



HAL
open science

**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**

Serge S. Suanez

► **To cite this version:**

Serge S. Suanez. 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. Géomorphologie. Université de Caen, 2009. tel-00488966

HAL Id: tel-00488966

<https://theses.hal.science/tel-00488966>

Submitted on 3 Jun 2010

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

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

Université de Caen – Basse Normandie

Mémoire présenté en vue de l'Habilitation à Diriger des Recherches

Volume 1 – essai inédit

**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**

Serge SUANEZ

Maître de Conférences à l'Université de Bretagne Occidentale

Devant le jury composé de :

Edward ANTHONY, Professeur à l'Université de Provence, Rapporteur
Stéphane COSTA, Professeur à l'Université de Caen, Rapporteur
Daniel DELAHAYE, Professeur à l'Université de Caen, Directeur
Catherine MEUR-FEREC, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale, Rapporteur
Mireille PROVANSAL, Professeur à l'Université de Provence, Examinatrice
Marie-Hélène RUZ, Maître de Conférences (HDR) à l'Université du Littoral Côte d'Opale,
Rapporteur

Assis sur un banc devant l'océan
L'océan jamais tout à fait le même
Dans le bruit lascif autour des récifs
Que la vague enchaîne
À quoi rêve-t-il l'éternel bohème
Il rêve à une île dont le littoral
A le pur profil de l'amour total

Claude Nougaro, 2000.
Embarquement immédiat (EMI Music France)

À mon père, Joaquin Suanez,
pour la persévérance et l'amour du travail bien fait qu'il m'a transmis

Remerciements

Mes remerciements iront en premier lieu à Bernard Fichaut, mon alter ego dans cette recherche qui nous lie depuis plus de huit ans, nourrie par une profonde amitié qui a commencé dès mon arrivée à Brest. Il m'a fait découvrir et aimer la rudesse de ce littoral breton aux paysages compliqués et quelques fois inhospitaliers, mais qui, à l'image de ses habitants, offre avec le temps toute sa générosité. Qu'il sache que ce travail est aussi le sien.

Mes pensées les plus chaleureuses iront dans un second temps à Pierre Stéphan, Jean-Marie Cariolet et Aurélie Dehouck qui dans le cadre de leur thèse respective, ont aussi largement contribué à la réalisation de ce travail. Ils sont la sève indispensable à la vitalité scientifique, innovant, réinventant sans cesse, ils nous obligent à être toujours meilleur ; qu'ils en soient remerciés.

L'aboutissement d'un tel travail est aussi fonction de la confiance qu'on lui porte. À ce titre, je tiens à remercier Françoise Gourmelon qui durant tout son mandat de directrice du laboratoire Géomer, a encouragé et défendu ce projet d'habilitation. Sa bienveillance et sa totale impartialité ont été les garants des travaux de recherche qui ont nourri cette HDR pendant ces six dernières années.

Une habilitation est aussi le résultat d'un travail d'équipe qui ne tient qu'à la vitalité, l'investissement et l'excellence des membres qui la composent. Jour après jour, chacun y apporte sa petite pierre de manière à ce que la structure fonctionne, s'améliore et progresse dans le chemin de la connaissance. À ce titre, mes remerciements les plus affectueux vont à l'ensemble des membres du laboratoire de Géomer, et plus particulièrement à Véronique Cuq, Mathias Rouan, Emmanuel et Jacqueline Giraudet, et Laurence David.

Je tiens également à exprimer mes sincères remerciements aux membres du jury, Marie-Hélène Ruz, Edward Anthony et Stéphane Costa pour avoir accepté d'évaluer ce travail ; Daniel Delahaye pour sa confiance en tant que directeur de ce mémoire ; Catherine Meur-Férec pour son amitié, et enfin Mireille Provansal qui a guidé mes premiers pas dans la voie de la recherche et qui, malgré les années, porte toujours une attention « enthousiaste » à mes travaux.

Mes remerciements vont aussi à toutes les personnes qui de près ou de loin ont fait que ce travail aboutisse : François Sabatier du CEREGE ; Rudy Magne, Fabrice Arduin, et David Corman du SHOM ; Gérard Goasguen, Luce Goudedranche, et Joël L'Her du CETMEF, Michel Benoit, Florence Lafont et Giovanni Mattarolo du LNHE-EDF ; Christophe Delacourt de laboratoire Domaines Océaniques de l'IUEM. Merci à Marc Robin, directeur de l'UMR 6554 LETG pour sa confiance, et à Laurent Lespez et Robert Davidson de Géophen (Caen) pour l'aide technique et intellectuelle qu'ils m'ont apportée.

Enfin, une infinie tendresse pour mes proches, Gwenn, Mathilde, Clément et Colin, ces êtres aimants que nous mettons sans cesse à l'épreuve par la passion qui nous anime. Leur contribution invisible et silencieuse n'est jamais prise en compte dans nos évaluations, et pourtant, que ferions nous sans leur soutien ?

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
-----------------------------	---

PREMIERE PARTIE

1 – LES PRINCIPES GENERAUX DU BILAN SEDIMENTAIRE	6
---	----------

1-1 APPORT ET PERTE DE SEDIMENT A LA COTE : UNE QUESTION TRES ANCIENNE	6
1-2 LE CONCEPT DE CELLULE LITTORALE	9
1-3 LA NOTION D'ECHELLE SPATIO-TEMPORELLE APPLIQUEE AU BILAN SEDIMENTAIRE	12

2 – VARIABILITE DES SOURCES D'ALIMENTATION DU LITTORAL	15
---	-----------

2-1 LA QUESTION DES APPORTS FLUVIATILES A LA MER	15
2-1-1 <i>L'approche quantitative</i>	15
2-1-2 <i>De la réduction des apports fluviaux à l'érosion du littoral (études de cas)</i>	18
2-2 LES APPORTS LIES A L'EROSION DES FALAISES	21
2-2-1 <i>Le cas des côtes anglo-britanniques</i>	22
2-2-2 <i>Quelques exemples à l'échelle de la France</i>	23
2-3 ELEMENTS A L'ORIGINE DU DEFICIT SEDIMENTAIRE	24
2-3-1 <i>Les causes naturelles</i>	24
2-3-2 <i>Le rôle de l'action anthropique</i>	24

3 – BILAN SEDIMENTAIRE ET GESTION DU LITTORAL	27
--	-----------

3-1 LA QUESTION DU BILAN SEDIMENTAIRE DANS LA NOTION DE RISQUE LITTORAL	28
3-1-1 <i>Erosion de la côte et risques induits à l'échelle européenne</i>	28
3-1-2 <i>La situation à l'échelle de la France métropolitaine</i>	29
3-1-3 <i>L'érosion du littoral breton et ses implications en matière de protection</i>	31
3-2 ANALYSE QUANTITATIVE DU BILAN SEDIMENTAIRE ET GESTION DU (RISQUE) LITTORAL	34
3-2-1 <i>Etude des systèmes morphodynamiques et modélisation</i>	35
3-2-2 <i>De la connaissance des systèmes morphodynamiques à la gestion du littoral</i>	35

4 – CONCLUSION	36
-----------------------------	-----------

DEUXIEME PARTIE

1 – ETAT DES CONNAISSANCES ANTERIEURES AUX ANNEES 1990	37
---	-----------

1-1 LA QUESTION DES APPORTS FLUVIATILES RHODANIENS COMME SOURCE D'ALIMENTATION DU LITTORAL ..	38
1-2 LA QUESTION DE LA MOBILITE DU TRAIT DE COTE ET L'EVOLUTION DES FONDS MARINS : PREMIERS ELEMENTS DE LA DEFINITION DU BILAN SEDIMENTAIRE	39
1-3 LA DEFENSE DU LITTORAL COMME ELEMENT INTERVENANT DANS LE BILAN SEDIMENTAIRE	43
1-4 CONCLUSION PARTIELLE : LES LIMITES DE CES PREMIERE ETUDES	46

2 - REPRISE DE LA QUESTION DU BILAN SEDIMENTAIRE LITTORAL RHODANIEN A LA FIN DES ANNEES 1990	47
---	-----------

2-1 LA CINEMATIQUE DU TRAIT DE COTE A L'ECHELLE SECLAIRE	47
2-2 LA QUESTION DE L'EVOLUTION MORPHOSEDIMENTAIRE DES FONDS MARINS	50

3 – AJUSTEMENT MORPHOLOGIQUE DE LA FRANGE LITTORALE AUX FORÇAGES NATURELS ET ANTHROPIQUES	53
--	-----------

3-1 DETRITISME FLUVIAL ET ALIMENTATION DU LITTORAL : EXPRESSION DU BILAN SEDIMENTAIRE LITTORAL ?	54
3-2 OUVRAGES DE DEFENSE LITTORALE ET FONCTIONNEMENT MORPHOSEDIMENTAIRE	56
3-3 VERS LA DEFINITION D'UN SCHEMA DE CIRCULATION HYDROSEDIMENTAIRE A LA COTE	58

4 – CONCLUSION	59
-----------------------------	-----------

TROISIEME PARTIE

1 – L'EVOLUTION DU LITTORAL DE LA BAIE DE SAINT-MICHEL-EN-GREVE DEPUIS LES DEUX DERNIERES DECENNIES	64
--	-----------

1-1 ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SITE D'ETUDE	65
--	----

1-2 VERS UNE QUANTIFICATION DES CES APPORTS SEDIMENTAIRES.....	67
1-2-1 <i>La cinématique du trait de côte</i>	67
1-2-2 <i>Accrétion du haut de plage</i>	69
1-2-3 <i>Les apports de ce premier bilan</i>	71
1-3 REPRISE DE LA QUESTION DU BILAN SEDIMENTAIRE A PARTIR DE L'ANNEE 2003.....	71
1-3-1 <i>Accrétion du haut de plage et construction dunaire</i>	72
1-3-2 <i>Vingt ans d'évolution du trait de côte</i>	76
1-4 ANALYSE DES CONDITIONS METEOMARINES ENREGISTREES AU COURS DES DEUX DERNIERES DECENNIES .	79
1-4 CONCLUSION : EVOLUTION MORPHOSEDIMENTAIRE ET FORÇAGES	81
2 – DYNAMIQUE MORPHOSEDIMENTAIRE DES CORDONS DE GALETS DE L'ARCHIPEL DE MOLENE.....	83
2-1 ORIGINALITE DES FORMES « FUYANTES » CONSTITUANT LES ACCUMULATIONS DE GALETS DE L'ARCHIPEL DE MOLENE.....	84
2-2 OBSERVATION TOPO-MOPHOLOGIQUE ET EVOLUTION DU BILAN SEDIMENTAIRE.....	86
2-2-1 <i>Méthode de suivi</i>	86
2-2-2 <i>Analyse des résultats</i>	87
2-2-3 <i>Synthèse des dynamiques morphosédimentaires observées sur Trielen</i>	91
2-2-4 <i>Dynamique morphosédimentaire de l'île de Lez ar Chrzienn</i>	93
2-3 CONCLUSION PARTIELLE.....	95
3 – CONCLUSION	96
<u>QUATRIEME PARTIE</u>	
1 – LES BASES D'UNE METHODE REPOSANT SUR LE PRINCIPE DU « PROPERTY EROSION MODEL » DEFINI PAR P. RUGGIERO ET AL. (2001).....	98
2 – LA TEMPETE DU 10 MARS 2008 ET SES ENSEIGNEMENTS	105
2-1 DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE DE SURFACE.....	105
2-2 DYNAMIQUES METEO-OCEANIQUES	106
2-3 UN BREF INVENTAIRE DES DEGATS.....	107
3 – L'EROSION DU CORDON DUNAIRE DE LA PLAGE DU VOUGOT	108
3-1 SITE D'ETUDE ET ETAT DES CONNAISSANCES	109
3-2 PHENOMENE DE « MAREE » DE TEMPETE ET EROSION DES DUNES	113
3-3 LE CARACTERE EXCEPTIONNEL DE L'EPISODE DU 10 MARS 2008	115
3-4 APPORTS DE CET EVENEMENT A LA CONNAISSANCE DE L'EROSION DES DUNES.....	117
4 – L'ACTION DES TEMPETES DANS LA DYNAMIQUE MORPHOSEDIMENTAIRE DES BLOCS CYCLOPEENS.....	118
4-1 ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SITE D'ETUDE	120
4-2 DYNAMIQUE D'ARRACHEMENT, DE TRANSPORT ET DE DEPOT DES BLOCS CYCLOPEENS DURANT LA TEMPETE DU 10 MARS 2008.....	125
5 – FRANCHISSEMENT ET PHENOMENE DE ROLLOVER : LE CAS DU SILLON DE TALBERT .	130
5-1 EVOLUTION DU SILLON : ENTRE DYNAMIQUES NATURELLES ET ACTIONS DE L'HOMME	131
5-2 PHENOMENES DE FRANCHISSEMENT LORS DE LA TEMPETE DU 10 MARS 2008.....	132
5-3 LA TEMPETE DU 10 MARS 2008 DANS L'EVOLUTION PLURIANNUELLE DU SILLON	134
6 – CONCLUSION : FORÇAGES METEOMARINS SUR LE BILAN SEDIMENTAIRE	136
<u>CINQUIEME PARTIE</u>	
1 – APPORT DE LA GEOMORPHOLOGIE A UNE PROBLEMATIQUE ENVIRONNEMENTALE : LE CAS DES MAREES VERTES.....	139
1-1 DEFINITION DE LA PROBLEMATIQUE	139
1-1 DE L'EXPERTISE SCIENTIFIQUE AU CHOIX DE L'INTERVENTION TECHNIQUE.....	140
1-3 INTERVENTION TECHNIQUE ET SUIVI TOPO-MORPHOLOGIQUE.....	142
1-4 PROCESSUS RETROACTIFS, COMME UNE CONSEQUENCE A CES INTERVENTIONS	146
2 – VERS UNE NOUVELLE APPROCHE D'EVALUATION ET DE CARTOGRAPHIE DU RISQUE DE SUBMERSION MARINE.....	148

2-1 LA DEFINITION D'UNE METHODOLOGIE	149
2-2-1 Calcul de l'aléa : niveau d'eau extrême à la côte.....	150
2-2-2 Acquisition d'un référentiel topographique à partir de mesure de terrain	151
2-2 CARTOGRAPHIE DE L'ALEA	152
2-2-1 L'élaboration des PPR-SM pour la côte nord du Finistère	152
2-2-2 Comparaison de la cartographie de l'aléa et risque de submersion réalisée à partir des deux approches	153
2-3 VERS UNE APPROCHE DYNAMIQUE DU RISQUE DE SUBMERSION MARINE.....	154
2-3-1 Prise en compte de la cinématique du trait de côte	155
2-3-2 Dimension spatio-temporelle du risque de submersion	155
2-3-3 Forçage lié à l'élévation futur du niveau marin	156
2-4 ACTIONS REALISEES DANS LE PROLONGEMENT DE CE TRAVAIL D'EXPERTISE	157
3 – EVALUATION DES PROCEDES DE LUTTE CONTRE L'EROSION MARINE : LA TECHNIQUE STABIPLAGE®	159
3-1 LA TECHNIQUE STABIPLAGE®	161
3-2 L'ACTION DES STRUCTURES TRANSVERSES DANS LE BLOCAGE DU TRANSPORT LONGITUDINAL : LE CAS DE LA PLAGE DES SABLES BLANCS.....	161
3-2-1 Permettre l'exhaussement du haut de plage	161
3-2-2 Les résultats du suivi morphosédimentaire.....	162
3-2-3 Efficacité des Stabiplate® dans le blocage du transit longitudinal	165
3-3 FIXER LE TRAIT DE COTE PAR UN OUVRAGE LONGITUDINAL : LE CAS DE LA PLAGE DES BOUTROUILLE	166
3-3-1 Protéger le cordon dunaire de l'attaque marine	166
3-3-2 Evolution morphosédimentaire du système plage/cordon dunaire	167
3-3-3 Action des tempêtes dans les processus érosifs de la dune	169
3-3-4 Bilan mitigé de l'efficacité du Stabiplate®	171
3-4 CONCLUSION PARTIELLE : APPORT DE CE TRAVAIL A LA QUESTION DU BILAN SEDIMENTAIRE	172
4 – EXPERTISE MORPHOSEDIMENTAIRE APPLIQUEE A LA PROBLEMATIQUE DE RECHARGEMENT DE PLAGE	172
4-1 DE L'AMENAGEMENT AU DYSFONCTIONNEMENT HYDROSEDIMENTAIRE DE LA PLAGE DE SAINTE-ANNE-DU-PORTZIC	173
4-2 DU TRAVAIL DE TERRAIN A LA PROPOSITION D'UNE SOLUTION DE RECHARGEMENT	175
4-2-1 Eléments d'observation morphologiques	175
4-2-1 Eléments d'observation sédimentologiques	177
4-3 LES SUITES DONNEES A CE TRAVAIL D'EXPERTISE	177
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	179
VERS UNE DIMINUTION ET/OU UN TARISSEMENT DE L'ALIMENTATION LITTORALE.....	179
L'EVOLUTION DU BILAN SEDIMENTAIRE OU L'ENREGISTREMENT D'UN SIGNAL DES VARIATIONS DES CONDITIONS METEOMARINES	180
VERS UNE MEILLEURE GESTION DE L'EROSION LITTORALE	184
PERSPECTIVES DE RECHERCHE	185
BIBLIOGRAPHIE.....	188
LISTES DES TABLES	207
TABLES DES FIGURES	207
TABLES DES PHOTOGRAPHIES	211
TABLES DES TABLEAUX	212

Introduction générale

Mon intérêt pour le littoral vient de ce que j'ai toujours vécu au bord de la mer. Etant né à Toulon, ville maritime de Méditerranée, pendant des années j'ai fréquenté les plages du Mourillon et de la presqu'île de Giens, les îles de Porquerolles et de Port Cros. Mais j'ai aussi découvert la côte atlantique au cours d'un séjour de six années au Sénégal pendant mon enfance. Aussi loin que me portent mes souvenirs, la mer a toujours été là. C'est pourquoi, l'opportunité de travailler sur le littoral m'est apparue quelques années plus tard comme une évidence.

Mon parcours universitaire, effectué dans sa globalité¹ à l'Université de Provence (Aix-Marseille I), m'a dans un premier temps amené vers le traitement d'images. C'est en effet dans le domaine de la télédétection et des SIG que j'ai réalisé mon mémoire de maîtrise intitulé : *Introduction aux systèmes d'information géographique. Modèle expérimental au 1/50.000 des zones sensibles à l'érosion dans le massif de la Sainte Victoire*. Nous étions au début des années 1990, à une période où les progrès en informatique, tant du point de vue des logiciels que des capacités de calcul, étaient particulièrement rapides. Il y avait alors un certain engouement pour ces techniques relevant de la géomatique car elles offraient à l'époque des perspectives de recherche originales et novatrices. Ceci étant, mon intérêt déjà très fort pour la géographie physique m'a poussé l'année suivante à abandonner cette thématique pour poursuivre mon apprentissage de la recherche dans le domaine de la géomorphologie et, plus spécialement, de la géomorphologie littorale. Cette année de maîtrise au cours de laquelle je me suis confronté aux techniques de traitements numériques d'images, m'a cependant permis d'acquérir des méthodes d'analyse que j'utilise depuis et vers lesquelles j'oriente la plupart des étudiants que j'encadre.

L'étude du détritisme holocène méditerranéen a constitué pendant plusieurs années une des problématiques de recherche principales de « l'école de géomorphologie aixoise² ». Dans les Alpes et les Alpes du Sud, ces travaux ont mis l'accent sur la relation entre la torrentialité et la réponse morphogénique et sédimentaire des milieux (Jorda, 1980, 1985 ; Jorda, 1992 ; Jorda et Rosique, 1994 ; Miramont, 1998). En Basse-Provence, l'étude du détritisme a permis de comprendre les séquences de remplissages lacustres, de constructions deltaïques intracontinentales et de nappes alluviales (Jorda *et al.*, 1991 ; Levau et Provansal, 1991 ; Provansal, 1992, 1993, 1995 ; Ballais *et al.*, 1993 ; Provansal et Morhange, 1996). Pour la frange littorale, la recherche des interactions entre les apports détritiques et les variations eustatiques a permis de retracer la mobilité de la ligne de rivage (Morhange, 1994 ; Morhange *et al.*, 1995 ; Morhange *et al.*, 1996a ; 1996b ; Provansal *et al.*, 1998). Fondés sur une approche le plus souvent pluridisciplinaire regroupant « géographes et archéologues », ces travaux ont toujours tenté de faire la part de l'action de l'Homme de celle du climat, apportant des concepts originaux comme celui de « crise détritique d'origine climato-anthropique » (Jorda et Provansal, 1996). En 1992, sous la direction de la Professeure Mireille Provansal, ce domaine de recherche a été étendu au delta du Rhône en mettant l'accent sur trois thématiques principales : la dynamique fluviale rhodanienne (Roditis, 1993 ; Roditis et Pont, 1993) ; les

¹ À l'exception de mon année de licence que j'ai effectuée en Angleterre (Université de Durham) dans le cadre des échanges ERASMUS.

² Entendons par « école aixoise » le laboratoire URA 903 du CNRS rattaché jusqu'en 1997 à l'UFR de géographie (Aix-en-Provence) de l'Université d'Aix – Marseille I.

milieux de sédimentation de la plaine deltaïque (Arnaud-Fassetta, 1993 ; Arnaud-Fassetta et Provansal, 1993) ; la dynamique morphosédimentaire littorale (Suanez, 1993 ; Suanez et Provansal, 1993). Ces premières études ont ouvert la voie à plusieurs recherches doctorales (Suanez, 1997 ; Bruzzi, 1998 ; Arnaud-Fassetta 1998 ; Vella, 1999 ; Sabatier, 2001 ; Antonelli, 2002 ; Maillet, 2005), elles-mêmes nourries par un ensemble de travaux universitaires de maîtrise et de DEA³ qui ont depuis renouvelé les connaissances et apporté des éclairages nouveaux sur la dynamique sédimentaire holocène et actuelle de cet espace littoral.

C'est donc dans le cadre d'un DEA, portant sur les plages du delta du Rhône, que j'ai effectué mon premier travail de recherche en géomorphologie littorale. Ce dernier portait en grande partie sur la dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires (Suanez et Provansal, 1993). Cette première approche a été l'occasion de percevoir combien la question du bilan sédimentaire était importante pour comprendre le caractère extrêmement mobile d'un système littoral (photo 1).



Photo 1. Changements morphosédimentaires des dunes de la plage de Piémanson (delta du Rhône). A : décapage du pied de dune et du haut de plage après un épisode de fort vent de terre. B : engraissement du pied de dune et du haut de plage après un épisode de fort vent de mer

De cette question découlait aussi la compréhension des mécanismes d'alimentation et d'érosion du littoral liés à l'action des forçages naturels et/ou anthropiques. Ainsi, ces premiers travaux m'ont permis d'analyser le rôle de la dynamique éolienne dans le fonctionnement morphosédimentaire de deux cordons dunaires situés de part et d'autre de l'embouchure du Grand Rhône (Suanez et Provansal, 1993). Ils ont constitué les bases d'une thématique sur laquelle toute ma recherche s'est par la suite fondée, à commencer par ma thèse de doctorat qui s'est poursuivie sur le delta du Rhône me permettant ainsi d'approfondir cette question. Cette recherche a été principalement réalisée dans le cadre d'un programme européen - *DG XII "MEDDELTA" Mediterranean Deltas (1994-96)* - portant sur l'étude de la vulnérabilité et de la réponse physique et écologique des deltas du Rhône, de l'Ebre et du Pô aux différents scénarios du changement climatique global (Sánchez-Arcilla, 1996a, 1996b). Ma contribution scientifique consistait à analyser la dynamique morphosédimentaire actuelle et récente du littoral oriental du delta du Rhône (Suanez, 1997). La question du bilan sédimentaire de l'ensemble de la frange littorale (de la zone infra à supralittorale) a constitué là encore l'élément central de mon travail. De cette problématique a aussi émergé la question des processus morphodynamiques et du rôle des forçages dans les évolutions mesurées à des

³ A ce stade de l'écriture, nous ne citons pas de référence tant la liste serait longue. Certains auteurs seront néanmoins appelés ultérieurement pour illustrer plus précisément notre propos.

échelles spatio-temporelles plutôt longues (échelle pluridécennale à pluriséculaire), même si une partie de ce travail a concerné des échelles de temps plus courtes, notamment dans le cadre d'un suivi trimestriel des plages. Ce dernier point m'a permis de comprendre combien la notion d'espace, mais surtout de temps, était une donnée fondamentale dans la compréhension des processus d'érosion et d'alimentation du système littoral.

En 1997, ma nomination au poste de maître de conférences à l'Université de Bretagne Occidentale, m'a fait découvrir des environnements bien différents de ceux de la Méditerranée. Il a tout d'abord fallu composer avec la marée... Cet élément ajoutait à la complexité des phénomènes étudiés, une difficulté supplémentaire, celle de la variation périodique du plan d'eau dans les processus observés. Mon activité de recherche sur littoral breton m'a également amené à travailler sur des milieux morphosédimentaires extrêmement variés, dont le compartimentage en de multiples petites cellules sableuses, rocheuses ou estuariennes, tranche avec la « monotonie » des grandes plages sableuses du littoral du delta du Rhône. C'est aussi sur les côtes de la Mer d'Iroise et de la Manche que j'ai pu mesurer la virulence des tempêtes océaniques. Ainsi, mon approche de la question du bilan sédimentaire littoral s'est au fil du temps tournée vers l'impact des événements extrêmes, privilégiant de ce fait l'analyse des processus à très court terme.

L'ensemble de ces travaux a le plus souvent été réalisé dans le cadre de suivis topomorphologiques à haute fréquence sur des environnements très divers, allant des plages sableuses aux cordons de galets, en passant par des formes d'accumulation originales de haute énergie appelées « amas de blocs cyclopéens ». Dans la majeure partie des cas, ces études ont été menées sous la forme de « recherches contractuelles » à la demande de collectivités (communes, communautés de communes, Conseils généraux ou région). Elles ont aussi été réalisées dans le cadre de programmes de suivis scientifiques à plus long terme, bénéficiant ainsi de financements européens *via* Natura2000, ou régionaux (DIREN Bretagne). Là encore, le fil conducteur de toutes ces études a toujours été d'analyser et de quantifier l'évolution morphosédimentaire des systèmes littoraux en privilégiant la question du bilan sédimentaire. Ce travail a très souvent été fait dans le but de répondre à une demande sociétale concernant l'érosion du rivage. Dans ce cas, la démarche mise en œuvre a toujours tenté d'apporter une réponse « gestionnaire » en s'appuyant sur les éléments de l'expertise scientifique. Toutefois, ces travaux ont aussi été menés dans le cadre de recherches purement fondamentales pour lesquelles l'objectif était de comprendre et de mesurer l'évolution des formes d'accumulation dans des environnements où l'action de l'homme sur le milieu est totalement absente. Il s'agit notamment du suivi morphosédimentaire réalisé à la demande de la Société d'Etudes et de Protection de la Nature en Bretagne (SEPNB) - Bretagne Vivante, sur les cordons littoraux des îles de l'archipel de Molène en mer d'Iroise.

Le travail de recherche que j'ai effectué ces dix dernières années sur le littoral breton, s'est fait le plus souvent dans le cadre de collaborations scientifiques qui ont permis de constituer un réseau de compétences avant tout régionales. Dès l'année 1997, date de mon arrivée à Brest, des liens ont été tissés entre le CETMEF de Brest⁴ et notre laboratoire aboutissant à des réponses communes sur des appels d'offre à programme. De même, ces collaborations ont été étendues à des opérations d'expertise scientifique menés en commun de manière à apporter la double compétence « naturaliste et ingénieur » sur des problématique d'érosion et/ou de défense côtière. Ces aspects seront plus longuement développés dans la quatrième partie de ce mémoire. Nous préciserons simplement que ce partenariat a été étendu

⁴ Le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales est un service de l'Etat dépendant du ministère de l'équipement, constitué essentiellement d'ingénieurs.

depuis quelques années à l'ensemble des laboratoires de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) dans le cadre d'une convention « de partenariat » MEMPHYS signée entre le CETMEF et l'IUEM.

Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (EPSHOM Brest) a également constitué un partenaire privilégié. Il nous a transmis dans un premier temps des données cartographiques et hydrographiques utiles à la réalisation de nos travaux. Cependant, depuis ces dernières années, des travaux de recherche plus approfondis ont été mis en place, notamment avec le département « vagues et domaine littoral », afin de réaliser des mesures hydrodynamiques couplées à de la mesure topo-morphologique (cf. thèse d'A. Dehouck, 2006). De même, entre les mois d'octobre 2008 et de juin 2009 une campagne de mesures de houles et de niveaux d'eau a été faite dans l'archipel de Molène, au abords des îles de Banneg et de Trielen, afin d'analyser les conditions hydrodynamiques de ces secteurs. Ce travail s'inscrit dans le suivi morphosédimentaire que nous menons sur ces îlots depuis 2002.

Le Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement (LNHE – EDF) nous a également été très précieux, notamment pour la fourniture de données de houle acquises par modélisation. Comme nous le verrons tout au long de ce mémoire, la plupart des analyses hydrodynamiques visant à expliquer les changements morphosédimentaires observés, se basent sur ces données. Cela s'explique par le fait qu'en Bretagne il n'existe qu'un houlologue assurant de la mesure *in situ* en continu, la bouée phare BEAIII située au large de Ouessant, remplacée depuis 3 ans par une bouée Datawell mouillée au niveau des Pierres Noires, également au large du Finistère.

Enfin, de nombreuses collaborations ont été menées « en interne », avec les différentes composantes de l'UMR 6554 LETG, ou avec la composante UMR 6538 - Domaines Océaniques, du l'Institut Universitaire Européen de la Mer. À ce titre, les recherches que nous effectuons à l'heure actuelle dans le cadre d'un programme national « RELIEF » portent sur la mise au point et la valorisation scientifiques d'instruments de mesures topo-morphologiques à partir de drones (Delacourt *et al.*, 2009). Cette collaboration a également été étendue aux opérations de suivis morphosédimentaires que nous menons depuis 2003 dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) labellisé OSU de l'IUEM.

La synthèse de tous ces travaux constituant le cœur de ce mémoire s'articule autour de la problématique du *bilan sédimentaire des côtes d'accumulation*, et s'organise en cinq parties. Elles s'articulent, pour celles qui traitent du travail de recherche en lui-même, suivant un découpage spatio-temporel. Dans une première partie, nous faisons tout d'abord un état de l'art de la question du bilan sédimentaire. Il s'agit de définir dans un premier temps un certain nombre de notions et de concepts, qui, comme nous le verrons, ont évolué au cours du temps en fonction des connaissances et des progrès techniques ; il s'agit également d'analyser les différents paramètres intervenant dans les processus d'alimentation et d'érosion des côtes meubles, et de voir comment les apports scientifiques participent à une meilleure gestion du littoral.

La seconde partie est consacrée aux processus agissant sur des temps longs, à l'échelle séculaire, voire pluriséculaire. Cette analyse repose sur les travaux que j'ai effectués sur le delta du Rhône, principalement dans le cadre de mes recherches doctorales qui se sont inscrites dans deux programmes européens « *IMPACTS* » et « *MEDDELT* ». Après 1997, c'est en collaboration avec F. Sabatier du CEREGE que ce travail s'est poursuivi. L'objectif est ici de montrer comment les forçages naturels et anthropiques agissant depuis la fin du Petit Âge Glaciaire sont intervenus dans l'évolution du bilan sédimentaire de l'ensemble de la frange littorale rhodanienne, et dans les processus morphosédimentaires observés.

La troisième partie aborde la question du bilan sédimentaire à des échelles de temps et d'espace plus réduites. Il s'agit ici d'analyser les processus d'alimentation et d'érosion de cordons littoraux sur un pas de temps pluridécennal à pluriannuel. L'accent est mis sur le rôle des variations des conditions météomarine et, dans une moindre mesure de l'intervention anthropique, dans les évolutions observées. Deux études ont nourri cette réflexion, le travail de suivi réalisé en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor) dans le cadre du programme « PROLITTORAL » permettant de retracer l'évolution du bilan sédimentaire depuis les années 1990, et celui mené dans l'archipel de Molène (mer d'Iroise) depuis 2002 sur les cordons de galets des îlots de Trielen et de Lez ar Christzienn.

La quatrième partie privilégie les processus agissant à une échelle de temps très courte, celle de l'épisode. L'objectif est ici de montrer le rôle des événements brutaux (tempêtes) dans les changements morphosédimentaires des cordons littoraux (cordons sableux et flèche de galets), et dans la mise en place de formes d'accumulations plus originales comme les amas de blocs cyclopéens. Ce travail a reposé principalement sur les observations réalisées sur les cordons sableux de la côte nord du Finistère (Guissény), du sillon de Talbert (Côtes d'Armor), et sur l'île de Banneg (archipel de Molène), après la forte tempête du 10 mars 2008 qui a touché l'ouest de la France.

Enfin, la cinquième et dernière partie traite de la question du bilan sédimentaire dans une démarche appliquée. Cette réflexion repose sur un certain nombre d'expertises scientifiques réalisées à la demande de collectivités. Dans la plupart des cas, il s'est agi de comprendre et de quantifier des processus d'érosion du littoral dans le but d'évaluer les risques encourus, et/ou de faire des propositions en matière de gestion ou de défense de la côte. Ce travail a été dans la plupart des cas réalisé en collaboration avec le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales (CETMEF) de Brest, couplant ainsi l'approche naturaliste et ingénieur.

Première partie : Etat de l'art et positionnement de la recherche au sein de la problématique du bilan sédimentaire littoral

Il convient tout d'abord de repositionner mon travail de recherche au sein de la problématique que j'ai choisie : *la question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation*. Ainsi, dans cette première partie, nous tenterons de définir et d'analyser ce concept qui a évolué au cours du temps, en fonction des connaissances scientifiques, des progrès technologiques, et du rapport des sociétés humaines au littoral.

La question du bilan sédimentaire est ancienne, elle a été traitée dès les années 1950 par la communauté scientifique travaillant en géomorphologie dynamique littorale (Johnson et Asce, 1959 ; Norris, 1963). En effet, avoir une bonne connaissance de l'évolution spatio-temporelle du stock sédimentaire d'un environnement côtier a toujours constitué le préalable à toutes études ultérieures, qu'elles soient centrées sur les changements morphologiques ou les processus dynamiques (Clayton, 1980 ; Shuisky et Schwartz, 1983 ; Komar, 1996). De même, dans le domaine de la recherche appliquée et de l'aménagement littoral, la question du budget sédimentaire littoral a toujours été un élément nécessaire à la prise de décision politique et stratégique (Evans, 1992 ; French, 2001 ; Leatherman, 2003 ; Cooper et Pethick, 2005). À partir de la fin des années 1980, avec le développement de l'informatique, l'usage de modèles prédictifs en matière d'évolution du trait de côte se généralise (Kriebel et Dean, 1985 ; Hanson et Krauss, 1989 ; Larson et Krauss, 1989 ; de Vriend, 1991 ; Larson *et al.*, 2004). Ce troisième champ d'investigation va également constituer un élément moteur déterminant dans l'étude du bilan sédimentaire côtier.

1 – Les principes généraux du bilan sédimentaire

1-1 Apport et perte de sédiment à la côte : une question très ancienne

La question de l'alimentation du littoral est ancienne et a suscité bien des réflexions. En 450 avant notre ère, Hérodote qui avait compris le rôle important de l'alluvionnement des crues du Nil dans le façonnement du paysage deltaïque, écrivait « [...] *la partie de l'Égypte où abordent les vaisseaux des Grecs (entendons la frange littorale), est une terre d'alluvions, un don du fleuve, de même que les régions qui s'étendent à trois jours de navigation en amont du lac* ». À partir des années 1950, plusieurs études « régionales » introduisent la notion d'alimentation et d'érosion du littoral sans pour autant fournir d'analyse quantitative exhaustive sur les bilans sédimentaires à la côte. Le travail d'analyses sédimentologiques considérable réalisé sur 90 plages de l'archipel d'Hawaï illustre cette approche restée dans un premier temps très descriptive (Moberly *et al.*, 1965). De même, l'étude effectuée par J.W. Johnson et M. Asce (1959) sur la partie centrale du littoral de Californie montre que ces premières recherches ne s'en tiennent très souvent qu'à l'inventaire des différentes sources d'apport et de perte de sédiment (tableau 1).

