
	Terre-plein	1962-1964
	Criée	1965
	Môle	1949-1951
	Môle	1907-1908
	Amer	1930
Commune de Loctudy	Port de plaisance	1990
	Épi	2003
	Épi	1988
	ensemble de murs privés de protection contre l'érosion	1930-1960
	Quai	1872
	Cale	1848
	Digue	1939
	Couverture des cours d'eau	20ème
	Mur	1980
	Épi	1937
	Mur	1900
	Digue	1967
	Remblais	1975
	Remblais	1996
	Vannes	1980
	Épis stabiplage	2004
	Mur-digue	1849

FIGURE .9 – 1. Date de construction des ouvrages côtiers des communes du Finistère Sud, de Penmarc'h à Concarneau (source : PPRL1 Ouest Odet et PPRL2 Est Odet)

Commune	Type d'ouvrage	Date construction
Commune de l'Île-Tudy	Remblais	1979
	Digue	1852
	Enrochement	1995
	Épi	2002
Commune de Combrit	Port de plaisance	1983
	Épi	1965
	Épi	1962
	Tri X	2002
	Palissages et barrages	1978
	Procédé Cornic	1985
	Épi	1942
	Remblais	1979
	Apport de sable	1852
	Extractions de sable	1930-1980
Commune de Bénodet	Parking	1970-1980
	Port de plaisance	1982
	Quai	1970
	Quai	1905
	Mur (route côtière)	1913
	Polder	Années 1950
Commune de Fouesnant	Digue	1840
	Digue	1871
	Polder	1950
	Digue	1926
	Enrochement	2007
	Extractions de sable	Années 1940
	Enrochement	1979
	Cale	1967
	Exutoire à vanne	1926
	Épi	1946
	Mur	1924
	Enrochement	1978
	Enrochement	1981
	Enrochement	1987
	Digue	1930
	Plantations	1962
	Épi	1951-1962
	Fascines	1951
	Limitation de l'accès	1960
	Pieux	1972
	Rideau métalliques	1975
	Aqueduc souterrain	1936
	Pieux	1970
	Écran de fagots	1970
	Apport de sable	1977
	Pieux	1972

Commune	Type d'ouvrage	Date construction
Commune de la Forêt-Fouesnant	Remblais	Années 1960
	Remblais	Années 1950
	Porte du bassin à marée	1972
	Vieux port	19ème
	Extension du port	2008
	Port la Forêt	1971
	Extension du port	1992
	Digue	1871
	Mur	1980
	Épis stabiplage	1980
	Enrochement	1990
	Enrochement	1990
Commune de Concarneau	Cale	1897-1901
	Quai	1936
	Quai	1804-1818
	Môle	1817-1820
	Aménagements	1925-1929
	Môle	1882-1899
	Comblement d'un bassin	1937
	Aménagement de l'anse	1936
	Enrochement	1991
	Mur	1989

FIGURE .10 – 2. Date de construction des ouvrages côtiers des communes du Finistère Sud, de Penmarc'h à Concarneau (source : PPRL1 Ouest Odet et PPRL2 Est Odet)

.2 Roses des houles

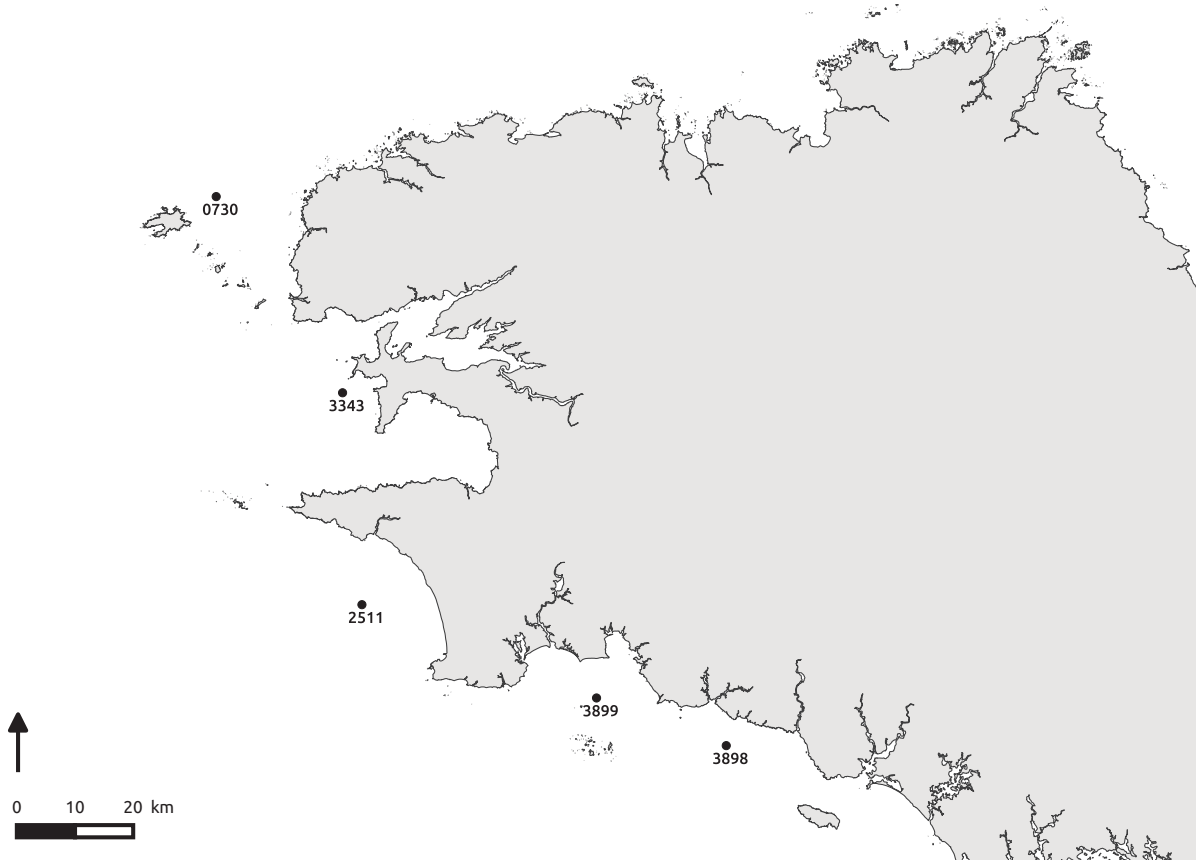


FIGURE .11 – Localisation des cinq point de données de houle (ANEMOC).

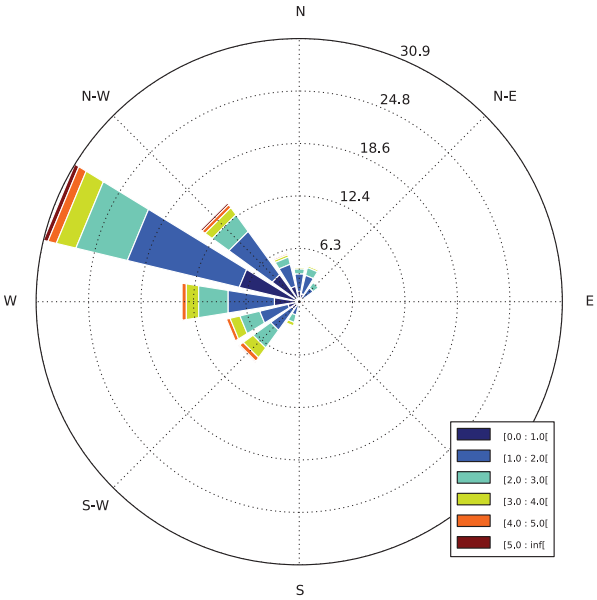


FIGURE .12 – Rose des houles au point 0730.

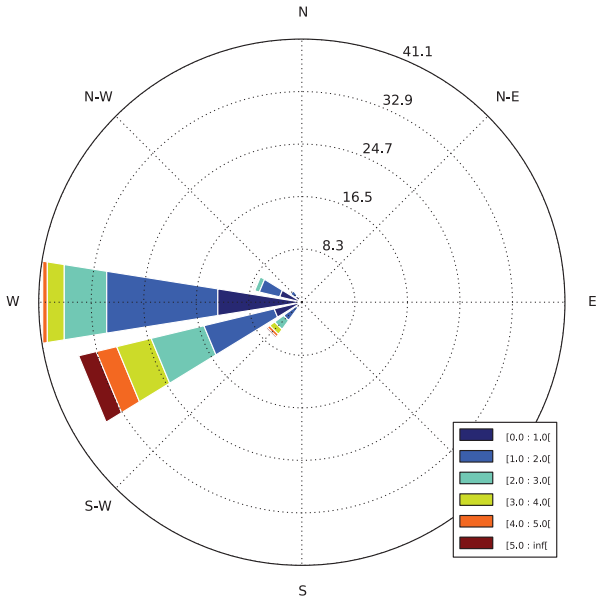


FIGURE .13 – Rose des houles au point 3343.

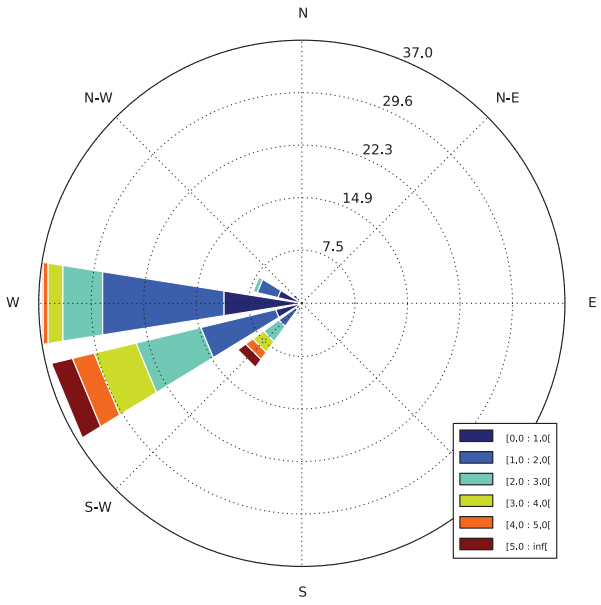


FIGURE .14 – Rose des houles au point 2511.

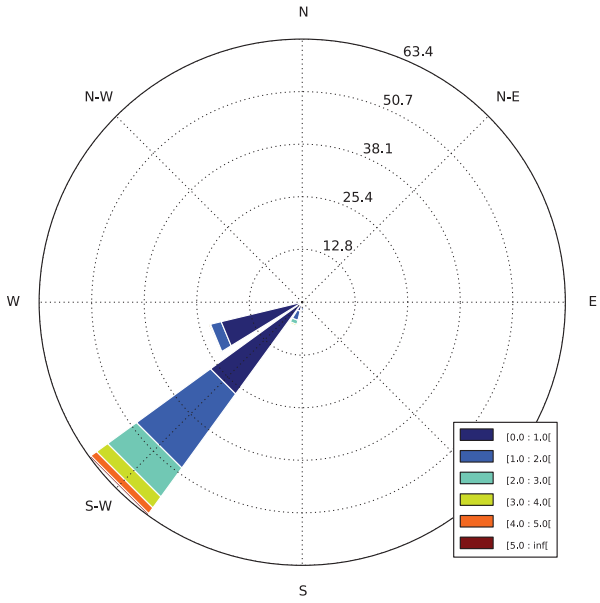


FIGURE .15 – Rose des houles au point 3899.

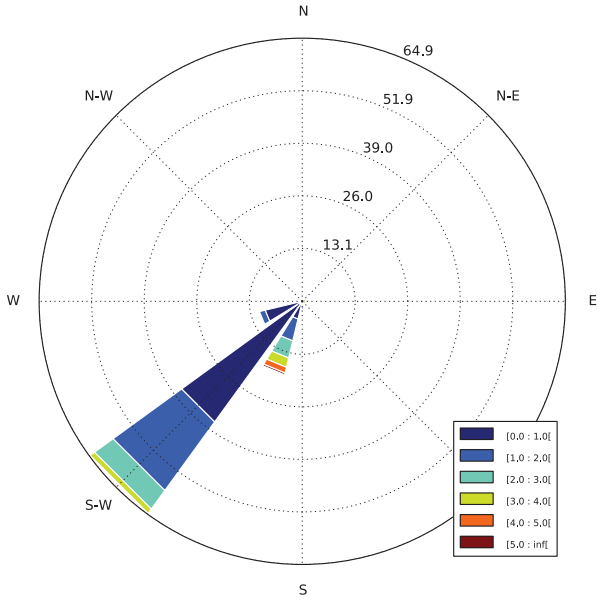


FIGURE .16 – Rose des houles au point 3898.

.3 Variations de pente

Feuille1

Zone	Profil	Dates comparées	Écart de pente (degrés)
Zone 1	P1	1982-1961	0,21
Zone 1	P1	2012-1982	0,13
Zone 1	P2	1982-1961	-0,01
Zone 1	P2	2012-1982	-0,02
Zone 1	P3	1982-1961	-0,05
Zone 1	P3	2012-1982	0,16
Zone 1	P4	1982-1961	0,02
Zone 1	P4	2012-1982	0,05
Zone 1	P5	1982-1961	0,06
Zone 1	P5	2012-1982	0,06
Zone 1	P6	1982-1961	-0,11
Zone 1	P6	2012-1982	0,08
Zone 2	P1	1985-1905	0,06
Zone 2	P1	2012-1985	-0,05
Zone 2	P2	1985-1905	0,02
Zone 2	P2	2012-1985	0,00
Zone 2	P3	1985-1905	0,05
Zone 2	P3	2012-1985	0,00
Zone 2	P4	1985-1905	0,04
Zone 2	P4	2012-1985	0,02
Zone 2	P5	1985-1905	-0,01
Zone 2	P5	2012-1985	0,00
Zone 2	P6	1985-1905	-0,04
Zone 2	P6	2012-1985	0,00
Zone 31	P1	1903-1818	-0,03
Zone 31	P1	1971-1903	-0,03
Zone 31	P2	1903-1818	-0,02
Zone 31	P2	1971-1903	-0,02
Zone 31	P3	1903-1818	0,05
Zone 31	P3	1971-1903	-0,09
Zone 31	P4	1903-1818	-0,05
Zone 31	P4	1971-1903	0,03
Zone 32	P1	1903-1819	-0,02
Zone 32	P1	1970-1903	0,02
Zone 32	P1	2012-1970	-0,04
Zone 32	P2	1903-1819	0,00
Zone 32	P2	1970-1903	-0,01
Zone 32	P2	2012-1970	-0,01
Zone 32	P3	1903-1819	-0,24
Zone 32	P3	1970-1903	0,18
Zone 32	P3	2012-1970	-0,10
Zone 32	P4	1903-1819	0,00
Zone 32	P4	1970-1903	-0,01
Zone 32	P4	2012-1970	-0,01
Zone 32	P5	1903-1819	-0,03
Zone 32	P5	1970-1903	-0,04
Zone 32	P5	2012-1970	0,02

Zone	Profil	Dates comparées	Écart de pente (degrés)
Zone 4	P1	1953-1818	-0,08
Zone 4	P1	2012-1953	-0,02
Zone 4	P2	1953-1818	0,18
Zone 4	P2	2012-1953	-0,18
Zone 4	P3	1953-1818	0,06
Zone 4	P3	2012-1953	0,03
Zone 4	P4	1953-1818	0,04
Zone 4	P4	2012-1953	0,04
Zone 4	P5	1953-1818	-0,03
Zone 4	P5	2012-1953	0,05
Zone 4	P6	1953-1818	0,05
Zone 4	P6	2012-1953	0,06
Zone 4	P7	1953-1818	0,10
Zone 4	P7	2012-1953	0,04
Zone 4	P8	1953-1818	0,04
Zone 4	P8	2012-1953	0,06
Zone 4	P9	1953-1818	-0,14
Zone 4	P9	2012-1953	-0,01
Zone 4	P10	1953-1818	-0,04
Zone 4	P10	2012-1953	0,01
Zone 51	P1	1971-1900	-0,04
Zone 51	P1	2012-1971	0,15
Zone 51	P2	1971-1900	0,02
Zone 51	P2	2012-1971	0,00
Zone 51	P3	1971-1900	-0,19
Zone 51	P3	2012-1971	0,10
Zone 51	P4	1971-1900	-0,88
Zone 51	P4	2012-1971	0,42
Zone 51	P5	1971-1900	0,10
Zone 51	P5	2012-1971	0,09
Zone 52	P1	1971-1900	-0,52
Zone 52	P1	2012-1971	0,46
Zone 52	P2	1971-1900	-0,31
Zone 52	P2	2012-1971	0,57
Zone 52	P3	1971-1900	-0,59
Zone 52	P3	2012-1971	0,46
Zone 6	P1	1971-1928	0,14
Zone 6	P1	2012-1971	-0,09
Zone 6	P2	1971-1928	-0,39
Zone 6	P2	2012-1971	0,10
Zone 6	P3	1971-1928	-0,08
Zone 6	P3	2012-1971	0,25
Zone 6	P4	1971-1928	-0,23
Zone 6	P4	2012-1971	-0,01
Zone 6	P5	1971-1928	-0,25
Zone 6	P5	2012-1971	-0,06
Zone 6	P6	1971-1928	-0,10
Zone 6	P6	2012-1971	0,03

Page 1

Feuille1

Zone	Profil	Dates comparées	Écart de pente (degrés)
Zone 7	P1	1887-1818	-0,01
Zone 7	P1	1926-1887	0,03
Zone 7	P1	2012-1926	0,01
Zone 7	P2	1887-1818	-0,18
Zone 7	P2	1926-1887	0,46
Zone 7	P2	2012-1926	-0,09
Zone 7	P3	1887-1818	-0,07
Zone 7	P3	1926-1887	0,01
Zone 7	P3	2012-1926	0,06
Zone 7	P4	1887-1818	-0,21
Zone 7	P4	1926-1887	0,13
Zone 7	P4	2012-1926	0,17
Zone 7	P5	1887-1818	-0,45
Zone 7	P5	1926-1887	0,03
Zone 7	P5	2012-1926	0,13
Zone 7	P6	1887-1818	-0,20
Zone 7	P6	1926-1887	0,14
Zone 7	P6	2012-1926	-0,07

Page 2

FIGURE .17 – Calcul des écarts de pente.

.4 Traitement des données bathymétriques sous *Caraibes*

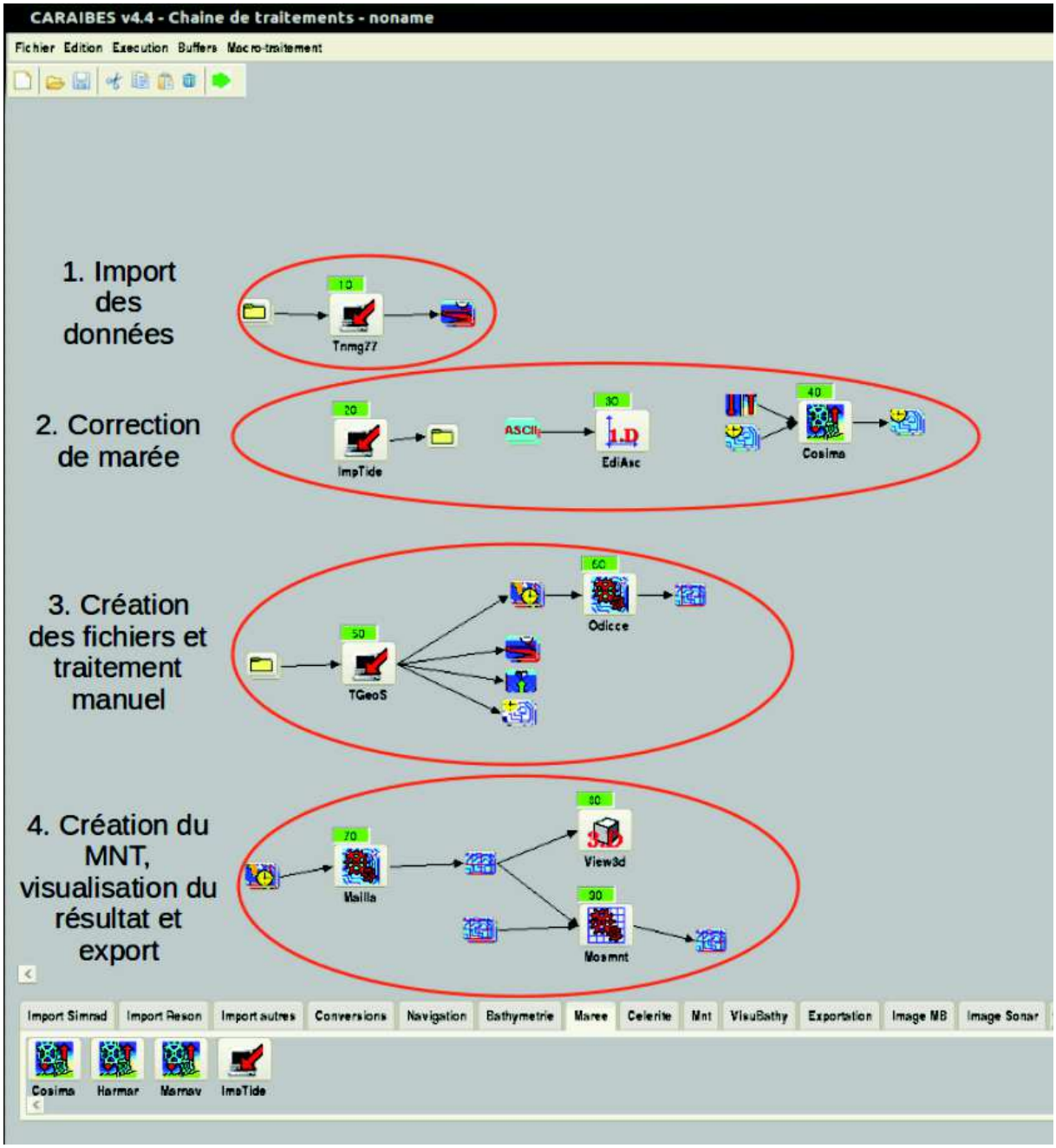


FIGURE .18 – Chaîne de traitement utilisée pour le traitement des données bathymétriques sous *Caraibes*.

.5 Analyse par photo-interprétation des sillons sur l'avant-plage de Combrit - Île-Tudy

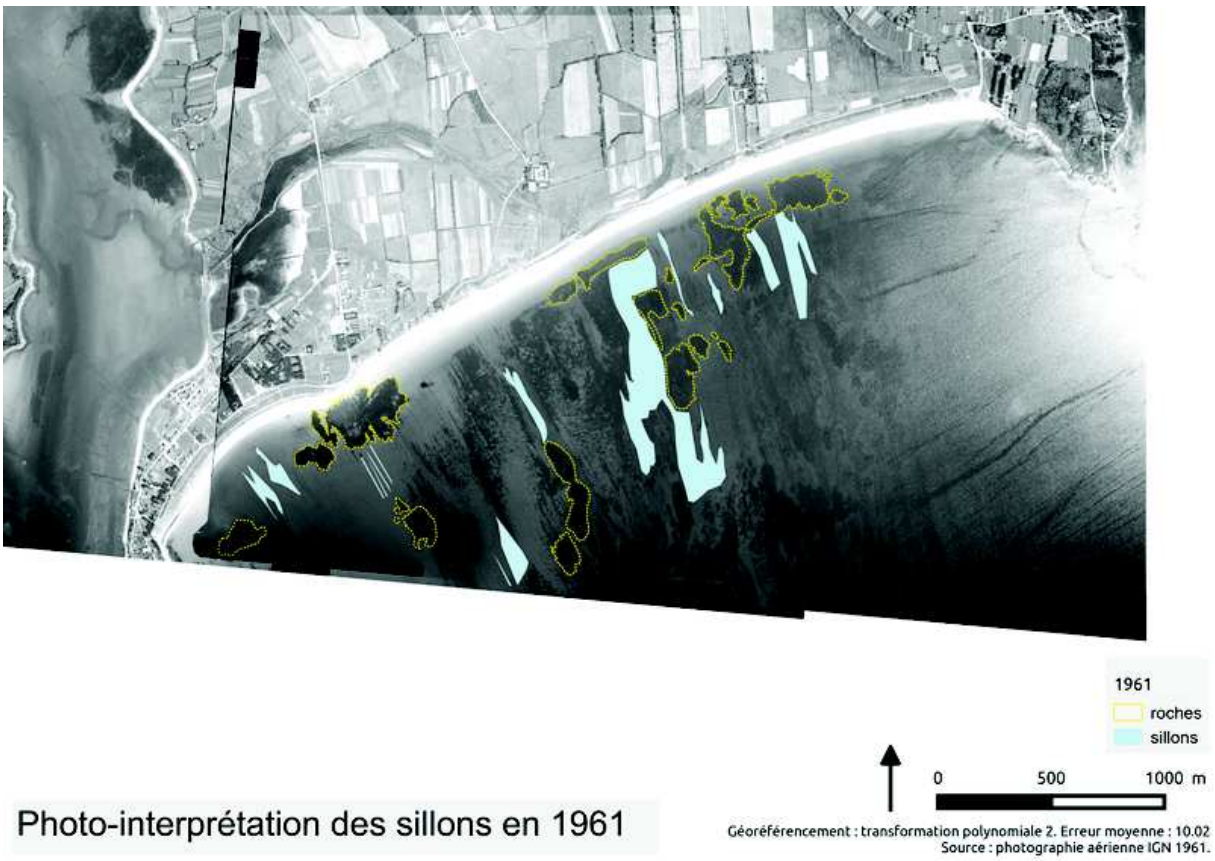


FIGURE .19 – Photo-interprétation des sillons en 1961.

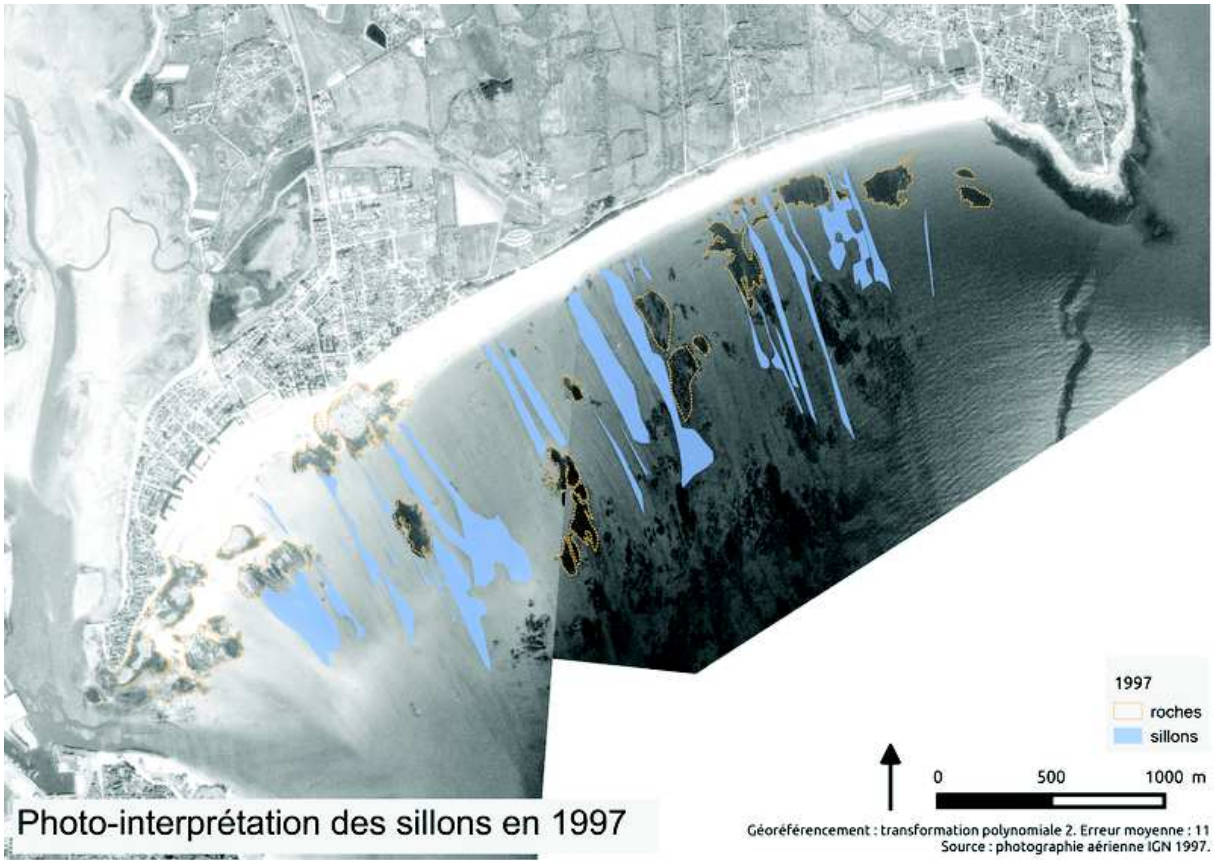


FIGURE .20 – Photo-interprétation des sillons en 1997.