Sources des apports sédimentaires
(a) fleuves majeurs, (b) tributaires secondaires, (c) érosion des falaises et glissements, (d) transport de sédiment vers la côte par la houle, (e) transit éolien vers la côte.
Sources de perte en sédiment
(a) déplacement vers le large à des grandes profondeurs, (b) perte dans les canyons sous-marins, (c) accrétion le long des îles barrières, (d) prélèvement de matériaux pour la construction, (e) érosion par le vent, (f) érosion par la houle

Tableau 1. Inventaire des différentes sources d'apport et de perte en sédiment (d'après J.W. Johnson et M. Asce, 1959).

Ceci étant, la prise en compte du continuum terre/mer apparaît déjà comme un élément central du bilan sédimentaire des plages car comme le soulignaient déjà les auteurs à cette époque « [...] de la notion d'alimentation et de perte en sédiment découle la question qui est souvent posée à la communauté scientifique : [...] quels sont les effets de la construction des barrages et autres ouvrages de régulation des cours d'eau sur les apports sédimentaires à la côte, et en particulier, sur la longévité et la stabilité de nos plages ? ».

Ce n'est qu'à partir du milieu des années 1960 que le concept de budget sédimentaire trouve des applications concrètes, notamment sur la côte méridionale de la Californie (Bowen et Inman, 1966). Dans cette étude considérée comme fondatrice par P.D. Komar (1996), les auteurs adoptent une terminologie de comptable parlant de « *credits* » et « *debits* » pour faire respectivement référence aux gains et aux pertes sédimentaires. Le terme de « *balance of sediment* » est également utilisé pour parler de budget ou de bilan sédimentaire (tableau 2). Si les sources d'apport et de perte en sédiment restent pratiquement les mêmes que celles listées par J.W. Johnson et M. Asce (1959), quelques éléments supplémentaires viennent compléter cet inventaire. Le rechargement de plage, en tant qu'action anthropique, est pris en compte. De même, les apports biogènes et la biosédimentation participent désormais à l'augmentation du bilan sédimentaire.

Credit (gain)	Debit (perte)	Balance (budget ou bilan)
(zone) d'arrivée du transit longitudinal, apport fluvial, érosion des falaises, transport sédimentaire vers la côte, apports biodétritiques, biosédimentation, transit éolien vers la côte, rechargement de plage	(zone) de départ du transit longitudinal, transit éolien vers le large, déplacement vers le large à des grandes profondeurs, perte dans les canyons sous-marins, érosion chimique et mécanique, prélèvement de matériaux pour la construction	Accrétion et érosion des plages

Tableau 2. Inventaire des différentes sources de gain et de perte en sédiment définissant le bilan sédimentaire des plages (d'après A.J. Bowen et D.L. Inman, 1966)

Un autre élément particulièrement important complète l'inventaire de A.J. Bowen et D.L. Inman, 1966, celui qui touche à la notion de transit longitudinal lié à la dérive littorale. R. Dolan à la fin des années 1960 soulignait que les déplacements longitudinaux et les processus associés générés par la houle, devaient incontestablement être prise en compte dans l'analyse des changements morphosédimentaires du littoral (Dolan, 1970). Cet aspect est également souligné dans le schéma synthétisant les différents éléments du budget sédimentaire proposé par P. Komar (1996) (figure 1).

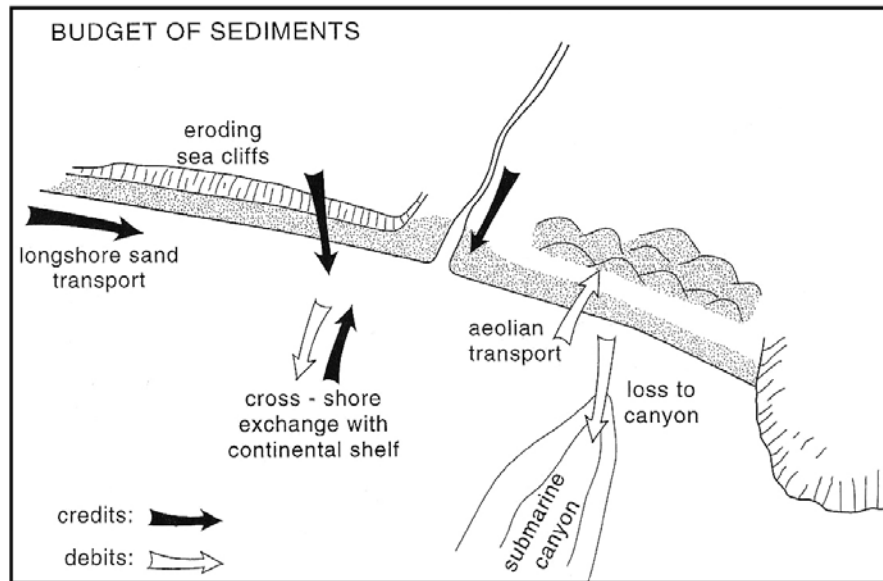


Figure 1. Schéma de synthèse illustrant les différents éléments intervenant dans le bilan sédimentaire littoral (d'après P. Komar, 1996).

C'est ainsi qu'est apparu le concept de *cellule littorale*, concept rattaché à la notion de transit longitudinal et décrit par beaucoup d'auteurs comme étant indissociable de celui de budget sédimentaire (Davies, 1974 ; Clayton, 1980 ; Komar, 1996). Les schémas synthétiques proposés par J.L. Davies (1974) ou par Y.D. Shuisky et M.L. Schwartz (1983) illustrent la complexité des processus tenant compte des transferts sédimentaires au sein du continuum terre/mer, auxquels s'ajoutent les déplacements longitudinaux liés aux courants de dérive (figures 2A et 2B).

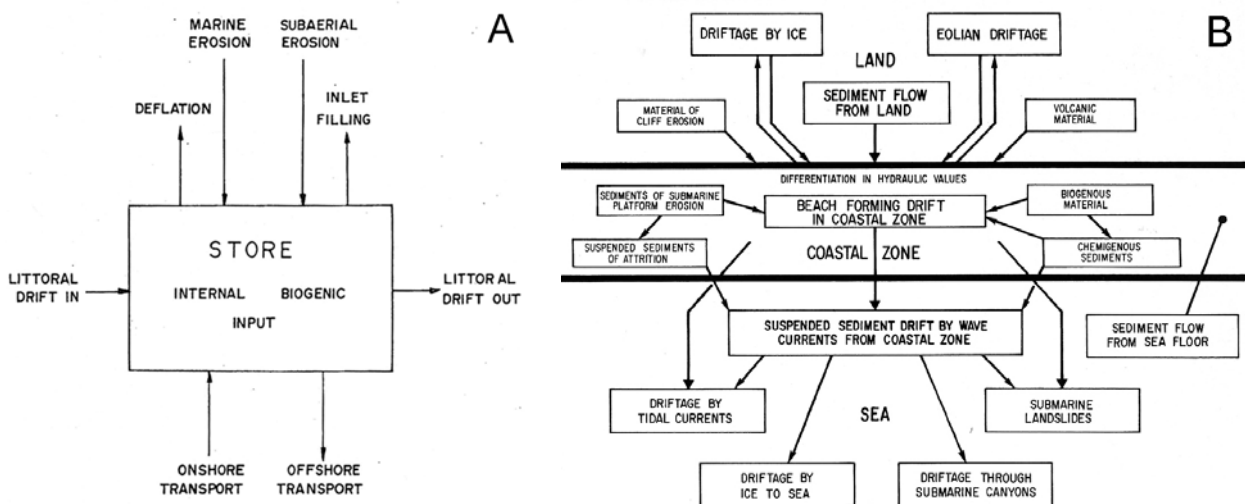


Figure 2. Interactions entre les processus de transport transversaux et longitudinaux commandant le bilan sédimentaire littoral. A : d'après J.L. Davies (1974). B : d'après Y.D. Shuisky et M.L. Schwartz, 1983)

À partir des années 1960, avec l'occupation de plus en plus forte de la bande côtière par les sociétés humaines, le paramètre anthropique est devenu un élément déterminant du bilan sédimentaire littoral (Komar 1996). Ainsi, la quantification des apports et des pertes suppose que soit pris en compte l'action des forçages naturels et anthropiques (figure 3). À l'exemple du travail réalisé sur la *Gold Coast* à l'ouest de l'Australie, les interactions entre l'action de

l'homme et des agents naturels rendent particulièrement complexes la compréhension et la quantification du budget sédimentaire (Chapman, 1981).

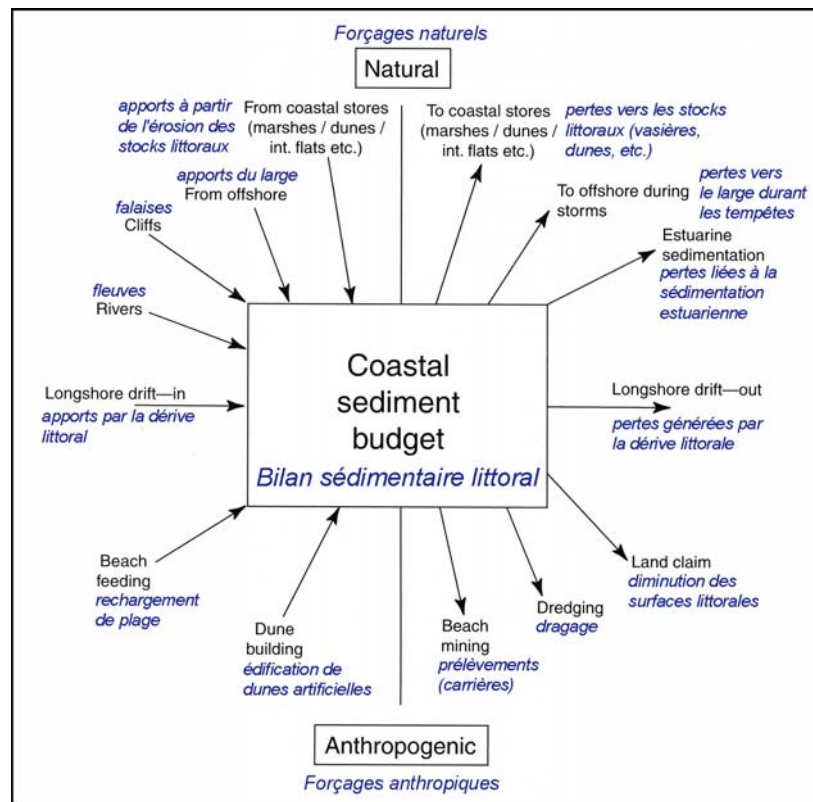


Figure 3. Synthèse des paramètres relatifs aux forçages naturels et anthropiques intervenant dans le bilan sédimentaire littoral (modifié d'après P.W. French, 2001)

1-2 Le concept de cellule littorale

Vraisemblablement, c'est à partir du milieu des années 1960 que le concept de cellule littorale intervient dans la définition du budget sédimentaire à la côte. Les travaux menés sur le littoral méridional de la Californie (Inman et Frautschy, 1966 ; Bowen et Inman, 1966) ont défini les contours de ce concept qui sera plus tard généralisé à de nombreuses études de cas. La *cellule littorale* servira aussi dans l'élaboration des modèles numériques en intervenant comme entité spatiale soumise à l'action des forçages (de Vriend, 1991). Le principe revient à découper la côte en plusieurs compartiments alimentés par les apports de sources variées (fluviale, érosion des falaises, apports éoliens ou marins, etc.). La notion de transit sédimentaire longitudinal est également une composante essentielle du dispositif car ces transferts assurent la connexion d'une cellule à une autre (figures 4 et 5). Comme le montrent les figures 4 et 5, les échanges transversaux interviennent également dans la perte ou le gain de matériel.

Ces études, que l'on peut qualifier de pionnières, ont servi de base à la réflexion portant sur une approche résolument systémique et dans laquelle le compartimentage de la frange littorale intervient en fonction des processus d'alimentation et de déperdition de sédiment (Davies, 1974). La notion de frontière « *boundarie* » est utilisée pour découper le littoral en boîtes et servira plus tard de base conceptuelle pour la modélisation numérique (de Vriend, 1991 ; de Vriend *et al.*, 1993). Ainsi, dès le milieu des années 1970, la définition du budget

sédimentaire reposant sur le concept de cellule littorale a été utilisée par de nombreux auteurs sur des milieux très différents d'un point de vue spatial et morphodynamique.

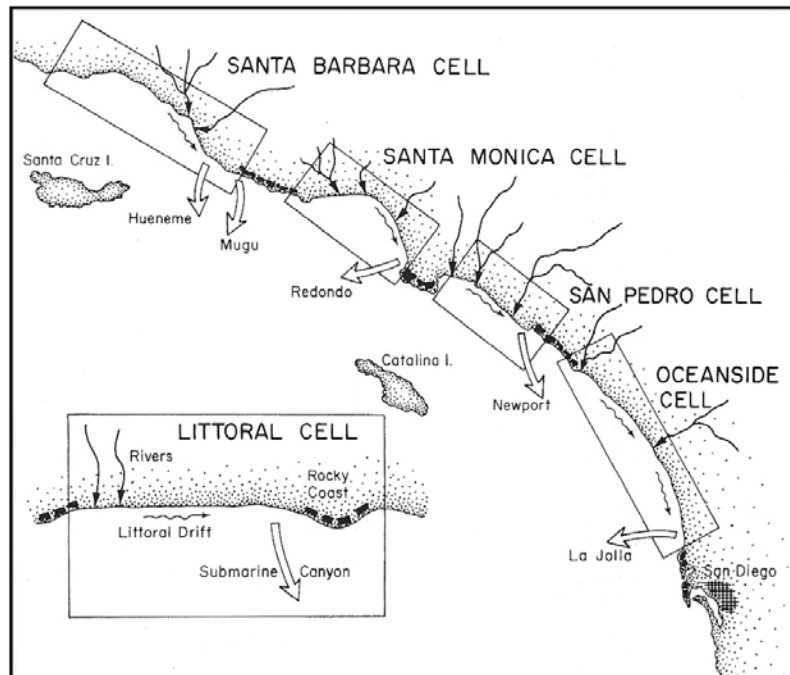


Figure 4. Découpage de la côte méridionale de la Californie (de Santa Barbara à San Diego) en différentes cellules littorales (d'après D.L. Inman et J.D. Frautschy, 1966)

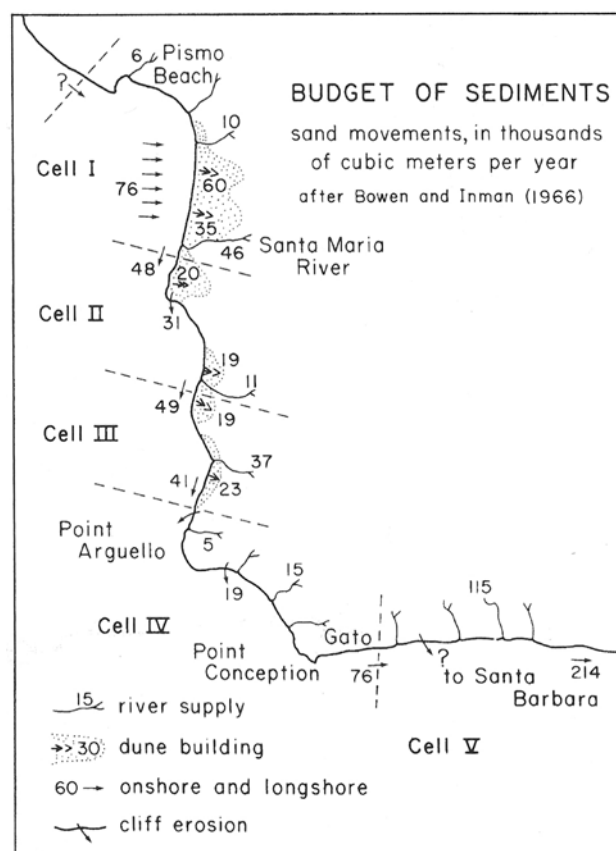


Figure 5. Budget sédimentaire et cellules littorales de la côte méridionale de la Californie au nord de Santa Barbara (d'après A. J. Bowen et D.L. Inman, 1966)

Le travail de F.W. Stapor (1971, 1973) portant sur une portion du littoral de la côte nord ouest de la Floride insiste sur la relation entre l'hydrodynamisme et les capacités de transport. L'auteur indique que les conditions de faible énergie à la côte sont probablement responsables de la faiblesse des échanges sédimentaires d'une cellule à une autre.

L'estimation du budget sédimentaire réalisée par J.T Jarrett (1977) entre 1962 et 1974 sur une portion de la côte de la Caroline du Nord (localité de New Hanover) insiste quant à elle sur le rôle de l'action anthropique dans le dysfonctionnement hydrosédimentaire littoral. Cette étude montre que l'érosion des plages de Wrightsville au nord et de Masonboro Island au sud est en grande partie liée à des aménagements côtiers tels que la construction d'une jetée et l'ouverture de passes artificielles dans le cordon littoral.

L'impact des ouvrages transversaux intervenant dans le budget sédimentaire est également souligné par T.J. Dolan *et al.* (1987) en prenant pour exemple le littoral de *Oceanside* en Californie. Les auteurs montrent que les effets de déflexion vers le large du transit longitudinal par la jetée septentrionale du port d'Oceanside sont à l'origine du déficit sédimentaire enregistré par la cellule située en aval de la structure.

L'étude réalisée par M.J. Bray *et al.* (1995) sur le littoral méridional de l'Angleterre (comtés de Dorset, Hampshire et West Sussex) analyse la notion de frontière d'un compartiment à un autre et hiérarchise la notion de cellule en fonction de leur degré de perméabilité (figure 6).

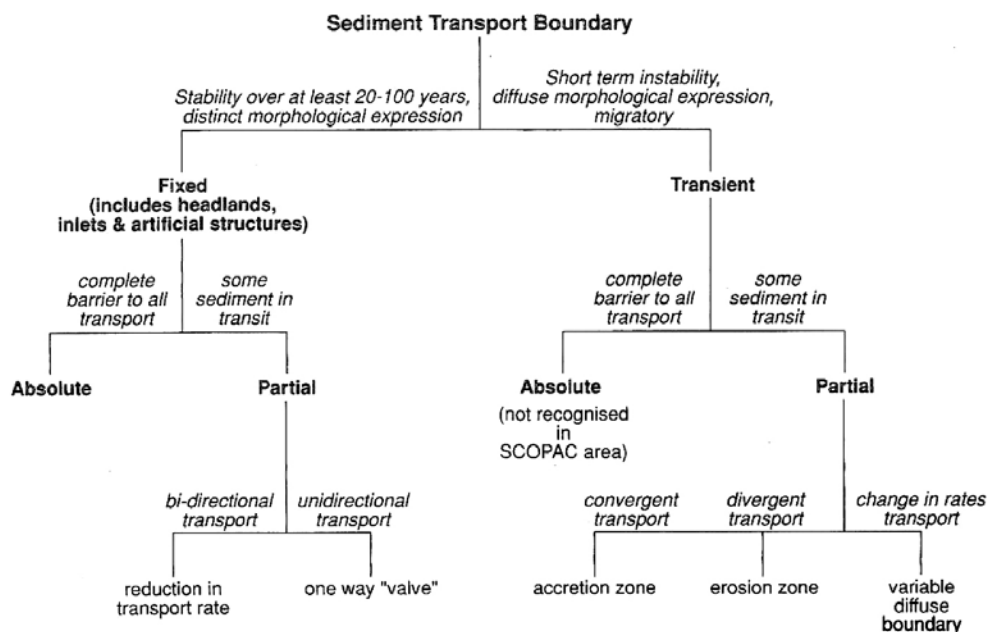


Figure 6. Hiérarchisation des frontières en tant que limites du transport sédimentaire littoral (d'après M.J. Bray *et al.*, 1995)

La classification présentée par les auteurs distingue les compartiments bornés par des limites fixes où les échanges sédimentaires sont quasiment inexistantes. Dans ce contexte, les secteurs observent une grande stabilité morphosédimentaire (à l'échelle pluridécennale et/ou du siècle). À l'inverse, il existe des cellules dont la perméabilité fluctue dans le temps en fonction des conditions hydrodynamiques. Dans ce cas, les échanges sédimentaires avec les compartiments adjacents peuvent prendre place entraînant des changements rapides et fréquents du bilan sédimentaire.

L'étude réalisée par J.W. Pierce (1969) en Caroline du Nord (Cape Hatteras) souligne l'importance des échanges transversaux du large vers la côte indiquant que le transit longitudinal ne peut suffire à expliquer les bilans sédimentaires obtenus. L'auteur montre que

des apports substantiels correspondant à des sources fossiles stockées à la marge du plateau continental participent à l'alimentation du littoral. Allant dans le même sens, l'analyse du bilan sédimentaire effectuée sur la partie centrale du littoral néerlandais (Holland Coast) distingue également la part des échanges longitudinaux et transversaux d'une cellule à une autre (de Ruig et Louisse, 1991). Les auteurs fixent des bornes au sein du profil transversal délimitant des compartiments dont le fonctionnement répond à des processus dynamiques et temporels variables (figure 7). Ce découpage introduit la notion de conservation de masse sédimentaire formalisée par l'équation suivante :

$$A + B + C + D = \delta S$$

où δS correspond au volume global des changements ; A et B : transit sédimentaire longitudinal ; C : échanges transversaux entre l'avant côte et la zone de déferlement ; D : échanges transversaux la zone de déferlement et le domaine supralittoral.

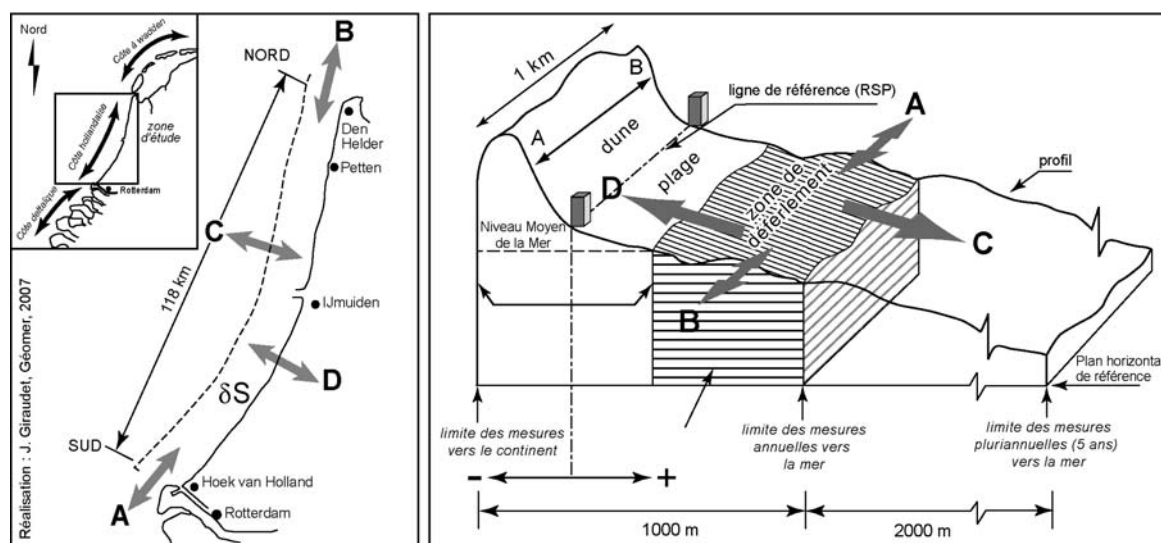


Figure 7. Modèle de conservation de masse sédimentaire établi le long de la côte du centre de la Hollande – Holland Coast - (modifié d'après J.H.M. de Ruig et C.J. Louisse, 1991)

Comme le montre ce dernier exemple, l'analyse du bilan sédimentaire introduit également une notion importante, celle des échelles spatio-temporelles qui conditionnent l'action des processus morphosédimentaires et dynamiques.

1-3 La notion d'échelle spatio-temporelle appliquée au bilan sédimentaire

L'étude des processus dynamiques qui commandent l'évolution du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation est largement fonction de l'échelle temporelle à laquelle ils agissent car de cette dernière découle la nature des forçages naturels et/ou anthropiques intervenant dans les changements observés. Les travaux réalisés par M.S. Fenster *et al.* (1993) sur la mobilité du trait de côte de en Caroline du Nord et dans le golfe du Texas ont montré que les évolutions, tant du point de vue spatial que des processus, étaient largement dépendantes de l'échelle temporelle. Ainsi, les changements enregistrés sur plusieurs centaines à milliers d'années relèveront bien plus de processus majeurs tels que les variations eustatiques, les mouvements du sol et les variations notables d'apports sédimentaires (Morton, 1979), que d'événements brutaux (tempêtes, ouragans, etc.) agissant sur des périodes très courtes allant de quelques heures à quelques jours (figure 8).

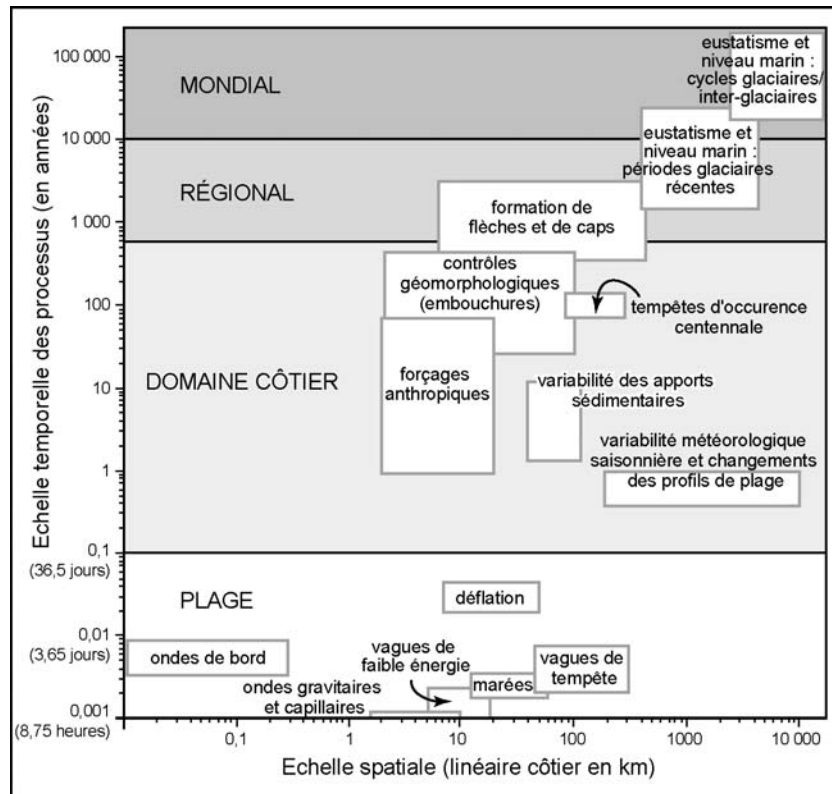


Figure 8. Echelles spatio-temporelles des changements du littoral (modifié d'après M.S. Fenster *et al.*, 1993)

De même, la dimension spatiale des changements observés est largement dépendante de l'échelle temporelle à laquelle agissent les forçages naturels et/ou anthropiques (Short, 1999). Les processus intervenant sur des échelles de temps très longues (plurimillénaire) affecteront des zones s'étendant au domaine océanique (figure 9). À l'inverse, les changements saisonniers ou les événements brutaux (tempêtes) concerneront plutôt le proche côtier.

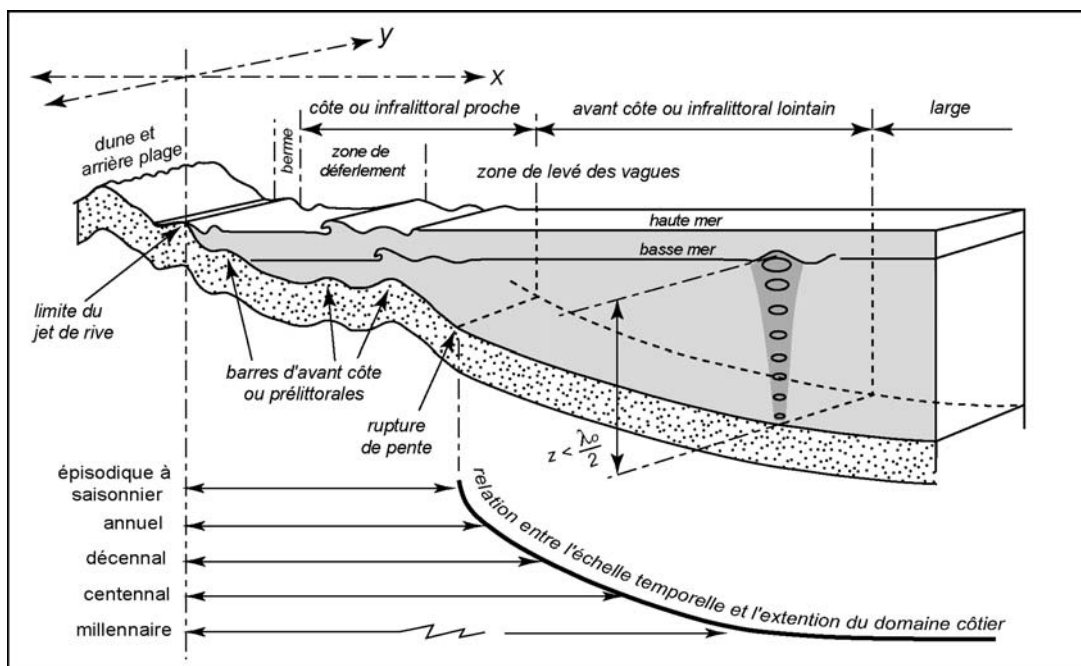


Figure 9. Relations entre les différentes unités morphodynamiques du domaine côtier et les échelles temporelles des processus auxquels elles sont soumises (modifié d'après A.D. Short, 1999)

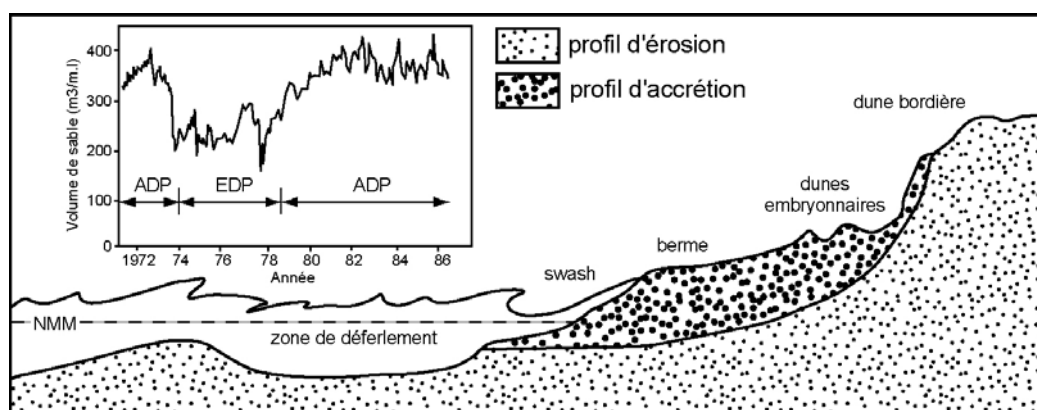
La prise en compte du paramètre spatio-temporel dans la compréhension des processus observés est devenue indispensable pour l'aménagement du littoral dès lors qu'il s'est agi de faire des prévisions en matière d'évolution morphosédimentaire du domaine côtier (Evans, 1992 ; Fleming, 1992). À partir de la fin des années 1980, l'usage de modèles numériques prédictifs a produit une terminologie permettant de formaliser cette notion temporelle (tableau 3).

Terminologie	Pas de temps	Echelle temporelle	Echelle spatiale
<i>Long term coastal change</i>	10 ² à 10 ³ années	Large-scale	10 ² à 10 ³ km
<i>Large-scale coastal behaviour</i> (LSCB) ou <i>mesoscale</i> ou <i>medium-term</i>	10 ¹ à 10 ² années	Medium-scale	10 ¹ à 10 ² km
<i>microscale</i>	≤ 10 ¹ années		< 10 km
<i>Seasonal scale</i>	≤ 1 année		≤ 1 km
<i>instantaneous</i> ou <i>event scales</i>	≤ 2 jours (heures)	Short-time	10 ² m à 1 km

Tableau 3. Définition des différentes échelles spatio-temporelles associées aux processus morphosédimentaires

Ainsi parle-t-on de LSCB, acronyme de « *large-scale coastal behaviour* » (Fisher *et al.*, 1984 ; Stive *et al.*, 1990 ; Terwindt et Battjes, 1991 ; de Vriend, 1991 ; de Vriend *et al.*, 1993 ; List *et al.*, 1997), ou de « *mesoscale sediment budget changes* » (Kana, 1995), ou de « *medium-term* » (Jimenez et Sánchez-Arcilla, 1993) pour illustrer les changements observés à l'échelle pluri-décennale. Certains auteurs utilisent également le terme de « *microscale sediment budget* » pour des périodes pluri-annuelles ≤ 10¹ années (Kana, 1995). Les variations saisonnières « *seasonal time scale* » privilégient quant à elles les changements à plus court terme permettant d'analyser les processus par types de temps (Winant *et al.*, 1975 ; Aubrey, 1979 ; Moreira, 1988 ; Davidson-Arnott et Law, 1990). Enfin, on parle encore de « *instantaneous* ou *event scales* » ou de « *short-term* » pour les dynamiques observées à l'échelle événementielle ou épisodique (Guillen et Palanques, 1994 ; Jimenez *et al.*, 1997).

De nombreux auteurs ont montré la difficulté de décrire des évolutions où les processus agissant à des échelles de temps différentes interfèrent les uns avec les autres. Ainsi, des événements de courte durée mais de forte intensité peuvent créer des discontinuités dans les tendances observées, donnant ainsi des évolutions à l'allure bien plus chaotique que linéaire (Cowell et Thom, 1994). L'étude réalisée par B.G. Thom et W. Hall (1991) sur la plage de Moruya au sud de Sydney (Australie) illustre les discontinuités brutales et rapides que l'on peut observer sur une évolution à long terme (figure 10).



Les mesures de profils de plage effectuées entre 1972 et 1988 montrent que sur la période 1974-1978, dominée par l'érosion (EDP), l'apparition de fortes tempêtes érosives a entraîné une diminution du bilan sédimentaire de la plage. Cette courte période (EDP) de quatre années apparaît comme une anomalie créant une discontinuité dans l'évolution globale du bilan sédimentaire commandée en grande partie par l'accrétion du profil de plage (ADP).

Le problème qui se pose alors est de pouvoir calculer des tendances qui puissent pertinemment illustrer l'évolution morphosédimentaire d'un environnement littoral sans être perturbées par l'impact des changements à très court terme (Fenster *et al.*, 1993 ; Crowell *et al.*, 1997 ; Douglas *et al.*, 1998 ; Zuzek *et al.*, 2003). L'analyse tendancielle du bilan sédimentaire effectuée par I. Eliot et D. Clarke (1989) sur deux plages australiennes a montré qu'il fallait environ 10 années de mesures mensuelles pour minimiser les effets saisonniers et autres changements à court terme (tempêtes, etc.), dans les résultats obtenus.

D'un point de vue méthodologique, le recours à des approches statistiques, reposant notamment sur l'analyse par transformée de Fourier ou des moindres carrés, peut permettre de distinguer les variations saisonnières dites périodiques de celles apériodiques relevant d'évènement épisodiques (Eliot et Clarke, 1982). De même, l'analyse factorielle en composantes principales « ACP » (Fisher *et al.*, 1984 ; Cuadrado et Perillo, 1997), encore appelée « EOF - *Empirical Orthogonal Fonction* » (Eliot et Clarke, 1982 ; Maron *et al.*, 2005) ou « *empirical eigenfunctions* » (Winant *et al.*, 1975 ; Aubrey, 1979 ; Larson et Kraus, 1994 ; Dehouck, 2006) a souvent été utilisée pour analyser la variation spatio-temporelle des déplacements sédimentaires le long d'un profil transversal ou longitudinal de plage.

2 – Variabilité des sources d'alimentation du Littoral

Comme cela a été rappelé précédemment, les sources d'alimentation du littoral sont multiples et observent dans le temps des variations qui répondent à des changements d'origine naturelle et/ou anthropique (Shuisky et Schwartz, 1983 ; Komar, 1996). Ceci est particulièrement vrai pour les apports fluviaux qui constituent la première source d'alimentation et dont le volume arrivant à la mer a pu varier en fonction des conditions climatiques, des modes d'occupation des bassins versants par l'homme, et de la pression exercée sur les cours d'eau par les aménagements fluviaux. L'érosion des falaises constituant la seconde source d'apport sédimentaire joue également un rôle très important dans certains secteurs littoraux. Mais là encore, l'action de l'homme sur le milieu par la mise en place de système de protection des versants, ou de construction d'ouvrages transversaux (épis), peut entraîner des dysfonctionnements importants affectant le budget sédimentaire des plages.