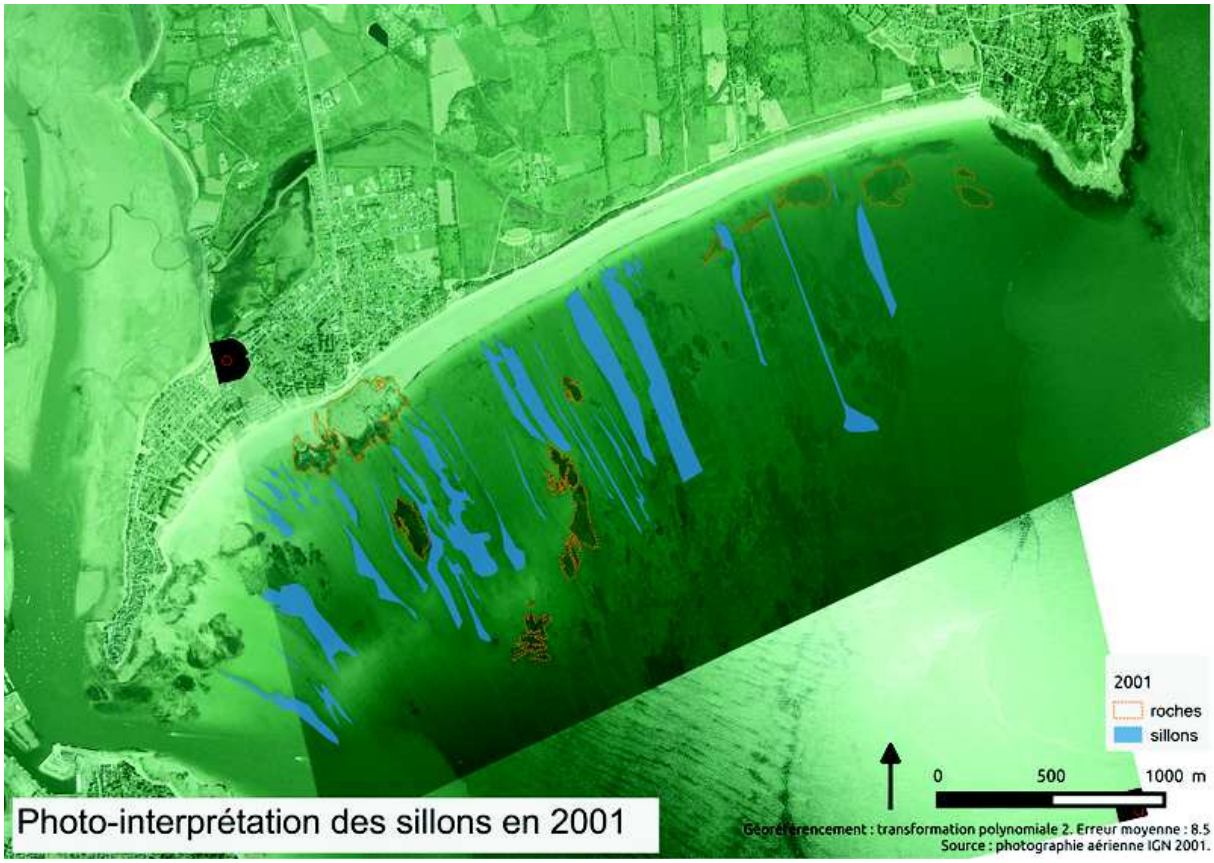


FIGURE .21 – Photo-interprétation des sillons en 2001.

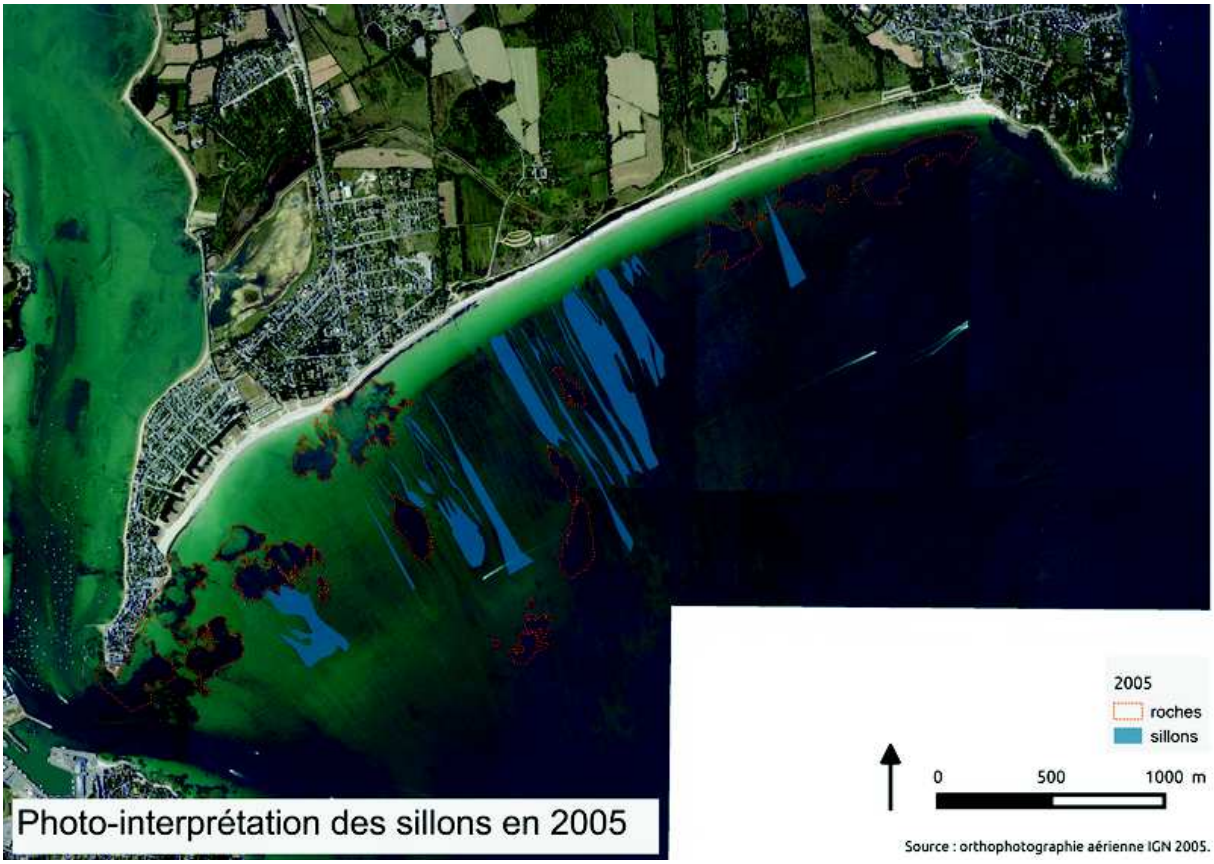


FIGURE .22 – Photo-interprétation des sillons en 2005.

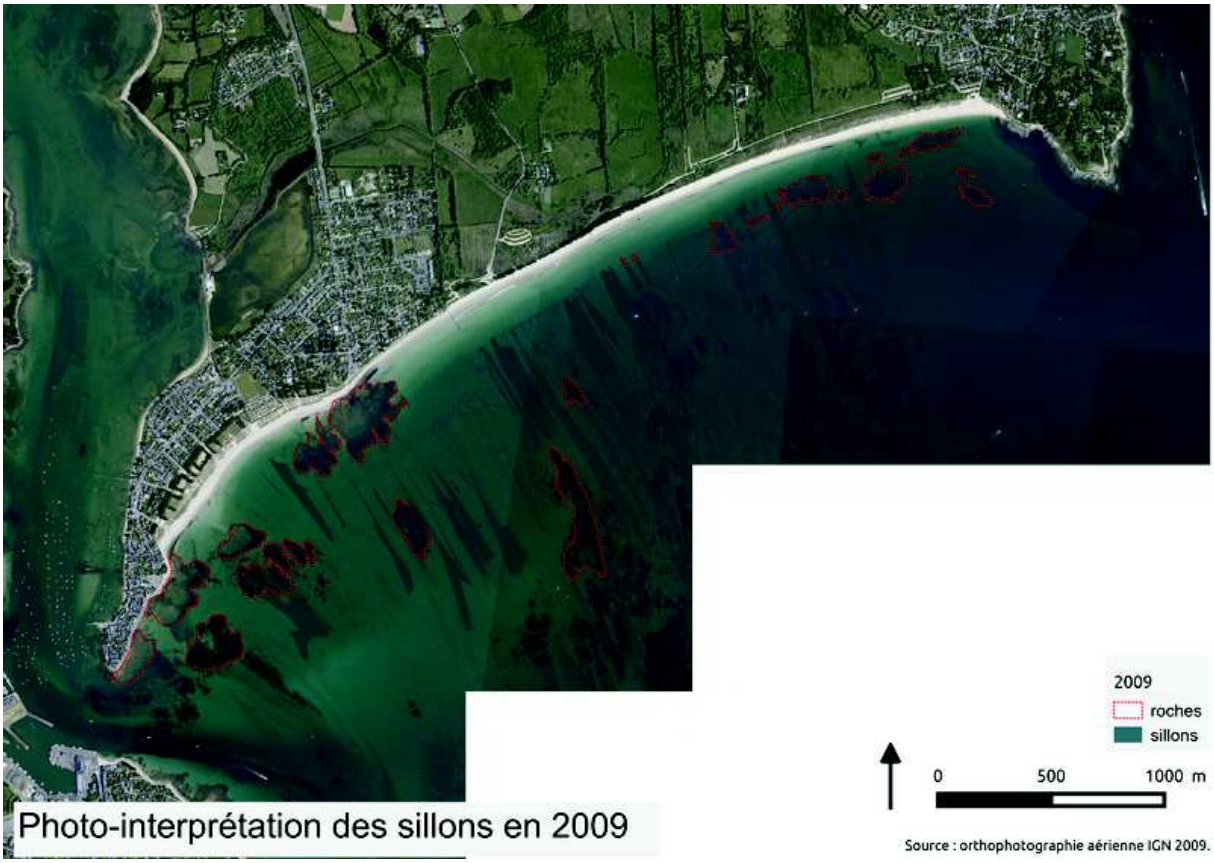


FIGURE .23 – Photo-interprétation des sillons en 2009.

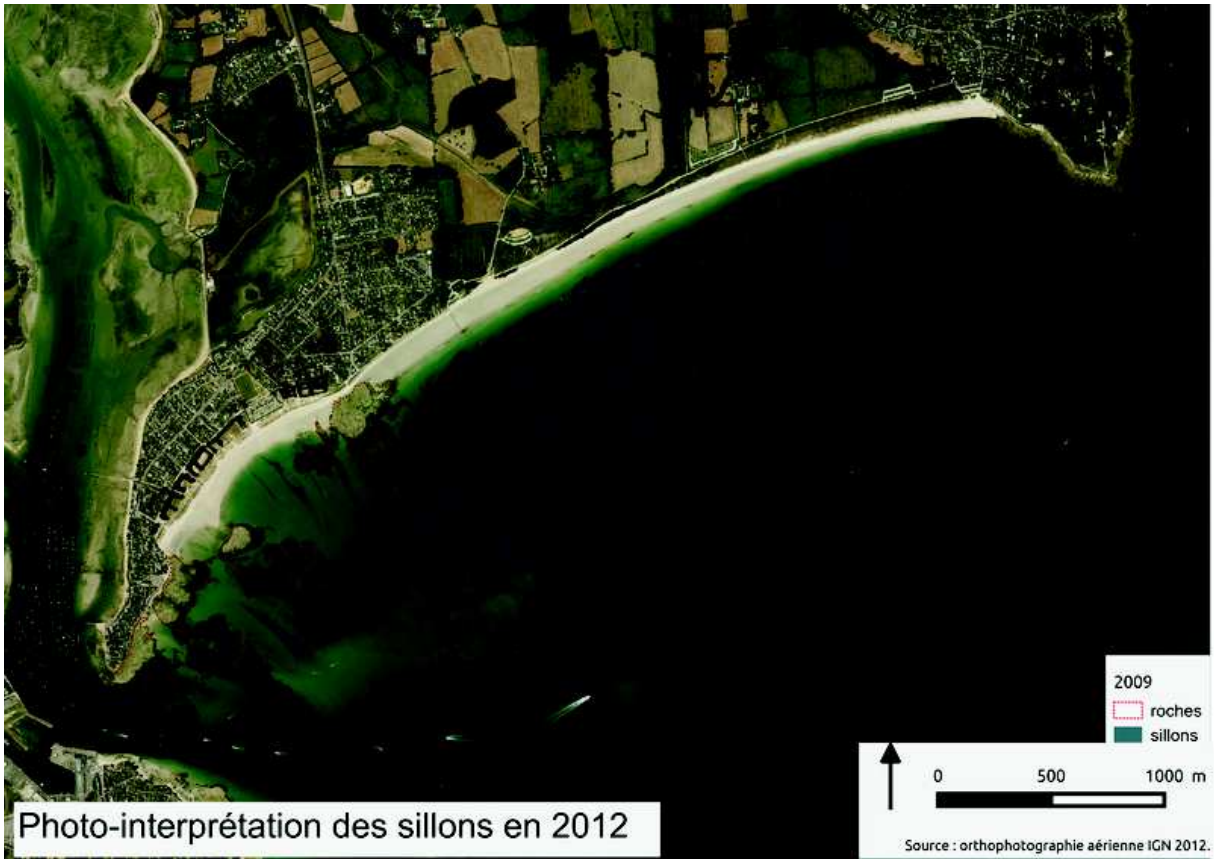


FIGURE .24 – Photo-interprétation des sillons en 2012.

.6 Article publié dans la revue *Géomorphologie : Relief, processus et environnement*

Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2015, vol. 21, n° 1, p. 45-56

Dynamiques et évolutions morpho-sédimentaires de l'avant-plage du secteur littoral de Combrit – Île-Tudy entre le XIXe et le XXIe siècle

Dynamics and morphological evolution of the nearshore in Combrit – Île-Tudy between the XIXth and XXIth century

Marie Jabbar*, Alain Hénaff**, Anne Deschamps***

Résumé

Au sein des systèmes littoraux, les avant-plages font partie intégrante des accumulations littorales, comprenant également les plages et les accumulations de haut de plage. Néanmoins, pour des raisons d'accessibilité limitée pour les observations scientifiques, les avant-plages et leur morphologie restent peu étudiées comparativement à la partie émergée du système. Notre travail s'appuie sur l'étude de l'avant-plage du secteur de Combrit – Île-Tudy (France), dans le sud du Finistère. Les objectifs de cette étude sont dans un premier temps de développer une méthode d'analyse des levés bathymétriques anciens (fournis par le Service Hydrographie et Océanographique de la Marine) en prenant en compte toutes les imprécisions inhérentes à ce type de données. Dans un deuxième temps, il s'agit de mettre en évidence des évolutions morphologiques de l'avant-plage par la comparaison des données anciennes fournies par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM ; XIXe et XXe siècles) et récentes (2012). La comparaison de Modèles Numériques de Terrain (MNT) permet d'identifier au moins trois tendances d'évolution distinctes entre 1818 et 2012 : une situation d'érosion de l'avant-plage entre 1818 et 1903, suivie d'un exhaussement généralisé entre 1903 et 1971, puis d'un nouvel abaissement des fonds entre 1971 et 2012. À la suite de ces résultats, les causes de ces modifications sont abordées au travers de différentes hypothèses. En effet, plusieurs facteurs sont susceptibles d'avoir une action directe ou indirecte sur la morphologie de l'avant-plage. Parmi ceux-ci, des forçages naturels (modification du régime de houle, impacts des évènements météo-marins majeurs) auxquels s'associent, sans doute, des pressions humaines (extractions de sable et poldérisation, notamment).