2-1 La question des apports fluviaux à la mer

2-1-1 L'approche quantitative

Comme nous l'avons indiqué, les apports charriés par les fleuves à la mer représentent la première source d'alimentation du littoral. Toutefois, la quantification de ces apports reste difficile à faire car les impacts anthropiques, bien plus que les effets du climat, ont largement perturbé le fonctionnement hydrosédimentaire fluvial (Syvitski, 2003). Dans un premier temps, l'action de l'homme sur le milieu naturel a eu pour conséquence d'accélérer l'érosion des sols par la pratique de l'agriculture et de la déforestation. Mais dans le même temps, l'aménagement des cours d'eau (construction de barrages et de réservoirs, etc.) et le contrôle des débits (politique de gestion hydraulique, etc.), a fortement diminué la charge solide arrivant à la mer. Les premières études portant sur l'estimation des apports fluviaux mondiaux à la mer datent des années 1950-60 (Holeman, 1968). Les chiffres présentés à cette

époque reposaient sur l'extrapolation de mesures de la charge solide effectuées sur les cours d'eau majeurs de tous les continents entre le 19^{ème} (pour les séries les plus anciennes) et le milieu des années 1960 (tableau 4). Ces estimations sont intéressantes car elles n'intègrent pas encore les effets de la construction des barrages et des réservoirs sur le transit sédimentaire fluvial. L'auteur indiquait que la quantité de la charge en MES arrivant à la mer atteignait $20,16 \times 10^9$ t/an, et insistait sur la part très importante des apports du continent asiatique représentant à eux seuls 80 % du volume global.

Continents	Surface des bassins versants mesurée (m ²)	MES (10 ³ t/an)	Surf. totale des bassins versants (m ²)	MES (10 ⁹ t/an)
Amérique du nord	2.464.649	603.955	8.000.000	1,96
Amérique du sud	3.820.370	609.427	7.500.000	1,20
Afrique	3.146.680	216.264	7.700.000	0,54
Australie	414.610	47.350	2.000.000	0,23
Europe	1.357.357	121.938	3.600.000	0,32
Asie	4.212.830	6.414.576	10.400.000	15,91
Total	15.416.496	8.013.510	39.200.000	20,16

Tableau 4. Estimation de la charge solide fluviale mondiale arrivant à la mer (d'après J.N. Holeman, 1968)

Basées sur la même méthode de calcul, les estimations faites par J.D. Milliman et R.H. Meade (1983) indiquaient une baisse des apports actuels en MES atteignant $13,5 \times 10^9$ t/an, auxquels s'ajouterait la charge de fond grossière comprise entre 1 et 2×10^9 t/an (tableau 5). Les auteurs soulignaient également qu'environ 70 % de ces apports provenaient des grands fleuves du sud de l'Asie et des grandes îles du Pacifique et de l'Océan Indien.

MES		charge de fond		Auteurs (année)
Avant barrages	Après barrages	Avant barrages	Après barrages	
$35,8 \times 10^9$ t/an		<i>indéterminée</i>		Kuenen (1950) <i>In</i> Holeman (1968)
35×10^9 t/an		<i>indéterminée</i>		Gilluly (1955) <i>In</i> Holeman (1968)
$26,7 \times 10^9$ t/an		<i>indéterminée</i>		Pechinov (1959) <i>In</i> Holeman (1968)
$22,6 \times 10^9$ t/an		<i>indéterminée</i>		Schumm (1963) <i>In</i> Holeman (1968)
20×10^9 t/an		<i>indéterminée</i>		Holeman (1968)
	$13,5 \times 10^9$ t/an		$1 \text{ à } 2 \times 10^9$ t/an	Milliman et Meade (1983)
20×10^9 t/an		<i>avec les MES</i>		Milliman et Syvitski (1992)
14×10^9 t/an	$12,6 \times 10^9$ t/an	$1,5 \times 10^9$ t/an		Syvitski <i>et al.</i> , 2005

Tableau 5. Estimations de la charge solide fluviale mondiale arrivant à la mer obtenues par différents auteurs depuis le début des années 1950

Cette question a été reprise au début des années 1990 en utilisant des modèles numériques d'écoulement fluviaux. Ces travaux ont souligné les effets négatifs de l'aménagement des cours d'eau sur le transit sédimentaire. Ainsi, J.D. Milliman et J.P.M. Syvitski (1992) ont montré que les apports avant la construction des grands barrages durant la décennie 1950-1960 atteignaient environ 20×10^9 t/an (MES + charge de fond), rejoignant les estimations faites par J.N. Holeman (1968) (tableau 5). La diminution observée postérieurement aux années 1960 illustre l'impact de l'anthropisation sur le détritisme pour la plupart des grands fleuves mondiaux.

Plus récemment, une étude reposant sur des simulations effectuées à partir du modèle prédictif ART « *Area Relief Temperature model prediction* » sur 340 fleuves mondiaux (figure 11), a permis d'affiner les valeurs sur la charge solide fluviale avant et après la construction des barrages et des réservoirs (Syvitski *et al.*, 2005).

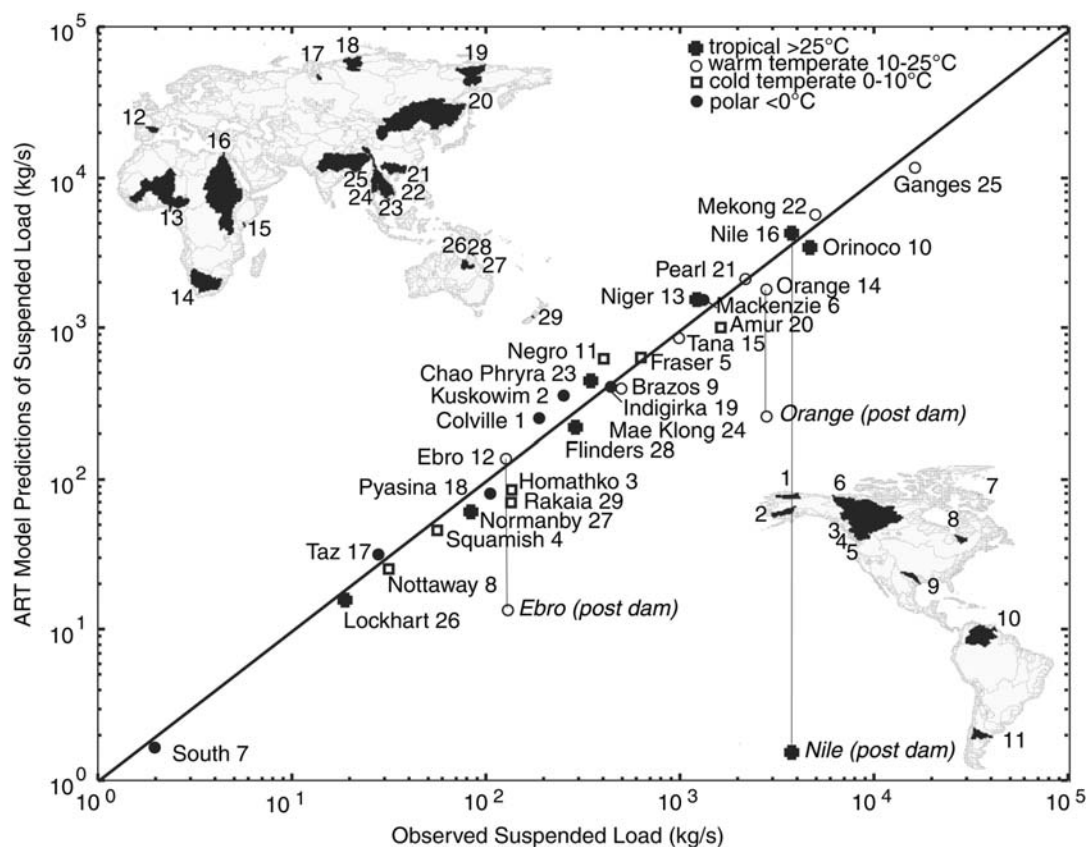


Figure 11. Comparaison de la charge solide fluviale obtenus par des mesures *in situ* et par simulation à partir du modèle de prédiction ART pour quelques grands fleuves mondiaux caractérisés par un fonctionnement naturel (South, Colville, Indigirka, Pyasina, Squamish, Kuskowin, Mae Klong et Orinoco) ou sans les effets de l'action anthropique (exemple des valeurs comparées pour l'Ebre, le Nil, le fleuve Orange avant et après la construction des barrages) (d'après J.P.M. Syvitski *et al.*, 2005).

Ainsi, les transferts de matières en suspension (MES) avant l'aménagement anthropique des fleuves (antérieurement à la 2nd guerre mondiale) ont été estimés à 14×10^9 t/an et à $15,5 \times 10^9$ t/an avec la charge de fond (comme le soulignent les auteurs, cette valeur est moins élevée que celle proposée par J.D. Milliman et J.P.M. Syvitski en 1992 obtenue par une méthode de calcul plus « grossière »). Pour la période contemporaine (postérieure à 1960), marquée par la construction des barrages-réservoirs, les apports en MES ont été estimés à $12,6 \times 10^9$ t/an, alors que sans l'action des barrages ils auraient atteint $16,2 \times 10^9$ t/an ($17,8 \times 10^9$ t/an avec la charge de fond). Les auteurs ont expliqué cette différence par le piégeage de la charge solide par les ouvrages dont le volume global atteindrait plus de 100×10^9 tonnes à l'échelle des 50 dernières années (figure 12).

Plus récemment, le travail de modélisation effectué par J.P.M Syvitski et J.D. Milliman (2007) sur 448 organismes fluviaux mondiaux, couvrant à eux seuls 63 % des terres émergées, a montré que les paramètres géologiques (surface des bassins versants, relief, lithologie et processus d'érosion glacière) contrôlaient 65 % du détritisme fluvial arrivant à la mer. Les paramètres climatiques (précipitations et températures) et l'action anthropique (construction des barrages et régulation des débits), intervenaient respectivement pour 14 % et 16 %⁵. Les auteurs concluent sur le fait que les paramètres climatiques et l'action de l'homme, paramètres très fluctuants dans le temps et dans l'espace, interviennent de façon prépondérante dans la variation du détritisme fluvial.

⁵ Le total des chiffres présentés est de 95 %, à cela s'ajoute la part négligeable de la fonte des glaces (1 %) et la part des facteurs non expliqués (3 %).

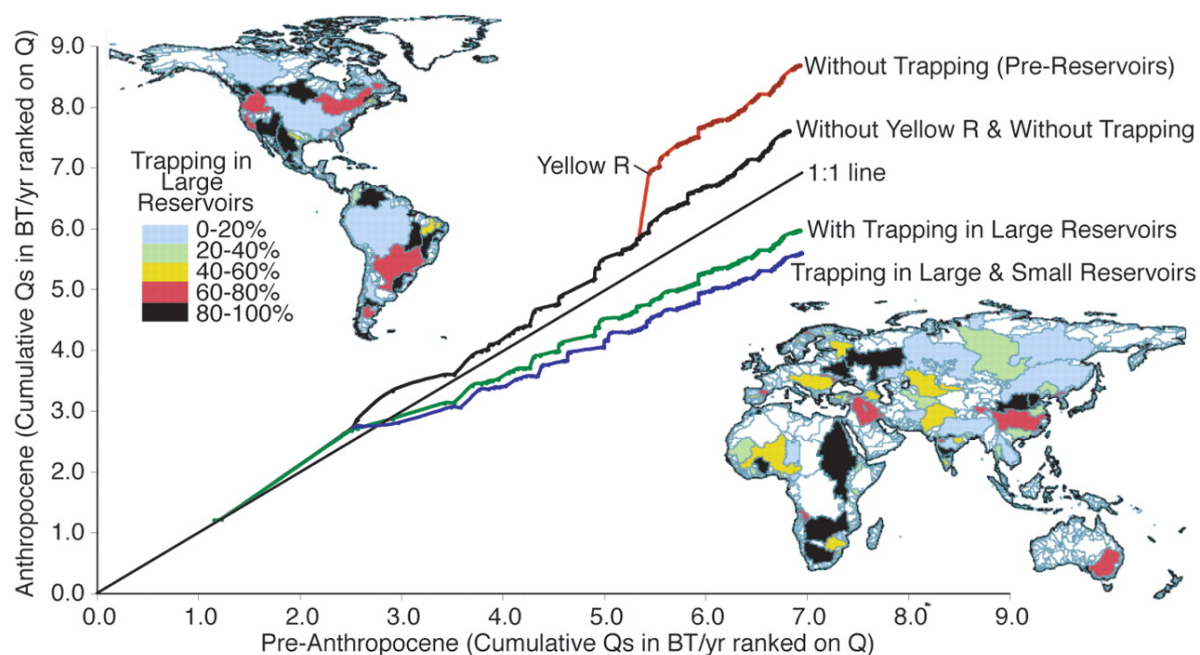


Figure 12. Comparaison de la charge solide fluviale de 217 organismes avant (*pre-Anthropocene*) et après (*Anthropocene*) la construction des barrages. Les données sont présentées par des courbes cumulatives rangées par ordre décroissant. La ligne 1:1 représente les débits non perturbés par l'action anthropique. Deux courbes (avec et sans le Fleuve Jaune) représentant les débits sans piégeage (avant barrages), indiquent une augmentation des de la charge solide liée à l'activité humaine (déforestation, agriculture, etc.). Les deux autres courbes montrent l'impact du piégeage des sédiments par les barrages et les réservoirs de grande et petite tailles (d'après J.P.M. Syvitski *et al.*, 2005).

2-1-2 De la réduction des apports fluviaux à l'érosion du littoral (études de cas)

De nombreuses études de cas ont analysé et quantifié la diminution des apports fluviaux à la mer liée principalement à la construction des barrages hydro-électriques et des réservoirs hydrauliques à partir des années 1950. Dans la plupart de ces études, les auteurs ont aussi souligné la relation entre cette baisse des apports et l'érosion du littoral. Dans le cadre de ce mémoire nous passons en revue les cas les plus représentatifs de cette problématique.

Les travaux réalisés sur les grands fleuves chinois ont montré que les débits solides du fleuve Rouge (Yangtsé) étaient passés de $481,7 \times 10^6$ à 276×10^6 tonnes/an entre 1953 et aujourd'hui (Xiqing, 1998 ; Xiqing *et al.*, 2005). Les auteurs ont attribué cette baisse aux phénomènes de piégeage des sédiments dans les réservoirs (lacs de barrage)⁶ et à l'exploitation de gravières dans le lit mineur du cours d'eau et de ses affluents (Yantze Water Resource Commission, 2001 in Xiqing *et al.*, 2005). La même tendance a été observée pour le fleuve Jaune (Huanghé) dont les débits liquides et solides sont passés respectivement de $491,6$ à 143×10^8 m³/an, et de $12,04$ à $3,75 \times 10^8$ tonnes/an, entre 1950 et 2000 (Li *et al.*, 1998 ; Yu, 2002 ; Fan *et al.*, 2006). Dans une étude récente, H. Wang *et al.* (2006) ont expliqué cette diminution par l'action combinée des facteurs naturels et anthropiques. Ils ont noté que depuis le début des années 1980, les précipitations sur l'ensemble du bassin versant avaient baissé de

⁶ 12729 barrages-réservoirs totalisant une capacité de $23,4 \times 10^9$ m³ ont été construits sur le cours amont du Yangtsé. Ces chiffres restent toutefois inférieurs à ceux de la partie aval où l'on compte 29639 barrages-réservoirs pour une capacité de $116,5 \times 10^9$ m³ (Yantze Water Resource Commission, 2001 in Xiqing *et al.*, 2005).

10 % par rapport à la période antérieure aux années 1960 ; à cela s'ajoute le rôle de piégeage des sédiments des 3147 barrages et réservoirs construits depuis les années 1950.

L'hydrologie des grands fleuves européens et eurasiens (Bobrovitskaya *et al.*, 2003) a aussi été largement modifiée par l'action de l'homme. L'exemple le plus représentatif concerne l'Ebre dont le débit solide est passé de 25×10^6 à $0,12 \times 10^6$ tonnes/an depuis la fin du 19^{ème} siècle, soit 99 % de diminution des apports fluviaux à la mer (Palanques *et al.*, 1990 ; Guillén et Palanques, 1992 ; Ibáñez *et al.*, 1996 ; Ibáñez et Prat, 2003). Cette baisse a là aussi été expliquée par la construction des nombreux barrages sur le cours principal de l'Ebre et de ses affluents, et a été pointée comme étant la cause des phénomènes d'érosion qu'a connu le littoral du delta de l'Ebre depuis ces dernières décennies (Palanques *et al.*, 1990 ; Jimenez et Sánchez-Arcilla, 1993 ; Palanques et Guillén, 1998).

Certains grands fleuves africains ont connu la même évolution. Ainsi, les aménagements fluviaux réalisés sur le Nil depuis le 19^{ème} siècle, et notamment la construction du haut barrage d'Assouan en 1964, ont eu des conséquences majeures sur les débits liquides et solides (Smith et Abdel-Kader, 1988 ; Fanos, 1995). La décharge fluviale est passée de 200 à 160×10^6 tonnes/an pour les débits solides, et de 110 à 85×10^9 m³/an pour les débits liquides, après 1902, date de la construction du bas barrage d'Assouan. À partir de 1964, les mesures ont indiqué que suivant les années, les eaux du fleuve avaient de plus en plus de mal à atteindre la mer (figure 13).

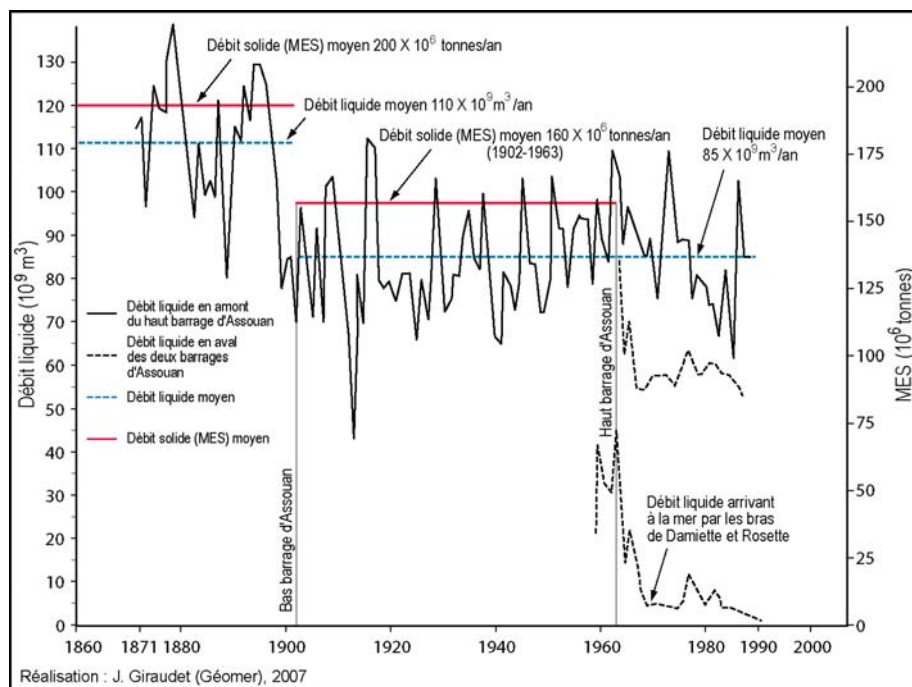


Figure 13. Variations des débits liquides et solides du Nil depuis le milieu du 19^{ème} siècle en relation avec la construction du bas et haut barrage d'Assouan (modifié d'après A. M. Fanos, 1995)

Cette baisse des débits liquide et solide a eu des conséquences majeures sur l'érosion du littoral deltaïque. Dès le milieu des années 1970, de nombreuses études⁷ ont souligné cette relation de cause à effet. S.E. Smith et A. Abdel-Kader (1988) ont indiqué que les vitesses de recul des promontoires de Rosette et de Damiette au cours du 20^{ème} siècle avaient été multipliées respectivement par 3 et 5 après la construction du haut barrage d'Assouan en 1964. De même, l'analyse de cartes anciennes datant du 17^{ème} siècle réalisée par A.M. Fanos

⁷ Plusieurs travaux publiés entre 1975 et 1984 sont mentionnés dans l'article de S. E. Smith et A. Abdel-Kader (1988), cf. Sestini, 1976 ; Nielsen, 1977a, 1977b ; Misdorp, 1977 ; Inman et Jenkins, 1984.

(1995) a montré que l'on était passé d'un système littoral progradant jusqu'au début du 20^{ème} à un système en érosion postérieurement à 1902. L'auteur a expliqué cette évolution par la diminution des apports sédimentaires fluviaux du Nil après la construction des barrages et des réservoirs dès la fin du 19^{ème} siècle (figure 14).

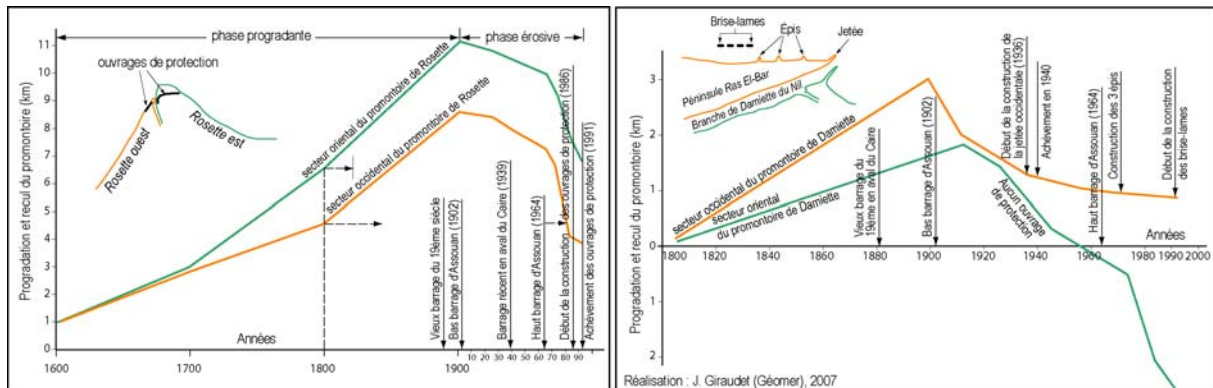


Figure 14. Evolution du rivage des promontoires de Rosette et Damiette (delta du Nil) depuis le 17^{ème} siècle en relation avec la construction des barrages hydro-électriques sur le Nil (modifié d'après A. M. Fanos, 1995)

L'évolution du littoral du delta de la Volta au Ghana a connu la même évolution après la construction en 1961 du barrage hydro-électrique d'Akosombo (Ly, 1980). D'après l'auteur, ce dernier a bloqué approximativement 99,5 % des écoulements drainant la totalité du bassin versant, ce qui explique l'augmentation des vitesses d'érosion à l'ouest de l'embouchure observée à partir des années 1960.

De nombreux cas illustrent également l'impact des aménagements sur la diminution des débits solides des grands fleuves d'Amérique du nord (Rasid, 1979 ; Hart et Long, 1990 ; Magilligan *et al.*, 2003). Plus de 80.000 barrages et réservoirs ont été construits entre 1940 et 1960 sur l'ensemble des fleuves des Etats-Unis, entraînant d'importantes modifications hydro-morphologiques et écologiques. Ainsi, les mesures réalisées avant et après la construction de ces ouvrages ont montré que les débits d'une période de retour de 2 ans avaient diminué de 60 % et que la fréquence des crues d'une période de retour de 2 ans était passée de 20 à 2 épisodes pour l'ensemble des cours d'eau (Magilligan *et al.*, 2003).

Dans une étude récente, J.D. Carriquiry et A. Sánchez (1999) soulignent que depuis plus de 95 ans, les interventions humaines successives visant à contrôler les flux hydriques du fleuve Colorado, par la construction notamment des deux barrages de Hoover en 1934 et de Glen Canyon en 1950, ont eu des répercussions très importantes sur le bilan sédimentaire de la frange littorale deltaïque. Ainsi, la charge solide mesurée au niveau du Grand Canyon serait passée de 195×10^6 t/an sur la période 1925-1940, à 86×10^6 t/an entre 1941 et 1957. Cette diminution a été également mesurée sur un des affluents majeurs du Colorado, la *Green River*. Elle serait liée à un fort écrêtement des crues annuelles après la construction du réservoir *Flaming Gorge Reservoir* sur ce cours en 1962 (Dolan *et al.*, 1977). Les mesures réalisées après la construction de cet ouvrage ont montré que la charge solide avait baissé de 54 % à 48 % (Andrews, 1986).

De même, le rôle des multiples barrages dans la diminution des apports fluviaux le long de la côte californienne a été souligné dès les années 1960 (Norris, 1963 ; Singer, 2007). D.L. Inman (1985) indiquait qu'environ 41 % de la surface totale drainant la cellule littorale de *Oceanside*⁸ avait été déconnectés du continuum terre/mer, entraînant une réduction de 51 % des apports fluviaux à la mer (passant de $254200 \text{ m}^3/\text{an}$ avant barrage à $124400 \text{ m}^3/\text{an}$ après

⁸ Secteur littoral d'une centaine de kilomètres compris entre le cap Dana (au sud de Los Angeles) et le cap Jolla (au nord de San Diego)

barrage). Plus récemment, C.M. Willis et G.B. Griggs (2003) ont indiqué que 38 % de la surface des bassins versants drainant l'ensemble des cours d'eau californiens avaient été affectés par la construction des barrages (figure 15). Cela avait entraîné une réduction d'environ 25 % de la charge solide grossière, générant ainsi un recul de la côte aux débouchés de ces fleuves, notamment dans le sud californien très touristique.

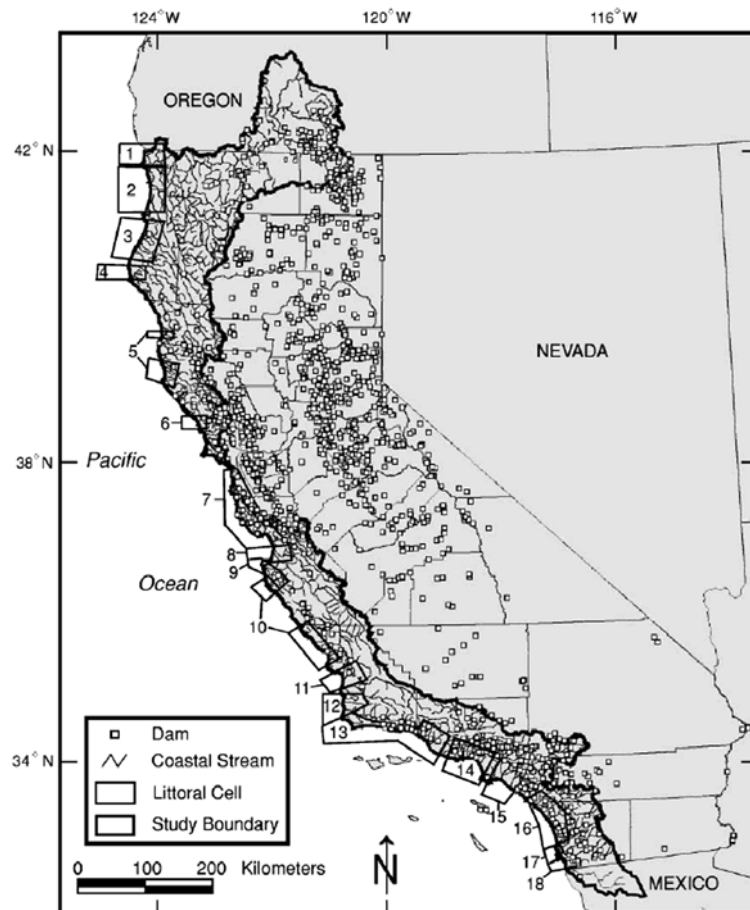


Figure 15. Localisation des principaux barrages (plus de 1400) qui ont été construits sur l'ensemble des bassins versants drainés par les cours d'eau se jetant dans le Pacifique le long de la côte californienne (d'après C.M. Willis et G.B. Griggs, 2003)

Les estimations qui ont été faites par M.J. Slagel et G.B. Griggs (2008) ont indiqué qu'avant la construction de ces barrages, les apports fluviaux arrivant à la mer avoisinaient $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$; après la mise en place des ouvrages, ils ont été réduits à environ $2,3 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{an}$. Les auteurs ont aussi souligné que ce phénomène cachait de fortes disparités régionales. Dans le nord de la Californie, la baisse n'a été que de 5 %, elle a par contre atteint 31 % dans la partie centrale, et environ 50 % dans le sud californien. Ils ont enfin estimé qu'environ $152 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sédiments avaient été piégés dans les barrages depuis 1885.

2-2 Les apports liés à l'érosion des falaises

Les apports sédimentaires liés à l'érosion des falaises constituent la deuxième source d'alimentation des côtes d'accumulation. Ils peuvent dans certains cas participer à part plus ou moins égale avec les apports fluviaux à l'alimentation des plages (Sunamura et Horikawa, 1977 ; Chapman, 1981 ; Gibb et Adams, 1982). Dans d'autres cas, ils représentent la première

source d'apports en matériel et participent pleinement à l'équilibre du bilan sédimentaire des littoraux meubles lorsqu'il n'existe pas de grands fleuves côtiers (Pringle 1985 ; Manson et Hanson, 1988 ; Bray, 1997 ; Cruz-Colín et Cupul-Magaña, 1997 ; Stéphan, 2008 ; Cruz de Oliveira, 2008).

2-2-1 Le cas des côtes anglo-britanniques

La côte septentrionale de la Grande Bretagne présente de nombreux cas où l'érosion des falaises participe directement à l'alimentation des littoraux. La côte meuble de Holderness, située dans le comté du Yorkshire, a été construite à partir des dépôts issus des falaises morainiques dont le recul entre 1850-1977 a fourni $4,62 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{an}$ de sédiments (Manson et Hanson, 1988). Depuis le milieu du 19^{ème} siècle, un volume global d'apports sédimentaires atteignant 55 Mm^3 a été estimé, permettant l'exhaussement de la plage d'environ $0,20 \text{ m}/\text{an}$ sur une majeure partie du littoral (Pringle, 1985). De même, les travaux effectués sur le cordon de galets du littoral de Chesil dans le comté de Dorset, ont montré que depuis le début du 20^{ème} siècle plus de 80 % de son alimentation était directement liée à l'érosion des falaises situées en amont dérive (Bray, 1997). L'auteur indique que l'action du transit longitudinal constitue la part essentielle des processus naturels qui commandent l'évolution de ce secteur.

Des processus similaires ont été décrits sur le littoral de la baie de Christchurch dans le Hampshire, où l'essentiel des apports participant à l'alimentation des plages provient de l'érosion de falaises constituées de matériaux très hétérogènes (Nicholls et Webber, 1987 ; Bray *et al.*, 1995). Les mesures ont montré que ces apports avaient ensuite été triés par l'action des agents de transport, les argiles et les limons ayant été déposés au large par les courants transversaux, les matériaux les plus grossiers (sables et galets) ayant transité longitudinalement pour venir construire la flèche de galets de Hurst (figure 16).

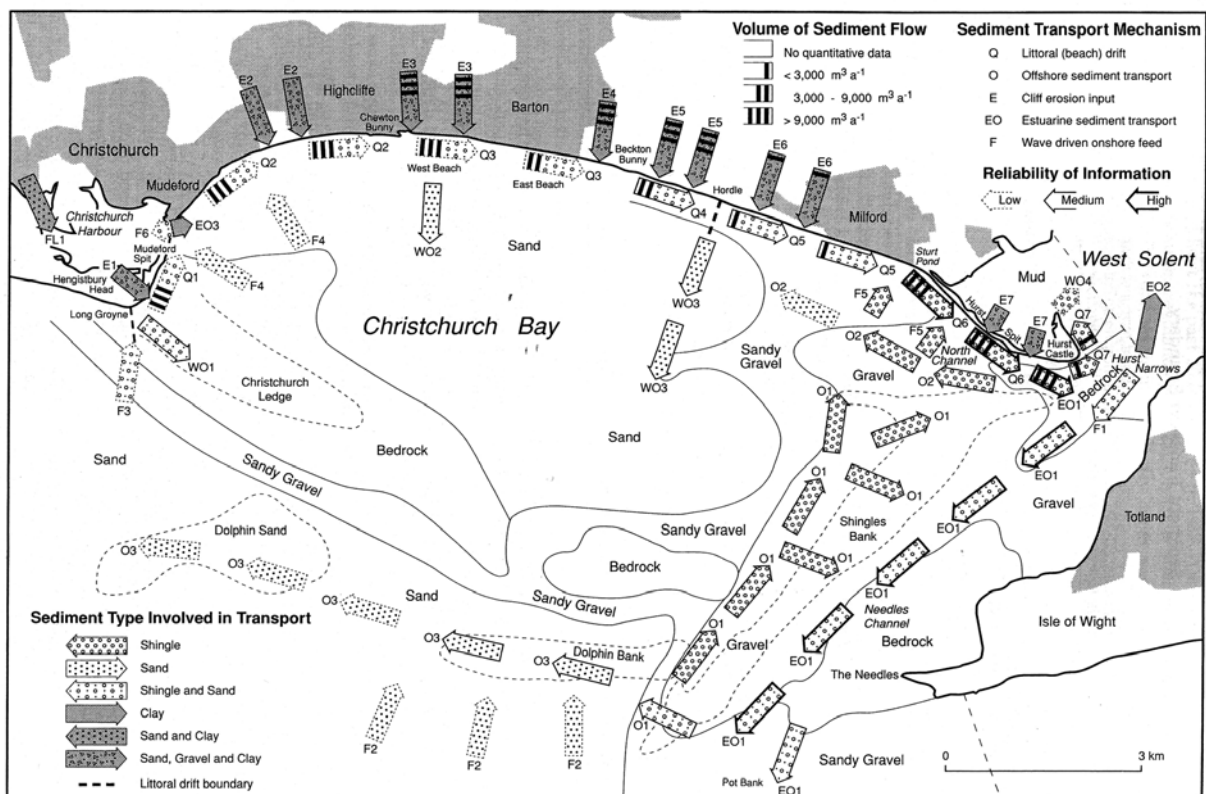


Figure 16. Alimention et transport sédimentaire le long du littoral de la baie de Christchurch, Hampshire (d'après M.J. Bray *et al.*, 1995)

2-2-2 Quelques exemples à l'échelle de la France

Les littoraux du nord et de l'ouest de la France offrent également des exemples intéressants illustrant le lien entre le recul des falaises et l'alimentation des côtes. Dans son travail de recherche doctorale, P. Stéphan (2008) a souligné le rôle essentiel de l'érosion des falaises meubles constituées de matériaux périglaciaires (*head*) dans la construction et l'évolution des flèches de galets de Bretagne. L'exemple de la flèche de Bétahon située dans le Morbihan illustre parfaitement ces dynamiques (figure 17). Comme l'a montré l'auteur, le recul des falaises de Cromenach situées en amont dérive, participe à l'allongement et à la progradation de la flèche de Bétahon depuis les années 1950.

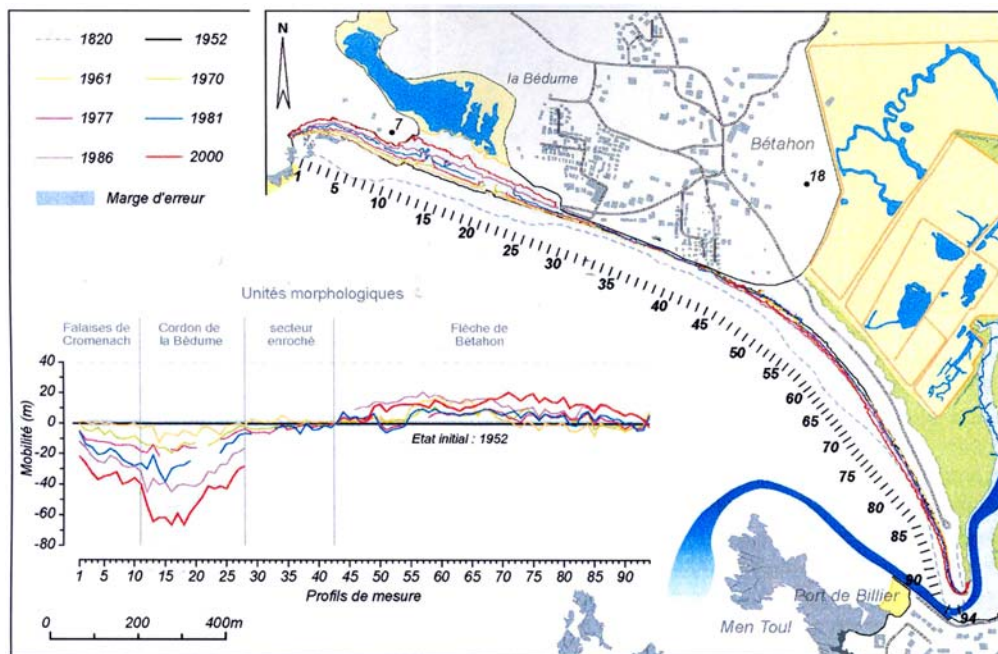


Figure 17. Erosion des falaises de Cromenach et alimentation de la flèche de Bétahon (Morbihan) depuis les années 1950 (d'après P. Stéphan, 2008).