Mots clés : avant-plage, morphologie sous-marine, dynamique morpho-sédimentaire, levés bathymétriques multi-temporels, Bretagne.

Abstract

Nearshore is an integrated part of the coastal zone, as well as beaches and coastal dunes. However, they remain poorly studied compared to the emerged part of the system, because of the limited access for scientific monitoring. The nearshore of Combrit – Île-Tudy (south Brittany, France), addressed in this paper, is a good example. The first aim of this study is to present a methodology for the interpretation of old bathymetric surveys (supplied by the French naval hydrographic and oceanographic service – SHOM) which considers all the inaccuracies related to this type of data. Then, this method is implemented in order to depict the morphological evolution of the nearshore by comparing the ancient bathymetric surveys (19th and 20th centuries) and the recent ones of the nearshore (2012). Our results indicate different trends of evolution depending upon the period considered: between 1818 and 1903 the nearshore is considerably eroding; between 1903 and 1971 the situation has reversed; the recent period 1971-2012 is submitted to erosion. These results let us to consider the origins of such variability and formulate several hypothesis implying natural factors such as wave climate modification, extreme meteorological events and also anthropogenic factors such as sand extraction and polder establishment.

Key words: *nearshore, submarine morphology, dynamic morphosedimentary, multitemporal bathymetric surveys, Brittany.*

Les auteurs tiennent à rendre hommage à Anne Deschamps, disparue le 26 décembre 2014, pour sa contribution à la rédaction de cet article et son investissement dans ce travail de recherche.

* Université de Bretagne Occidentale – LETG Géomer – CNRS UMR 6554 – IUEM – rue Dumont d'Urville – 29280 Plouzané – France (marie.jabbar@univ-brest.fr).

** Université de Bretagne Occidentale – LETG Géomer – CNRS UMR 6554 – IUEM – rue Dumont d'Urville – 29280 Plouzané – France (alain.henaff@univ-brest.fr).

*** Université de Bretagne Occidentale – Laboratoire Domaines Océaniques – CNRS UMR 6538 – IUEM – rue Dumont d'Urville – 29280 Plouzané – France (anne.deschamps@univ-brest.fr).

Abridged English version

*This study aims to highlight morphological evolutions of a nearshore over the historical and multidecadal time scales. It is based on the establishment of a methodology for the interpretation of historical bathymetric data. The nearshore is an integrated part of the coastal zone, as well as beaches and coastal dunes. The understanding of the dynamic of each of these components is essential required to understand the evolutions of the complete sedimentary system. Yet, nearshores remain poorly studied compared to the emerged part of the system, because of the limited access for scientific monitoring. However, these processes are expected to be better understood to improve the coastal management and the marine sand extraction especially in a contemporary context of coastal sedimentary deficit (*e.g.*, Bird, 1985;* Eurosion database, 2004*;* Suanez, 2009; *Ministère de l'écologie, de l'énergie, du Développement durable et de la mer, 2010).*

The bathymetric data are the only source of available information about submarine morphology over the long term (the last two centuries). However, their utilization requires a strict methodology that avoids data misinterpretation. The method that is developed here to compare ancient and recent bathymetric data thus takes into account the differences in data accuracy, resolution, and coverage due to technologic evolutions between the beginning of the nineteenth century and nowadays.

The studied site is located in the south-western part of Brittany (France) off the coast of Combrit and l'Île-Tudy. This part of the coastline has been already studied by many authors (Guilcher, 1948; Bodéré et al., 1992; Hénaff, 1998; Hallégouët et Hénaff, 2006; Bouffort et al., 2011). The nearshore is large and shallow with a slope of 0.25%. The 3 meter isobath is very close from the eastern part of the shoreline (~300 m), and farther from the west side (~2000 m). This suggests that there is a significant sediment accumulation in this part of the nearshore despite an erosive context of the beach.

The bathymetric data set covers a long period, between 1818 and 2012, for which we have four complete surveys on the study area. The French naval hydrographic and oceanographic service (SHOM) provided us all the bathymetric data from their Bathymetric Data Base (BDBS), counting three complete surveys: 1818, 1903 and 1971. Furthermore, we have led in 2012 the oceanographic cruise FISSEL, aboard the N/O Haliotis (Génavir/Ifremer), to acquire a high resolution bathymetric data set over the same area. The first step in data processing consists in identifying the corrections required such as the contemporary sea level rise and the transformation in a common geodesic system. The second step consists in estimating the vertical and horizontal errors for each survey by taking into account the specificity of each method of acquisition used. The third step is the elaboration of the Digital Elevation Models (DEM) that is done with the Surfer® software. Based on these successive DEM it is possible to realize several operations such as cross-shore profiles and sand volume calculations.

Comparisons of DEM highlight sedimentary dynamic that results from erosion and accretion periods. Three tendencies appear: between 1818 and 1903 the nearshore had been considerably eroded; between 1903 and 1971 the situation reversed and the floor had globally raised; the recent period 1971-2012 is submitted to erosion. Those results reveal that the nearshore morphology is affected by direct and indirect factors. Regarding the origins of such variability, several hypotheses can be formulated that imply natural factors such as the wave climate modification, extreme meteorological events and also anthropogenic factors such as the creation of the polder of Combrit at the middle of the nineteenth century and more recent sand extraction in the nearshore.

Introduction

Au sein des systèmes littoraux, les avant-plages font partie intégrante des accumulations littorales, dans la continuité des plages et des dunes (Pinot, 1998). L'étude morphodynamique de chacun de ces compartiments littoraux est donc indispensable pour comprendre les évolutions du système sédimentaire dans son ensemble. Les interactions entre l'avant-plage, les fonds marins du large et la plage ainsi que les échanges sédimentaires entre ces différents compartiments déterminent, en effet, les dynamiques morphologiques littorales et les évolutions des rivages qui en résultent (Short, 1999). Dorénavant, ce type d'étude semble également fondamental pour améliorer les stratégies de gestion des évolutions littorales, en s'appuyant notamment sur une meilleure connaissance des stocks sédimentaires littoraux et de leurs dynamiques (Pinot, 1998 ; Costa *et al*., 2005 ; Aernouts et Héquette, 2006 ; Horillo-Caraballo et Reeve, 2008). Une gestion raisonnée de ces stocks pourrait offrir, dans certains cas tout au moins, des perspectives intéressantes vis-à-vis des problèmes d'érosion côtière qui s'inscrivent désormais dans un contexte sédimentaire contemporain largement déficitaire pour les littoraux d'accumulation des régions tempérées (*e.g*., Bird, 1985 ; Paskoff, 1998 ; Eurosion database, 2004 ; Suanez, 2009 ; Ministère de l'écologie, de l'énergie du Développement durable et de la mer, 2010) et, parfois également, dans un contexte de pressions liées à des projets d'extractions de sédiments marins sur les avant-plages (Latteux, 2008).

Contrairement aux plages et aux dunes qui font l'objet de nombreuses études et de suivis dans le temps (Costa et Suanez, 2013), les avant-plages restent encore relativement peu étudiées, notamment en raison de leur accessibilité limitée pour la mesure et l'observation (faibles profondeurs, conditions météo-marines, capteurs,…).

Cependant, les évolutions récentes des méthodes et des techniques d'étude des petits fonds rendent maintenant possible l'analyse morphologique des avant-plages et des processus d'érosion ou d'accumulation qui les affectent afin d'identifier leurs impacts sur les parties intertidales et subaériennes des accumulations littorales. Néanmoins, à l'image des plages et des massifs dunaires, les dynamiques actuelles examinées grâce à ces techniques récentes ne peuvent se comprendre qu'en tenant compte de leurs évolutions aux échelles de temps géologique, historique, décennale et instantanée (évènement extrême) nécessairement emboîtées (Hénaff *et al*., 2013). L'analyse diachronique de données bathymétriques constitue par conséquent, une étape indispensable pour évaluer et comprendre l'évolution de ces avant-plages (Jaud, 2011 ; Brunel, 2012).

Dans ce sens, l'étude proposée s'appuie sur une analyse diachronique de la morphologie de l'avant-plage du littoral allant de Combrit à l'Île-Tudy dans le sud du Finistère. Depuis plusieurs décennies, ce secteur de côte est menacé de submersion du fait de l'érosion continue d'un cordon littoral protégeant un polder partiellement urbanisé. Après que de multiples techniques de protection contre l'érosion aient été tentées, le recours aux stocks sableux de l'avant-plage pour compenser les déperditions de volume du cordon littoral est actuellement envisagé par les gestionnaires. Pour autant, la connaissance de cette avant-plage est des plus fragmentaires.

Dans ce contexte, les objectifs de notre étude sont d'analyser l'évolution bathymétrique de l'avant-plage entre le niveau moyen de la mer et des profondeurs d'une vingtaine de mètres sur différents intervalles de temps afin d'en déduire les tendances évolutives à moyen terme et à court terme. Dans la mesure du possible, il s'agira également d'en expliquer les origines. Pour se faire, on dispose, pour la période historique des deux cents dernières années, des levés effectués successivement pour l'établissement des cartes marines du SHOM depuis le début du XIXe siècle (1818-1819, puis 1903 et 1971) et des mesures bathymétriques récentes (2012) acquises lors de la campagne Fissel à bord du N/O l'Haliotis (Génavir/Ifremer). À partir de ces données multi-temporelles que l'on cherche à comparer, on propose une méthodologie permettant l'utilisation des mesures bathymétriques acquises à différentes époques et par des techniques différentes depuis le début du XIXe siècle. La méthode proposée s'appuie sur un contrôle préalable de la qualité des données, la détermination des incertitudes verticale (profondeur) et spatiale (localisation) des mesures bathymétriques. Elle prend également en compte la différence de résolution des lots de données employés.

Présentation du site

Située dans le sud du Finistère, dans l'anse de Bénodet, la zone d'étude s'étend en avant de la plage des communes de Combrit et l'Île-Tudy, entre l'estuaire de l'Odet à l'est et l'estuaire de la rivière de Pont-l'Abbé à l'ouest (fig. 1). Avec une orientation vers le sud-est et une position plutôt en retrait par rapport à la ligne générale de rivage, la côte est en situation d'abri relatif par rapport aux houles dominantes d'ouest. En effet, ces dernières n'atteignent le rivage qu'après diffraction sur l'avant-côte entre Penmarch et Loctudy. Le littoral, entre la pointe de Sainte-Marine et l'Île-Tudy, est, par contre, exposé aux houles et aux vagues de secteur sud-sud-ouest, sud et sud-est.

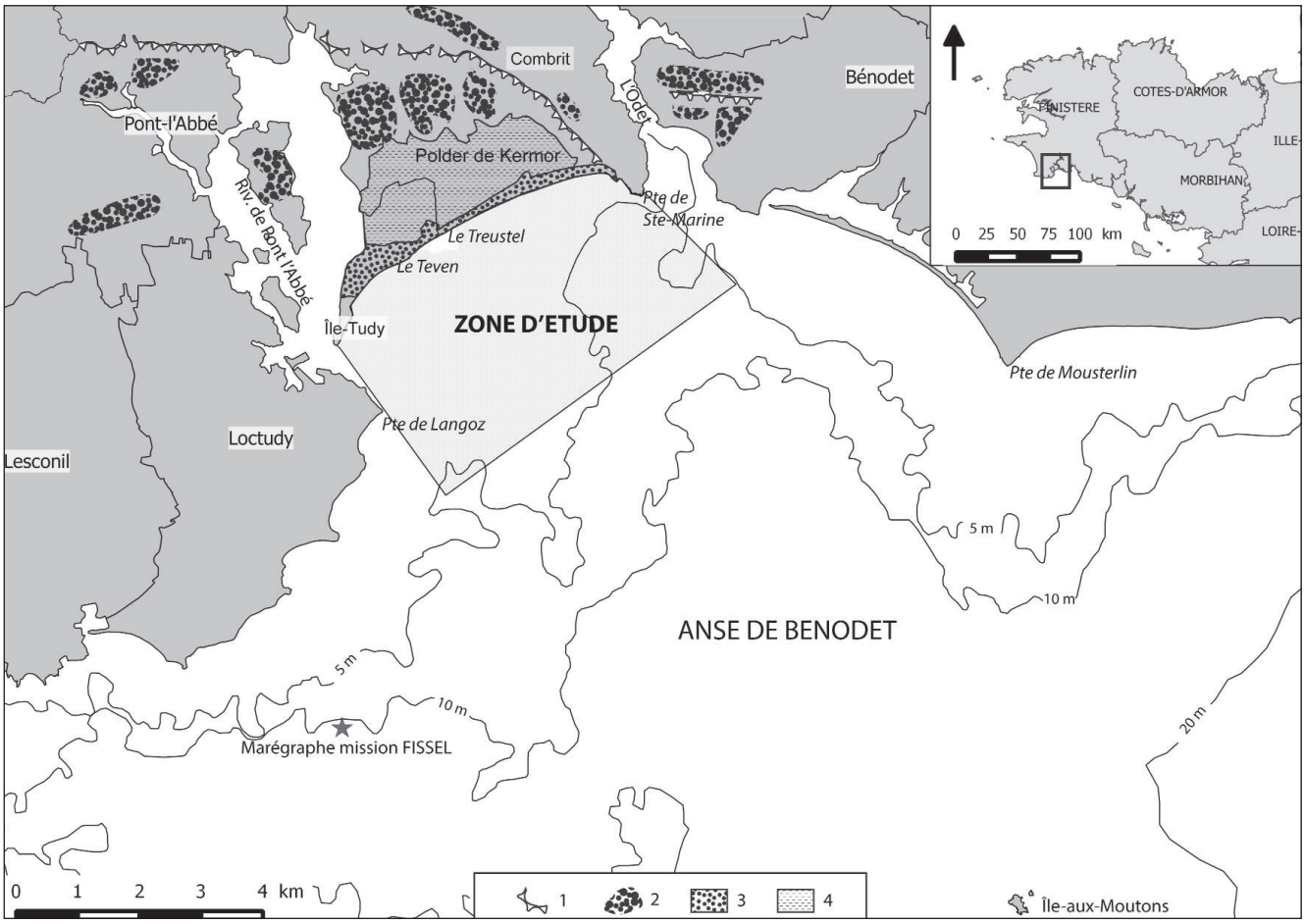


Fig. 1 – **Localisation du secteur d'étude** (Sources : IGN, SHOM). 1 : falaise morte ; 2 : accumulations littorales de galets pléistocènes ; 3 : cordon littoral sableux actuel ; 4 : ancienne lagune de Kermor.