L'évolution morphosédimentaire des falaises du pays de Caux illustre également ces processus agissant à des échelles spatio-temporelles beaucoup plus grandes (Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2002, 2003, 2004 ; Costa, 2005). Les auteurs ont montré que les vitesses de recul de l'escarpement de falaise étaient largement dépendantes de la lithologie. Les reculs les plus importants enregistrés entre 1966 et 1995, compris entre 0,2 et 0,5 m/an, ont été enregistrés dans les craies du Santonien qui constituent la partie centrale de cette côte qui s'étend entre Saint-Valérie et Berneval (figure 18). Le volume de matériel produit par cette érosion entre 1966 et 1995, notamment les rognons de silex qui forment les accumulations de galets que l'on trouve en pied d'escarpement, a été estimé entre 62500 et 63000 m³/an, soit environ 638 à 720 m³/an et par kilomètre linéaire entre Etretat et le Tréport (Costa *et al.*, 2003, 2004). À ce volume il faut aussi rajouter la part de galets fournie par l'altération du manteau qui coiffe le sommet des falaises, et que les auteurs évaluent à environ 48000 m³/an, soit 490 m³/an et par kilomètre linéaire (Costa *et al.*, 2007). Si l'on tient compte enfin de l'érosion du platier qui fournit également environ 1.000 m³ de galets par an, à l'échelle de la Seine-Maritime, la production de galets résultant de l'érosion des falaises crayeuses et du manteau d'altération a été estimée à 110000 m³/an, soit 1200 m³/an et par kilomètre linéaire (Costa *et al.*, 2007).

Ce matériel se dépose en pied d'escarpement sous la forme d'un cordon de galets plus ou moins développé dont le volume a été évalué à environ 7,5 millions de m³, et dont le lent

transit vers l'est nord-est vient construire les Bas-Champs, énorme flèche fermant la baie de Somme dans sa partie sud (figure 18).

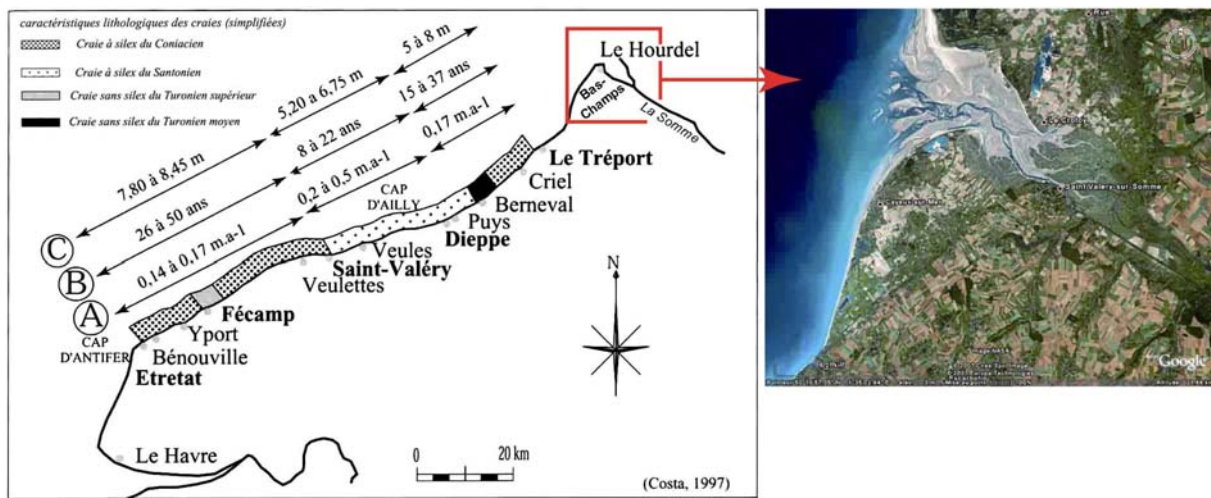


Figure 18. Vitesse de recul des falaises du pays de Caux (Côte d'Albâtre, Seine-Maritime) (d'après S. Costa, 1997 ; S. Costa *et al.*, 2003 ; 2004)

2-3 Eléments à l'origine du déficit sédimentaire

2-3-1 Les causes naturelles

Comme nous l'avons rappelé précédemment, la diminution des apports sédimentaires au littoral peut avoir des origines naturelles et anthropiques. Dans son étude portant sur l'ensemble des côtes mondiales, E. Bird (1985) notait que 70 % des côtes meubles étaient en érosion, tandis que 20 % et 10 % étaient respectivement stables ou progradantes. R. Paskoff (1998a, 2004b) a expliqué cette érosion généralisée en indiquant que les côtes d'accumulation étaient passées en 6000 ans d'une situation d'abondance à une pénurie en matière d'alimentation sédimentaire. L'auteur expliquait cette évolution pas le fait que la quasi-totalité du stock détritique accumulé sur la plateforme continentale avait été remontée vers le rivage lors de la transgression Holocène, et qu'aujourd'hui, faute d'alimentation, la majeure partie des côtes était en érosion à l'exception peut-être des franges deltaïques bénéficiant encore d'apports continentaux *via* les fleuves. E. Anthony (2000) a associé la construction holocène des cordons littoraux de la côte d'Opale jusqu'en Belgique, et notamment les grandes accumulations dunaires, à l'existence de bancs sableux (comme le banc À la ligne) que l'on trouve en Manche orientale et au sud de la mer du Nord. Aujourd'hui, ces stocks hérités de la transgression flandrienne contrôlent encore l'évolution morphosédimentaire de la côte de manière spasmodique dès lors que des transferts de matériaux interviennent entre ces hauts fonds et le rivage (Anthony et Dolique, 2001 ; Anthony, 2002). Inversement, l'analyse de la cinématique du trait de côte en baie de Wissant, a montré que le recul de la côte était associé à une érosion de ce banc d'avant-côte qui aurait alors modifié les conditions hydrodynamiques (Aernouts et Héquette, 2006).

2-3-2 Le rôle de l'action anthropique

L'action de l'homme sur le milieu joue également un rôle important. Comme nous l'avons décrit précédemment, l'aménagement des grands fleuves mondiaux par la construction notamment des barrages et des réservoirs a entraîné une diminution généralisée

des apports sédimentaires à la mer (cf. § 2-1 *La question des apports fluviaux à la mer*). Dans bien des endroits, l'anthropisation de la frange littorale a également généré des dysfonctionnements hydrosédimentaires affectant l'alimentation des littoraux. La construction des ouvrages portuaires « transversaux » est un des éléments qui illustre le mieux ces dynamiques. Les études réalisées sur le littoral d'Oceanside en Californie ont bien décrit ces phénomènes de blocage du transit longitudinal par la jetée nord du port (Dolan *et al.*, 1987). Dès la construction de cet ouvrage à la fin des années 1950, des phénomènes classiques de sédimentation en amont dérive sont apparus alors que les plages situées au sud s'érodaient. Dans le même temps, les processus de déflexion des sédiments vers le large par la jetée se sont soldés par un exhaussement des fonds marins à l'entrée du port, obligeant ainsi à de nombreux dragages pour maintenir le chenal d'accès praticable.

Des phénomènes similaires ont été décrits après la construction du port de Nouakchott en Mauritanie entre 1979 et 1986 (Ould el Moustapha *et al.*, 2007 ; Faye *et al.*, 2008). I.B.Nd. Faye *et al.* (2008) ont montré que dès le début des années 1980, le blocage du transit sédimentaire longitudinal par la jetée nord s'était soldé par une progradation du rivage atteignant 33 m/an. Dans le même temps, les plages situées au sud enregistraient un recul chronique estimé à environ -20 m/an (figure 19).

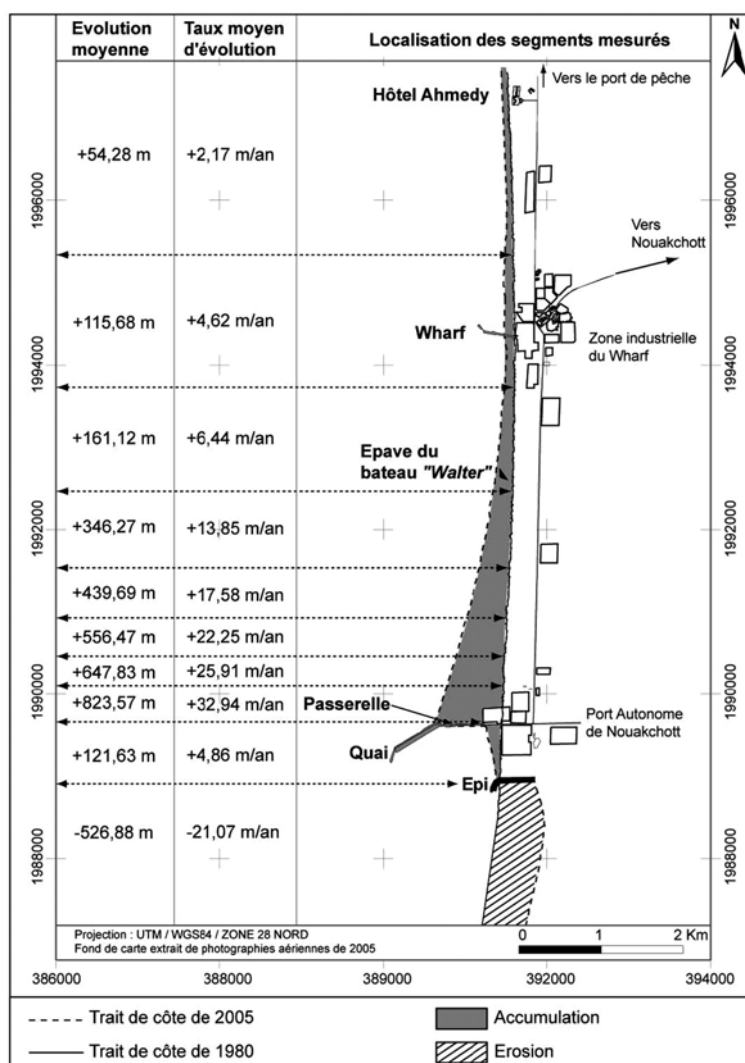


Figure 19. Evolution de la ligne de rivage aux abords du port de Nouakchott (Mauritanie) entre 1980 et 2005 (d'après I.B.Nd. Faye *et al.*, 2008)

Les aménagements portuaires successifs réalisés le long du littoral de Seine-Maritime, entre le Cap d'Antifer et le Tréport, ont aussi généré des dysfonctionnements importants dans les dynamiques hydrosédimentaires à la côte (Costa, 1997 ; Morel, 1999 ; Costa *et al.*, 2003 ; Augris *et al.*, 2004, Costa et Davidson, 2004 ; Costa, 2005 ; Costa *et al.*, 2007). S. Costa et R. Davidson (2004) ont montré que la fraction sableuse à l'origine de l'ensablement du port de Dieppe pouvait provenir des produits de dragage rejetés en mer lors de la construction du terminal pétrolier d'Antifer dans les années 1970. Les auteurs ont souligné le rôle important du transit longitudinal dans les processus de répartition et de sédimentation des matériaux transitant dans le domaine infralittoral cauchois. De même, C. Augris *et al.*, (2004) ; S. Costa *et al.*, 2007 ont indiqué que la présence des nombreux ouvrages transversaux le long de cette côte intervenait dans le compartimentage du littoral en une dizaine de cellules hydrosédimentaires (figure 20). Au sein de compartiments, le blocage des sédiments en aval des ouvrages favorisait l'engraissement et l'élargissement du cordon de galets qui protégeait alors bien mieux l'escarpement de falaise contre l'attaque marine. Ainsi, les auteurs ont montré qu'il y avait une relation étroite entre le budget sédimentaire des formes d'accumulation en pied de falaise et les vitesses de recul de ces dernières (figure 21).

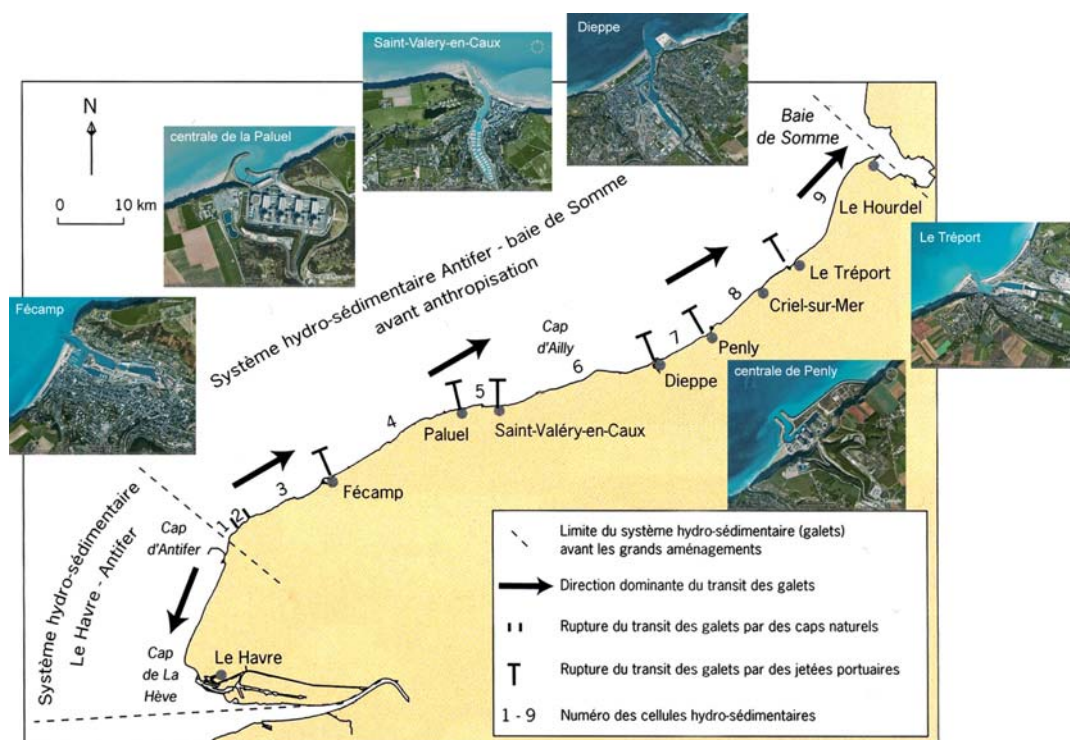


Figure 20. Rôle des ouvrages transversaux dans le compartimentage de la côte de Seine-Maritime (d'après C. Augris *et al.*, 2004)

Dans le même temps, le blocage du transit longitudinal le long de la côte de Seine-Maritime a eu pour autre conséquence de réduire considérablement l'alimentation du littoral des Bas-Champs. Au cours des dernières décennies, cette évolution s'est traduite par des phénomènes d'érosion notables du cordon de galets entre Ault-Onival et Cayeux-sur-Mer (SOGREAH, 1991 ; Regrain, 1992 ; Dolique et Anthony, 1999), entraînant à plusieurs reprises la submersion des terres basses situées en arrière, comme lors des tempêtes de 1990 (Bawedin et Hoeblich, 2006). À l'échelle locale, le blocage de la dérive en amont des ouvrages portuaires, a également eu pour conséquence d'augmenter le risque de submersion des sites urbanisés situés au droit des vallées fluviales et réduisant les apports en aval dérive (Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2007).

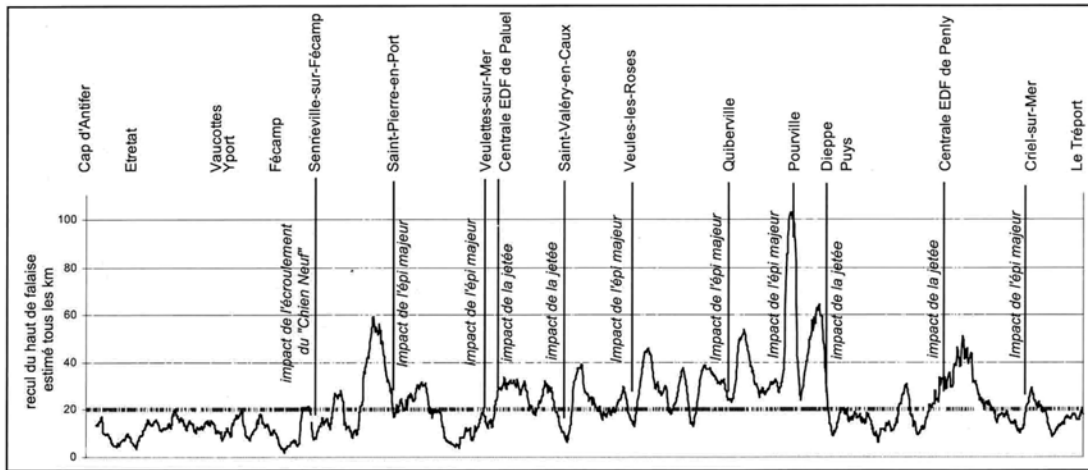


Figure 21. Relation entre la présence des ouvrages transversaux favorisant le blocage du transit longitudinal et le recul des falaises du littoral de Seine-Maritime (d'après C. Augris *et al.*, 2004)

3 – Bilan sédimentaire et gestion du littoral

Au cours des dernières décennies, l'occupation de plus en plus dense de la bande côtière par les sociétés humaines a fait de la question du bilan sédimentaire un élément déterminant en matière de gestion du littoral (Evans, 1992 ; French, 2001 ; Leatherman, 2003 ; Cooper et Pethick, 2005 ; Meur-Férec, 2006 ; Rodriguez et Dean, 2009). C. Meur-Férec et V. Morel (2004) ont montré que depuis les années 1960, le phénomène de « convergence » de la dynamique du trait de côte et des installations humaines était à l'origine des risques côtiers auxquels devaient faire face les sociétés (figure 22).

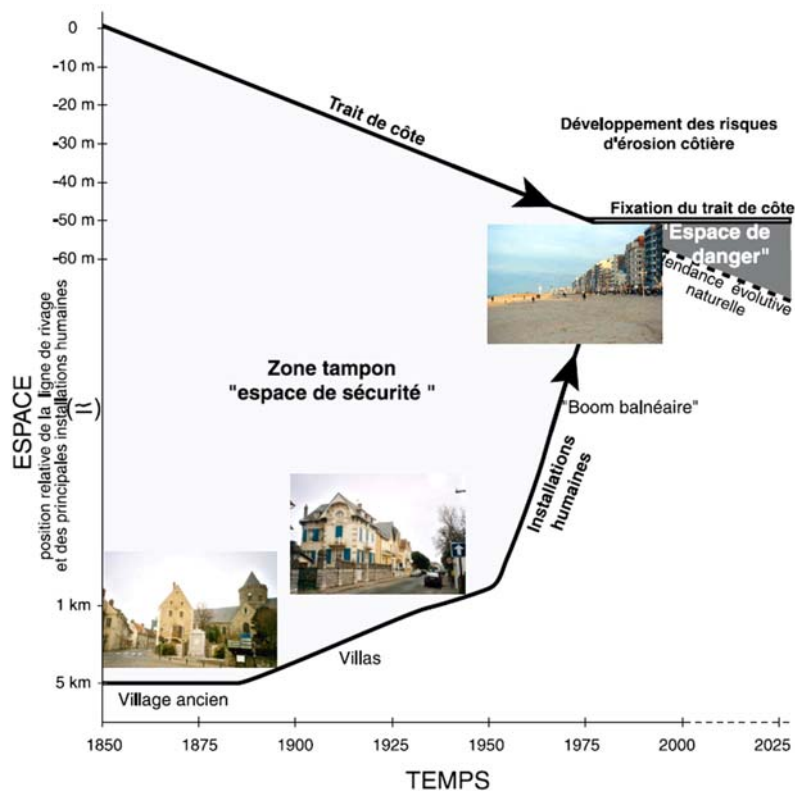


Figure 22. Schéma de la convergence des dynamiques du trait de côte et de l'occupation du rivage : l'émergence des risques côtiers (d'après C. Meur-Férec et V. Morel, 2004)

Dans un tel contexte, l'analyse du bilan sédimentaire littoral, et à travers elle, la connaissance des tendances évolutives en matière de cinématique du trait de côte, apparaissent comme un préalable à l'aménagement du rivage (Louisse et van der Meulen, 1991 ; Koster et Hillen, 1995 ; Crowell *et al.*, 1997 ; Leatherman, 2003 ; Stauble, 2003).

3-1 La question du bilan sédimentaire dans la notion de risque littoral

La question du bilan sédimentaire littoral, et à travers elle l'érosion du rivage lorsque le bilan est déficitaire, est une composante essentielle des risques côtiers (Solomon et Forbes, 1999 ; Richmond *et al.*, 2001 ; Bush *et al.*, 2001 ; Bruce *et al.*, 2001 ; De Pippo *et al.*, 2008 ; Meur-Férec *et al.*, 2008 ; Vinchon *et al.*, 2009). Cet aléa engendre des dommages socio-économiques lorsque le recul du trait côte affecte les installations humaines, il intervient également dans l'exacerbation du risque de submersion marine lorsque les lignes de première défense (naturelles ou anthropiques) disparaissent (Dean and Malakar, 1999 ; Bush *et al.*, 2001 ; Stauble, 2003 ; Leatherman, 2003 ; Benavente *et al.*, 2006).

3-1-1 Erosion de la côte et risques induits à l'échelle européenne

En 1985, E. Bird notait que 70 % des côtes meubles du monde étaient en érosion. À l'échelle des côtes européennes, le pourcentage est un peu plus bas (environ 45 %). Le rapport du projet EUROSION publié en 2004 par la commission européenne (European Commission, 2004), indiquait que 20 %⁹ du littoral européen étaient affectés par une érosion notable, avec toutefois de fortes disparités régionales allant de 55 % pour la Pologne à 0,08 % pour le Danemark, la France métropolitaine et d'outre-mer se situant à 34 % (tableau 6).

Country	Total length of the coastline (in km)	Eroding coastline in 2001 ¹ (in km)	Artificially protected coastline in 2001 (in km)	Eroding coastline in spite of protection 2001 (in km)	Total coastline impacted by coastal erosion (in km)
Belgium	98	25	46	18	53
Cyprus	66	25	0	0	25
Denmark	4605	607	201	92	716
Estonia	2548	51	9	0	60
Finland	14018	5	7	0	12
France	8245	2055	1360	612	2803
Germany	3524	452	772	147	1077
Greece	13780	3945	579	156	4368
Ireland	4578	912	349	273	988
Italy	7468	1704	1.083	438	2349
Latvia	534	175	30	4	201
Lithuania	263	64	0	0	64
Malta	173	7	0	0	7
Poland	634	349	138	134	353
Portugal	1187	338	72	61	349
Slovenia	46	14	38	14	38
Spain	6584	757	214	147	824
Sweden	13567	327	85	80	332
The Netherlands	1276	134	146	50	230
United Kingdom	17381	3009	2.373	677	4705
Others (Bulgaria, Romania)	350	156	44	22	178
TOTAL	100925	15111	7546	2925	19732

Tableau 6. Données quantitatives sur l'érosion du rivage en Europe (d'après, European Commission, 2004)

⁹ Si l'on pondère ce chiffre en fonction du pourcentage des côtes meubles pour l'ensemble de l'Europe, (environ 60 %), on estime ainsi qu'environ 45 % des côtes meubles européennes sont en érosion.

Les conclusions de ce rapport ont également souligné que 15 % des zones étaient en érosion malgré la présence d'ouvrages de défense côtière, et que 5 % de l'ensemble des côtes européennes étaient artificiellement stabilisées. De l'érosion du rivage découle également le danger de submersion marine lorsque la dune, en tant que première ligne de défense naturelle, a disparu (van de Graaf, 1977 ; Stauble *et al.*, 1990 ; Louisse et van der Meulen, 1991 ; Erchinger, 1992 ; Ruessink et Jeuken, 2002 ; Gómez-Pina *et al.*, 2002). Ainsi, les risques induits par l'érosion auraient des conséquences socio-économiques notables lorsque l'on sait qu'entre les années 1950 et 2000, la population européenne vivant dans des communes littorales a plus que doublé, atteignant 70 millions d'individus, et que dans le même temps la valeur économique des biens et des activités se situant dans la bande des 500 mètres n'a cessé d'augmenter pour atteindre 500 à 1000 milliards d'euros. De plus, si l'on tient compte des effets de l'élévation du niveau marin relatif, le risque sociétal lié à l'érosion des côtes devrait s'accroître dans les décennies à venir. Les études récentes du GIEC ont en effet estimé que la moitié des zones humides européennes pourrait disparaître d'ici 2020 (European Commission, 2004).

3-1-2 La situation à l'échelle de la France métropolitaine

À l'échelle de la France métropolitaine, le quart du linéaire côtier (environ 24 %) est en érosion, soit 1720 km sur les 5500 km de côtes, alors que 44 % sont stables et seulement 10 % progradent (Colas, 2006). Le reste du littoral est constitué de côtes figées artificiellement (zones portuaires et digues) ou de côtes dont la dynamique n'est pas étudiée (respectivement 17 % et 5 % du linéaire côtier). Cette étude a toutefois montré que de fortes disparités existaient en fonction du type de côte (figure 23). Plus de 50 % des littoraux sableux reculent car ils connaissent un déficit sédimentaire. L'érosion est beaucoup plus faible pour les côtes rocheuses dont la nature du substrat détermine le degré de vulnérabilité face aux agents érosifs. Inversement, les côtes « vaseuses » regroupant les fonds de baie, d'estuaire, et les marées maritimes, progradent dans plus de 66 % des cas, ce qui représente 55 % de tout le linéaire côtier métropolitain.

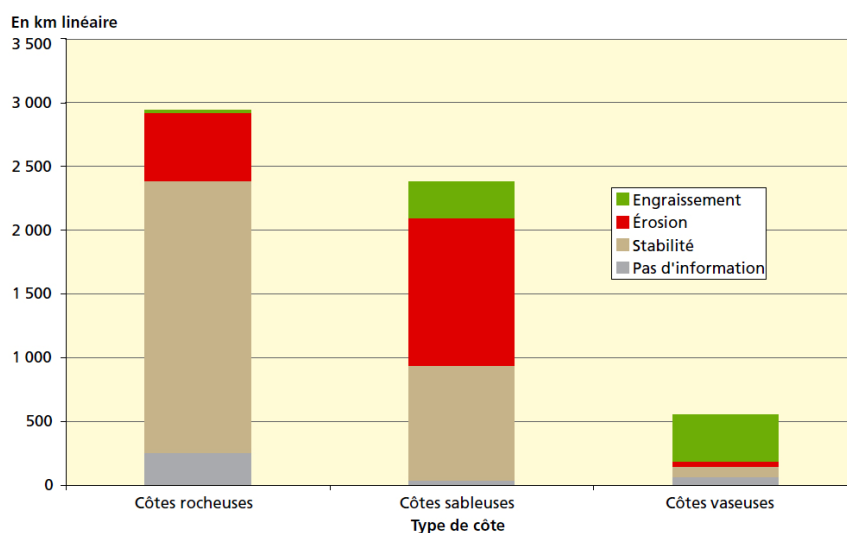


Figure 23. Linéaire côtier en érosion, stable ou progradant en fonction du type de côtes rocheuse, sableuse ou vaseuse (d'après S. Colas, 2006 – Ifen)

L'inventaire de l'Ifen a également montré que de fortes disparités régionales, voire départementales, s'exprimaient (figure 24). Ces différences sont là encore principalement

commandées par le type de côte, mais également par l'action anthropique sur le milieu naturel (extraction de matériaux dans les rivières ou en mer, barrages hydroélectriques, ouvrages portuaires et de défense littorale bloquant le transit).

Ainsi, les littoraux du nord de la France de la frontière belge au Calvados sont les plus érodés (85 % du littoral du Pas-de-Calais et 92 % de la Seine-Maritime). Les seuls secteurs épargnés sont les fonds de baies et estuaires (la Seine, la Canche, l'Authie ou la Somme). Inversement plus de la moitié du linéaire côtier de Bretagne et de Loire-Atlantique est stable, cette part étant maximale dans le Morbihan (71 %). L'érosion redevient importante sur le littoral atlantique, au sud de l'embouchure de la Loire. Elle touche plus de 52 % du linéaire côtier. Seuls les marais maritimes de la baie de Bourgneuf, le Marais poitevin, le bassin d'Arcachon et quelques portions du littoral landais sont épargnés. Le littoral méditerranéen enfin montre des situations très contrastées entre le littoral corse essentiellement rocheux, et majoritairement stable, et les littoraux sableux languedociens et du delta du Rhône, où l'érosion peut être importante à certains endroits. Plus à l'est, on note une grande hétérogénéité des types de côtes. L'érosion y est très variable suivant que l'on se trouve sur les falaises rocheuses des Calanques et des massifs cristallins du Var et des Alpes Maritimes, ou sur les cordons sableux de la presqu'île de Giens et de Fréjus.

Cette érosion présente un risque notable car environ 23 % des zones urbanisées se situent à moins de 250 m des côtes en voie de recul. L'érosion peut donc y revêtir un enjeu majeur d'autant plus que l'urbanisation continue à croître en bord de mer (10 % des surfaces bâties se concentrent sur 4 % du territoire des communes littorales).

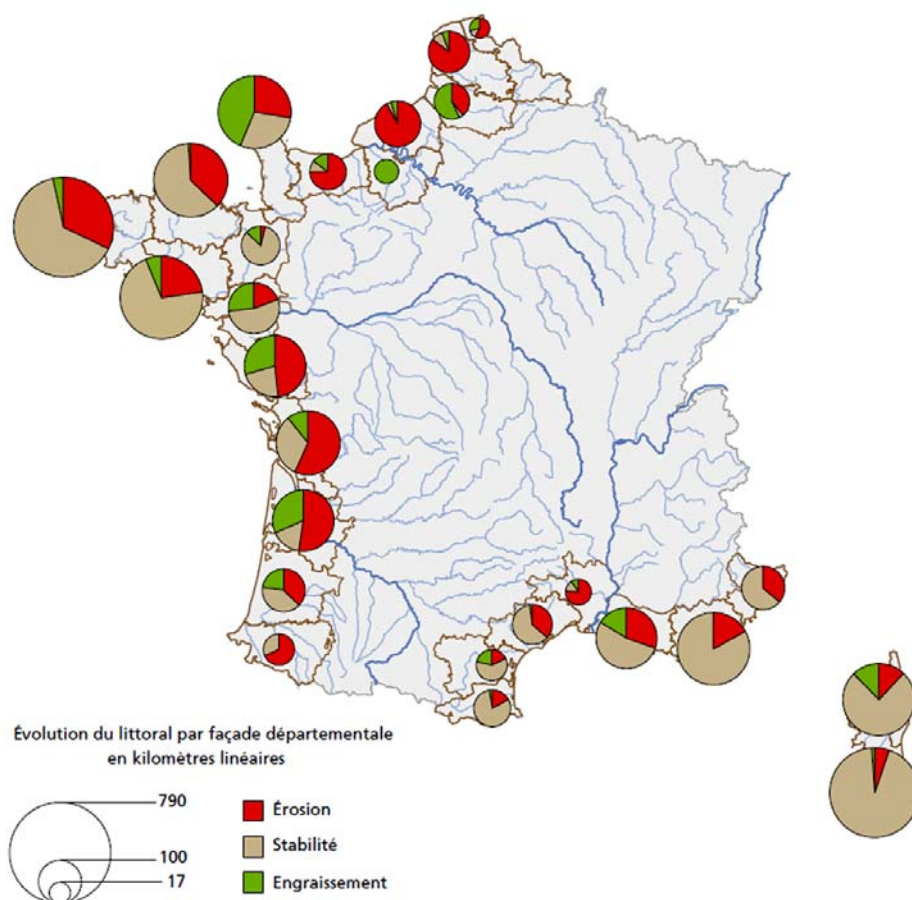


Figure 24. Part du linéaire côtier en érosion, stable ou progradant par départements littoraux de la France métropolitaine (d'après S. Colas, 2006 – Ifen)

3-1-3 L'érosion du littoral breton et ses implications en matière de protection

Les études réalisées sur les côtes bretonnes à partir des années 1980 ont montré que l'évolution générale des côtes meubles était plutôt à l'érosion (Hallégouët, 1989, 1999 ; Bodéré *et al.*, 1993 ; Hallégouët et Hénaff, 2006). L'analyse de la cinématique du trait de côte réalisée en baie d'Audierne (sud Finistère) illustre très bien cette tendance (Hallégouët et Bodéré, 1993 ; Hallégouët et Hénaff, 1993 ; Hallégouët et Hénaff, 2006 ; Faye *et al.*, 2007). Les auteurs ont montré que le rivage reculait depuis le 18^{ème} siècle, que ce soit au niveau des falaises rocheuses situées entre Kerrest et la pointe de Penhors, ou les littoraux meubles qui s'étendent plus au sud jusqu'à la pointe de la Torche. Les vitesses qui ont été mesurées varient de -0,2 à -0,3 m/an pour les falaises rocheuses septentrionales, et de 1 à 2 m/an pour les côtes meubles constituées du cordon de galets d'Ero Vili et plages sableuses méridionales, avec toutefois de fortes variations au cours du temps (figure 25). Cette érosion a été en grande partie expliquée par les prélèvements massifs de matériaux réalisés pendant la seconde guerre mondiale pour la construction du mur de l'Atlantique (Hallégouët et Bodéré, 1993).

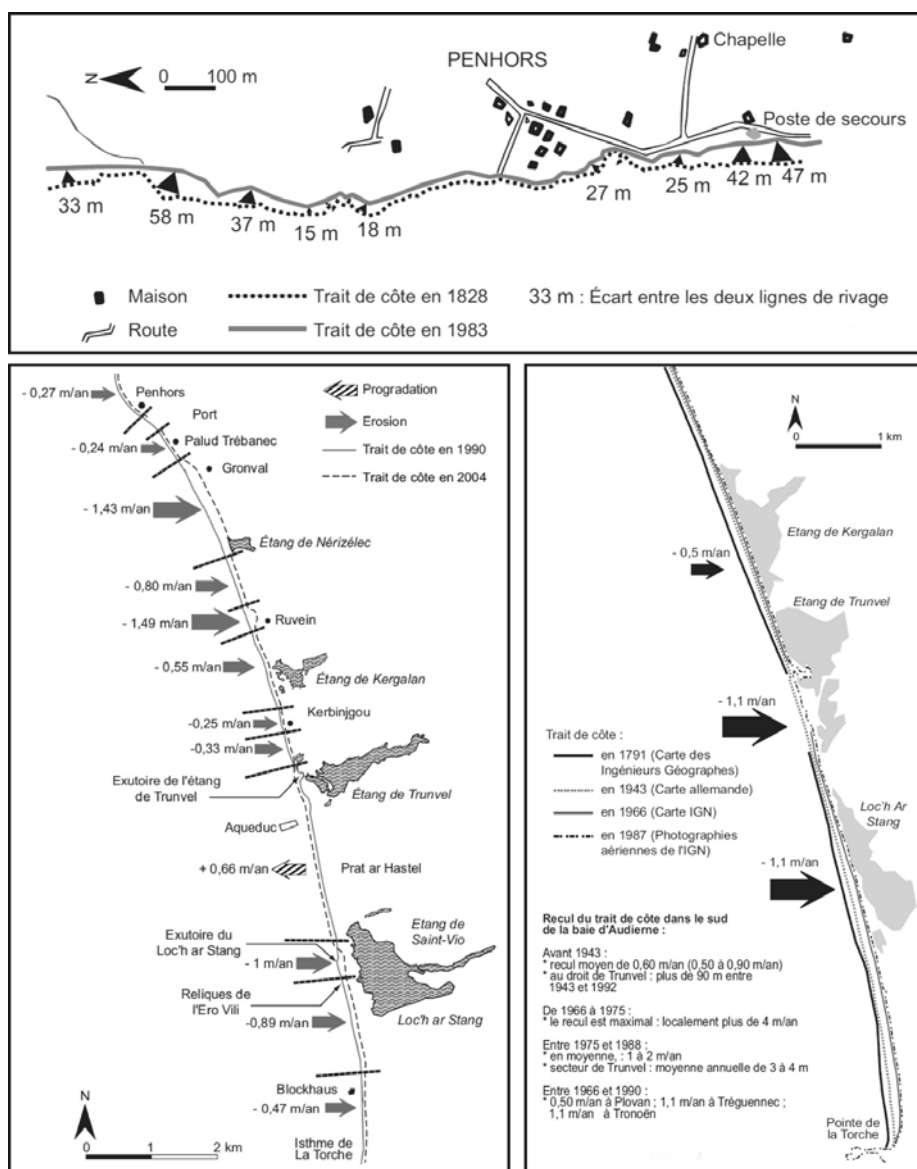


Figure 25. Synthèse de l'évolution du trait de côte de la baie d'Audierne (entre les points de Penhors et de la Torche) depuis le la fin du 18^{ème} siècle (d'après I.B.Nd. Faye *et al.*, 2007)

L'action anthropique dans le déficit sédimentaire littoral a aussi été avancée pour expliquer l'érosion chronique des deux flèches de Kernic et de Penn ar C'hleuz dans la baie de Goulven située sur la côte nord du Finistère (Hallégouët et Moign, 1976 ; Yoni et Hallégouët, 1998). Dans ce cas, les extractions de sables ont servi pour l'amendement des champs agricoles. Les auteurs ont indiqué que vers 1850, 750 charrettes étaient quotidiennement chargées, et ces pratiques ont perduré jusque dans les années 1980 avant qu'une réglementation ne soit mise en place par les services préfectoraux.