*Fig. 1 – **Location map of the study area.** 1: Abandoned cliff; 2: Pleistocene shingles accumulation; 3: Actual longshore bar; 4: old coastal lagoon of Kernmor.*

Dans ce secteur, la dynamique de la partie terrestre de l'accumulation littorale, à savoir la plage et le cordon dunaire, a fait l'objet de plusieurs études (Guilcher, 1948 ; Bodéré *et al*., 1992 ; Hénaff, 1998 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Bouffort *et al*., 2011). Un étroit cordon dunaire relie les deux pointes granitiques (granit de Pont-l'Abbé) de l'Île-Tudy et de Sainte-Marine à Combrit isolant de la mer une dépression arrière-littorale submersible. Au vu des documents iconographiques anciens disponibles, la formation de l'accumulation littorale actuelle semble récente et s'inscrirait dans la période historique. Elle débute par la construction naturelle, depuis l'ancienne île Tudy au sud-ouest et la pointe de Sainte-Marine au nord-est, de deux flèches sableuses progressant en sens opposé qui, sur les cartes anciennes du secteur, n'apparaissent qu'à partir de la seconde moitié du XVIIe siècle (document daté de 1670 ; Bouffort *et al*., 2011). Depuis la fin du XVIIe siècle, ces deux accumulations tendent à se rejoindre et à isoler progressivement de la mer l'anse de Kermor localisée en avant d'une falaise morte et reliée à la rivière de Pont-l'Abbé sans toutefois y aboutir naturellement. Les graus qui persistaient dans le cordon ont été complètement fermés au cours du XIXe siècle lors des travaux de poldérisation des terrains en arrière réalisés en 1852-1853 (Guilcher, 1948 ; Hénaff, 1998 ; Bouffort *et al*., 2011 ; Hallégouët et Hénaff, 2006). L'artificialisation de la côte a alors complètement modifié la dynamique hydro-sédimentaire du système (Bouffort *et al*., 2011). Les processus littoraux agissant dans ces nouvelles conditions ont, en effet, accentué l'érosion du cordon littoral entre le Téven et la pointe de Sainte-Marine, en s'exerçant alternativement sur les différentes parties du cordon, la partie comprise entre Kermor et le Téven étant plus fréquemment affectée. Depuis sa fermeture, le cordon dunaire montre, en effet, des signes de fragilité : des surverses et des brèches ont été observées à de nombreuses reprises jusqu'à ces dernières années, lors de coups de vents ou de tempêtes associés à des surcotes (Bodéré *et al*., 1992 ; Bouffort *et al*., 2011 ; Jabbar et Pétré, 2012). L'extension de l'urbanisation (résidences secondaires dans un premier temps puis principales depuis quelques décennies), y compris dans le polder, associée à la vulnérabilité du cordon dunaire accroît considérablement les risques côtiers d'érosion et de submersion. Ce secteur à risque est, de ce fait, placé sous surveillance et de nombreux aménagements ont déjà été effectués pour tenter de contrer le recul du trait de côte : remblais successifs dans les brèches et au sommet du cordon (tout au long des XIXe et XXe siècles et jusqu'à nos jours), plantations d'oyats (dans les années 1980 ; en 2012), brise-vents (plusieurs opérations depuis 1980), mise en place de modules géotextiles (1981), construction d'enrochements au Téven (1995) et d'un épi au Treustel (fin des années 1990). Mis à part l'enrochement qui a joué son rôle de stabilisation définitive d'une partie du trait de côte, les autres travaux n'ont pas inversé la tendance, mais ont contribué à un certain ralentissement de l'érosion (Bouffort *et al*., 2011). Néanmoins, la situation reste toujours délicate et d'autres solutions pour pallier ce problème sont également réalisées actuellement (en 2008, en 2012 et durant l'hiver 2012-2013), tels que les rechargements sédimentaires du haut de plage, ou encore le rehaussement du cordon par des apports de sable. Dans le même temps, les plages de l'ancienne Île-Tudy situées en aval-dérive bénéficiaient d'apports sédimentaires volumineux qui ont conduit à une avancée de la ligne de rivage de plus d'une centaine de mètres en leur centre depuis le début du XXe siècle.

C'est dans ce contexte qu'une analyse de la partie sous-marine du système s'avère importante. Plusieurs études ont déjà contribué à la description de la partie marine et à une première analyse du fonctionnement morphodynamique (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Hénaff, 1998 ; Bouffort *et al*., 2011). Les profondeurs maximales de l'anse de Bénodet, qui s'étend sur une centaine de kilomètres carrés (fig. 1), sont comprises entre 10 et 20 m. La zone se caractérise par un vaste platier rocheux recouvert partiellement d'une étendue de sédiments fins (Pinot, 1974), tandis que les petits fonds entre Penmarch et Loctudy sont principalement rocheux, avec une couverture sédimentaire éparse (Chassé et Glémarec, 1976). En effet, cette côte est très exposée à la houle. Dès lors que le littoral se trouve en position plus abritée (anse de Combrit et de Concarneau) le sable s'y dépose et la couverture sédimentaire s'épaissit (Hénaff, 1998). J.-R. Vanney (1977) met en évidence une rampe sédimentaire qui s'est formée dans le chenal de l'Odet (fig. 1) et ses affluents, appelé le « chenal de l'île-aux-Moutons » qui contribuerait aux apports sableux des petits fonds de l'anse de Combrit.

L'avant-plage est large, peu profonde et faiblement pentue (de l'ordre de 0,25 %). L'isobathe des trois mètres est très proche de la plage à l'est (~300 m), tandis qu'à l'ouest, elle s'en écarte (~2000 m), ce qui suppose une zone propice aux dépôts sableux. Les vallées submergées de l'Odet et de la rivière de Pont-l'Abbé, qui ne sont pas entièrement comblées, se rejoignent au niveau de l'Île-aux-Moutons (fig. 1).

Un schéma de la circulation générale des sédiments le long du cordon a été proposé dans le rapport de J.-M. Bouffort *et al*. (2011) à partir de l'observation de terrain et de l'interprétation des photographies aériennes verticales de l'IGN. Entre la pointe de Sainte-Marine et l'Île-Tudy, le transit sédimentaire généré a priori par une dérive littorale orientée nord-est – sud-ouest apparaît, en réalité, scindé en cinq sous-cellules hydrosédimentaires également réparties le long du cordon. Aux extrémités de ces sous-cellules qui régissent le déplacement des sédiments sur la côte entre Combrit et l'Île-Tudy, des courants de retour dirigent les sédiments en direction de l'avant-plage avec une efficacité accrue en période d'agitation marine.

L'examen et la comparaison des cartes marines du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) de 1909 et 1977 tend à montrer que le recul du cordon littoral qui s'est produit depuis sa fermeture artificielle au milieu du XIXe siècle (1853) a pu s'accompagner d'un exhaussement de l'avant-plage proche (Bouffort *et al*., 2011).

Les données et leurs traitements

Techniques d'acquisition et qualité des données

Le SHOM a mis à notre disposition l'ensemble des données bathymétriques existant sur le secteur d'étude au sein de la Base de Données Bathymétriques du SHOM (BDBS).

Les levés des années 1818/1819, 1903 et 1971 couvrent complètement la zone. Ces données se présentent sous la forme de minutes de sonde au format ascii. Il s'agit de fichiers de points de coordonnées géographiques (x et y) avec les valeurs de bathymétrie associées (z : en valeurs positives vers le bas à partir du zéro hydrographique). L'utilisation des minutes de sondes offre l'avantage de réduire la marge d'erreur par rapport aux sondes indiquées sur les cartes marines en fournissant une densité de points beaucoup plus importante (Maron et Rihouey, 2003). En effet, sur les cartes marines les points les plus superficiels sont sélectionnés pour des raisons de navigation auxquelles sont destinées ces cartes.

	Précision		Densité de mesures (nombre de points / km²)
	Horizontale	Verticale	
Fil à plomb	25-60 m	1 m	89 (1818) / 567 (1903)
Sondeur monofaisceau	20-30 m	0,5 m	189
Sonar latéral	10 cm	10 cm	$125,10^5$

Tab. 1 – **Caractéristiques des différentes méthodes d'acquisition bathymétrique.**

*Tab. 1 – **Characteristics of the different methods of acquiring.***

Les données historiques obtenues au fil à plomb

Les techniques d'acquisition sont différentes suivant les années. Les données de 1818/1819 et 1903 ont été levées au plomb de sonde. Il est évident que la densité des points levés est beaucoup plus faible que pour les levés ultérieurs puisque la technique est entièrement manuelle et donc très lente par rapport aux méthodes de sondages acoustiques modernes. Par ailleurs, le positionnement est fondé sur le principe de la triangulation pour laquelle un cercle à réflexion (hydrographique) sert à mesurer une distance angulaire entre deux amers à terre. Parallèlement, la boussole est utilisée pour comparer le relèvement vrai (cercle à réflexion) du relèvement magnétique (Chapuis, 1999).

Les données acquises, auprès du SHOM, de 1818/1819 et 1903 ont été corrigées par le SHOM sur la base des données du marégraphe installé au port de Concarneau. Les mouvements du bateau (pilonnement, cap, roulis, tangage) n'étaient à l'époque pas pris en compte. Il est donc difficile d'estimer leur impact sur la précision verticale et horizontale. On peut supposer cependant que les levés ont été effectués préférentiellement en condition de mer calme, ce qui limite les imprécisions.

Nous nous baserons sur les estimations du SHOM qui prédisent une erreur verticale inférieure à un mètre et qui est largement utilisée dans les études utilisant ce type de données. Celle-ci sera doublée dans le cas de la comparaison de deux Modèles Numériques de Terrain (MNT).

La précision horizontale est par ailleurs faible (de l'ordre d'une trentaine de mètres) car la position sur le plan d'eau était estimée à partir de repères à terre. Celle-ci a été contrôlée lors de cette étude en mesurant la distance entre des points de référence (sommet des pics rocheux) repérés sur la bathymétrie de 2012 et celles de 1818/1819 et 1903. Les écarts maximum observés sont compris entre 25 et 60 m.

Cette imprécision horizontale n'impacte que très peu la précision verticale. En effet, la pente moyenne de la zone d'étude est de 0,25 %. Par exemple, en supposant une imprécision horizontale de 30 m, la précision verticale liée à cette incertitude de positionnement, équivaut à 7,5 cm, ce qui est négligeable. La forte imprécision horizontale n'a donc pas d'influence notable sur la marge d'erreur verticale.

L'imprécision verticale σz équivaut à : $\sigma z = \sigma x,y * h$

Dans le cas d'une pente d'avant-plage de 0,25%, $\sigma z = 30 * 0,25\% = 0,075$ m

Avec σz : incertitude verticale ; $\sigma x,y$ = incertitude horizontale (30m) et h : pente (0,25%).

Enfin, la zone d'étude s'étend sur une surface d'environ 22,42 km² (fig. 1). Les levés bathymétriques de 1818 et 1819 comprennent 2009 points, soit environ un point tous les 110 mètres en moyenne. C'est en 1903 que la couverture spatiale est la plus dense. Il y a 12 726 points, soit environ un point tous les 17 mètres (tab. 1).

Acquisition de données par sondeur monofaisceau : données de 1971

Le type de sondeur utilisé pour réaliser le levé bathymétrique de 1971 n'est pas connu. Néanmoins, nous disposons d'informations sur la précision de positionnement horizontale et verticale. Le SHOM a estimé une erreur de positionnement probable inférieure à 30 m, ainsi qu'une erreur verticale de 0,30 m maximum. Ne connaissant pas les méthodes employées pour estimer cette imprécision, nous emploierons 0,50 m comme marge d'erreur verticale. La précision horizontale a pu être vérifiée à l'aide de la même méthode que pour les sondes à plomb (cf. para. précédent). Les écarts mesurés entre les pics rocheux de 1971 et 2012 sont au maximum de 20 à 30 m. Pour ces levés, la densité est d'un point tous les 52 m, puisque le levé bathymétrique de 1971 comporte 4 258 points (tab. 1).

Acquisition de données par sonar latéral interférométrique : données de 2012

Un levé bathymétrique a été réalisé en 2012 lors de la campagne de recherche FISSEL, à bord du navire l'Haliotis (Génavir/Ifremer). Cette vedette est équipée d'un sonar latéral interférométrique (GeoAcoustics Geoswath, 250 kHz), d'un sondeur de sédiments (chirp 1,8 à 5,3 kHz) et d'un sondeur monofaisceau (Simrad ER60, 120 kHz) associé à un système de caractérisation des fonds (RoxAnn). Le sonar Geoswath est un modèle de sonar latéral interférométrique qui fournit des données de qualité semblable à un sondeur multifaisceaux. Avec une fauchée d'environ cinq fois la profondeur, la résolution des données est généralement de 5 % par rapport à la profondeur (soit 25 cm pour une profondeur de 5 m). À 5 m de profondeur, l'échantillonnage longitudinal se fait tous les 20 cm et l'échantillonnage transversal est de 8 cm sous le navire et de 40 cm en bord de fauchée (http://flotte.ifremer.fr/flotte/Presentation-de-

la-flotte/ Navires/Navires-cotiers/Haliotis/Equipements-scientifiques). Le positionnement sur le plan d'eau est assuré par un système de navigation GPS Aquarius Thalès avec une station RTK (Real Time Kinematic) avec une précision centimétrique. Un marégraphe, installé spécialement pour la mission au sud de Loctudy (fig. 1), permet d'effectuer une correction de la marée. De plus, les mouvements du bateau sont corrigés par la centrale inertielle du navire qui enregistre son attitude (cap, roulis et tangage). Ces corrections associées au positionnement RTK apportent une précision centimétrique en horizontal et en vertical. Les résultats de cette campagne utilisés dans cette étude sont donc : une carte bathymétrique issue des mesures bathymétriques du sonar interférométrique, maillée à un mètre et une carte du fond rocheux (bed rock) déduite des données de sismique du sondeur de sédiments, maillée à 20 mètres.

La densité du levé de 2012 n'est pas du tout comparable aux levés plus anciens. Simplement à titre informatif, pour une superficie plus restreinte d'environ 10 km² par rapport aux données du SHOM, le nombre de points est de l'ordre de $125*10^6$ points, soit 12,5 points par m² (tab. 1).

Les corrections à apporter

Variations historiques du niveau marin

Pour une comparaison rigoureuse des données bathymétriques multi-temporelles, l'élévation du niveau de la mer survenue entre les différentes dates des levés constitue a priori un paramètre à prendre en compte. Au-delà des données du GIEC qui propose une élévation du niveau marin de l'ordre de 0,1 à 0,2 cm/an sur le dernier siècle, le marégraphe de Brest peut être pris pour référence car il est le plus proche de notre site d'étude et il fournit des mesures quasi continues du niveau marin depuis environ trois cent ans (Pouvreau, 2008). Ces données sont téléchargeables sur le site du Service permanent du niveau moyen de la mer (PSMSL Permanent Service for Mean Sea Level : http://www.psmsl.org/).

Une première difficulté d'utilisation des observations issues de ce marégraphe résulte de leur traitement préalable au calcul d'élévation du niveau de la mer. Selon les auteurs et les périodes de référence prises en compte, ces variations du plan d'eau diffèrent. En tenant compte, des niveaux marins moyens (MSL), l'élévation pour la période 1846-2007 est de 1,18 ± 0,06 mm/an (Pouvreau, 2008). L'élévation est de 100 mm entre 1818 et 1903, de 80 mm entre 1903 et 1971, de 48 mm entre 1971 et 2012 et l'élévation totale est de 23 cm entre 1818 et 2012. Selon le Centre d'Etude Technique Maritime et Fluvial (CETMEF) qui s'est intéressé à la correction des données bathymétriques en fonction de différents niveaux d'eau extrêmes et avec plusieurs méthodes de traitement (Andreewsky *et al*., 2014), l'élévation est d'environ 15 cm entre 1850 et 2010.

La seconde difficulté d'utilisation de ces données marégraphiques provient de la variabilité spatiale de la vitesse d'élévation du niveau marin. P.-A. Pirazzoli (2008), qui s'est attaché à analyser toutes les données des marégraphes de la côte atlantique française, entre Saint-Jean-de-Luz et Brest, a mis en évidence des vitesses d'élévation du niveau marin plus ou moins rapides suivant les sites d'observation qu'il explique par des phénomènes de subsidence locale. Ainsi, dans le port du Conquet, distant d'une vingtaine de kilomètres à l'ouest de Brest, l'élévation du niveau marin est de +0,31 ± 0,04 cm/an, valeur singulièrement différente de celle proposée pour Brest. Des résultats si discordants localement et même, plus généralement, à l'échelle de la façade atlantique française, laissent supposer que les tendances d'évolution du niveau marin issues des données du marégraphe de Brest ne sont pas directement applicables pour la correction des données bathymétriques du sud du département, en particulier pour notre site d'étude. Elles n'indiquent finalement qu'une tendance générale.

Si malgré ces incertitudes, on applique néanmoins une correction au niveau moyen de la mer sur notre site d'étude pour comparer les différents levés bathymétriques, l'élévation a été de 23 cm entre 1818 et 2012. Elle représente alors plus d'un cinquième de la marge d'erreur d'un mètre que l'on s'est accordée. Deux MNT bathymétriques ont été alors produits, l'un qui tient compte de cette élévation et l'autre où elle est négligée. La comparaison de ces deux MNT ne permet finalement pas de conclure à un réel impact de la variation du niveau du plan d'eau sur les résultats obtenus. En effet, lors de la comparaison des deux MNT, avec puis sans correction, les volumes sédimentaires diffèrent en 1971 de 2,19 % et de 1,31 % en 1903, ce qui peut être considéré comme négligeable.

Système de projection

Les données de base ont été récupérées dans le système géodésique de positionnement WGS84 en degrés décimaux. C'est dans cette projection qu'elles ont été utilisées pour créer des MNT afin de ne pas ajouter une imprécision horizontale supplémentaire liée à une transformation dans un système de projection métrique.

Dans un deuxième temps, les données brutes ont été projetées dans un système métrique, le Lambert 93, uniquement pour calculer des volumes sédimentaires. L'imprécision engendrée par cette projection effectuée par le logiciel Circé de l'Institut Géographique National (IGN) est de l'ordre de 2 à 6 m (IGN, 2013). Afin de transformer les coordonnées exprimées en WGS84 vers le Lambert 93, le logiciel impose un passage en NTF (Lambert II étendu). C'est cette première transformation qui engendre un décalage. Il se vérifie sur nos données avec un écart correspondant à une simple translation de 4,5 mètres mesurable à l'aide du Système d'Information Géographique (SIG) piloté par QGIS. Le décalage est constant en tout point de la carte et identique sur toutes les données utilisées dans cette étude. Ceci nous permet donc de réaliser des calculs de volume sans ajouter d'erreur.

La représentation cartographique des données

Le choix du logiciel et d'une méthode d'interpolation

Les données bathymétriques sont traitées avec le logiciel Surfer®. Pour simplifier leur utilisation, les profondeurs fournies positivement par le SHOM sont converties en valeurs négatives. Les grilles d'interpolation calculées à partir des fi-

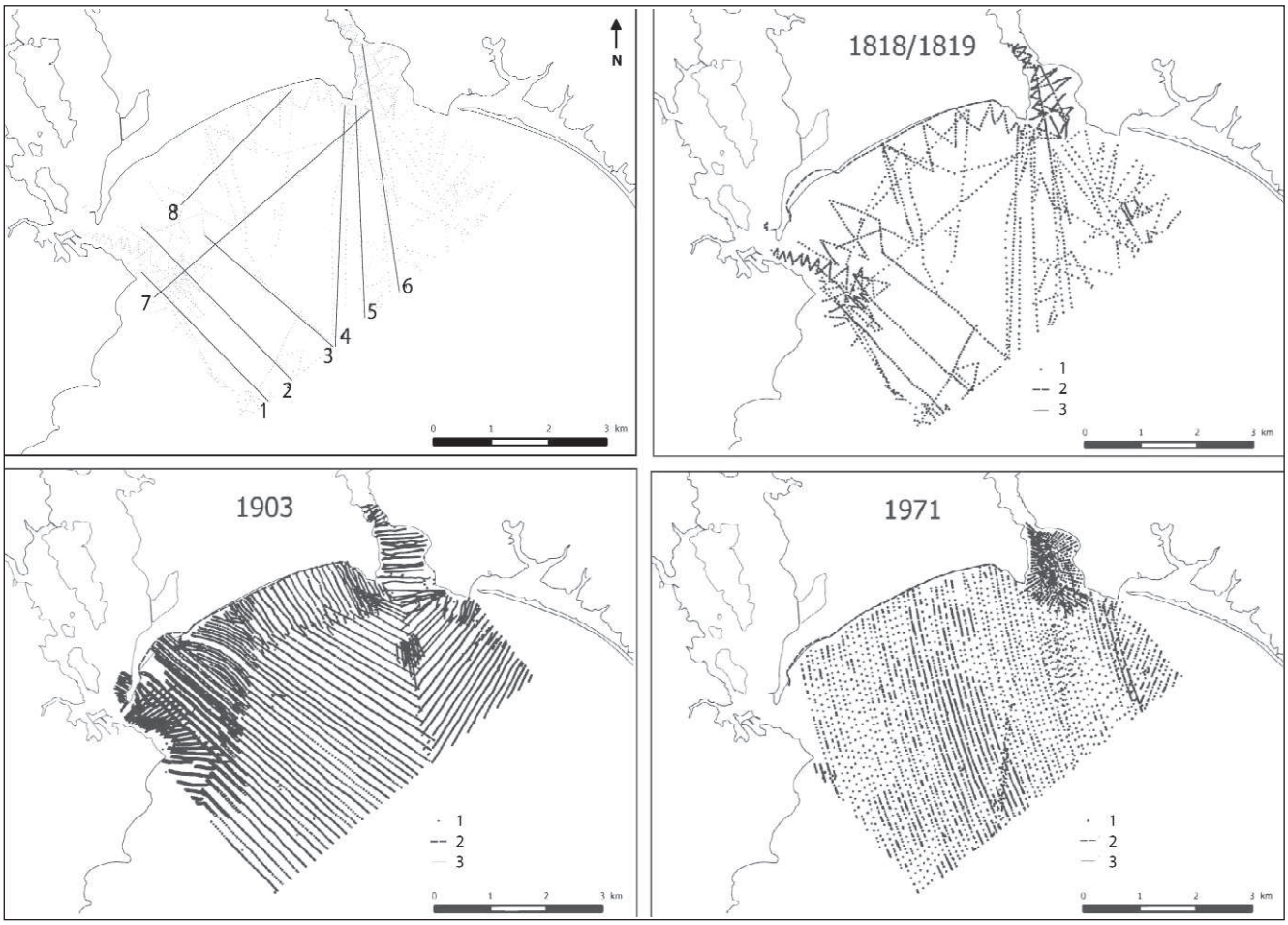


Fig. 2 – **Plans de sonde des levés bathymétriques.** A. Profils longitudinaux et transversaux. B. 1818/1819. 1 : Points de sonde ; 2 : Trait de côte en 1848 ; 3 : Trait de côte Histolitt. C. 1903. 1 : Points de sonde ; 2 : Trait de côte en 1903 ; 3 : Trait de côte Histolitt. D. 1971. 1 : Points de sonde ; 2 : Trait de côte en 1967 ; 3 : Trait de côte Histolitt.

*Fig. 2 – **Maps of the bathymetric surveys.** A. Longitudinal and tranverse profile. B. 1818/1819. 1: spot sounding; 2: 1848 shoreline; 3: Histolitt shoreline. C. 1903. 1: spot sounding; 2: 1903 shoreline; 3: Histolitt shoreline. D. 1971. 1: spot sounding; 2: 1967 shoreline; 3: Histolitt shoreline.*

chiers de points doivent être strictement les mêmes (limites et espacement dans les grilles de calcul) pour que la comparaison des données soit possible.

La couverture du levé de 1818/1819 est trop hétérogène pour être maillée. Cependant, il est possible d'utiliser des profils complets de la côte vers le large pour les comparer avec les mêmes profils issus des MNT des autres années.

Le levé de 1971 est moins dense que celui de 1903, c'est donc lui qui sert de base pour définir le pas des grilles successivement calculées (fig. 2B et D). La densité est d'environ un point tous les 52 m, néanmoins, la couverture n'est pas non plus homogène car les mesures ont été faites le long de plusieurs profils longitudinaux espacés chacun d'une centaine de mètres environ. Nous avons donc créé deux MNT diachroniques (1903 et 1971) avec une grille d'un pas de 110 m. Ce choix de pas de grille engendre inévitablement des incertitudes. Néanmoins, les variations morphologiques sur le secteur d'étude sont de faible envergure, la pente moyenne étant de 0,25 %. Ces faibles variations topographiques nous permettent d'envisager l'utilisation d'un maillage large. De plus, une approche complémentaire est proposée ici. Il s'agit de raisonner par comparaison de profils. Il est bien entendu que l'utilisation de ces MNT, même avec l'application d'une marge d'erreur adaptée, ne permet ici que de proposer des tendances générales d'évolution.

Il existe plusieurs méthodes d'interpolation proposées par le logiciel Surfer®. La plus couramment utilisée est le krigeage qui est recommandé dans la plupart des cas (Gratton, 2002), notamment pour les jeux de données supérieurs à 1 000 points car c'est une des méthodes les plus flexibles et les plus efficaces pour obtenir les meilleures cartes (General Gridding Recommendations, Surfer®). Le principe est de créer, par interpolation de données irrégulièrement réparties, une grille avec un pas défini. La méthode du krigeage consiste en l'utilisation de variogrammes (courbes donnant le poids à affecter aux points de données en fonction de leurs distances par rapport au point à interpoler), afin de respecter au mieux la topographie du secteur étudié (Maron et Rihouey, 2003).

La création de Modèles Numériques de Terrain

Pour les données de 1903 et 1971, des MNT ont été réalisés. La comparaison entre deux levés est ensuite possible en

réalisant un MNT combinant deux dates, c'est-à-dire en soustrayant le plus récent au plus ancien pour obtenir une carte d'évolution des fonds. Cette opération permet notamment la caractérisation du stock de sédiments et son évolution dans le temps.

Pour compléter ces premières analyses, sont ajoutées :

- Des profils créés à partir des données de 1818/1819. Ils permettent une comparaison spatio-temporelle avec les données trop éparses pour réaliser un MNT. Afin d'exploiter au mieux les données du levé de 1818 nous avons ainsi travaillé avec des profils longitudinaux et transversaux (fig. 2A). Les huit profils retenus sont comparés avec les levés de 1903 et 1971 ;

- Des estimations de volumes de sédiments érodés ou déposés sur l'avant-plage. Dans un premier temps, un calcul est réalisé pour comparer les années 1818, 1903 et 1971 par rapport à un niveau bathymétrique commun. La profondeur de référence est choisie à -13 m, correspondant à la profondeur maximale rencontrée au large de la zone d'intérêt et en excluant les deux estuaires. En effet, leur profondeur atteint -20 m ce qui entraîne une exagération des résultats. La comparaison de ces trois volumes relatifs permet de quantifier les gains et les pertes de sédiments sur l'avant-plage entre deux dates. Dans un second temps, le calcul du volume réel de sédiment est réalisé pour les données de 2012 en comparant la bathymétrie (*i.e.*, le toit de la couverture sédimentaire) au fond rocheux connu grâce aux données chirp de la sismique. La surface du fond rocheux étant supposée constante au cours du temps, la même opération est réalisée sur les données bathymétriques de 1971.