À l'échelle de la rade de Brest, les flèches de galets ont également connu un recul plus ou moins constant depuis les années 1950 (figure 26). Cette évolution a été expliquée comme étant le résultat d'un déficit sédimentaire ayant conduit à une sous-alimentation de ces édifices alors plus sensibles aux tempêtes (Stéphan, 2007). Le plus souvent, la pénurie sédimentaire a été générée par des aménagements anthropiques non réfléchis déstabilisant l'ensemble du fonctionnement hydrosédimentaire (Stéphan *et al.*, 2005).

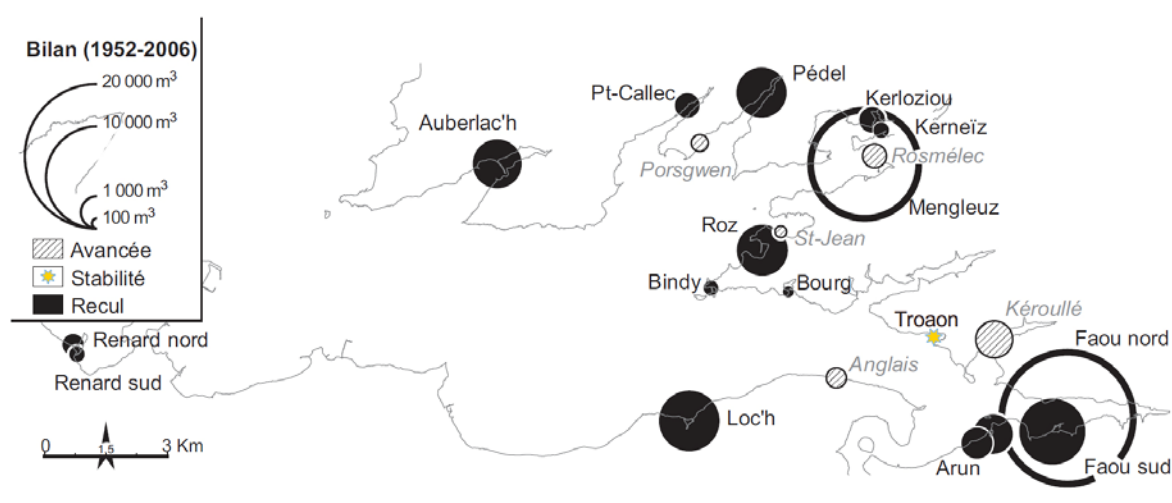


Figure 26. Bilan des superficies gagnées ou perdues par les flèches de galets de la rade de Brest entre 1952 et 2006 (d'après P. Stéphan, 2007)

Quelques sites semblent toutefois échapper à cette tendance au recul, ils concernent des secteurs où l'alimentation repose sur des apports biogènes importants comme dans l'anse de Dinan en presqu'île de Crozon (Hallégouët et Hénaff, 1995). Les auteurs ont montré que les phénomènes d'engraissement récent étaient liés au développement de bancs de *Donaces* sur l'estran et dans la zone infralittorale. Des phénomènes d'accrétion de plage ont aussi été observés sur certaines plages du Trégor dans les Côtes d'Armor (Chauris, 1989 ; Pinot, 1995), ou, comme nous l'avons vu précédemment, dans le Morbihan au niveau de la flèche de Bétahon (Stéphan, 2008). Dans ces cas, l'alimentation sédimentaire provient de l'érosion par la mer de dépôts périglaciaires proximaux. Dans certains cas enfin, l'engraissement a été généré par la mise en place d'ouvrages portuaires et/ou côtiers bloquant le transit sédimentaire (Hénaff et Jégu, 1995).

Comme nous l'avons rappelé plus haut, l'inventaire dressé par l'Ifen en 2003 (Colas, 2006) a indiqué que 52,6 % du linéaire côtier naturel documenté de Bretagne et de Loire-Atlantique étaient stables, cette part étant maximale dans le Morbihan (71 %). Le recul de la côte affecterait à l'inverse 23,1 % du littoral, alors que seulement 3,3 % seraient progradant. L'artificialisation du rivage concernerait enfin 11 % du linéaire côtier. Toujours suivant ces sources, l'érosion serait réduite à certains secteurs, ainsi 37 % du littoral des Côtes-d'Armor reculeraient contre 32 % pour les côtes du Finistère.

Plus récemment, un travail effectué par A. Hénaff dans le cadre d'un Programme de Recherche d'Intérêt Régional (PRIR) sur l'érosion côtière et la vulnérabilité du trait de côte en Bretagne (Programme EROCOVUL – 2001-2004), a permis de réactualiser ces chiffres sur la période récente 1998-2003 (figure 27). L'auteur a montré que sur 30 % de linéaire côtier renseigné (soit 1283 km), environ 22 % étaient en érosion, 72 % étaient stables, et seulement 6 % étaient en accrétion.

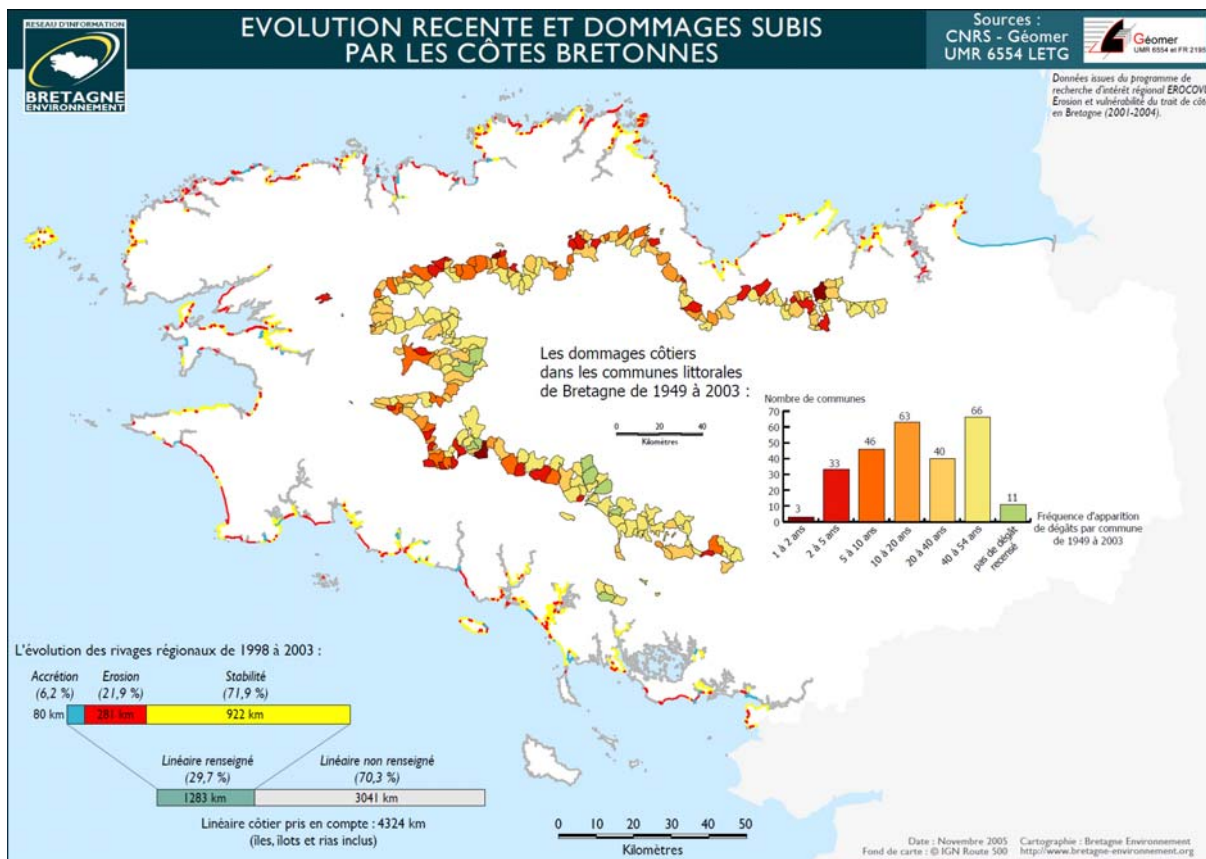


Figure 27. Evolution du rivage breton entre 1998 et 2003, et dommages subis par ce dernier entre 1949 et 2003 (d'après A. Hénaff, source : <http://www.bretagne-environnement.org>)

Cette érosion a conduit les collectivités, appuyées par les services de l'Etat, à protéger leurs rivages. Dans les années 1990, B. Hallégouët indiquait que 17 à 18 % du linéaire breton étaient occupés par des ouvrages de défense (Hallégouët, 1989, 1999). À l'échelle du Finistère, la part de l'artificialisation du rivage a été estimée à 22 % (Hénaff et Le Berre, 2003). A. Hénaff (2004) a montré que la protection du littoral avait augmenté au fil du temps, au fur et à mesure que les enjeux socio-économiques de plus en plus nombreux étaient menacés par l'érosion et/ou la submersion marine. À partir d'un travail d'archive conséquent portant sur la période 1949-2003, l'auteur a clairement démontré le lien entre la fréquence des dommages et celle des interventions de protection de la côte (figure 28). Ainsi, l'évolution comparée de ces deux paramètres a indiqué que durant la première décennie (1949- 1965) les dommages enregistrés ont été peu fréquents induisant très peu d'opérations de défense du rivage. Les deux décennies qui ont suivi (1966-1975 et 1976-1985) ont connu des dommages importants localisés principalement dans la partie occidentale du littoral breton. Entre 1986 et 1995, les dégâts générés par les tempêtes ont été plus fréquents sur les côtes sud-ouest, sud et septentrionale de la Bretagne ; leur concentration sur les façades nord et sud a caractérisé la dernière période allant de 1996 à 2003.

L'auteur a expliqué ces changements de localisation par un glissement des vents de tempêtes plutôt zonaux entre 1973 et 1980, vers une direction méridienne durant la période 1981-1996. Cette modification des conditions de vent a été par ailleurs confirmée par le changement d'orientation des formes fuyantes, telles que les queues de comètes ou les tombolos, sur la même période (Hénaff, 2008).

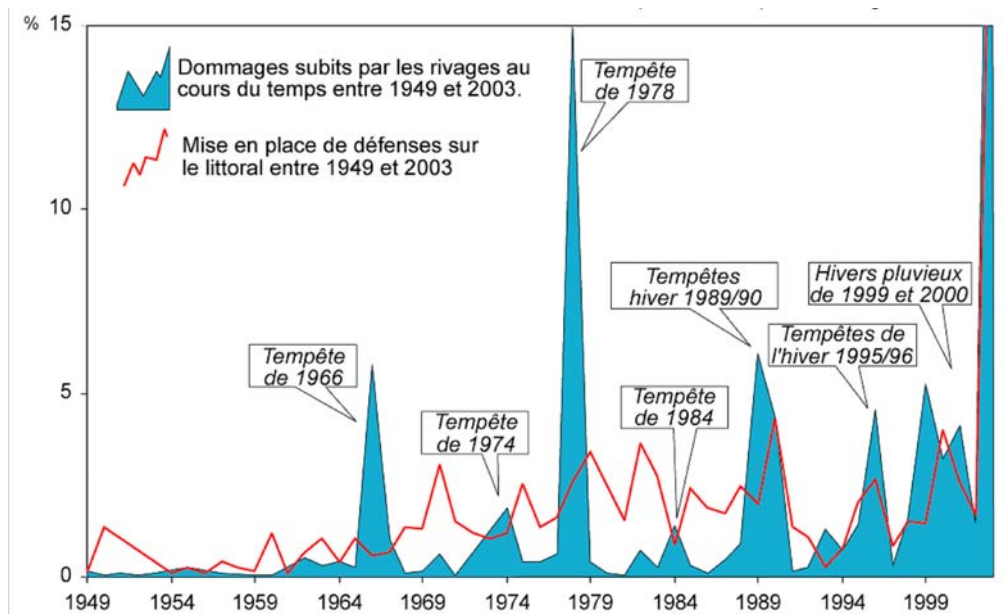


Figure 28. Evolution comparée des interventions de protection des rivages contre l'érosion et des dommages enregistrés sur les littoraux de la région Bretagne entre 1949 et 2003 (modifié d'après A. Hénaff, 2004)

3-2 Analyse quantitative du bilan sédimentaire et gestion du (risque) littoral

Comme nous l'avons montré plus haut, la connaissance du bilan sédimentaire est apparue comme une demande sociétale à partir du moment où le fonctionnement du système littoral, combinant la convergence des dynamiques [de recul] du trait de côte et [d'avancée] des installations humaines, a conditionné l'émergence du risque côtier. Comme l'a rappelé C. Meur-Férec (2006) « *l'élément naturel, d'une part, ne présente pas de caractère de risque puisque la mobilité du trait de côte ne pose de problème que lorsqu'il y a des enjeux. L'élément humain d'autre part, ne présente pas non plus de risque en soi, puisque c'est sa position près de la côte qui le rend vulnérable* ». Ainsi, comme nous l'avons souligné précédemment, à partir des années 1970 l'étude des environnements littoraux, en privilégiant l'approche systémique, a été initiée afin de mieux comprendre les processus morphodynamiques intervenant dans le bilan sédimentaire côtier et l'évolution des formes qui en résulte (Inman and Brush, 1973 ; Wright et Thom, 1997 ; Wright *et al.*, 1979 ; Wright et Short, 1984 ; Chappell et Thom, 1986 ; Cowell et Thom, 1994). Comme le rappelaient S. Costa *et al.*, (2007), « *cette approche morphodynamique [...] nécessite de définir le budget sédimentaire du système au sein de limites spatiales, fixes ou mobiles, qui n'ont rien de commun avec des frontières administratives trop rigides* ». Nous verrons, à partir des travaux que nous avons réalisés sur le littoral du delta du Rhône, que cette notion a été au cœur de la discussion lorsqu'il s'est agi de faire des propositions en matière de politique de défense du rivage (Suanez et Sabatier, 1999).

3-2-1 Etude des systèmes morphodynamiques et modélisation

À partir de la fin des années 1970, l'analyse morphodynamique, et à travers elle l'étude du bilan sédimentaire, a été initiée dans le cadre de programme d'observation du littoral reposant sur la mesure des changements morphosédimentaires et des conditions hydrodynamiques. Comme nous l'avons rappelé précédemment, les connaissances acquises à partir de ces suivis ont permis le développement des modèles de simulation du fonctionnement de la zone côtière. Le programme Duck mis en place en 1981 dans l'état de Caroline du nord par le corps d'ingénieurs de l'armée américaine « *US Army Corps of Engineers Field Research Facility (FRF)* » illustre très bien le lien entre la recherche fondamentale et les applications dans le domaine de l'ingénierie (Mason, 1985 ; Howd et Birkemeier, 1987; Lee et Birkemeier, 1993). Un suivi basé sur des levés de plage à haute fréquence utilisant des techniques originales telles que le CRAB (*Coastal Research Amphibious Buggy*), et sur des mesures systématiques des conditions hydrodynamiques, a permis d'améliorer la compréhension des processus morphosédimentaires et dynamiques des plages sableuses, et d'élaborer des modèles de simulation d'évolution côtière (Larson et Kraus, 1994 ; Reeve *et al.*, 2007 ; Southgate, 2008).

3-2-2 De la connaissance des systèmes morphodynamiques à la gestion du littoral

Ces connaissances ont aussi servi à anticiper les réponses « gestionnaires » face aux risques côtiers (Ruggiero *et al.*, 2000 ; Rieb et Walker, 2001 ; Hamm *et al.*, 2002 ; Roberts *et al.*, 2002). Les préconisations en matière de gestion intégrée de la zone côtière ont le plus souvent insisté sur la nécessité de tenir compte du fonctionnement et de la réponse des environnements physiques dont la compréhension repose sur leur observation à plus ou moins long terme (Solomon et Forbes, 1999; Meur-Férec *et al.*, 2008). Ainsi, les politiques de défense contre l'érosion du littoral mise en place par l'administration fédérale « *Federal Emergency Management Administration (FEMA)* » le long de la côte est des Etat Unis, reposent sur le suivi pluridécennal de la cinématique du trait de côte (Leatherman, 2003). Ces observations servent également les projets de gestion du risque côtier, notamment de submersion marine, réalisés dans le cadre du NFIP (*National Flood Insurance Program*). Un autre exemple concerne la réalisation de la base de données JARKUS par le ministère des travaux publics hollandais "*Dutch Department of Public Works (Rijkswaterstaat)* ». Cet archivage est constitué de plus de 30 années de mesures annuelles de profils de plage espacés de 250 m pour la totalité du linéaire côtier néerlandais. Ces données ont permis d'analyser et de comprendre les variations spatio-temporelles qui caractérisent le fonctionnement morphosédimentaire de cette côte (Louisse et van der Meulen, 1991). Elles ont aussi conduit les autorités à définir une politique de gestion du rivage basée sur le rechargement de plage en prenant pour ligne de référence à ne jamais dépasser, la position du trait de côte en 1990 (Koster and Hillen, 1995).

En France, le suivi des plages mis en place dans le département de la Manche depuis l'année 1993 reste l'exemple le plus emblématique d'une telle approche (<http://mer-littoral.lamanche.net>). Sur plus de 330 km de linéaire côtier, des mesures annuelles de la position du trait de côte et/ou de profils de plage, sont réalisées sur plus d'une centaine de sites. Là encore, les données recueillies dans le cadre de ce suivi ont permis d'orienter les politiques de gestion de défense du littoral à l'échelle du département. Elles ont aussi permis de quantifier l'évolution récente du bilan sédimentaire et de mieux comprendre les variations spatio-temporelles du fonctionnement morphosédimentaire de cette côte (Levoy et Monfort, 2009).

4 – Conclusion

Cet état de l'art sur la question du bilan sédimentaire a permis de redéfinir un ensemble de concepts et de notions que nous reprendrons tout au long des parties suivantes portant sur mon travail. Il permet également de justifier le plan que j'ai suivi pour la rédaction de ce mémoire. Ainsi, comme nous l'avons rappelé en introduction, l'organisation des différentes parties repose sur un découpage spatio-temporel des processus morphosédimentaires et dynamiques, tels que l'ont exposé les travaux de M.S. Fenster *et al.*, (1993) ou de A.D. Short (1999) (figures 8 et 9). Trois échelles de temps et d'espace ont été retenues :

- l'échelle séculaire à pluriséculaire (*long term scale*) abordant les processus agissant sur le bilan sédimentaire à très long terme tels que la variation des apports solides à la mer ou l'élévation du niveau marin,
- l'échelle à moyen terme (*mesoscale*) analysant les phénomènes observés sur un pas de temps pluriannuel à pluri-décennal. Le travail a porté dans ce cas sur l'implication des variations des conditions météomarines sur le bilan sédimentaire des cordons littoraux,
- le court terme (*episodic scale*) traitant des processus agissant à l'échelle de l'épisode. Nous avons privilégié ici l'analyse des changements morphosédimentaires intervenant lors des tempêtes.

Enfin, notre travail s'est attaché à montrer comment ces connaissances pouvaient servir une démarche relevant du domaine de l'application. La question du bilan sédimentaire, telle que nous l'avons traitée dans ce cas, a permis de répondre à des problématiques sociétales relevant le plus souvent du risque côtier, telles que l'érosion du rivage ou la submersion marine.

Seconde partie : **La question du bilan sédimentaire à l'échelle pluriséculaire (*long term scale*)**

Nous entendons par la notion d'échelle séculaire à pluriséculaire le long à très long terme. Ainsi, dans cette partie nous privilégierons le travail réalisé sur le littoral du delta du Rhône dans lequel l'accent a été mis sur la contribution importante ou non des apports sédimentaires fluviaux dans l'alimentation et l'évolution de la frange littorale depuis le début du 19^{ème} siècle. Ainsi, au terme de ces travaux de recherche, il a été possible de distinguer la question du lien entre le détritisme fluvial et le bilan sédimentaire côtier, des processus morphodynamiques qui commandent l'ajustement morphologique de la frange littorale.

Comme nous l'avons rappelé dans l'introduction générale de ce mémoire, cette partie de ma recherche a été principalement conduite dans le cadre de ma thèse de doctorat (Suarez, 1997). Elle s'est inscrite dans le cadre d'un programme européen - *DG XII "MEDDELTA" Mediterranean Deltas (1994-96)* - portant sur l'étude de la vulnérabilité et de la réponse physique et écologique des deltas du Rhône, de l'Ebre et du Pô aux différents scénarios du changement climatique global (Sánchez-Arcilla, 1996a, 1996b). Dans ce travail, la question du bilan sédimentaire de la frange littorale orientale rhodanienne a constitué l'élément central de ma problématique. Cette question a été depuis reprise et approfondie par F. Sabatier (2001) qui a traité cet aspect à l'échelle du delta tout entier. De même, les recherches doctorales de C. Bruzzi (1998), C. Antonelli (2002) et G. Maillet (2005), ont permis respectivement d'aborder la question des tempêtes dans la dynamique morphosédimentaire littorale, de reprendre la problématique de la quantification des apports fluviaux rhodaniens, et d'analyser leur rôle dans le fonctionnement de la frange littorale, principalement à l'embouchure du Grand Rhône.

1 – Etat des connaissances antérieures aux années 1990

Au début des années 1990, si les connaissances sur la dynamique sédimentaire du delta du Rhône étaient abondantes, elles restaient dispersées au sein des différentes disciplines très cloisonnées et n'avaient jamais fait l'objet d'une synthèse permettant de décrire le fonctionnement global du système rhodanien de l'amont (fleuve) vers l'aval (plaine deltaïque et frange littorale). La seconde insuffisance venait des données « quantifiées » en elles-mêmes qui étaient le plus souvent obsolètes car trop anciennes, ou qui souffraient d'un manque de précision lié aux techniques de mesures et traitements de l'époque. Avec le développement de l'outil informatique et des méthodes d'acquisition de l'information (systèmes performants de mesures de terrain, traitement numérique d'images, systèmes de calcul puissants, etc.), un apport considérable (en quantité et en qualité) de données nouvelles a été possible.

1-1 La question des apports fluviaux rhodaniens comme source d'alimentation du littoral

Les études portant sur la quantification de la charge solide rhodanienne étaient assez nombreuses et indiquaient dans l'ensemble une nette diminution des apports fluviaux à la mer depuis le 19^{ème} siècle (tableau 7). Les chiffres les plus anciens dataient de 1847, date à laquelle l'ingénieur M. Surell estima le volume de la charge solide en suspension (MES) à $21 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, soit environ $35,7 \times 10^6 \text{ t/an}$ (Surell, 1847). Les estimations faites par M. Pardé au début du 20^{ème} siècle, environ $30 \times 10^6 \text{ t/an}$, allaient dans le même sens (Pardé, 1925). Les études postérieures aux années 1950 indiquaient déjà une très nette réduction de la charge solide malgré la grande variabilité des estimations d'un auteur à l'autre (tableau 7).

Au début des années 1990, ces estimations ont été réactualisés à partir de mesures de matière en suspension effectuées au niveau d'Arles entre 1992 et 1995 (Roditis et Pont, 1993 ; Pont et Bombled, 1995 ; Pont, 1997 ; Pont *et al.*, 2002). Les valeurs obtenues pour des débits variables permirent de réaliser un modèle « débit – MES » et de l'appliquer sur des chroniques historiques de débits sur la période 1961–1996. L'analyse par rétrocalcul a permis ainsi d'estimer un tonnage moyen d'environ $7,4 \times 10^6 \text{ t/an}$ sur l'ensemble de la période, avec toutefois de fortes variations atteignant $1,2 \times 10^6 \text{ t/an}$ en 1973 et $19,7 \times 10^6 \text{ t/an}$ en 1994 (Pont *et al.*, 2002). Cette question a été reprise à partir de la fin des années 1990 par C. Antonelli (2002) qui a montré que les chiffres proposés par D. Pont *et al.* (2002) sous estimaient la réalité, et a donné une estimation moyenne équivalente à $9,6 \times 10^6 \text{ t/an}$.

Périodes	Débits solides (MES)	Auteurs
19 ^{ème} siècle	$35,7 \times 10^6 \text{ t/an}$	M. Surell (1847)
début 20 ^{ème}	$30 \times 10^6 \text{ t/an}$	M. Pardé (1925)
fin des années 1950	$5,5 \times 10^6 \text{ t/an}$	L.M.J.U. van Straaten (1959)
années 1960	$5,1 \times 10^6 \text{ t/an}$	P. Savey et R. Deleglise (1967)
années 1970	$2,2 \times 10^6 \text{ t/an}$	H. Pauc (1970, 1976)
années 1970	$2,2 \times 10^6 \text{ t/an}$	J.-C. Aloisi <i>et al.</i> (1977)
années 1970	$2 \times 10^6 \text{ t/an}$	J. Izaute (1970) In J.-J. Blanc (1977)
1984-1985	$2,6 \times 10^6 \text{ t/an}$	H. El Habr et H.L. Golterman (1987)
années 1980	$6 \times 10^6 \text{ t/an}$	C.N.R*. In F. Dugas (1989)
1961-1996	$6,2 \times 10^6 \text{ t/an}$	D. Pont (1997)
1971-1991	$7,4 \times 10^6 \text{ t/an}$	D. Pont <i>et al.</i> (2002)
1980-2000	$9,6 \times 10^6 \text{ t/an}$	C. Antonelli (2002)

Tableau 7. Différentes estimations de la charge solide en MES transportée par le Rhône à la mer depuis la fin du 19^{ème} siècle (* *Compagnie Nationale du Rhône*)

La diminution de la charge solide au cours du 20^{ème} a été en grande partie expliquée comme étant la conséquence de l'action conjuguée du climat et des sociétés humaines. À partir des années 1990, de nombreuses études ont montré que la fin du Petit Age Glaciaire avait été marquée par une diminution de la fréquence des crues majeures rhodaniennes – nous faisons notamment référence au travail de G. Pichard (1995), portant sur le dépouillement des chroniques historiques depuis le 16^{ème} siècle – se soldant par une contraction et une incision des chenaux (Arnaud-Fassetta, 2003). À cet élément climatique s'ajoute l'action des forçages anthropiques que les auteurs ont interprétés comme étant la conséquence dans un premier temps de la déprise agricole. Cette dernière, touchant plus particulièrement les milieux de montagne après la seconde guerre mondiale, s'est traduite par une revégétalisation des bassins versants diminuant ainsi l'efficacité du lessivage des sols et, par là même, la charge solide transportée par les cours d'eau (Bravard, 1989, 1991, 1993, 1994 ; Jorda et Provansal, 1996 ;

Miramont et Guilbert, 1997 ; Miramont *et al.*, 1998 ; Warner, 2000 ; Arnaud-Fassetta, 2003 ; Antonelli *et al.*, 2004).

À partir des années 1950-60, l'action anthropique sur la réduction des apports fluviaux a été renforcée par la construction des barrages hydro-électriques, des réservoirs, et des canaux de dérivation, qui ont joué un rôle non négligeable, mais très discuté, dans le blocage de la charge de fond (Klingeman *et al.*, 1994 ; Gautier, 1994 ; Poinard, 1992 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; 2003 ; IRS, 2000). Les effets de rétention de la charge solide par ces ouvrages ont été par exemple très importants sur des cours d'eau comme la Durance ou l'Isère. G. Arnaud-Fassetta (2003) a indiqué que les débits liquides de la Durance après la construction dans les années 1960 du barrage réservoir de Serre-Ponçon, et du canal (de Provence) de déviation des eaux, avaient diminué d'environ 98 %. À l'inverse, les ouvrages mis en place sur le cours du Rhône ont eu beaucoup moins d'effets, notamment sur la rétention des MES.

Enfin, la diminution de la charge solide fluviale a aussi été expliquée par les extractions de matériaux grossiers qui ont été abondantes durant le 20^{ème} siècle dans le cours du Rhône et de ces affluents (Bravard, 1994 ; Gautier, 1994 ; Landon et Piégay, 1994 ; Blanc *et al.*, 1989 ; Peiry *et al.*, 1994 ; Miramont *et al.*, 1998). Rien que pour le Grand Rhône, les prélèvements particulièrement importants ont représenté environ $0,032 \times 10^6$ t/an entre 1988 et le début des années 2000 (Arnaud-Fassetta, 2003). Ces extractions ont dans tous les cas conduit à une incision des lits, déstabilisent ainsi le fonctionnement morphodynamique des hydrosystèmes.

1-2 La question de la mobilité du trait de côte et l'évolution des fonds marins : premiers éléments de la définition du bilan sédimentaire

La question du bilan sédimentaire de la frange littorale rhodanienne n'a véritablement émergé qu'à partir de la fin des années 1970, début des années 1980, date à laquelle la défense du rivage est devenue un enjeu majeur pour préserver les activités économiques balnéaires (tourisme) et industrielles (les exploitations salinières de la Compagnie du Salin du Midi et des Salines de l'Est ou le complexe industriel de Fos-sur-Mer). Jusqu'à cette date, les recherches ont été principalement réalisées dans le cadre de programmes de prospections minières par des géologues (Kruit, 1955 ; Duboul-Razavet, 1956) ; elles ont toutefois permis de défricher la question de la mise en place des stocks sédimentaires holocènes et de leur remobilisation par les dynamiques actuelles, sans pour autant traiter de la quantification du bilan sédimentaire littoral. Deux études portant sur l'évolution du rivage camarguais avaient pourtant été produites dans les années 1930 et 1960 (François, 1937 ; Juniet, 1962). Toutefois, le caractère rudimentaire des techniques de traitement et de la cartographie utilisées pour décrire la cinématique du trait de côte donnait peu de crédit à la validité des chiffres proposés par les auteurs. Néanmoins, les interprétations sur le fonctionnement hydrosédimentaire côtier concordaient avec ce que l'on sait aujourd'hui des processus hydrodynamiques et morphosédimentaires passés.

Au cours des années 1970, la poursuite des recherches géologiques appuyées par de nouveaux sondages profonds et par la sismique réflexion ont apporté de nouvelles données sur l'histoire du delta (Rapport Camargue, 1970 ; Guy, 1973 ; Bertrand *et al.*, 1974 ; Bertrand et L'Homer, 1975 ; L'Homer, *et al.*, 1981) et de sa marge continentale (Aloisi, 1973 ; Aloisi et Duboul-Razavet, 1974 ; Aloisi *et al.*, 1975, 1976, 1977 ; Monaco, 1971) ; mais là encore, la question du bilan sédimentaire n'a été que partiellement abordée. Il a fallu attendre la fin des années 1970 pour que les premiers travaux traitant véritablement de cette question soient produits. Ils interviennent alors dans un contexte où la protection du rivage, qui s'érodait déjà dramatiquement par endroits, devenait une nécessité pour le maintien des activités socio-économiques. Ainsi, plusieurs auteurs ont analysé, quelques fois de façon très sectorielle, la mobilité du trait de côte et/ou des fonds marins. Ces recherches, que l'on peut qualifier de

pionnières, ont apporté les premières estimations du bilan sédimentaire de la frange littorale et ont défini les grandes lignes du fonctionnement hydrodynamique et sédimentaire côtier actuel et passé.

À ce titre, le travail d'E. Vernier (1972, 1976) a ouvert la voie à une démarche résolument quantitative. Dans son étude portant sur la dynamique sédimentaire littorale entre le prodelta de Roustan et la flèche de la Gracieuse, l'auteur a reconstitué la cinématique du trait de côte et l'évolution des fonds marins entre la fin du 19^{ème} siècle et le début des années 1970. Il a souligné l'importante progradation de la plage sous-marine aux abords immédiats de l'embouchure du Grand Rhône et a montré que dans la partie centrale de la flèche de la Gracieuse, au niveau du sous-delta de Pégoulie, les effets conjugués de l'érosion et de la sédimentation entraînaient une translation du profil vertical sous-marin autour d'une profondeur de 10 à 12 m. Ainsi, l'érosion affectait la partie sommitale du profil tandis que la sédimentation exhaussait les aires les plus profondes (figure 29). Pour autant, l'auteur signalait déjà que la diminution « importante » de la charge solide rhodanienne, liée à la construction des barrages hydro-électriques, avait entraîné au voisinage de l'embouchure du Grand Rhône une diminution des vitesses de sédimentation entre le 19^{ème} siècle et les années 1970. En conclusion, l'auteur indiquait que la dérive littorale générée par les houles de SW jouait un rôle important dans la redistribution des apports fluviaux de l'embouchure vers la flèche de la Gracieuse. Dans le même temps, il a montré que le démantèlement du sous-delta de Pégoulie, notamment par les houles frontales de SE et S-SE, participait aussi à l'alimentation de cette dernière. Il a enfin insisté sur le rôle important des apports rhodaniens dans le fonctionnement morphosédimentaire des secteurs situés de part et d'autre de l'embouchure du Grand Rhône, en soulignant les risques de rupture d'équilibre pour cette zone induits, par la diminution des apports fluviaux entre le 19^{ème} siècle et les années 1970.

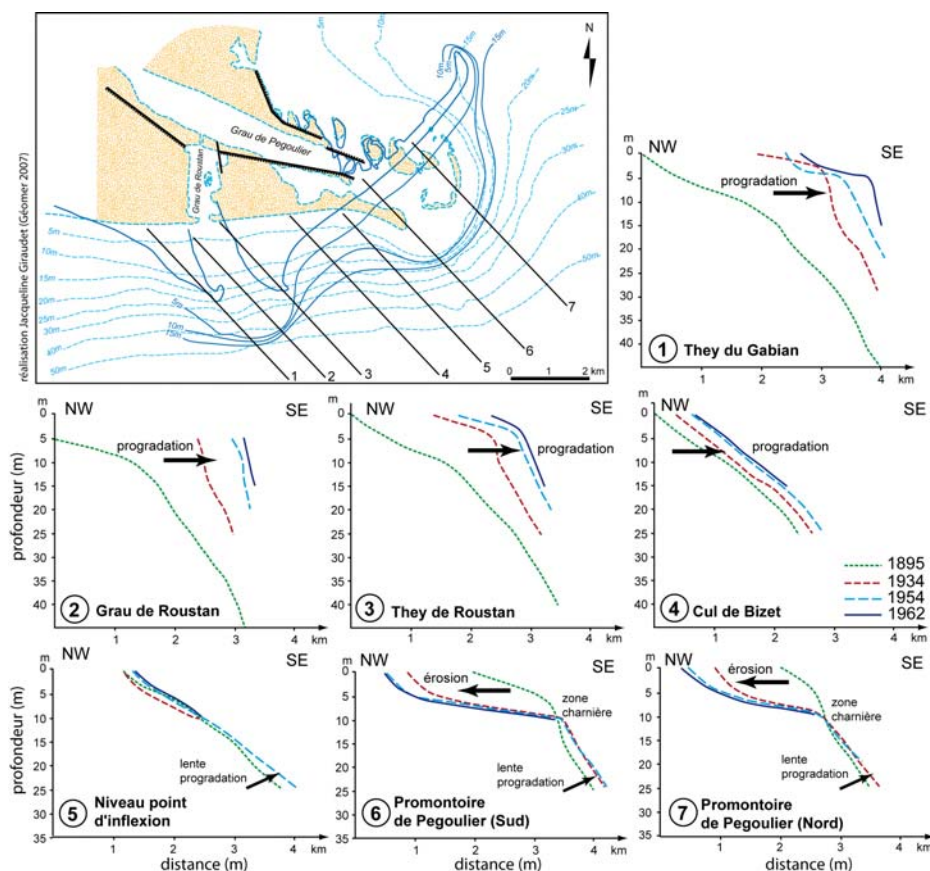


Figure 29. Evolution des fonds marins entre 0 et 40 m du secteur de l'embouchure du Grand Rhône entre 1895 et 1962 (d'après E. Vernier, 1972)

Dans les années 1980, plusieurs études d'ingénierie préliminaires aux différents programmes d'aménagement et de réhabilitation de la flèche de la Gracieuse ont repris cette question (SOGREAH, 1984a, 1984b, 1987, 1988a, 1988b). Ces travaux ont montré que les tempêtes d'est à sud-est favorisaient la mobilisation du matériel sédimentaire de la plage sous-marine vers la côte, matériel provenant de la destruction du sous-delta fossile de Pégoulie jusqu'à 25 m de profondeur et entraînant une migration du corps central de flèche de la Gracieuse vers le nord-ouest (figure 30). Dans le même temps, les mesures effectuées sur la mobilité du talus prodeltaïque de Roustan attestaient d'un ralentissement des vitesses de progradation passant de 25 m/an entre 1934 et 1962 à 12 m/an entre 1962 et 1984 (SOGREAH, 1984b). Cet élément posera la question de la variabilité des apports solides rhodaniens et de ses implications dans l'évolution du bilan sédimentaire littoral déjà introduite par E. Vernier (1972) dans sa thèse.

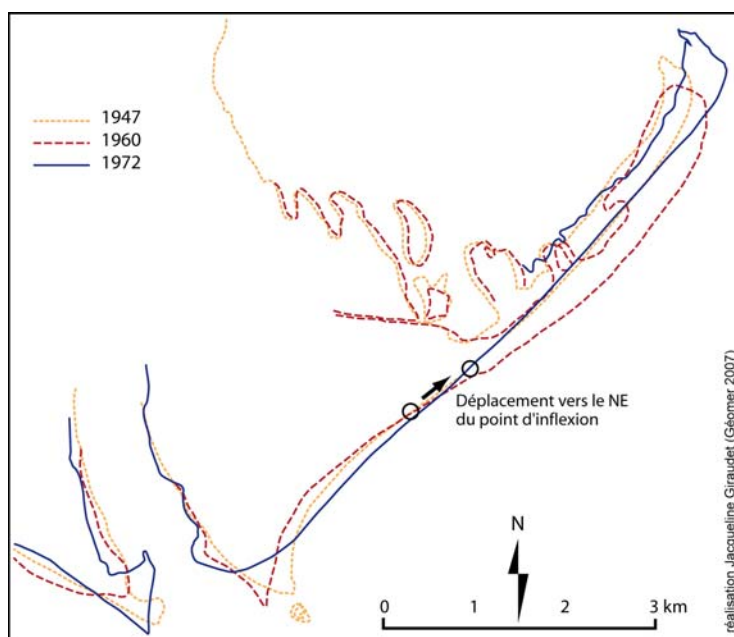


Figure 30. Mobilité de la ligne de rivage du littoral situé à l'est du Grand Rhône entre 1947 et 1972 (d'après E. Vernier, 1972)

La première étude globale traitant du bilan et des dynamiques sédimentaires de l'ensemble du littoral du delta du Rhône date de la fin des années 1970 (Blanc, 1977). Dans ce travail remarquable commandité par le Centre National pour l'Exploitation des Océans (C.N.E.X.O.), l'auteur a analysé l'évolution du rivage camarguais du Grau du Roi au golfe de Fos depuis le milieu du 18^{ème} siècle. Comme l'avait montré E. Vernier (1972), l'auteur a avancé l'idée que la diminution des apports fluviaux rhodaniens liée aux aménagements hydro-électriques du fleuve dans les années 1950-1960 intervenait dans la diminution de la sédimentation du prodelta de Roustan, et dans l'érosion du littoral à ses abords. À partir de l'étude des processus hydrodynamiques et de la mobilité du trait de côte, l'auteur a proposé un premier découpage de la côte en « cellules hydrosédimentaires », distinguant des « points neutres » relativement stables dans l'espace, autour desquels s'organisaient les secteurs érodés et en accumulation (figure 31). Incontestablement, ce travail a apporté les premiers éléments de compréhension du fonctionnement hydrosédimentaire à la côte dans son ensemble en soulignant le rôle important des transits sédimentaires entre les zones en érosion et celles en accrétion, notamment pour le littoral de Faraman (entre le secteur du Grau de la Dent et la flèche de Beauduc) et de la Petite Camargue (entre le secteur des Saintes-Marie-de-la-Mer et la flèche de l'Espiguette). Ces dynamiques morphosédimentaires ont ainsi permis de

démontrer que l'évolution d'une majeure partie du littoral camarguais n'était plus commandée par les apports sédimentaires fluviaux mais par le démantèlement des stocks fossiles immergés, à l'exemple des sous-deltas fossiles du Bras de Fer pour le littoral de Faraman, ou de Pégoulier pour la flèche de la Gracieuse. Ce travail a enfin servi de point de départ à la réflexion qui s'est ouverte sur la défense du rivage camarguais contre l'érosion (Blanc, 1979, 1985 ; Blanc et Froget, 1981 ; Blanc et Jeudy de Grissac, 1982).

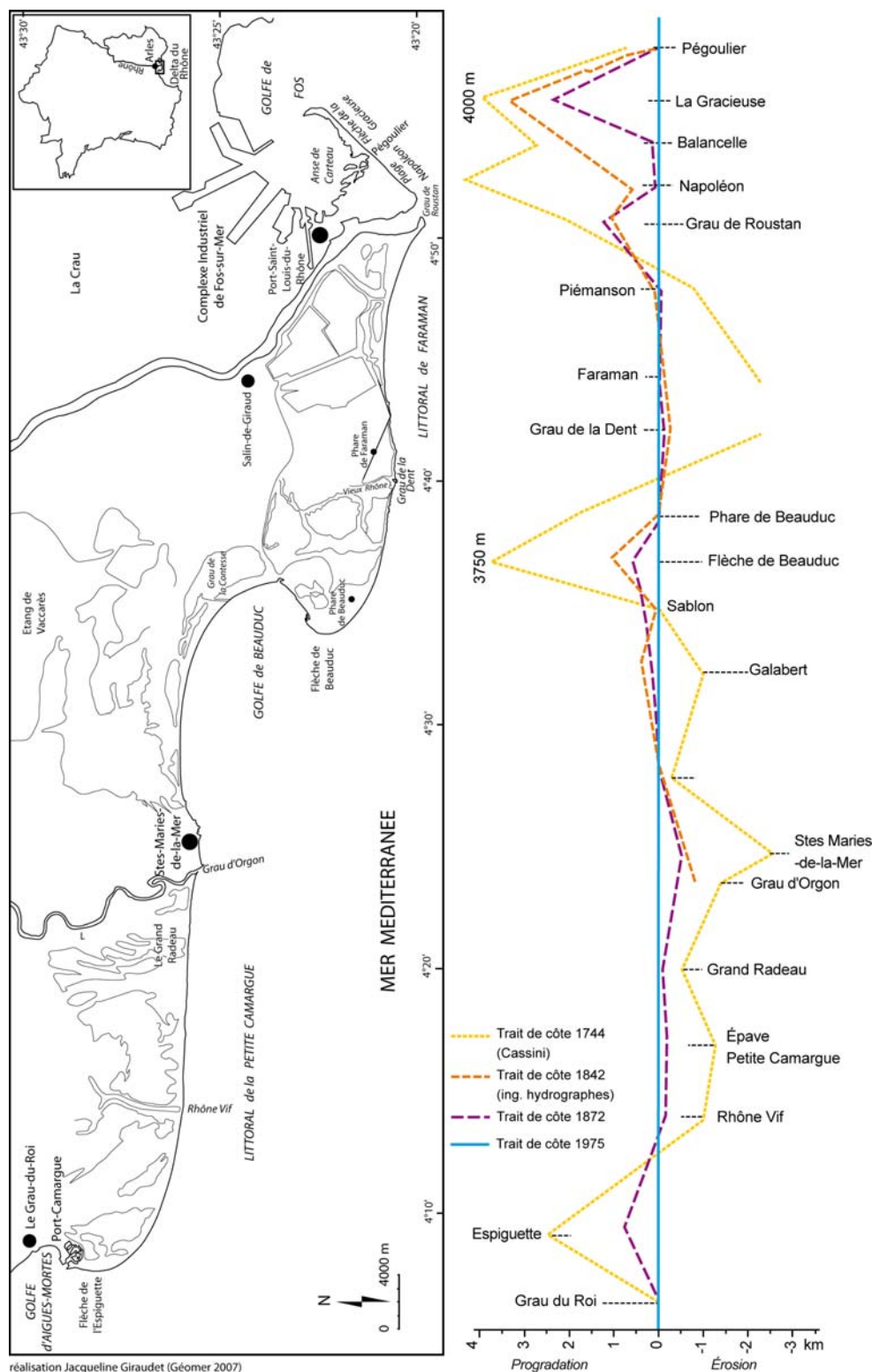


Figure 31. Mobilité du rivage du littoral du delta du Rhône entre 1744 et 1975 (d'après J.-J. Blanc, 1977)

La question de la mobilité du rivage du delta du Rhône a été reprise au début des années 1990 dans le cadre d'une étude portant sur les impacts de la montée du niveau marin sur les côtes basses (L'Homer, 1992). Dans cet article, l'auteur a présenté une cartographie de la cinématique du trait de côte obtenue par photo-interprétation sur la période allant de 1947 à 1984 (figure 32). Ceci étant, ces données n'ont fait que confirmer les résultats produits par l'étude de J.-J. Blanc (1977). Elles ont montré que dans les secteurs de Faraman et de la Petite Camargue, les vitesses d'érosion étaient comprises entre -8 et -10 m/an. À l'inverse, les flèches de Beauduc et de l'Espiguette s'engraissaient considérablement : la progradation du trait de côte y atteignait respectivement +17 à +30 m/an. L'auteur concluait qu'à l'échelle du delta tout entier, la tendance générale était au recul du rivage suivant une vitesse moyenne d'environ -4 m/an.

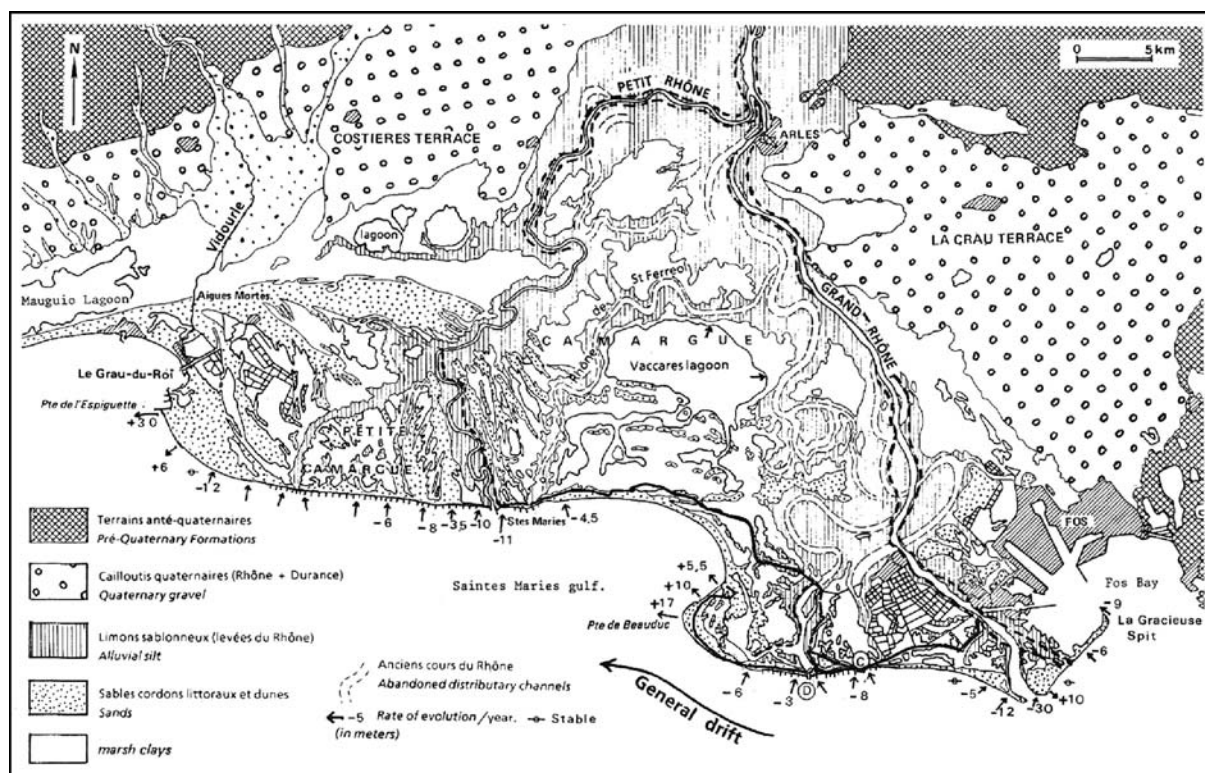


Figure 32. Evolution de la ligne de rivage du littoral du delta du Rhône entre 1947 et 1984 (d'après A. L'Homer, 1992)

1-3 La défense du littoral comme élément intervenant dans le bilan sédimentaire

Au début des années 1990, aucun travail de recherche n'avait abordé la question de la défense du littoral et de son implication sur le bilan sédimentaire à l'échelle du delta tout entier. Le seul travail de synthèse consistait en un mémoire de DESS (Fleury, 1992), auquel s'ajoutaient des études ponctuelles réalisées par des universitaires (Blanc et Poydenot, 1993 ; Blanc, 1996) ou des bureaux d'études (Moulis, 1992, 1995, 1996, Moulis et Loubié, 1998a, 1998b). Ainsi, notre travail a consisté d'une part à refaire un état des lieux chronologique et spatial de la mise en place des ouvrages de défense littorale depuis le 19^{ème} siècle, d'autre part, à mesurer les effets de cette politique sur l'évolution du bilan sédimentaire de la frange littorale (Suanez et Bruzzi, 1999a ; Suanez et Bruzzi, 1999b ; Suanez et Sabatier, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Sabatier *et al.*, 2009). Ce dernier aspect sera discuté ultérieurement.

La défense du littoral camarguais a commencé très tôt avec la construction de la digue à la mer en 1857 entre Salin-de-Giraud et Saintes-Maries-de-la-Mer. C'est toujours dans ces secteurs marqués par un recul important du trait de côte que la mise en place d'ouvrages s'est généralisée à partir des années 1970. Cette politique se justifiait par le fait que l'érosion menaçait directement les activités socio-économiques présentes en bord de mer : les exploitations salinières des Salins de Giraud et d'Aigues-Mortes, et les activités touristiques des Saintes-Maries-de-la-Mer (figure 33).

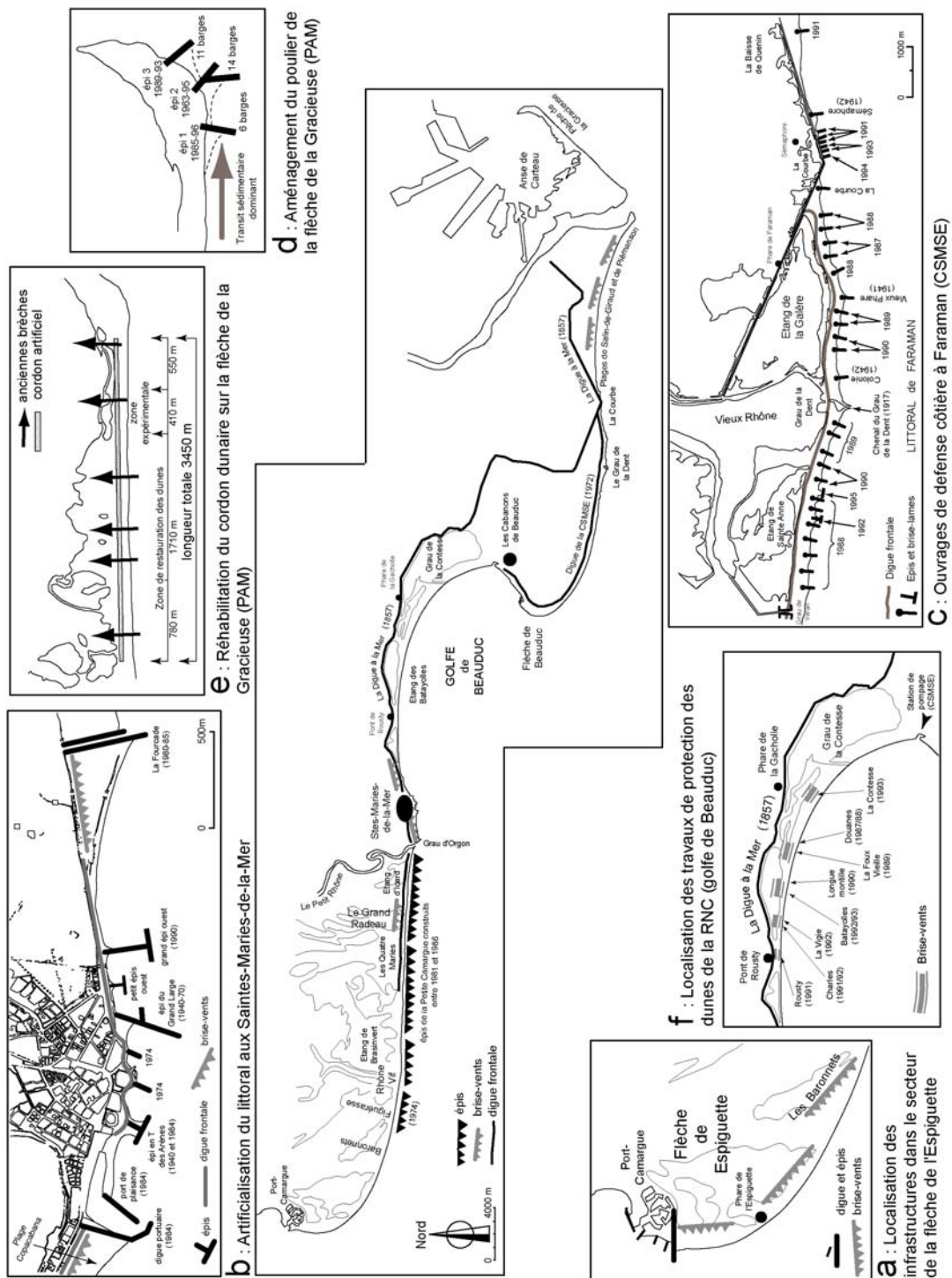


Figure 33. Inventaire des ouvrages de défense côtière mis en place sur le littoral du delta du Rhône depuis le 19^{ème} siècle (d'après S. Suanez et F. Sabatier, 1999)

D'une manière générale, on peut dire que la défense du linéaire côtier camarguais s'est organisée en trois temps :

- les années 1930-1940 ont été marquées par l'installation des premiers épis à claire-voie en bois en avant des Saintes-Maries-de-la-Mer et du littoral de Faraman (devant la CSMSE),
- la décennie 1970 a vu la construction d'une digue artificielle au droit du littoral de Faraman (photo 2a) ; c'est aussi à cette période que la digue de protection de la marina de Port-Camargue a été construite en bout de flèche de l'Espiguette (photo 2b), et que les premiers épis en batterie ont été mis en place à l'ouest du Rhône Vif par le Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon (SMNLR) dans le but de « tester le procédé » (photo 2c),
- la troisième étape a commencé à partir des années 1980 et a été la plus lourde en volume d'enrochements implantés tant sur le littoral de la Petite Camargue que sur celui de Faraman (Caillaud *et al.*, 1990) (photo 2d). C'est aussi durant cette période (au début des années 1990) que les opérations de réhabilitation du cordon dunaire de la flèche de la Gracieuse ont débuté (Longé, 1990) (photo 2e).

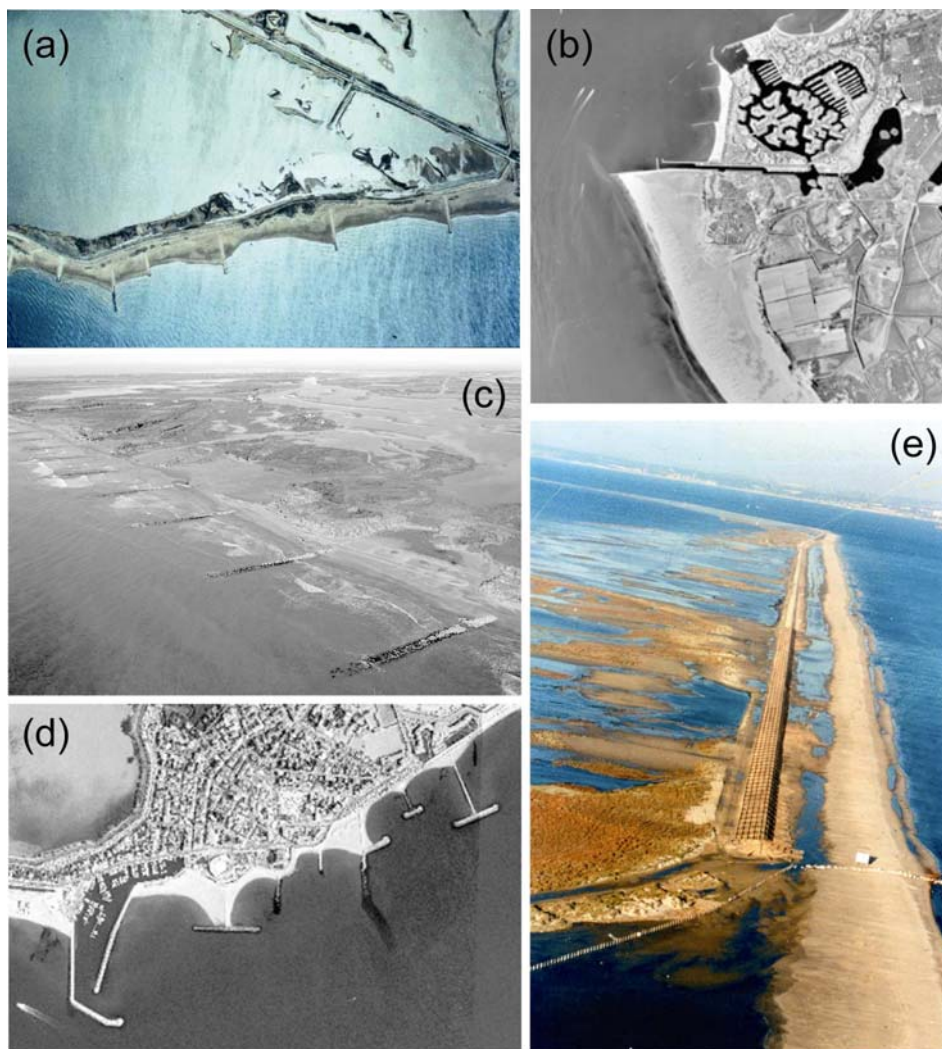


Photo 2. Illustration des divers ouvrages de défense du littoral mis en place sur le littoral du delta du Rhône. (a) digue à la mer et épis sur le littoral de Faraman – étang de Sainte-Anne (source : Aérial, 1992), (b) marina de Port-Camargue et digue d'arrêt des sables sur la pointe de la flèche de l'Espiguette (source : Aérial, 1992), (c) batterie d'épis sur le littoral de la Petite Camargue (source : Service Maritime et de Navigation du Languedoc-Roussillon) ; (d) ouvrages de défense côtière sur le littoral des Saintes-Maries-de-la-Mer (source : Aérial, 1992), (e) cordon artificiel fixé par des ganivelles de la flèche de la Gracieuse (source : Port Autonome de Marseille, 1997).

Comme nous le verrons ultérieurement, malgré des situations très contrastées d'un secteur à un autre, la présence des ouvrages a eu pour effet immédiat de stabiliser le trait de côte. À l'est de l'embouchure du Grand Rhône, la réhabilitation du cordon dunaire de la flèche de la Gracieuse a permis dès 1992, soit deux ans après l'installation des ganivelles, le doublement du volume sédimentaire du cordon artificiel (Moulis, 1992). Cette évolution s'est poursuivie jusqu'à la fin des années 1990 entraînant une progradation du trait de côte et une accrétion verticale de la plage émergée (Moulis, 1995, 1996, Moulis et Loubié, 1998a, 1998b, Suanez et Simon, 1997 ; Suanez et Bruzzi, 1999b ; Bruzzi, 1998). La réussite de cet aménagement a toutefois été facilitée par la « bonne alimentation sédimentaire » de la flèche de la Gracieuse, directement nourrie par les apports rhodaniens dont le transit s'organise, comme nous le verrons ultérieurement, d'ouest en est (Suanez et Sabatier, 1999).

Cependant, si la ligne de rivage dans les secteurs de Faraman et de la Petite Camargue apparaissait fixée par la présence des épis, l'érosion des petits fonds était toujours active mettant en péril la stabilité même des ouvrages (Blanc et Poydenot, 1993 ; Suanez et Bruzzi, 1999b ; Clairefond, 1977 ; Blanc, 1977 ; Sabatier, 1997). Ainsi, les dégâts occasionnés par les tempêtes du mois de décembre 1997 n'ont fait que confirmer ces observations (Miossec, 1998a ; Paskoff, 1998b ; Suanez et Sabatier, 1999). Au niveau du grau de Véran, la digue à la mer fut totalement emportée sur plus de 200 m de linéaire côtier, ouvrant une brèche qui inonda une large partie des étangs situés en arrière (photo 3).

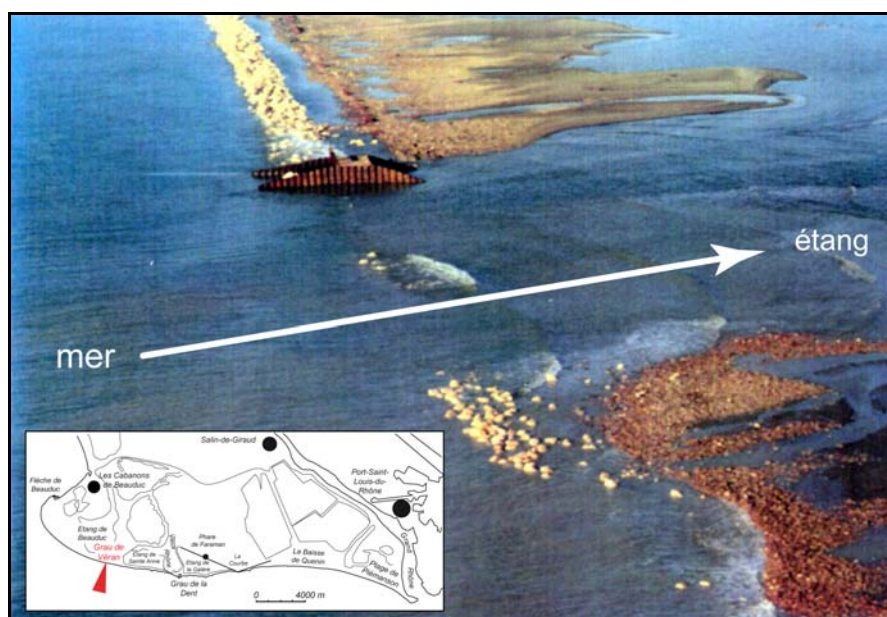


Photo 3. Brèche ouverte au niveau du grau de Véran lors des tempêtes du mois de décembre 1997 (source : la Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est)

1-4 Conclusion partielle : les limites de ces première études

Ces études ont apporté les premiers éléments de compréhension des processus morphosédimentaires et dynamiques commandant l'évolution du littoral camarguais. Pour autant, elles ont aussi montré leurs limites sur plusieurs points. L'approche quantitative souffrait d'un manque d'exhaustivité en grande partie liée aux techniques de mesures et de traitements de l'information. Comme nous l'avons évoqué précédemment, les progrès de l'informatique à partir de la fin des années 1980 étaient l'opportunité de reprendre la question du bilan sédimentaire de façon bien plus précise. Dans le même temps, à l'exception du travail d'E. Vernier (1972) portant uniquement sur l'embouchure du Grand Rhône, les

approches quantitatives mises en œuvre ne reposaient que sur une vision en deux dimensions du bilan sédimentaire (cinématique du trait de côte). Il apparaissait donc important d'analyser également les changements morphosédimentaires des fonds marins à partir de données bathymétriques de manière à proposer une quantification globale en 3D, et non partielle, du bilan sédimentaire. Enfin, ces premières études soulevaient déjà la question du lien entre les apports fluviaux et l'alimentation du littoral. Deux sources majeures d'apports sédimentaires étaient identifiées par les auteurs : les apports vifs rhodaniens, et ceux provenant du démantèlement des stocks fossiles hérités (notamment les sous-deltas du Bras de Fer ou de Pégoulie). De même, il apparaissait que ces deux sources participaient, de façon très localisée, à l'alimentation de certaines zones en fonction des circulations hydrosédimentaires côtières. Ainsi, expliquer l'érosion du littoral camarguais par la diminution de la charge solide rhodanienne n'était plus aussi évident.

2 - Reprise de la question du bilan sédimentaire littoral rhodanien à la fin des années 1990

Mon travail de thèse a posé les « premières pierres » d'une recherche qui a été poursuivie par F. Sabatier (2001) et par G. Maillet (2005)¹⁰. Ces travaux ont consisté d'une part à reprendre la question de la mobilité du rivage à partir de techniques d'analyses numériques, d'autre part, à exploiter les données bathymétriques anciennes et récentes de manière à proposer une quantification du bilan sédimentaire « en trois dimensions ».

2-1 La cinématique du trait de côte à l'échelle séculaire

Une partie de ma recherche doctorale a donc consisté à quantifier la cinématique du littoral rhodanien en privilégiant les techniques modernes de photo-interprétation et de traitement de l'information numérique par l'utilisation des SIG. Ce travail a porté sur la partie orientale du delta allant de la flèche de la Gracieuse au golfe de Beauduc (Suanez, 1995 ; Suanez, 1997 ; Suanez et Simon, 1997 ; Suanez et Provansal, 1998). Il visait quatre objectifs principaux :

- réactualiser les données sur le bilan sédimentaire littoral en étendant l'analyse à la période postérieure aux aménagements de défense côtière mis en place au début des années 1980,
- définir un schéma de circulation hydrosédimentaire à la côte,
- établir le lien entre le bilan sédimentaire littoral et le détritisme fluvial rhodanien tenant compte des données récentes acquises sur les apports fluviaux du Rhône,
- apporter des éléments de compréhension du fonctionnement littoral dans la perspective d'une gestion plus cohérente du trait de côte et tenant compte des impacts des ouvrages de défense côtière.

Par la suite, le secteur occidental allant du golfe de Beauduc à la pointe de l'Espiguette a été étudié par F. Sabatier (1997) dans le cadre d'un DEA. Ce travail a permis de proposer une étude de la cinématique du trait de côte à l'échelle du delta tout entier sur la période 1944-1995 (Suanez et Sabatier, 1999). Plus tard, cette analyse quantitative a été poursuivie dans le cadre des recherches doctorales de F. Sabatier, couvrant notamment une période plus longue allant de 1895 à 2000 (Sabatier, 2001 ; Sabatier et Suanez, 2003).

¹⁰ Je privilégie ces deux recherches doctorales car leurs apports respectifs se situent véritablement dans la continuité de mes travaux de thèse.

Sans reprendre les aspects méthodologiques largement développés dans les articles cités ci-dessus, rappelons toutefois que ces recherches ont reposé sur le traitement de cartes anciennes du SHOM datant de la fin du 19^{ème} siècle, de photographies aériennes pour les années 1944 à 1998, et d'un levé de terrain effectué au GPS en 2000 (tableau 8).

Années	Type de données	Source
1895	Levés de terrain effectués au théodolite	EPSHOM (Brest)
1944	Photographies aériennes au 1:15000 prises par les forces alliées en été 1944	Centre Camille Julian (Université de Provence)
1953-1954-1955	Photographies aériennes au 1:25 000 et 1:30 000	IGN
1960-1962	Photographies aériennes au 1:25 000 et 1:30 000	IGN
1977-1979	Photographies aériennes au 1:25 000 et 1:30 000	IGN
1987-1989-1990	Photographies aériennes au 1:20 000 et 1:30 000	IGN et Aerial (Aix-en-Provence)
1994-1995-1996	Photographies aériennes au 1:25 000 et 1:30 000	IGN
1998	Ortho-photographies aériennes – résolution 50 cm	IGN
2000	GPS	Sabatier (2001)

Tableau 8. Inventaire des données utilisées pour l'analyse de la cinématique du trait de côte du littoral du delta du Rhône entre 1895 et 2000 (d'après F. Sabatier et S. Suanez, 2003)

Les résultats obtenus pour la période la plus ancienne (entre 1895 et 1980) ont confirmé les tendances observées par les précédentes études, à ce point près que la démarche quantitative a permis d'apporter des chiffres plus exhaustifs et de pousser bien plus en avant l'analyse des processus. Sur la période récente (1980-2000), le travail de quantification a quant à lui apporté de nouvelles données. Les reculs les plus importants concernaient principalement trois zones (figure 34) :

- la Petite Camargue de part et d'autre de l'embouchure du Petit Rhône, où les reculs maximum enregistrés atteignaient 500 m entre 1895 et 1940 (secteur de Rousty au niveau du profil 30), et 400 m sur la période plus récente 1944-1977/79 (rive droite de l'embouchure du Petit Rhône, au niveau du profil 25). Les vitesses de recul ont atteint entre -1 et -5 m/an suivant les secteurs. À partir du début des années 1980, le recul de la côte diminuait fortement dans ces mêmes secteurs ; l'érosion était même stoppée à certains endroits comme au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer,
- le littoral de Faraman au droit de la CSMSE, où le recul depuis 1895 avait atteint en moyenne 250 m avec un maximum de 650 m dans le secteur du grau de Véran (au niveau du P54), soit entre -2 et -8 m/an suivant les secteurs. Mais là encore, à partir des années 1980, le recul du linéaire côtier diminuait considérablement,
- la flèche de la Gracieuse dans sa partie centrale (P86 et P87) où le recul du trait de côte entre 1895 et 1990 atteignait 2 km avant de se stabiliser, comme on le verra, suite aux opérations de réhabilitation du cordon dunaire.

À ces trois secteurs en érosion s'opposaient des zones en forte progradation constante tout au long de la période d'observation (figure 34) :

- la flèche de la Gracieuse s'allongeait de 2600 m (P92), soit environ +22 à +24 m/an entre 1895 et 2000,
- de même, les flèches de Beauduc et de l'Espiguette progradaient d'environ 1500 m (P50 et P1), soit des vitesses comprises entre +7 m et +15 m/an suivant les secteurs,
- le golfe de Beauduc connaissait également un fort engraissement sédimentaire se traduisant par une avancée du rivage comprise entre +1 m et + 6 m/an (P40 à P45),
- enfin, les plages de Napoléon (P83) et de Piémanson (P77) situées de part et d'autre de l'embouchure du Grand Rhône progradaient respectivement d'environ 1700 et 1500 m, soit +16 et +14 m/an.