Mise en évidence de différentes tendances d'évolution

Modèles Numériques de Terrain

Dans un premier temps, les MNT obtenus pour chaque date d'acquisition (fig. 3A et C) présentent une morphologie commune et permettent une description morphologique générale. L'avant-plage présente de faibles profondeurs et une pente moyenne de 0,25 %. Les isobathes ne sont pas parallèles au trait de côte mais obliques, la partie ouest est très peu profonde, la profondeur maximale n'est que de 7 m, à quatre kilomètres au large. La partie sud du MNT apparait très perturbée et laisse entrevoir la présence d'écueils rocheux submergés. L'Odet et la rivière de Pont-l'Abbé ont une influence majeure sur la morphologie de l'avant-plage : le chenal de la rivière de Pont-l'Abbé, entre Loctudy et l'Île-Tudy, est surcreusé à sa sortie, avant que, vers le sud-est, la bathymétrie ne remonte aux alentours de -4 m pour former un large delta de jusant. La vallée sous-marine de l'Odet est également bien visible. La bathymétrie de l'estuaire est très perturbée par les flux de marée entrant et sortant et les forts courants engendrés à la sortie du chenal. À sa sortie, un large delta de jusant se développe et culmine à -5 m (Pinot,

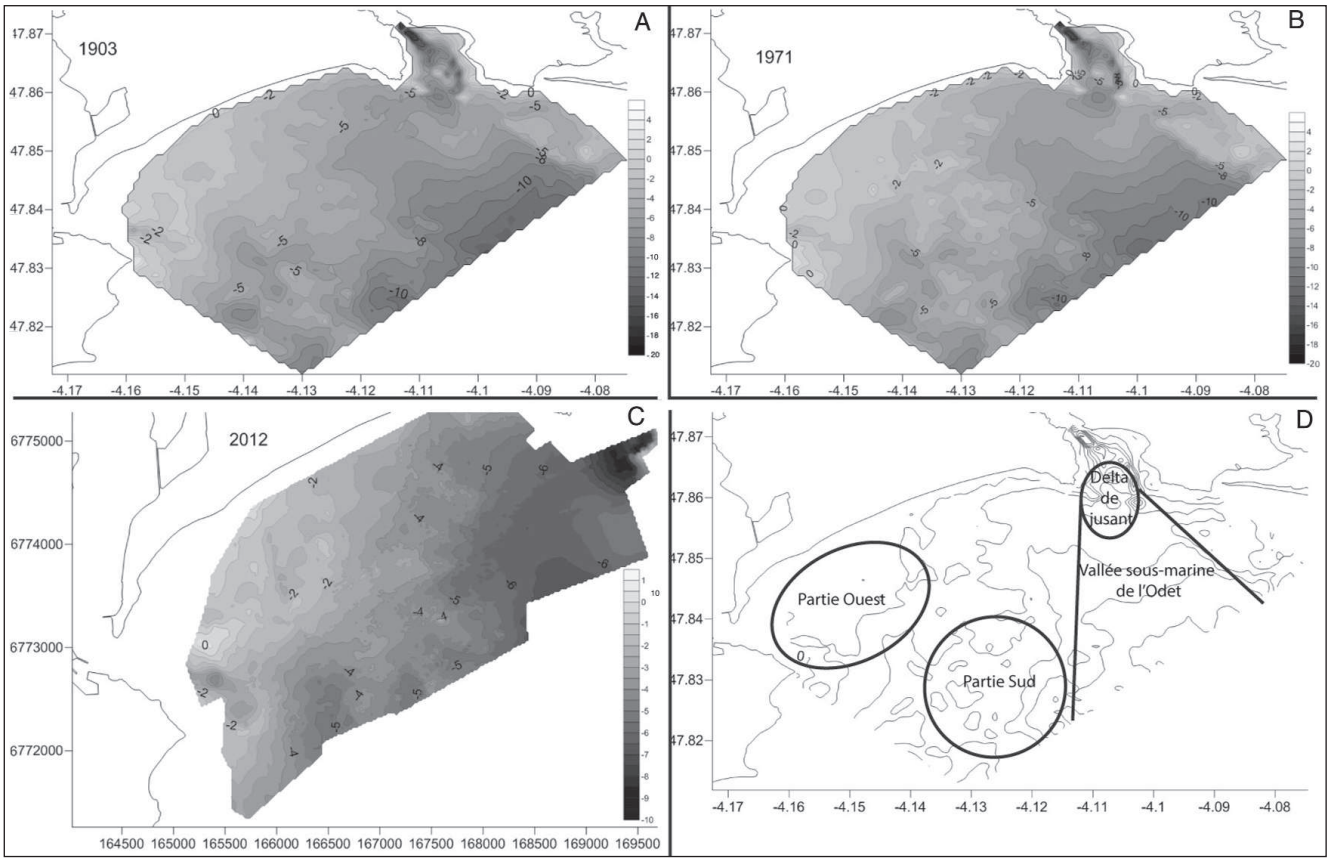


Fig. 3 – **Modèle Numérique de Terrain (MNT)**. A-C : MNT de 1903, 1971 et 2012. D : schéma des principales figures morphologiques.

*Fig. 3 – **Digital Elevation Model (DEM).** A-C: 1903, 1971 and 2012 DEM. D: diagram of the main geomorphological shapes.*

1974). Au sud, la bathymétrie laisse apparaître le début d'une vaste vallée sous-marine qui se prolonge bien plus au large (fig. 3D).

Dans un second temps, les MNT comparés deux-à-deux apportent une vision évolutive des fonds. En effet, deux tendances évolutives se dégagent. Tout d'abord, un engraissement se produit entre 1903 et 1971 avec une élévation du fond de 1 à 4 m (fig. 4). Entre 1971 et 2012 la situation s'inverse, laissant place à un démaigrissement généralisé des fonds. Les variations observées sont de l'ordre de 1 à 2 m, jusqu'à 5 m d'érosion dans certaines zones (fig. 4).

Profils

L'évolution des huit profils (fig. 2A) met en évidence une évolution non linéaire entre 1918 et 1971 (fig. 5). Un premier scénario s'établit entre 1818 et 1903, date à laquelle l'avant-plage est largement déficitaire en sédiments comme en témoignent les profils n° 1, 2, 3, une partie du profil n° 5 et le profil n° 8, sur lesquels le profil de 1818 est moins profond qu'en 1903. Les profils n° 4 (longitudinal) et n° 5 (transversal) présentent un exhaussement d'environ un mètre tout au long de la période d'étude. De 1903 à 1971, cette situation d'accumulation se confirme sur les huit profils.

Budgets sédimentaires

Pour estimer les budgets sédimentaires, on calcule les volumes des MNT de 1818, 1903, 1971 et 2012. Ces volumes sont mesurés entre un plan de référence à -13 m et en surface du MNT. En 1818, 1903 et 1971, les volumes, par rapport au plan de référence, sont respectivement de $171*10^6$ m^3, $164*10^6$ m^3 et $177*10^6$ m^3. Les résultats montrent des évolutions de grands volumes :

- de 1818 à 1903, la perte totale est de $7*10^6$ m^3,
- qui est suivie d'un gain de $13*10^6$ m^3 entre 1903 et 1971.
- La perte de sédiments entre 1971 et 2012 est évaluée à environ $5,4*10^6$ m^3.

La situation générale entre 1818 et 1971 est donc bénéficiaire avec une accumulation sédimentaire positive d'environ $6*10^6$ m^3. Par contre, elle est déficitaire sur les dernières décennies.

Bilan des évolutions perceptibles

Des différences de morphologie générale de l'avant-plage sont observables sur les MNT successifs. En effet, on observe que l'avant-plage possède une dynamique particulière, non linéaire, les fonds se modifiant au fil du temps, avec des approfondissements ou des comblements selon les périodes. Ces résultats confirment les hypothèses émises déjà par J.-P. Pinot (1974) et le rapport de J.-M. Bouffort *et al*. (2011) qui présentent l'avant-plage de ce secteur littoral comme une zone dynamique et fortement évolutive.

Les profils et les MNT mettent en évidence trois situations distinctes. Tout d'abord, entre 1818 et 1903, la tendance est plutôt à l'érosion de l'avant-plage. C'est principalement dans la partie méridionale, la partie orientale et dans le chenal de l'Odet que ce démaigrissement est observé. Dans ces secteurs, l'abaissement est compris entre 1 et 4 m et de 2 m en moyenne. Entre 1903 et 1971, la situation s'inverse, laissant place majoritairement à un engraissement des zones précédemment en érosion. L'exhaussement est alors compris entre 1 et 4 m (généralement 1,5 à 2 m). Enfin, entre 1971 et 2012, un retour à l'abaissement généralisé des petits fonds se produit, en général entre 0,5 et 2 m. Le volume de sédiments perdu est évalué à environ $5,4*10^6$ m^3 entre 1971 et 2012.

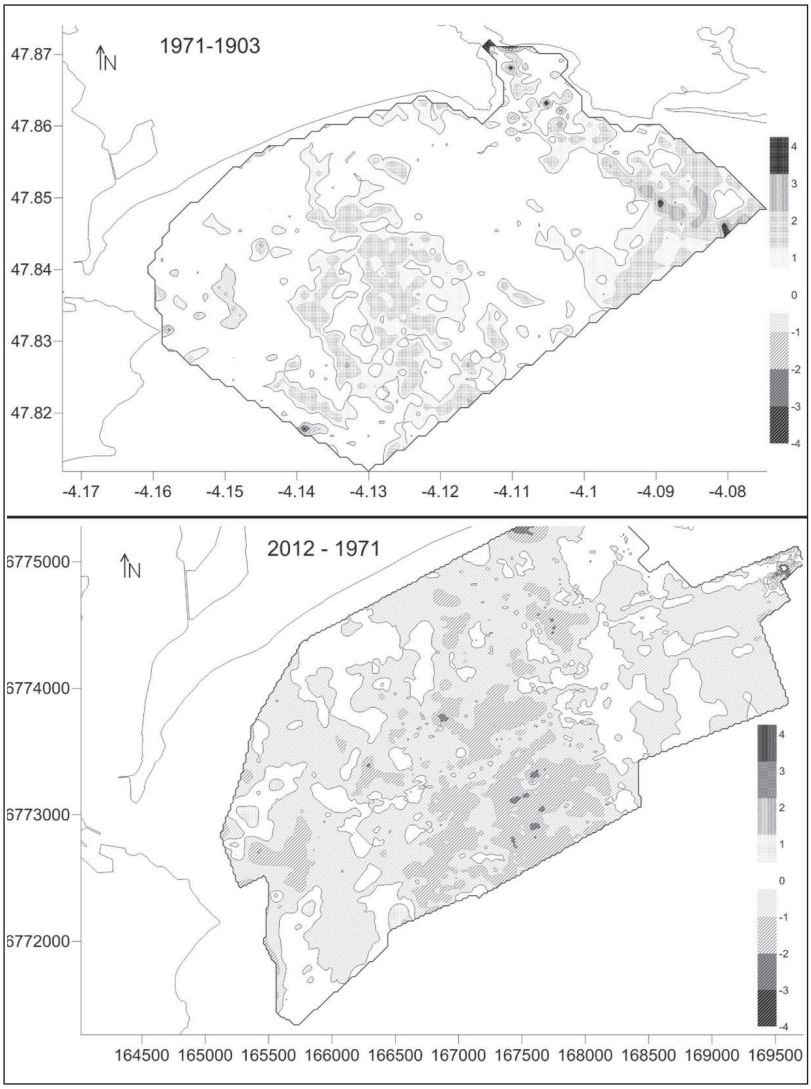


Fig. 4 – **Modèles Mumériques de Terrain (MNT) différentiels entre 1903 et 1971 et entre 1971 et 2012.**

*Fig. 4 – **Digital Elevation Model (DEM) comparison between 1903 and 1971 and between 1971and 2012.***

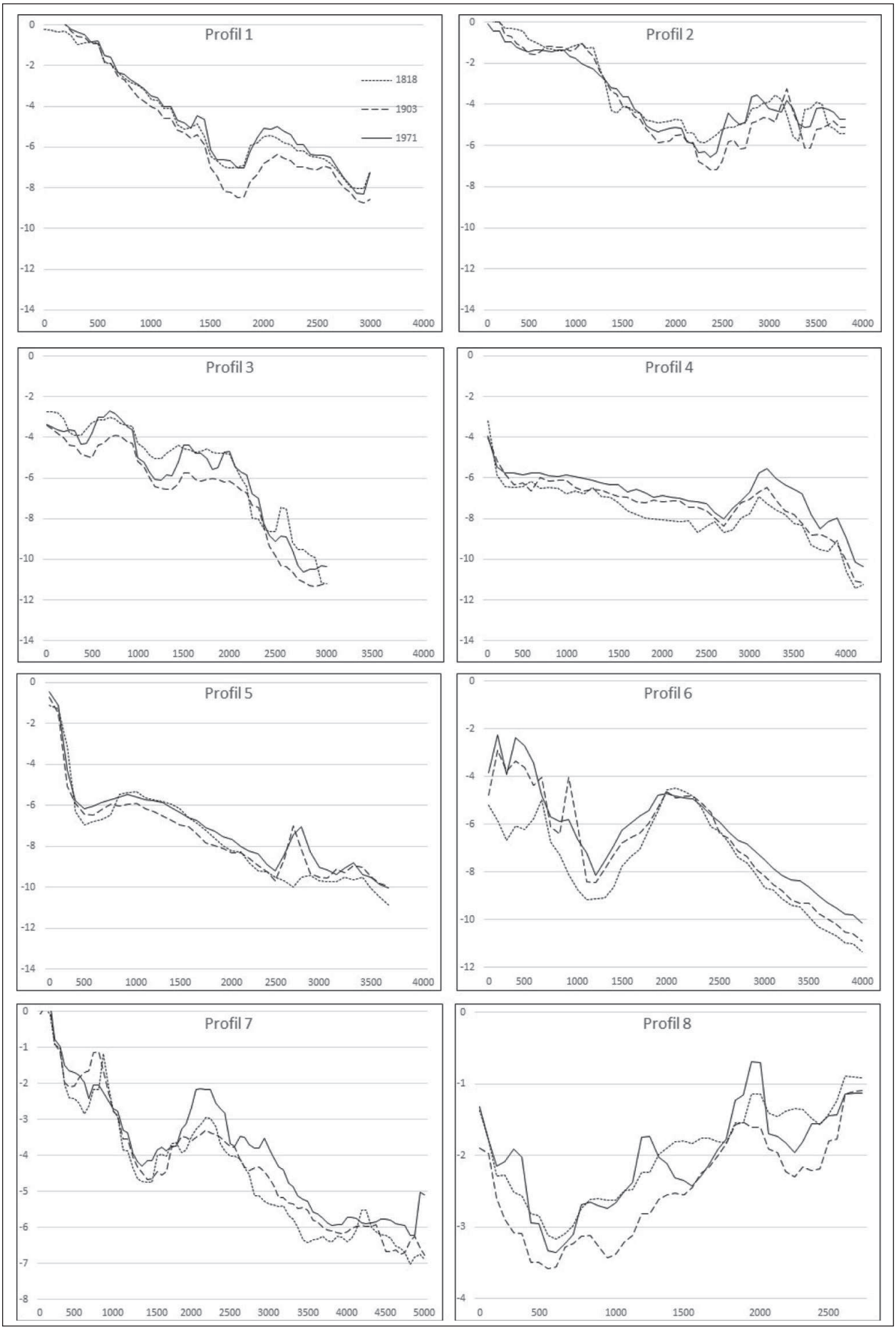

Profil 1
1818
1903
1971
Profil 2
Profil 3
Profil 4
Profil 5
Profil 6
Profil 7
Profil 8

Fig. 5 – **Évolution des profils 1 à 8 entre 1818 et 1971.** Distance longshore (m) en abscisse et profondeur (m) en ordonnée.

*Fig. 5 – **Profiles evolution between 1818 and 1971.** Abscissa: longshore distance (m), ordinate: depth (m).*

Discussion

Les résultats obtenus mettent en évidence des évolutions de l'ordre de quelques mètres d'épaisseur de l'avant-plage sur différentes périodes de temps. Les données anciennes, même si elles sont peu précises par rapport aux données actuelles, permettent d'appréhender la dynamique de l'avant-plage. La marge d'erreur calculée (2 m lors de la comparaison des levés bathymétriques est importante par rapport à l'amplitude des variations (1 à 5 m). Ce qui doit conduire à beaucoup de prudence dans l'interprétation. Il convient également d'être prudent quant à l'utilisation des MNT. En effet, pour un lot de données avec une densité trop faible de mesures et une répartition trop hétérogène, il est recommandé d'utiliser les profils existants plutôt que d'interpoler afin d'éviter de produire un MNT éloigné de la réalité. C'est, par exemple, le cas du jeu de données trop hétérogènes établi en 1818. Pourtant, les grandes tendances évolutives se dégagent, avec la mise en évidence de zones d'apparence « stable », et de secteurs d'érosion et d'accumulation qui s'inversent au cours du temps.