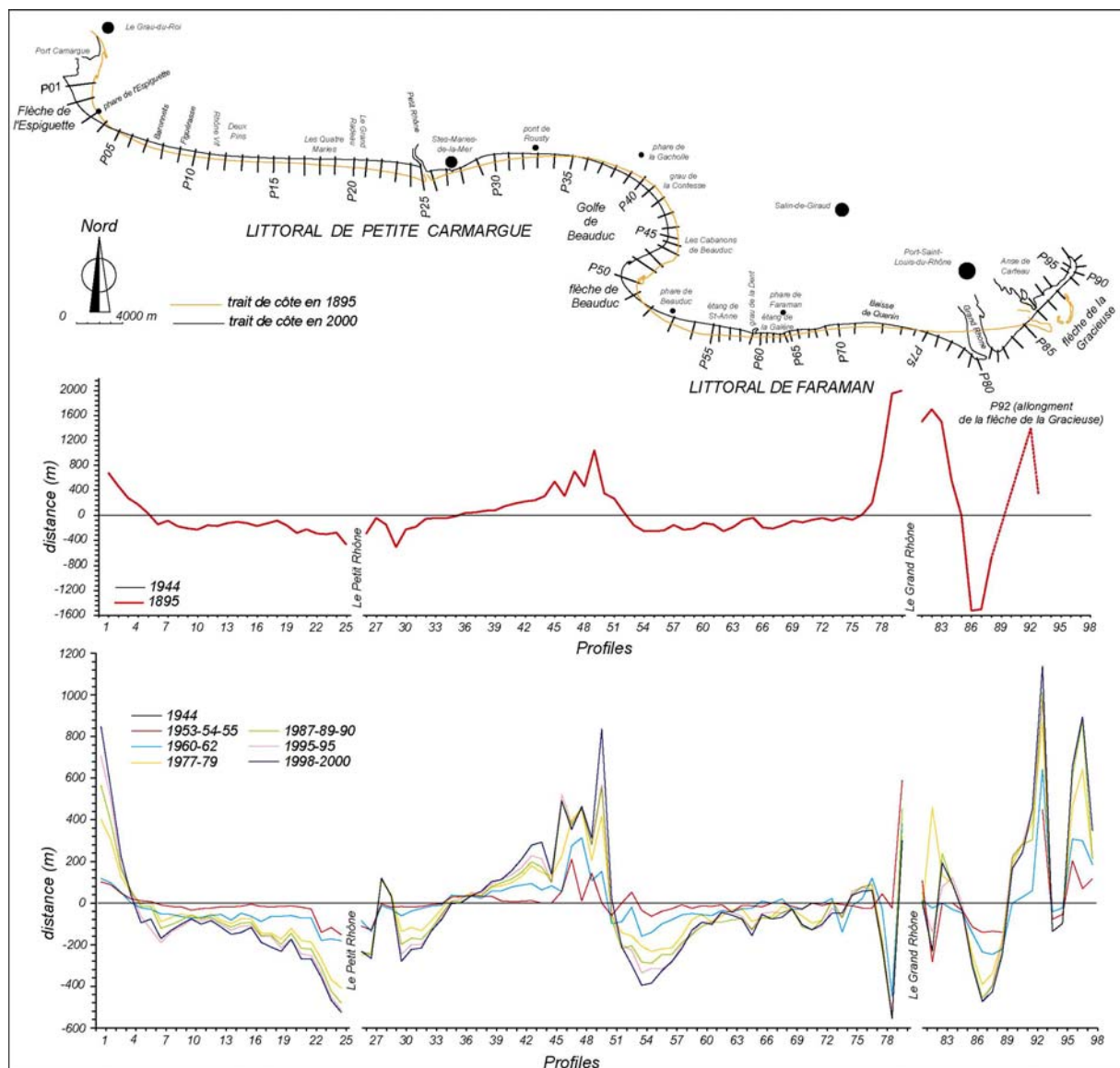


Figure 34. Cinématique de la ligne de rivage du littoral du delta du Rhône entre 1895 et 2000 (d'après F. Sabatier et S. Suanez, 2003)

La traduction de la cinématique du rivage en surfaces gagnées ou perdues a montré tout d'abord que le bilan sédimentaire à l'échelle centennale était positif : $+2\,377\,400\text{ m}^2$ (figure 35). Ce résultat allait à l'encontre des conclusions des précédentes études dans lesquelles les auteurs insistaient sur l'érosion et la grande vulnérabilité du littoral camarguais (Blanc, 1977 ; L'Homer, 1992). Cette évolution apparaissait toutefois très contrastée suivant les périodes. La première, allant de 1895-1944, montrait un gain sédimentaire équivalent à $+3875600\text{ m}^2$. À l'inverse, entre 1944 et la fin des années 1980, le bilan était déficitaire -1707800 m^2 , avant de devenir de nouveau excédentaire entre la fin des années 1980 et 2000, $+209\,600\text{ m}^2$. Comme nous le verrons plus tard, ces contrastes ont été expliqués comme étant le résultat de l'action décalée dans le temps, des différents forçages naturels et anthropiques sur l'ensemble du système morphogénique rhodanien (du bassin versant au littoral).

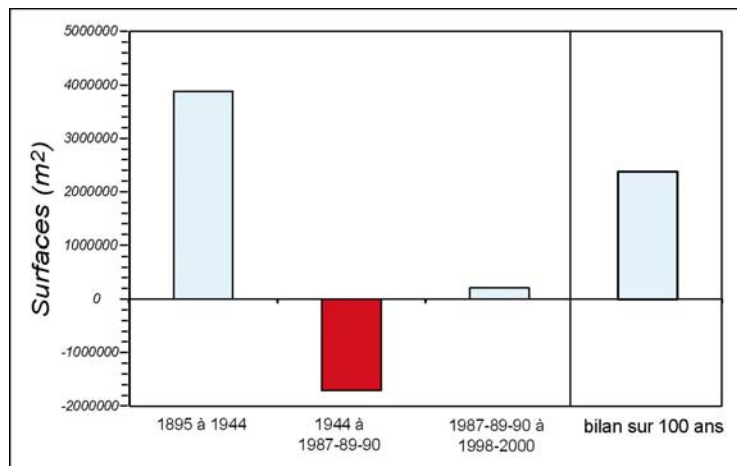


Figure 35. Evolution du bilan sédimentaire du littoral du delta du Rhône exprimé en surfaces entre 1895 et 2000 (d'après F. Sabatier et S. Suanez, 2003)

2-2 La question de l'évolution morphosédimentaire des fonds marins

L'analyse de la cinématique du trait de côte s'est accompagnée de l'étude de l'évolution des fonds marins en focalisant dans un premier temps notre recherche sur le secteur oriental du delta (Suanez *et al.*, 1998). Ce travail reposait sur l'exploitation de cartes bathymétriques couvrant la période 1962-1995 obtenues auprès du Port Autonome de Marseille (PAM) et du SHOM Brest (tableau 9). Dans un second temps, l'analyse a porté sur l'ensemble du delta rhodanien et sur une période de temps beaucoup plus longue couvrant le dernier siècle (Sabatier *et al.*, 2006). Elle s'est appuyée sur un jeu de cartes bathymétriques couvrant la période 1841-1988 (tableau 10). L'objectif de ce travail était de réactualiser des données déjà existantes mais sectorisées (Vernier, 1972, 1976 ; Blanc et Poydenot, 1993 ; Blanc, 1996), et d'apporter une information récente et globale à l'échelle du delta tout entier. La quantification a été réalisée en tenant compte d'une limite vers le large définie par la profondeur de fermeture (*closure depth*) dont le calcul, d'un point de vue méthodologique, est exposé dans les articles cités ci-dessus (Suanez *et al.*, 1998 ; Sabatier *et al.*, 2006).

Les résultats obtenus au niveau du prodelta de Roustan ont montré une tendance à la diminution des vitesses de sédimentation au cours du 20^{ème} siècle. La progradation du talus prodeltaïque était passée de 25 à 9 m/an entre 1932 et 1995 (tableau 11), les taux d'accrétion verticale de 0,80 à 0,30-0,20 m/an entre le début du 20^{ème} et les années 1990 (tableau 12).

Date	Organisme	Période de mesure	Secteur	Echelle
1962	PAM	Juillet-Août-Septembre	1+2+3+4	1/10.000
1963	PAM	inconnue	1+2+3+4	1/10.000
1964	PAM	Septembre-Octobre-Novembre	1	1/10.000
1965	PAM	12-13-14 Mai	4	1/1.000
1967	PAM	4-7-11-17 Août	4	1/1.000
1974	SHOM Brest	inconnue	2+3+4	1/10.000
1980	PAM	inconnue	2+3+4	1/10.000
1988	PAM	28 Avril-13 au 27 Juin	1+2+3+4	1/10.000
1994	PAM	29-30 Juin	4	1/2.000
1995	PAM	Mai-Juin-Juillet-Août	1+2+3+4	1/10.000

Tableau 9. Inventaire des cartes bathymétriques utilisées pour l'étude de l'évolution des fonds marins à l'est du delta du Rhône. 1 : secteur de l'embouchure ; 2 : plage Napoléon ; 3 : flèche de la Gracieuse ; 4 : poulrier de la flèche (d'après S. Suanez *et al.*, 1998).

Date	Type de données	Source	Zone
1841	cartes bathymétriques	Etat Major	du Grand Radeau à l'embouchure du Grand Rhône
1872	minutes bathymétriques	EPSHOM Brest	de la flèche de l'Espiguette à la flèche de la Gracieuse
1895	minutes bathymétriques	EPSHOM Brest	de la flèche de l'Espiguette à la flèche de la Gracieuse
1974	minutes bathymétriques	EPSHOM Brest	du Rhône Vif à la plage de Piémanson
1982	minutes bathymétriques	EPSHOM Brest	de la flèche de l'Espiguette au Rhône Vif
1988	minutes bathymétriques	EPSHOM Brest	de la plage de Piémanson à la flèche de la Gracieuse

Tableau 10. Inventaire des données bathymétriques utilisées pour l'analyse de l'évolution des fonds marins du delta du Rhône à l'échelle du dernier siècle (d'après F. Sabatier *et al.*, 2006)

Périodes	Vitesses de progradation en m/an	Auteurs
1934-1962	25	SOGREAH, 1984b
1962-1984	12	SOGREAH, 1984b
1988-1995	9	Suarez, 1997

Tableau 11. Vitesses de progradation du talus prodeltaïque actuel (Roustan) entre 1934 et 1995 (d'après Suarez *et al.*, 1998)

Périodes	Vitesses d'accrétion en m/an	Auteurs
Avant 1950	0,80	Pauc, 1970
1895-1962	0,50	Juniet, 1962
1950-1958	0,23	Pauc, 1970
1994	0,30*	P.N.O.C., 1994

Tableau 12. Vitesses d'accrétion verticale du talus prodeltaïque actuel (Roustan) depuis 1 siècle. * la forte valeur de l'année 1994 a été le résultat des deux fortes crues d'occurrence cinquantennale à centennale des mois d'octobre 1993 et de janvier 1994 (d'après S. Suarez *et al.*, 1998)

L'étude des cartes bathymétriques du SHOM entre 1841 et 1974 a confirmé les résultats évoqués plus haut en montrant que la sédimentation du prodelta à l'embouchure du Grand Rhône avait diminué au cours des 150 dernières années suivant un facteur 3,7 (Maillet, 2005 ; Maillet *et al.*, 2006a, 2006b ; Sabatier *et al.*, 2006). L'analyse diachronique des changements morphosédimentaires des fonds marins à l'échelle du delta (figure 36) a indiqué que les taux de sédimentation des lobes prodeltaïques du Grand Rhône (jusqu'à la profondeur de -20 m) depuis 1841 étaient passés de 12,63 m³/an entre 1841 et 1872, à 8,37 m³/an entre 1872 et 1895, pour atteindre enfin 3,40 m³/an entre 1985 et 1974.

Dans le même temps, les zones situées au large de la Petite Camargue de part et d'autre de l'embouchure du Petit Rhône (incluant le prodelta d'Orgon), et au droit du littoral de Faraman (incluant le sous-delta fossile du Bras de Fer), enregistraient une perte en sédiment suivant des processus bien différents (tableau 13). Pour le secteur de la Petite Camargue, l'érosion croissante des fonds marins a été expliquée d'une part, par le fait que les apports du Petit Rhône ne compensaient pas la perte de matériel générée par l'action érosive des houles et des courants (Sabatier et Arnaud-Fassetta, 1999). D'autre part, la faiblesse de ces apports ne permettait pas l'édification d'un prodelta bien développé au débouché de ce bras, qualifié de « moribond » (Arnaud-Fassetta, 1997), privant ainsi la frange littorale d'une réserve de sédiment capable de compenser l'érosion de l'avant-côte. Inversement, la diminution des vitesses d'érosion du secteur de Faraman, et notamment du sous-delta fossile du Bras de Fer, a été interprétée comme la conséquence d'une adaptation aux conditions hydrodynamiques. Ces processus ont bien été décrits par G. Maillet *et al.* (2006b) qui ont montré que l'érosion des prodeltas après la défluviation tendait à diminuer jusqu'à ce qu'un stade de stabilité relative soit atteint. Ainsi, dès 1711, date à laquelle le Rhône du Bras de Fer a changé de cours

pour aller se jeter plus à l'est, l'érosion des fonds marins a dû être dans un premier temps importante, elle a ensuite diminué au fur et à mesure que la topographie sous-marine s'adaptait aux nouvelles conditions hydrodynamiques.

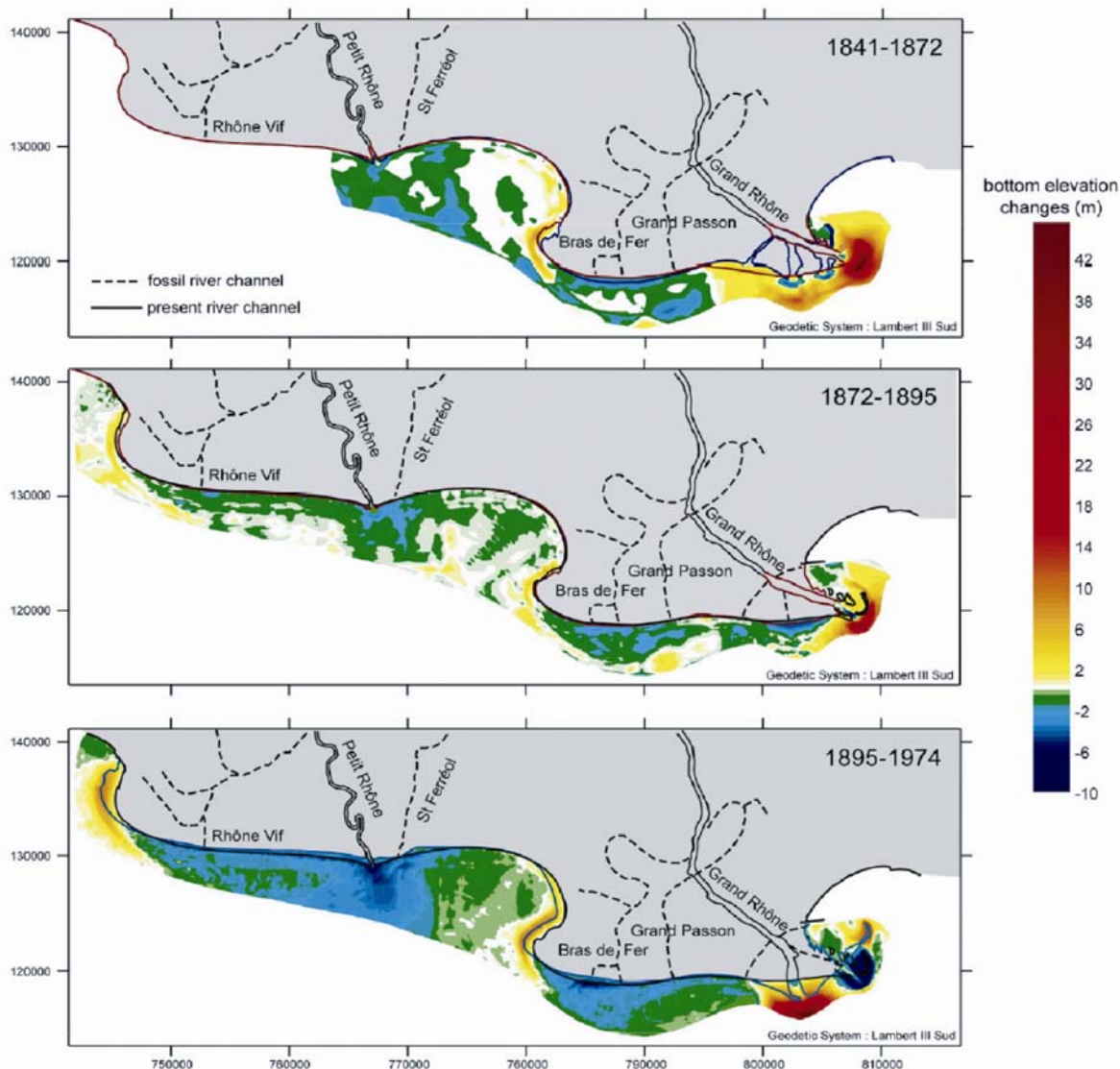


Figure 36. Changements morphosédimentaires des fonds marins du delta du Rhône entre 1841 et 1974 (d'après F. Sabatier *et al.*, 2006)

Périodes	secteur de la Petite Camargue (au large du Petit Rhône)	Secteur de Faraman (au large de l'ancien Rhône du Bras de Fer)
1841-1872	-0,53 m ³ /an	-1,30 m ³ /an
1872-1895	-1,07 m ³ /an	-1,14 m ³ /an
1895-1974	-1,34 m ³ /an	-1,02 m ³ /an

Tableau 13. Vitesses d'érosion des fonds marins au large de la Petite Camargue et de Faraman entre 1841 et 1974 (d'après F. Sabatier *et al.*, 2006)

La quantification du bilan sédimentaire a enfin été réalisée en distinguant l'infra littoral proche compris entre 0 et -10 m de profondeur (*upper shoreface*), où l'action des transferts longitudinaux prédomine (dérive littorale), et l'infra littoral lointain situé entre 0 et -20 m de profondeur (*lower shoreface*), où les déplacements transversaux sont plus importants

(*downwelling* lors des tempêtes, panache rhodanien, etc.) (figure 37). De ce bilan a été retiré le lobe prodeltaïque du Grand Rhône (dont le fonctionnement est principalement commandé par la décharge fluviale) de manière à ne considérer que les évolutions morphosédimentaires générées par la dynamique marine. Les résultats ont montré que la zone infralittorale proche était en équilibre quelle que soit la période ; à ces profondeurs, l'accrétion compensait l'érosion par le jeu des déplacements longitudinaux, et dans une moindre mesure, par des apports de matériel remontés des aires plus profondes. À l'inverse, entre la fin du 19^{ème} et le milieu du 20^{ème} siècle, l'infralittoral lointain avait connu un changement d'évolution, passant d'une situation excédentaire à un contexte de déficit sédimentaire. Ce changement a été interprété comme étant la conséquence de la réduction des apports fluviaux observée au 20^{ème} siècle ne permettant plus de compenser le départ de matériel des zones les plus profondes vers le haut du profil ou vers le large.

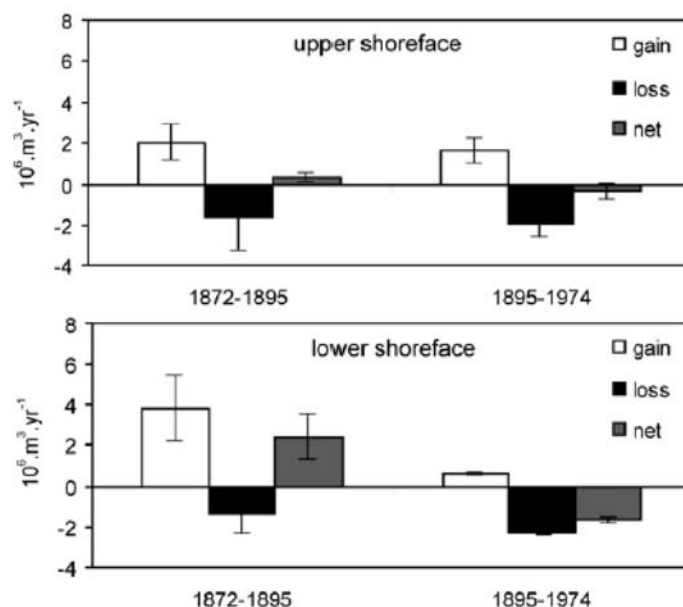


Figure 37. Bilan sédimentaire de la zone infralittorale entre 1872 et 1974 ; *upper shoreface* = zone infralittorale proche comprise entre 0 et -10 m soumise à l'action principale de la dérive ; *lower shoreface* = zone infralittorale lointaine comprise entre 0 et -20 m soumise à l'action prépondérante des transferts transversaux (d'après F. Sabatier *et al.*, 2006)

3 – Ajustement morphologique de la frange littorale aux forçages naturels et anthropiques

L'évolution morphosédimentaire de la frange littorale rhodanienne et, à travers elle, celle du bilan sédimentaire, a été interprétée comme étant le résultat de l'action combinée des forçages naturels et anthropiques. La conséquence des changements climatiques mineurs observés dès la fin du Petit Âge Glaciaire, se traduisant notamment par la diminution de la fréquence des crues annuelles et avec elle, de la charge solide rhodanienne (Pichard, 1995), a pendant longtemps été désignée comme le facteur naturel principal de l'érosion du littoral (Suanez, 1997 ; Suanez et Sabatier, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003). À cela s'ajoutait l'action des forçages anthropiques intervenant aussi dans la baisse des apports fluviaux comme la déprise agricole, les extractions de matériaux, ou la construction des barrages hydro-électriques. Toutefois, les recherches récentes ont montré que la relation entre le détritisme fluvial et l'évolution du littoral camarguais était bien plus complexe (Maillet, 2005).

Il semblerait que les processus d'ajustement morphologique de la frange côtière soient bien plus liés au fait que l'on ait rompu le fonctionnement naturel du système deltaïque en canalisant les bras du Rhône. Ainsi, il apparaît important de bien séparer la question du lien entre le détritisme fluvial et le bilan sédimentaire côtier, des processus morphodynamiques qui commandent l'ajustement morphologique de la frange littorale.

3-1 Détritisme fluvial et alimentation du littoral : expression du bilan sédimentaire littoral ?

Pendant très longtemps, nous avons expliqué que diminution de la sédimentation sur le prodelta de Roustan, ainsi que l'érosion des fonds marins et du rivage durant le 20^{ème} siècle, étaient liées à la baisse des apports sédimentaires rhodaniens à la mer depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (figure 38A). Comme nous l'avons indiqué précédemment, ce changement climatique mineur s'est principalement traduit par une diminution de la fréquence des plus fortes crues du Rhône (figure 38B), liée notamment à des étés beaucoup moins pluvieux (Pichard, 1995). Cette analyse doit être aujourd'hui nuancée ; si la baisse des apports rhodaniens a bien affecté la sédimentation du prodelta de Roustan, il n'est pas certain qu'elle ait joué dans l'érosion du rivage au-delà des abords immédiats de l'embouchure du Grand Rhône. Ainsi, si l'augmentation de la surface littorale enregistrée entre 1895 et 1944 (figure 35), comme les phénomènes d'exhaussement des fonds marins mesurés entre 1872 et 1895 (figure 37), peuvent être la conséquence d'apports fluviaux encore non négligeables malgré la diminution amorcée dans les années 1860, ils relèvent aussi de la part importante de l'alimentation générée par le démantèlement des stocks fossiles immergés (sous-deltas du Bras de Fer et de Pégoulie). Notons également que durant cette période, la persistance d'une agriculture de montagne favorisant l'érosion des sols dans l'ensemble du bassin versant rhodanien, a aussi joué un rôle dans le maintien d'une charge solide importante transportée par les cours d'eau alpins et provençaux (Jorda et Provansal, 1996).

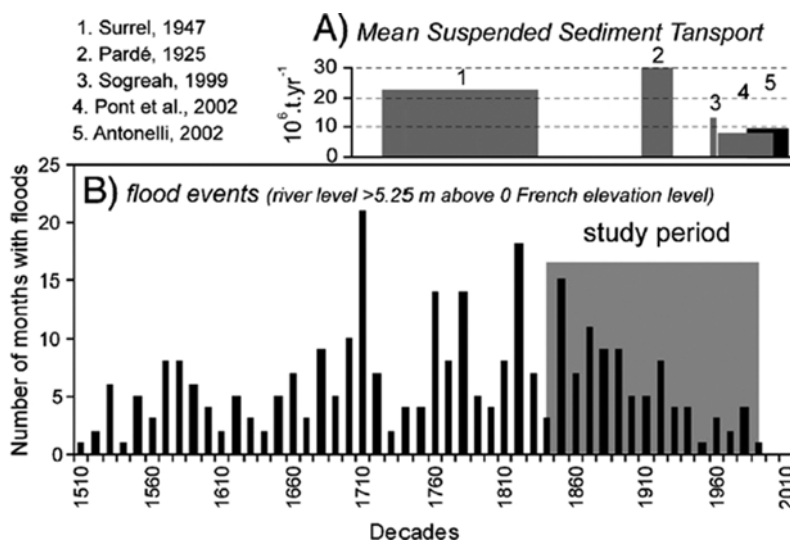


Figure 38. Diminution des apports rhodaniens en MES à la mer (A) ; diminution de la fréquence des crues majeures du Rhône depuis le 16^{ème} siècle (B) (d'après G. Pichard, 1995)

Après la seconde guerre mondiale, la déprise agricole, combinée à la construction des barrages hydro-électriques dans les années 1950-60, et à l'extraction de matériaux grossiers dans les cours d'eau, a été à l'origine de la diminution de la charge solide rhodanienne amorcée dès la fin du Petit Âge Glaciaire. Là encore, ces éléments ont été avancés pour

expliquer la phase érosive de l'ensemble de la frange littorale durant le 20^{ème} siècle illustrée, comme nous l'avons montré plus haut, par la diminution de la surface deltaïque littorale enregistré entre 1944 et la fin des années 1980 (figure 35), ou par le déficit sédimentaire de la zone infralittorale entre 1895 et 1974 (figure 37) (Suanez, 1997 ; Suanez et Sabatier, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Sabatier *et al.*, 2006). Nous devons une fois de plus nuancer cette idée en faisant intervenir le tarissement progressif des stocks fossiles comme sources importantes d'alimentation.

La conséquence de la réduction des apports rhodaniens sur l'évolution du littoral camarguais a aussi été discutée dans le cadre des travaux réalisés par G. Maillat *et al.* (2006a). Les auteurs ont indiqué qu'entre le 19^{ème} et le 20^{ème} siècle, la croissance deltaïque en terme de superficie avait diminué d'un facteur 10, passant de +0,220 km²/an entre 1823 et 1895 à +0,021 km²/an entre 1895 et 2000. Dans même temps, ils ont montré que la majeure partie de ces gains surfaciques était concentrée aux secteurs proches de l'embouchure (53 % de la croissance totale au 19^{ème} siècle, et 136 % au 20^{ème} siècle), malgré une tendance générale au ralentissement de la progradation du lobe actif de Roustan depuis le début du 18^{ème} siècle (Maillat *et al.*, 2006b). Ces éléments ont permis de démontrer (et de confirmer) que l'essentiel de l'évolution du littoral n'était pas commandé par la redistribution des apports fluviaux « vifs » stockés au niveau du prodelta de Roustan, mais par le démantèlement des lobes prodeltaïques fossiles, comme celui de Pégoulie pour la flèche de la Gracieuse, ou du Bras de Fer pour le littoral de Faraman. Comme nous l'avons indiqué précédemment, si l'on peut faire un lien entre le détritisme fluvial et le bilan sédimentaire côtier, il est par contre impossible d'établir une relation de cause à effet entre la diminution des apports fluviaux et l'évolution de la frange littorale. Cette dernière relève bien plus d'ajustements morphologiques générés par le dysfonctionnement du système deltaïque lorsque d'une part, les deux bras avals du Rhône ont été chenalisés au 19^{ème} siècle, et que l'embouchure du Grand Rhône a été figée au tout début du 20^{ème} siècle. Ces aménagements ont éliminé les phénomènes d'avulsion qui participent activement au bon fonctionnement et à la « vitalité » des plaines deltaïques (Roberts, 1997 ; Stouthamer, 2001). En effet, comme l'ont montré A. L'Hommer *et al.* (1981) et E. Vernier (1972), l'histoire géologique de la construction du delta du Rhône depuis 7000 ans est principalement liée aux défluviations des différents bras (figure 39A), et à la migration des exutoires de l'embouchure du Grand Rhône pour la période récente (figure 39B). D'autre part, le dysfonctionnement du système deltaïque est également apparu avec la mise en place des ouvrages de défense côtière.

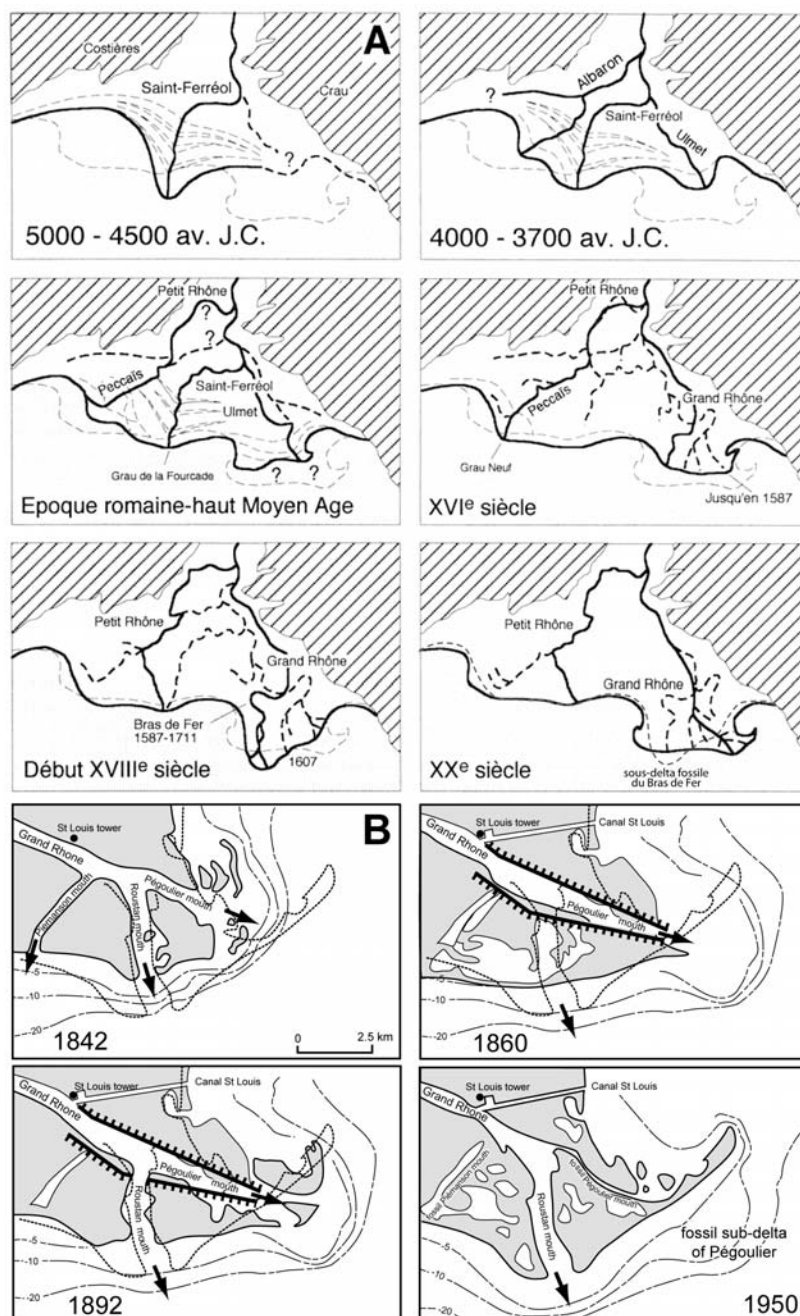


Figure 39. Principales étapes de la construction du delta du Rhône depuis 7000 ans (A) (d'après A. L'Homer, *et al.*, 1981), et de l'embouchure du Grand Rhône depuis le milieu du 19^{ème} siècle (d'après E. Vernier, 1972)

3-2 Ouvrages de défense littorale et fonctionnement morphosédimentaire

L'action des ouvrages de défense littorale, notamment des épis et/ou des brise-lames, dans l'arrêt du recul des rivages de la Petite Camargue ou de Faraman avait été soulignée par de nombreux auteurs (Blanc et Jeudy de Grissac 1982 ; Blanc, 1985, 1996 ; Blanc et Poydenot, 1993). Ces observations ont été renouvelées dans le cadre de nos travaux (Suanez et Bruzzi, 1999b ; Suanez et Sabatier, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003, Sabatier *et al.*, 2009). Ainsi, le bilan sédimentaire excédentaire obtenu à partir de l'étude de la cinématique du trait de côte entre le milieu des années 1980 et 2000 (figure 35), a été expliqué par le fait que le recul du rivage avait été stoppé par la présence des ouvrages de défense. De même, les simulations effectuées par F. Sabatier *et al.* (2009) afin de calculer la position « théorique »

du trait de côte en 2000 sans l'influence des ouvrages de défense, ont montré qu'au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer et du littoral de Faraman, la protection du rivage avait permis de préserver jusqu'à 150 m plage depuis les années 1980, date de la mise en place des épis et des brise-lames dans ces secteurs (figure 40).

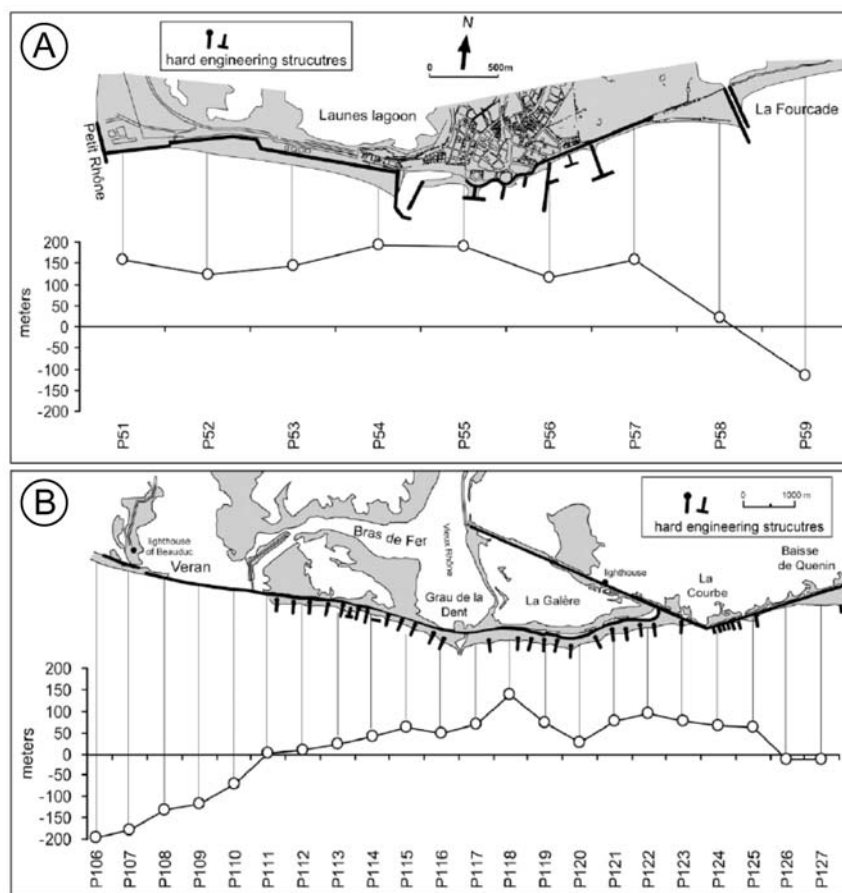


Figure 40. Largeur de plage ayant été préservée depuis la mise en place des ouvrages de défenses du littoral au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer (Petite Camargue) et de la compagnie des salins de Giraud (littoral de Faraman) (d'après F. Sabatier *et al.*, 2009)

Parallèlement, l'analyse des profils bathymétriques réalisés par la Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est, et de la cinématique du trait de côte, de part et d'autre du Grau de la Dent, m'avait permis d'observer les effets négatifs de ces ouvrages sur l'érosion et l'approfondissement des petits fonds au droit de ces secteurs protégés, et dans les zones adjacentes à ces derniers situées en aval dérive (Suanez, 1997 ; Suanez et Bruzzi, 1999b). Ces phénomènes ont été expliqués d'une part par le contexte morphodynamique de plus en plus réfléchissant dans les secteurs où le trait de côte avait été fixé, ce qui favorisait le départ des sédiments vers le large, augmentant ainsi la pente de l'avant plage (mise en place de processus auto-organisés par rétroaction) ; d'autre part, l'érosion des zones situées en aval dérive a été décrite comme étant la conséquence du blocage des sédiments en amont dérive par les épis et les brise-lames. Ces observations ont depuis été confirmées dans le cadre de travaux plus récents réalisés sur ce thème (Samat *et al.*, 2007 ; Samat, 2007 ; Sabatier *et al.*, 2009).

3-3 Vers la définition d'un schéma de circulation hydrosédimentaire à la côte

L'étude de la cinématique du trait de côte et des fonds marins a permis de définir le schéma général de la circulation hydrosédimentaire à la côte suivant la méthode du « modèle en boîtes » (figure 41A). Ainsi, nous avons montré que le fonctionnement hydrosédimentaire littoral actuel s'articulait autour de deux cellules principales centrées respectivement de part et d'autre du Grand Rhône (système oriental - CEL1) et du Petit Rhône (système occidental – CEL2). À l'intérieur du système oriental, le déplacement des sables définissait trois sous-cellules alimentées par trois sources sédimentaires : les apports actuels rhodaniens, et les deux « sources périssables » constituées par les sous-deltas fossiles de Pégoulie et du Bras de Fer soulignés par une topographie sous-marine qui s'étend à plus de 35 m de profondeur (figure 41B). Le système occidental dépendait quant à lui uniquement des apports en sables vifs du Petit Rhône considérés aujourd'hui comme inexistant (Blanc, 1977 ; Arnaud-Fassetta, 1998 ; Sabatier et Arnaud-Fassetta, 1999 ; Antonelli, 2002) ; de même, les sous-deltas fossiles du Rhône de Saint-Ferréol et du Rhône Vif ayant été totalement érodés (figure 41B), ne pouvait plus constituer de stocks sédimentaires fossiles capables d'alimenter le littoral dans ce secteur (Sabatier, 2001 ; Sabatier *et al.*, 2006).