Il existe une différence de précision entre les premiers levés réalisés par le SHOM avec des techniques manuelles et les données de 2012 à haute résolution où les imprécisions verticales et planimétriques sont minimes. La méthode consistant à évaluer la précision horizontale des levés anciens du SHOM par la comparaison des localisations des têtes de roches qui affleurent est assez empirique, mais simple à mettre en œuvre et efficace. Elle a permis ainsi de mettre en évidence des décalages de l'ordre de 25 à 60 m sur les levés de 1818 et 1903 et de 20 à 30 m en 1971 par rapport au levé de 2012. À la suite de ces premiers résultats, les incertitudes verticales pourraient faire l'objet d'une étude plus poussée, avec par exemple la comparaison, sur un même lot, de profils de croisement.

La prise en compte ou non de l'élévation du niveau marin reste discutable, étant donné que le secteur étudié se situe à une soixantaine de kilomètres de Brest et que des études antérieures montrent des variations d'environ 0,19 cm/an sur des sites éloignés de seulement 20 km. Ce sont des variations relativement importantes par rapport à l'élévation du niveau marin de 15-23 cm (Pirazzoli, 2008). Mais ces écarts ne peuvent pas être considérés comme significatifs entre les données corrigées ou non corrigées, car cette élévation reste largement inférieure à notre marge d'erreur de deux mètres.

Seules les grandes tendances d'évolution peuvent être dégagées puisque nous ne disposons que de quatre dates de levés bathymétriques sur deux siècles. Comme nous avons pu le voir, le domaine de l'avant-plage de Combrit–Île-Tudy évolue fortement de 1818 à 2012, avec des situations qui s'inversent dans le temps. Cependant, les moments d'inversion des tendances ne peuvent être connus précisément car d'autres inversions ont pu survenir entre deux dates de levés. Il est donc difficile d'en expliquer toutes les causes. Néanmoins des pistes peuvent être avancées qu'il conviendra d'étudier en détail pour évaluer plus précisément leurs impacts potentiels. Parmi les forçages naturels qui ont pu avoir une action sur les petits fonds, les variations de direction des houles dominantes, l'impact des évènements météo-marins extrêmes, une modification des apports de sédiments par les rivières ou encore l'élévation du niveau marin peuvent déjà être évoqués. Si on ne peut être exhaustif sur ces paramètres naturels, les forçages anthropiques sont mieux identifiés et viennent s'ajouter à cette liste. Il s'agit principalement des extractions de sédiments qui ont eu lieu sur la plage et sur l'avant-plage jusqu'au début des années 1980, ainsi que de la modification de l'hydrodynamisme générée lors de la poldérisation de l'anse de Kermor et de la fermeture artificielle du cordon littoral.

Conclusion

L'approche conduite sur les évolutions de l'avant-plage de Combrit–Île-Tudy pose les bases indispensables au traitement de données bathymétriques multi-temporelles acquises par diverses méthodes au cours des deux derniers siècles. Elle permet également de mettre en évidence des évolutions d'une partie de l'avant-plage sur une longue période de temps ce qui conduit à rechercher les facteurs d'explication de ces changements, qu'ils soient naturels (évènements extrêmes, élévation du niveau marin) ou d'origine anthropique (artificialisation du trait de côte, extraction de granulats marins).

Le traitement de données bathymétriques anciennes et récentes apporte des résultats probants, mais nécessite certaines précautions. La première est une marge d'erreur suffisamment large, à la fois horizontale et verticale, qui, au minimum englobe les imprécisions du calcul pour les acquisitions les plus anciennes (1818 et 1903). La deuxième précaution consiste à préférer, pour les comparaisons, l'usage des profils existants plutôt que le maillage afin d'éviter une interpolation incertaine de la réalité lorsque la densité des données est insuffisante. Enfin, une dernière précaution serait de tenir compte des variations du niveau marin, notamment pour des séries de mesures éloignées dans le temps. Il semble cependant que celles-ci ne peuvent être considérées qu'à la condition de disposer d'enregistrements effectués à proximité du site d'étude.

À la suite du rapport de J.-M. Bouffort *et al*. (2011) qui a mis en évidence le caractère évolutif de l'avant-plage, en relevant une période d'exhaussement entre 1909 et 1977, nos résultats apportent plus d'informations sur cette dynamique complexe. En effet, l'analyse des levés bathymétriques anciens et récents permet de mettre en évidence trois phases d'évolution morphodynamique majeures. Une première période entre 1818 et 1903 est caractérisée par un abaissement de la couverture sédimentaire ; elle est suivie d'une phase d'exhaussement important (généralement 2 m) entre 1903 et 1971. Les résultats du levé bathymétrique de 2012 comparé à celui de 1971 permettent de constater une nouvelle tendance à l'érosion, du moins pour la proche avant-plage (c'est-à-dire la partie la plus proche de la plage). Ces résultats seront précisés et confirmés avec une analyse très fine de la bathymétrie levée en 2012, 2013 et les prochaines mesures prévues en 2014.

Remerciements

Cette étude a bénéficié du programme des campagnes à la mer INSU. Les sondages bathymétriques récents ont pu être réalisés à l'aide du navire Haliotis de l'Ifremer et de son équipage de Génavir, que nous tenons à remercier. Nous adressons également nos remerciements au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) pour leur contribution à ce travail, notamment pour la préparation des jeux de données utilisés dans cet article ainsi que pour les informations apportées sur les métadonnées. Les relecteurs sont également remerciés pour leurs remarques constructives qui ont permis d'améliorer cet article.

Références

Aernouts D., Hequette A. (2006) – Évolution du rivage et des petits fonds en baie de Wissant. *Géomorphologie*, 1, 49-63.

Andreewsky M., Kergadallan X., Bernadara P., Benoit M., Gaufres P. et Trmal C. (2014) – Comparaison de différentes méthodes d'estimation des niveaux extrêmes en site à fort et à faible marnage, *La Houille Blanche*, 4, 26-36.

Bird E.C.F. (1985) – *Coastline changes. A global review*. Wiley-Interscience publication, 219 p.

Bodéré J. C., Hallégouët B., Yoni C. (1992) – Erosion et protection des côtes entre Penmarch et l'Odet. In : *Le pays bigouden à la croisée des chemins*. Pont-l'Abbé, 95-306.

Bouffort J.-M., Ferrand J.-P., Le Cornec E., Hénaff A. (2011) – *Défense côtière du polder de Combrit. Schéma de confortement à court, moyen et long terme du cordon dunaire*. Rapport d'étude pour le SIVOM de Combrit-Île-Tudy, 46 p.

Brunel C. (2012) – *Tempêtes et élévation marine sur les plages françaises de méditerranée*. L'Harmattan (Ed.), Coll. Milieux Naturels et Sociétés. Paris, 285 p.

Chapuis O. (1999) – *A la mer comme au ciel. Beautemps-Beaupré et la naissance de l'hydrographie moderne (1700-1850)*. Coll. Histoire maritime, Presses de l'Université de Paris-Sorbonne, Paris, 1060 p.

Chassé C., Glémarec M. (1976) – *Atlas des fonds meubles du plateau continental du golfe de Gascogne : cartes biosédimentaires*. Laboratoire d'océanographie biologique, Université de Bretagne Occidentale avec le concours du CNEXO, 16 p.

Costa S., Gourmelon F., Augris C., Clabaut P., Latteux B. (2005) – Apport de l'approche systémique et pluridisciplinaire dans l'étude du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime (France), *Norois,* 196, 3, 91-108.

Costa S., Suanez S. (2013) – Géomorphologie des littoraux français (Chap. 6). *In* D. Mercier (dir.), *Géomorphologie de la France*, Paris, Dunod, coll. Sciences Sup., 65-77.

Eurosion Database (2004) – Fiche ONML [WWW Document]. URL http://www.onml.fr/onml_f/Erosion-cotiere-sur-le-littoral-metropolitain (accessed 12.16.13).

Gratton Y. (2002) – Le krigeage : la méthode optimale d'interpolation spatiale. *Artic. Inst. Anal. Géographique*, 4 p.

Guilcher A. (1948) – *Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. Potier, La Roche-sur-Yon, 682 p.

Hallégouët B., Hénaff A. (2006) – Évolution récente et gestion des espaces littoraux de l'Ouest-Cornouaille. *In* Les Actes Des Rencontres de l'Ouest-Cornouaille. *Quelles pistes de développement pour le territoire ?*, Association Ouest-Cornouaille Promotion, 20-34.

Hénaff A. (1998) – *Morphologie dynamique et budgets sédimentaires des estrans meubles de la presqu'île de Crozon, de l'anse de Combrit et de l'anse du Pouldu*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, UBO-IUEM, 2 vol., 441 p.

Hénaff A., Meur-Férec C., Lageat Y. (2013) – Changement climatique et dynamique géomorphologique des côtes bretonnes. Leçons pour une gestion responsable de l'imbrication des échelles spatio-temporelles. *Cybergeo : European Journal of Geography* [En ligne], Environnement, Nature, Paysage, document 654, mis en ligne le 27 septembre 2013, consulté le 03 mars 2014. URL : http://cybergeo.revues.org/26058.

Horillo-Caraballo J.M., Reeve D.E. (2008) – Morphodynamic behaviour of a nearshore sandbank system: The Great Yarmouth Sandbanks, UK. *Marine Geology* 254, 1, 91-106.

Jabbar M., Pétré A. (2012) – *Atlas des évènements tempétueux dommageables dans le Finistère depuis le XVIIIème siècle*. Mémoire de stage, Laboratoire LETG-Brest Géomer, 240 p.

Jaud M. (2011) – *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale-Brest, 245 p.

IGN (2013) – *Manuel d'utilisation du logiciel Circé France 4.2*. INSPIRE – Infrastructure for Spatial Information in Europe, 25 p.

Latteux B. (2008) – *Exploitation de matériaux marins et stabilité du littoral*, Quae. ed, Savoir-faire, 162 p.

Maron P., Rihouey D. (2003) – Numérisation de cartes bathymétriques et optimisation de la représentation des fonds à l'aide de «Surfer». *Rev. Fr. Génie Civ.,* 7, 1247-1264.

Ministère de l'écologie, de l'énergie du Développement durable et de la mer (2010) – *La gestion du trait de côte*. Quae. (Ed.), 290 p.

Paskoff R. (1998) – La crise des plages : pénurie de sédiments. *Mappemonde*, 52, 11-15.

Pinot J.-P. (1974) – *Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique*. Thèse de doctorat, Université de Nantes, Lannion, 256 p.

Pinot J.-P. (1998) – *La gestion du littoral. Tome 1 : Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*. Paris, Institut Océanographique, vol. 2/1, 399 p.

Pirazzoli P.-A. (2008) – Tendances récentes des facteurs contribuant au risque de submersion sur les côtes atlantiques françaises. *La Houille Blanche*, 1, 72-77.

Pouvreau N. (2008) – *Trois cents ans de mesures marégraphiques en France: outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest*. Thèse de doctorat, Université de La Rochelle, 468 p.

Short A.D. (1999) – *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Wiley-Blackwell, England, 379 p.

Suanez S. (2009) – *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen, Vol.1, 212 p.

Vanney J.-R. (1977) – *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 473 p.

Article soumis le 1er septembre 2014, accepté le 15 décembre 2014.

Résumé

Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impacts sur les stocks sableux. Vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers.

Résumé : Le phénomène global d'érosion côtière, notamment sur les rivages d'accumulation, tend à accroître les risques côtiers (érosion et submersion) dans les secteurs à enjeux. Dans ce contexte, les stratégies visant à la gestion des stocks sableux côtiers au sein même des cellules hydro-sédimentaires apparaissent comme une réponse potentielle à la gestion locale de l'érosion des accumulations littorales, et au-delà à la gestion de ces risques. Ces perspectives se heurtent encore à une insuffisance de connaissance des dynamiques géomorphologiques des avant-plages (partie immergée de la cellule). Pour autant, la connaissance des échanges au sein de la cellule et avec le large sont au cœur de la compréhension du fonctionnement des systèmes littoraux sableux. Les objectifs de cette thèse sont de renforcer les connaissances géomorphologiques des stocks sableux et de leur mobilité au sein des cellules littorales et, par l'amélioration de cette connaissance, de contribuer à l'élaboration de stratégies de gestion des risques côtiers.

La comparaison de levés bathymétriques multi-temporels sur le temps long (séculaire) et court (annuel) à une échelle régionale et locale met en évidence les évolutions des avant-plages sur les côtes bretonnes du début du XXème siècle à nos jours. Ainsi, un des résultats majeurs est une inversion des tendances d'évolutions au milieu du XXème siècle. Une situation d'accrétion ou de stabilité relative laisse place à une érosion généralisée des avant-plages sur les côtes bretonnes. L'interprétation et la discussion de ces résultats permettent d'avancer des facteurs explicatifs de ces évolutions tels que les forçages météo-marins et anthropiques et les contraintes structurales.

Mots clés : avant-plage ; morphologie sous-marine ; risques côtiers ; dynamique morpho-sédimentaire ; levés bathymétriques multi-temporels

Nearshore morpho-sedimentary dynamics and stocks impacts. Improving strategies of coastal risks management.

Abstract : The global phenomenon of coastal erosion, occurring especially on sandy coasts, tends to increase coastal risks in areas with key issues and concerns. In this context, stocks management strategies within sandy hydro-sedimentary coastal cells have appeared to be potential solutions to the local management of coastal erosion and their associated risks. However, despite their importance to determine management strategies, the dynamics of nearshore (submerged part of the cell) geomorphology remain poorly studied and partially understood. This PhD thesis aims to provide a better understanding of nearshore geomorphology in some specific sites and to contribute to the development of coastal risk management strategies.

The study of multi-temporal bathymetric surveys at century-scale and annual-scale highlights significant evolution of the Brittany nearshore morphology from the beginning of the 20th century until today. In particular, a striking result is the reversal of the morphological evolution tendency in the mid-20th century. During the first half-century, the situation is steady, though nearshore morphology has a slight tendency toward accumulation. During the second half-century, we measured a net erosion tendency for all the survey sites. Interpretation and discussion of these results allow to determine the forcing of the nearshore morphodynamics, among which are climatic (coupled ocean-atmosphere) events, anthropogenic impacts and structural constraints.

Key words : nearshore, submarine morphology, coastal risks, morpho-sedimentary dynamics, multitemporal bathymetric surveys