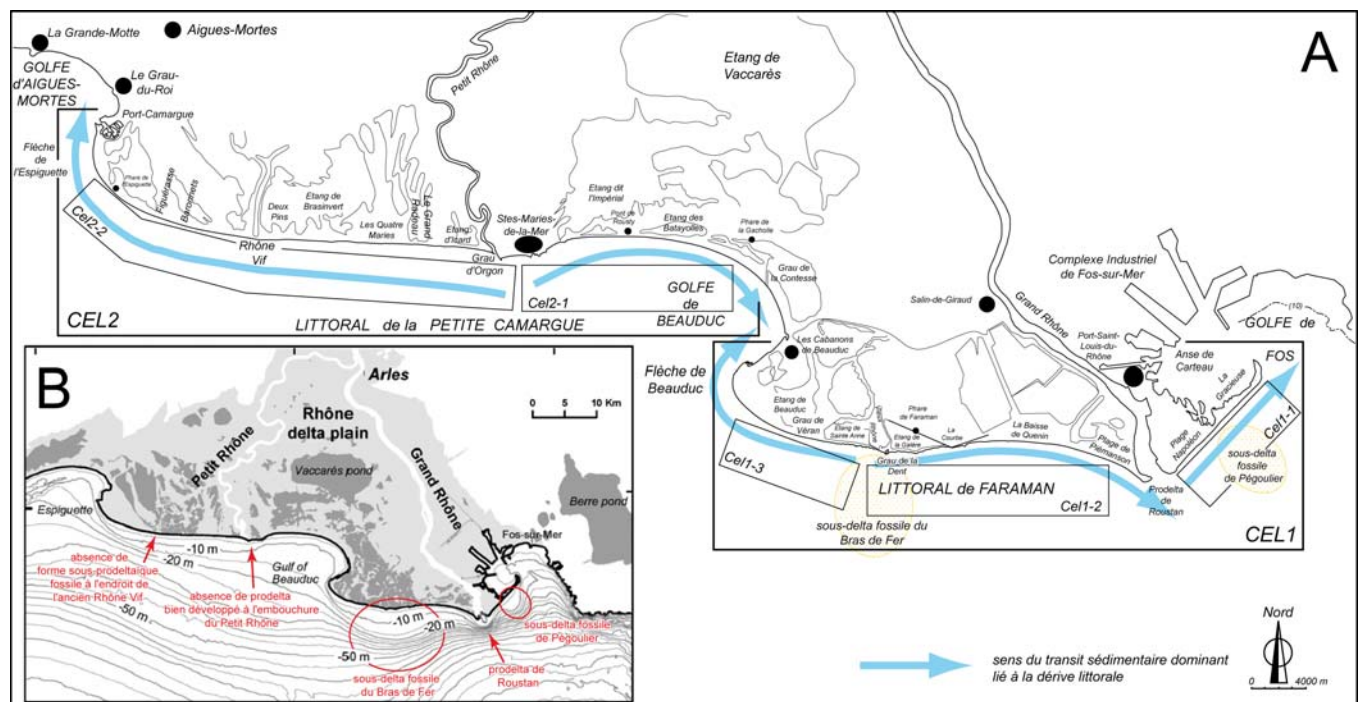


Figure 41. Schéma général de la circulation hydrosédimentaire littorale du delta du Rhône (A) (d'après S. Suanez et F. Sabatier, 1999) ; B. carte bathymétrique montrant la présence (et l'absence) des stocks fossiles immergés.

Ces données ont permis de souligner le degré de vulnérabilité de certaines cellules pour lesquelles l'absence d'apports sédimentaires expliquait le recul du trait de côte, à l'inverse d'autres secteurs bien alimentés en sédiment qui progradaient. Dans le détail, l'ensemble du système a été décrit comme suit :

- la sous-cellule Cell-1 constituée de la plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse, bien alimentée par la décharge fluviale du Grand Rhône, à laquelle s'ajoutent les apports issus du démantèlement du sous-delta fossile de Pégoulie. Comme l'ont aussi montré G. Maillet *et al.* (2006a, 2006b), ce secteur situé de part et d'autre de l'embouchure

- connaît un bilan sédimentaire positif, et ce, malgré la réduction des apports rhodaniens depuis la fin du 19^{ème}, début 20^{ème} siècle.
- la sous-cellule Cell-2 située à l'ouest du Grand Rhône et limitée dans sa partie occidentale par la divergence de la dérive littorale liée à la réfraction de la houle sur le sous-delta fossile du Bras de Fer¹¹. Au sein de ce compartiment, le matériel issu du démantèlement progressif du sous-delta du Bras de Fer et du recul du littoral de Faraman vient, dans une moindre mesure, alimenter la plage de Piémanson située à l'est. Le caractère périssable de cette source d'alimentation explique la vulnérabilité de ce secteur.
 - la sous-cellule Cell-3 située à l'ouest du grau de la Dent et se terminant dans sa partie occidentale au niveau du golfe de Beauduc, n'étant plus du tout alimentée par les apports rhodaniens actuels. La fourniture de matériel au sein de ce compartiment provient des sédiments érodés au droit de l'étang de Sainte-Anne (démantèlement du sous-delta fossile du Bras de Fer) qui viennent alimenter la flèche de Beauduc et, dans une moindre mesure, le golfe de Beauduc. Là encore, le caractère périssable de cette source d'alimentation rend toute politique de fixation du trait de côte dans ce secteur inefficace à long terme (Suanez et Bruzzi, 1999b ; Sabatier *et al.*, 2009).
 - au sein de la cellule occidentale CEL2 le transit sédimentaire dominant s'organise selon des directions opposées en deux sous-cellules (Cel2-1 et Cel2-2), réparties approximativement de part et d'autre de l'embouchure du Petit Rhône. Si la limite entre ces deux sous-cellules reste assez floue, on peut néanmoins considérer qu'au niveau du compartiment Cel2-1, le transport dominant des sables s'oriente en direction du golfe de Beauduc. Ce dernier représente donc un « réservoir » sédimentaire important pour l'ensemble du littoral rhodanien (Suanez et Sabatier, 1999). À l'ouest du Petit Rhône, le transit sédimentaire orienté vers la flèche de l'Espiguette définit la sous-cellule Cel2-2. Ici, le secteur en érosion des Baronnets contribue à l'alimentation sableuse de la flèche considérée, elle aussi, comme une zone de stockage des sables. Les stocks importants de sédiments au niveau du golfe de Beauduc et de la flèche de l'Espiguette représentent des sources potentielles de prélèvement dans la perspective de rechargements artificiels de plages (Suanez et Sabatier, 1999).

4 – Conclusion

Depuis le début des années 1990, les travaux réalisés sur l'ensemble du système rhodanien ont permis de montrer la complexité des interactions entre les apports fluviaux, le bilan sédimentaire côtier, et par là même, l'évolution morphosédimentaire de la frange littorale à l'échelle des derniers siècles. L'idée largement répandue visant à expliquer le recul du rivage camarguais par la diminution des apports fluviaux doit être revue. Certes, la tendance mesurée depuis la fin du 19^{ème} siècle est à la réduction des apports fluviaux, pour autant, nous ne pouvons pas faire le lien entre cette évolution et l'érosion du littoral, notamment dans les secteurs de Faraman ou de la Petite Camargue.

En passant de $35,7 \times 10^6$ t/an (Surell, 1847) au milieu du 19^{ème} siècle, à $9,6 \times 10^6$ t/an aujourd'hui (Antonelli, 2002), on estime entre 70 % et 75 %, la diminution des MES apportées à la mer. Cette valeur reste toutefois bien inférieure à celle de l'Ebre qui a vu, entre

¹¹ Notre travail permet d'ailleurs de préciser que ce point de divergence, correspondant à la zone d'érosion maximum, avait migré vers l'ouest au cours du temps. Dans les années 1970, J.J. Blanc l'avait localisé au droit du grau de la Dent (Blanc, 1977), alors que nous l'avions situé au niveau de l'étang de Sainte-Anne (Suanez, 1997 ; Suanez et Sabatier, 1999) ; le déplacement de ce point de divergence étant la conséquence du recul du rivage dans ce secteur. Les travaux plus récents de F. Sabatier *et al.* (2009) ont montré que depuis la fin des années 1990, ce point s'était encore déplacé vers l'ouest, au droit du grau de Véran.

1880 et le début des années 1990, ses apports solides diminuer de 99 %, passant de 25×10^6 à $0,12 \times 10^6$ t/an après la construction des grands barrages au cours des années 1960 (Guillén et Palanques, 1992 ; Palanques et Guillén, 1998). Les mêmes observations ont été faites pour le Nil après la construction du haut barrage d'Assouan (Smith et Abdel-Kader, 1988 ; Fanos, 1995). De même, les mesures effectuées sur le bas Colorado (Dolan *et al.*, 1977 ; Carriquiry et Sánchez, 1999), ou sur les affluents du cours amont (Andrews, 1986) ont montré que les débits solides avaient diminué respectivement de 96 % et de 48 à 54 % depuis le début du 20^{ème} siècle. Là encore, cette diminution a été attribuée à la construction des barrages hydroélectriques, notamment ceux de Hoover en 1934 et de Gleen Canyon en 1950. Les grands fleuves chinois ont aussi connu la même évolution après la période de construction des « réservoirs » dans les années 1960-70. Ainsi, les débits solides du Yangtsé (fleuve rouge) et du Huanghé (fleuve Jaune) ont diminué respectivement de 43 % (Xiqing, 1998 ; Xiqing *et al.*, 2005), et de 70 % (Li *et al.*, 1998 ; Yu, 2002 ; Xu, 2005 ; Fan *et al.*, 2006 ; Wang *et al.*, 2006), entre les années 1950 et 2000. La réduction des apports sédimentaires à la mer s'est aussi traduite par une érosion du rivage aux débouchés de ces grands fleuves. L'étude de A.M. Fanos (1995) a bien montré que l'érosion notamment des promontoires de Rosette et de Damiette depuis le 19^{ème} siècle était directement liée à la diminution des apports fluviaux du Nil. Les mêmes observations ont été faites concernant l'érosion du littoral du delta de l'Ebre (Jimenez et Sanchez-Arcilla, 1993 ; Palanques et Guillén, 1998), ou de la côte californienne de Oceanside, au nord de San Diego où là aussi, le recul du rivage a été attribué à une diminution d'environ 51 % des apports fluviaux à la mer avec la construction de nombreux barrages dans les années 1950-60 (Inman, 1985).

Malgré cette diminution, on peut toutefois dire que le bilan sédimentaire de la frange littorale (dans les trois dimensions) reste excédentaire. Dans l'absolu, la quantité de matériel « vif » apportée par le Rhône, extrêmement variable d'une année sur l'autre, contribue à augmenter le volume sédimentaire global. Ceci étant, la majeure partie de ces apports est stocké sur le prodelta et/ou ne contribue qu'à l'alimentation des zones périphériques à l'embouchure. Dans le même temps, il est fort probable qu'une part non négligeable de ces apports fluviaux n'ait pas été prise en compte par notre analyse quantitative car, comme l'ont montré certains auteurs, la sédimentation au niveau du prodelta de Roustan se fait jusqu'à des profondeurs supérieures à -20 m, voire à -50 m (Radakovitch *et al.*, 1999 ; Durrieu de Madron *et al.*, 2000 ; Touzani et Giresse, 2002). On peut donc affirmer qu'à l'exception des secteurs proches de l'embouchure du Grand Rhône, la majeure partie du littoral est déconnectée du fleuve. Cette déconnexion a commencé au 19^{ème} avec la chenalisation des deux bras dans la plaine deltaïque, éliminant ainsi les phénomènes d'avulsion qui permettaient d'apporter des sédiments à l'ensemble du littoral. L'évolution du rivage est donc commandée par des processus d'ajustement qui n'ont rien à voir avec le détritisme fluvial. Si dans un premier temps, le démantèlement des stocks fossiles immergés a permis de compenser le déficit d'apports fluviaux « vifs », le tarissement continu de ces sources s'est traduit par une accélération de l'érosion de la côte avant que ne soient mis en place les ouvrages de défense dans les années 1980.

Ces éléments ont aussi permis de battre en brèche l'idée que l'érosion du littoral camarguais et, à travers elle, du risque de submersion des zones les plus basses, était liée au simple fait de l'élévation du niveau relatif de la mer¹² (Petit-Maire et Marchand, 1991 ; L'Homer, 1992 ; Paskoff, 2001 ; 2004a). Pendant très longtemps, ces auteurs ont désigné l'eustatisme comme un des principaux facteurs de l'érosion du rivage. Or, on a démontré

¹² La première quantification de l'élévation du niveau marin relatif dans le delta du Rhône a été réalisée dans le cadre de mes travaux de thèse à partir du dépouillement des données marégraphiques du Grau de la Dent (CSMSE). Elle a été estimée à 2,1 mm/an, dont 1 mm/an a été attribué aux mouvements du sol (Suanez *et al.*, 1997).

depuis que l'élévation du niveau marin ne pouvait intervenir que comme un élément aggravant et non comme le facteur déclenchant (Sabatier et Provansal, 2002 ; Sabatier *et al.*, 2005). En effet, dans une étude récente, C. Brunel et F. Sabatier (2009) ont simulé le recul « théorique » du rivage lié à la hausse du niveau marin (figure 42), démontrant ainsi que ce facteur n'expliquait que pour 8 % des valeurs obtenues par la mesure « réelle » de terrain. Les paramètres tels que l'absence d'alimentation vive et/ou à partir des stocks fossiles immergés, ou l'action de la houle dans les transferts sédimentaires longitudinaux, jouent un rôle plus important. Plusieurs études ont ainsi montré que dans les secteurs où le bilan sédimentaire était excédentaire, comme ceux situés de part et d'autre de l'embouchure du Grand Rhône, ou aux abords des golfes de Beauduc ou d'Aigues-Mortes, les processus d'accrétion et de progradation des plages permettaient de compenser les effets de la montée des eaux (Suanez et Provansal, 1996 ; Sabatier et Provansal, 2002). À l'inverse, les zones caractérisées par un déficit sédimentaire chronique demeuraient quant à elles particulièrement vulnérables.

Ces éléments ont permis de remettre en cause la pertinence de la politique de défense du littoral entreprise depuis les années 1980. Ces dernières années, de nombreuses expertises ont montré que l'enrochement du rivage ne pouvait apparaître comme une solution à long terme dès lors que le problème de fond, à savoir le déficit sédimentaire des secteurs en érosion, n'était pas résolu (Paskoff, 1998b ; Suanez et Sabatier, 1999 ; Sabatier et Provansal, 2002 ; Sabatier *et al.*, 2009).

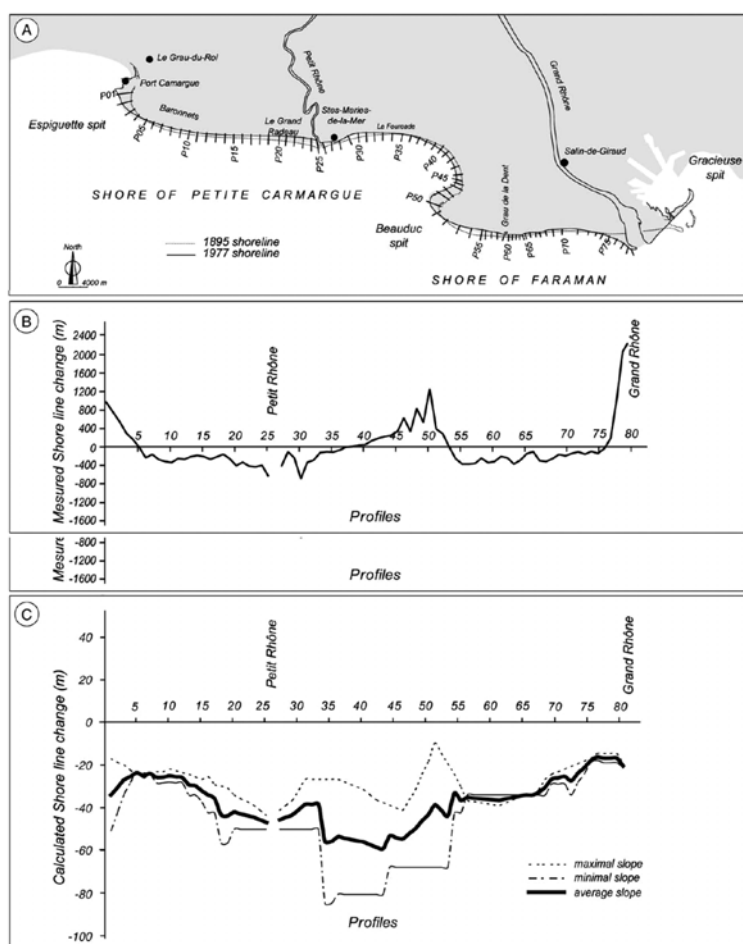


Figure 42. Quantification du recul du trait de côte du littoral du delta du Rhône lié à la remontée du niveau relatif de la mer. A : localisation des profils de mesure. B : cinématique du trait de côte mesurée par traitement d'image entre 1895 et 1977 (avant la mise en place des ouvrages de défenses côtière). C : calcul théorique du recul du trait de côte effectué sur la même période à partir d'un modèle basé sur le principe de « submersion passive » (d'après C. Brunel et F. Sabatier, 2009)

Comme nous l'avons vu précédemment, la fixation du trait de côte par les ouvrages a eu pour effet pervers d'aggraver par rétroaction les conditions morphodynamiques à l'origine de l'érosion. Dans le même temps, empêcher le recul du rivage a déstabilisé le profil d'équilibre du système littoral, le rendant ainsi plus vulnérable à l'action des tempêtes. Un autre effet pervers mis en avant, notamment sur le littoral de Faraman, concernait le captage des sédiments par les épis. Ce processus favorisait à terme une différence altitudinale de part et d'autre de la digue frontale (Suanez et Bruzzi, 1999). Qui plus est, si l'on tenait compte de l'élévation du niveau marin, le phénomène ne ferait que s'aggraver rendant ainsi les zones basses situées en arrière de la digue frontale plus vulnérables à la submersion en cas de rupture de la ligne de défense (figure 43). La brèche ouverte dans le secteur du grau de Véran lors des tempêtes de l'hiver 1997 a confirmé cette évolution (photo 3).

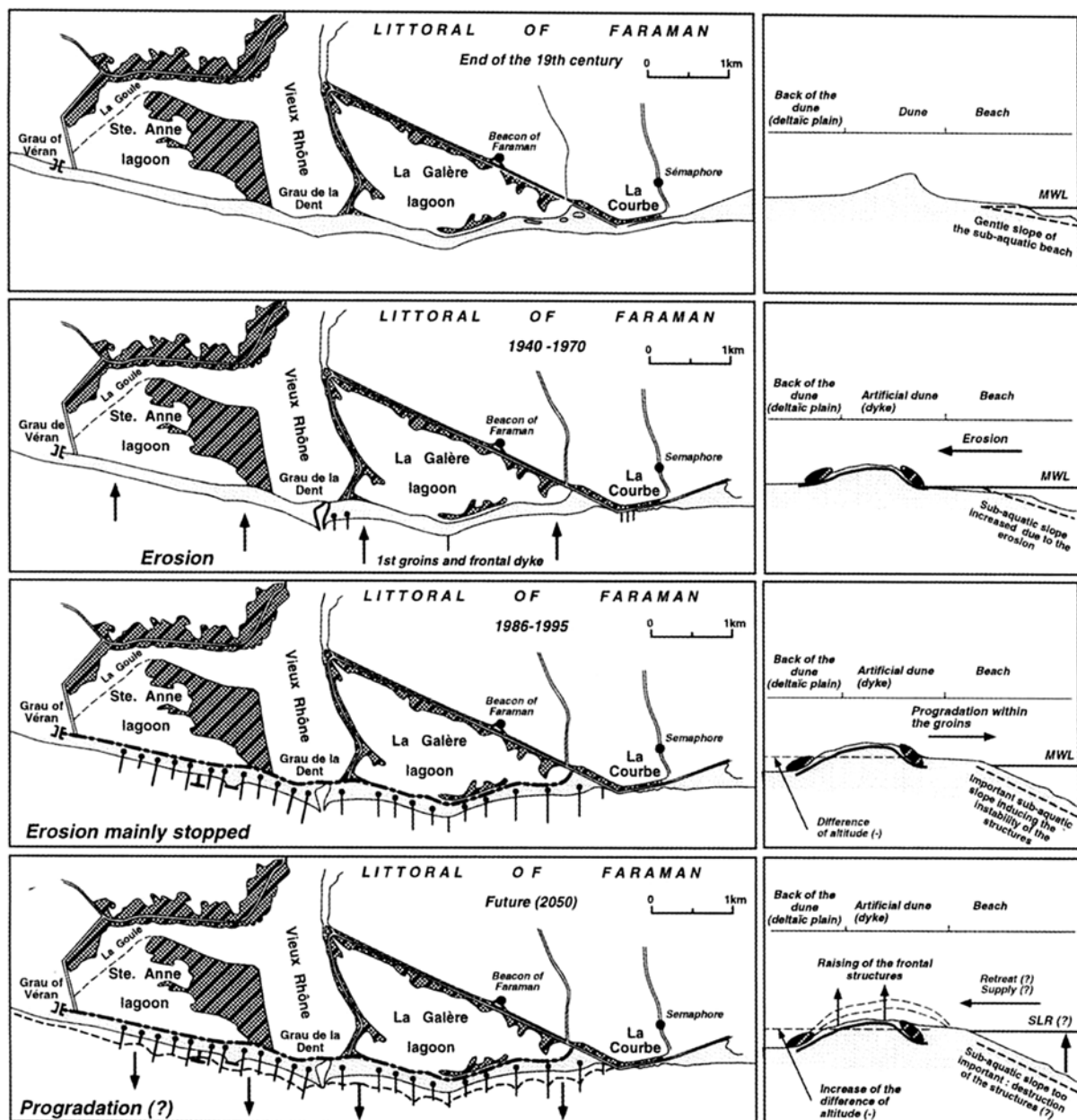


Figure 43. Evolution du rivage du littoral de Faraman depuis le 19^{ème} siècle à nos jours, et scénario prospectif pour l'an 2050 (d'après S. Suanez et C. Bruzzi, 1999)

Aujourd'hui la question de la défense du littoral camarguais visant à stopper l'érosion du rivage et/ou se protéger de la submersion marine fait l'objet de multiples controverses entre les partisans de la « politique de repli », et ceux qui pensent que la politique d'enrochement doit se poursuivre (Paskoff, 1998b ; Picon et Provansal, 2002 ; Verdier, 2009). C'est dans ce contexte que depuis 2005, une action menée par le Parc Naturel Régional de Camargue a été entreprise dans le but de définir une politique de gestion intégrée de la zone côtière (Heurtefeux et Lanzellotti, 2008). Cette démarche originale, fondée sur la gouvernance participative avec les acteurs et les gestionnaires du territoire, a permis de faire émerger l'idée que l'accompagnement du recul du rivage pouvait apparaître comme la solution la plus douce¹³. À ce titre, dans le courant de l'hiver 2010, il est prévu de mener une opération expérimentale dans le secteur de Brasinvers situé à l'ouest du Petit Rhône. Elle visera à reconstituer un cordon dunaire artificiel à une trentaine de mètres en arrière du trait de côte actuel, et à abandonner la défense du rivage en laissant la mer faire son travail d'érosion. Cette première expérimentation du « repli stratégique » tout en stabilisant le littoral pourrait être également transposée à d'autres secteurs du littoral de Faraman, au droit de la compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est.

¹³ Cf. article du journal *Le Monde* datant du 15 août 2009 : *La Camargue entre défense des terres et repli stratégique*.

Troisième partie : **La question du bilan sédimentaire à moyen terme** *(mesoscale or medium term)*

Dans cette troisième partie, nous abordons la question du bilan sédimentaire à moyen terme en analysant l'évolution morphosédimentaire des cordons littoraux à l'échelle pluriannuelle à pluri-décennale. Il s'agit ici d'étudier l'action des variations des conditions météomarines sur le fonctionnement et l'évolution des plages sableuses et des cordons de galets. Le travail a porté sur deux études de cas, correspondant à deux environnements côtiers bien différents, tant du point de vue géomorphologique et sédimentaire, que des conditions hydrodynamiques. La plage sableuse de la baie de Saint-Michel-en-Grève dans le département des Côtes d'Armor constitue le premier exemple. Il s'agit d'une plage de fond de baie, caractérisée par un contexte morphodynamique hyper-dissipant, où l'action de l'homme dans la dynamique morphosédimentaire est importante. Les cordons de galets des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn dans l'archipel de Molène forment le second exemple. Il s'agit ici d'environnements beaucoup plus exposés et dont le fonctionnement ne relève que des forçages naturels (aucune action anthropique durant le pas de temps de l'étude).

Dans les deux cas, l'évolution pluriannuelle à pluri-décennale du bilan sédimentaire a fait l'objet d'une analyse quantitative. Le travail s'est ensuite attaché à analyser les conditions météorologiques sur l'ensemble de la période d'observation pour chacun des deux sites. La mise en correspondance de ces informations a permis de montrer le rôle des forçages naturels dans l'évolution morphosédimentaire de ces deux environnements côtiers. Pour la baie de Saint-Michel-en-Grève, la complexité des phénomènes observés est aussi liée à l'action des forçages anthropiques.

1 – L'évolution du littoral de la baie de Saint-Michel-en-Grève depuis les deux dernières décennies

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une expertise scientifique commanditée par le Conseil général des Côtes d'Armor. Il s'agissait de réaliser un diagnostic morphosédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève, principalement dans sa partie orientale, et de proposer une solution en matière d'ingénierie littorale afin de supprimer une vaste zone dépressionnaire creusée en haut d'estran, « la poche du Yar », (figure 44) qui favorisait le piégeage des ulves (Suanez *et al.*, 2002 ; Gad *et al.*, 2003) – cet aspect sera abordé ultérieurement dans la cinquième partie de ce mémoire. Cette étude a été initiée en 1998 sous la direction du Professeur Jean-Pierre Pinot. En 1999, gravement diminué par la maladie, il m'a demandé d'en assurer la continuité. Le suivi morphosédimentaire de « la poche du Yar » initié en 1998 a donc été effectué (il est d'ailleurs toujours en cours), suivant une fréquence qui a varié au cours du temps (depuis l'année 2005, un levé par an est réalisé au mois de mars/avril). À partir de 2002, ce travail a été intégré et financé dans le cadre d'un programme

« PROLITTORAL » correspondant à une action concertée entre la Région Bretagne, les 4 départements bretons (22, 29, 56 et 35) et l'Agence de l'Eau, soutenue par des fonds européens (FEDER), et visant à lutter contre les marées vertes. Il s'est achevé en 2006.

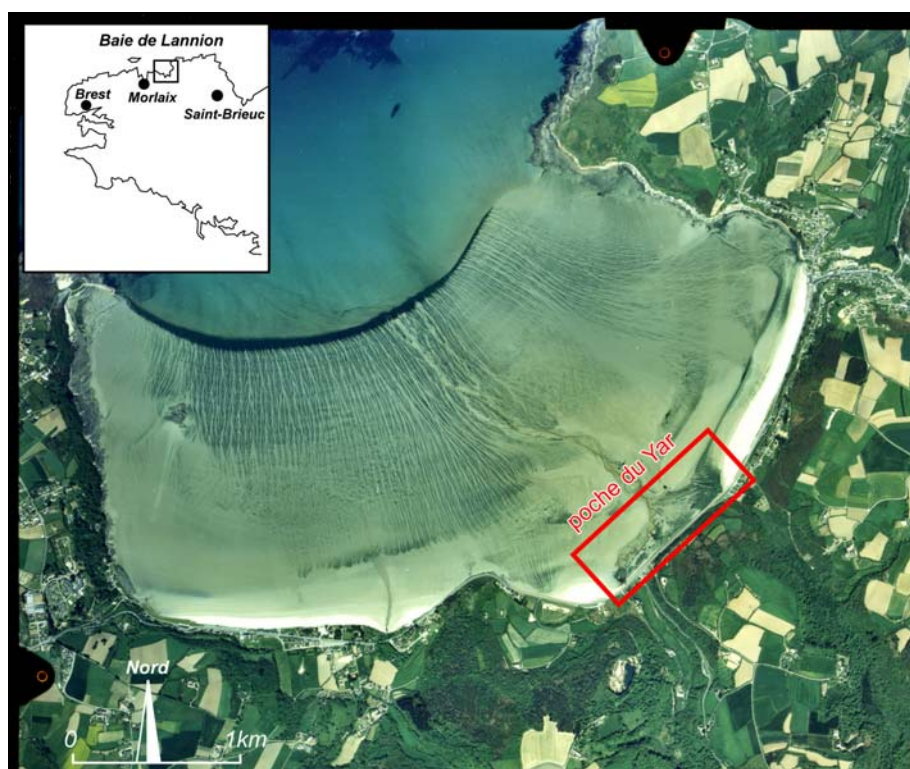


Figure 44. Photographie IGN de 1992 de la baie de Saint-Michel-en-Grève en baie de Lannion. Localisation de la « poche du Yar » du nom du cours d'eau, le Yar, qui se jette à cet endroit.

Dans le même temps, ce suivi morphosédimentaire de la « poche du Yar » s'est accompagné d'une étude sur la cinématique du trait de côte. Ces deux approches ont permis d'analyser et de quantifier l'évolution du bilan sédimentaire de l'ensemble de la baie de Saint-Michel-en-Grève depuis le début des années 1990 (Stéphan et Suanez, 2004 ; Stéphan et Suanez, 2005).

1-1 Etat des connaissances sur le site d'étude

La baie de Saint-Michel-en-Grève se situe sur la côte nord de la Bretagne au fin fond de la baie de Lannion. C'est une vaste plage de fond de baie cernée par les deux caps rocheux de Beg ar Form à l'est et de Beg Douar à l'ouest (figure 44). L'importance du marnage (9,3 m au port de Locquirec) explique la grande superficie de l'estran (7 km^2) qui peut découvrir sur plus de 2 km de largeur.

Avant que notre travail ne soit réalisé, l'évolution morphosédimentaire de ce secteur avait déjà fait l'objet de plusieurs études indiquant une tendance à l'engraissement depuis au moins le début du 20^{ème} siècle (Pinot, 1987, 1993, 1995, 1998). Comme le montre la figure 45, le fond de baie au début du 20^{ème} siècle, notamment dans le secteur de Saint-Michel-en-Grève, était constitué de placages de galets et d'affleurements rocheux. Cent ans après, cette morphologie a disparu sous une couverture sableuse importante. En 1987, J.-P. Pinot mentionnait déjà l'importance des apports dans ce secteur. Il avait noté que le rocher rose présent en 1920 (figure 45G) n'affleurerait plus que d'une trentaine de

centimètres à la fin des années 1980. Aujourd'hui, il a totalement disparu (figure 45F). Le comblement sédimentaire du fond de baie a aussi été attesté par P. Bouvier (1994) qui avait noté une amorce de dunification à partir de 1990 dans les secteurs de Saint-Michel-en-Grève et du Grand Rocher, situés respectivement à l'est et au centre de la baie.

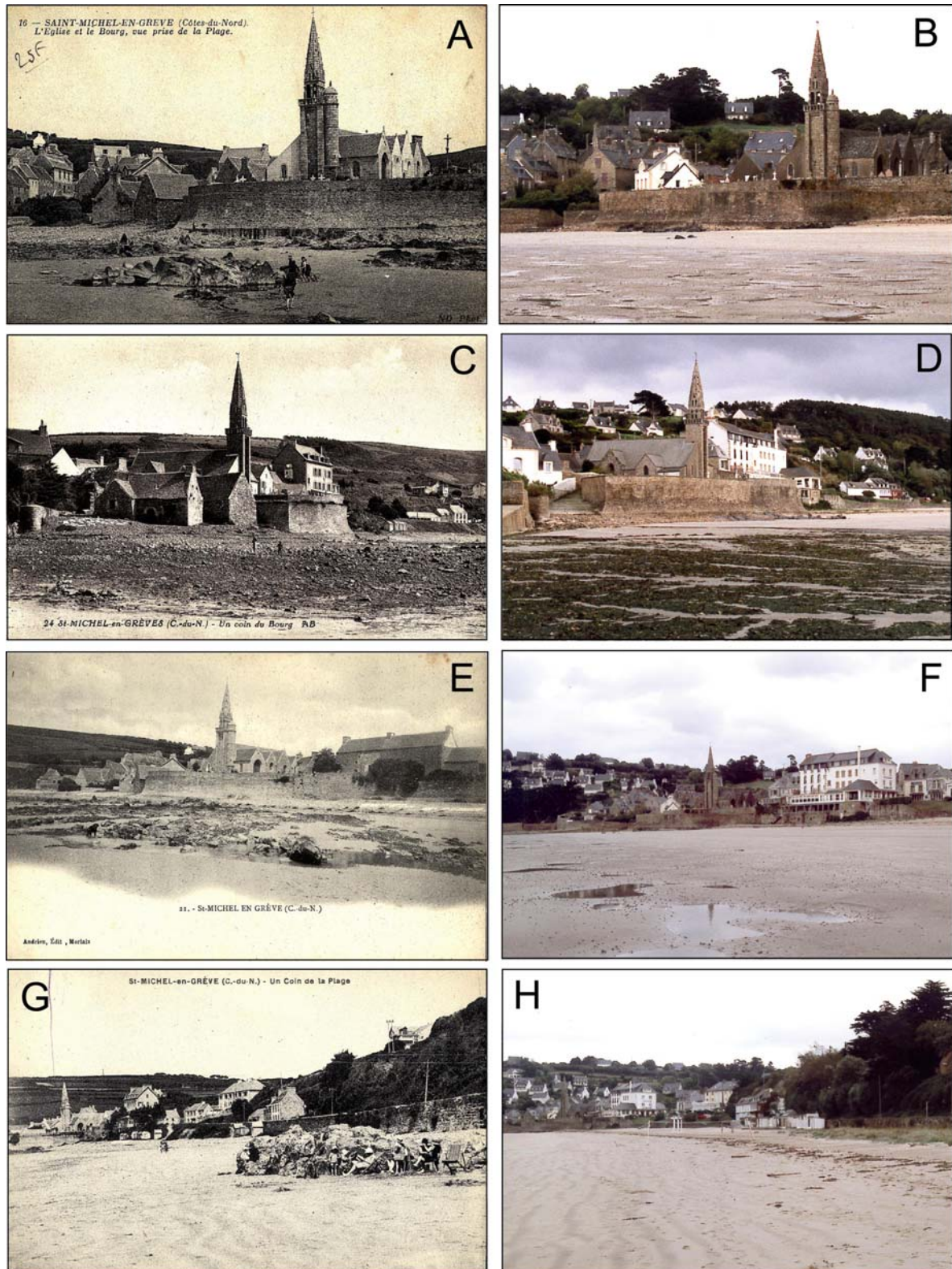


Figure 45. Comparaison entre les vieilles cartes postales du début du 20^{ème} siècle (A, C, E et G : photos prises entre 1900 et 1911), et la situation actuelle (B, D, F et H : photos prises en 2001) (modifié d'après L. Gad, 1999)

1-2 Vers une quantification des ces apports sédimentaires

La question du bilan sédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève a été reprise dans le cadre d'une étude portant sur la dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Saint-Michel-en-Grève et du Grand Rocher (Stéphan, 2003 ; Stéphan et Suanez, 2004). Ce travail a reposé sur (i) une analyse diachronique de la cinématique du trait de côte entre 1990 et 2003, et (ii) le traitement de levé de terrain effectué entre 1998 et 2003 (Stéphan et Suanez, 2005).

1-2-1 La cinématique du trait de côte

D'un point de vue méthodologique, la limite de végétation dunaire au niveau des quatre cordons de la baie a été utilisée comme ligne de référence du trait de côte (figure 46A). Elle a été acquise par photogrammétrie à partir d'une série de clichés aériens IGN couvrant la période 1990 à 2001. Le trait de côte pour les années 2002 et 2003 a quant à lui été directement mesuré sur le terrain à l'aide d'un tachéomètre laser.

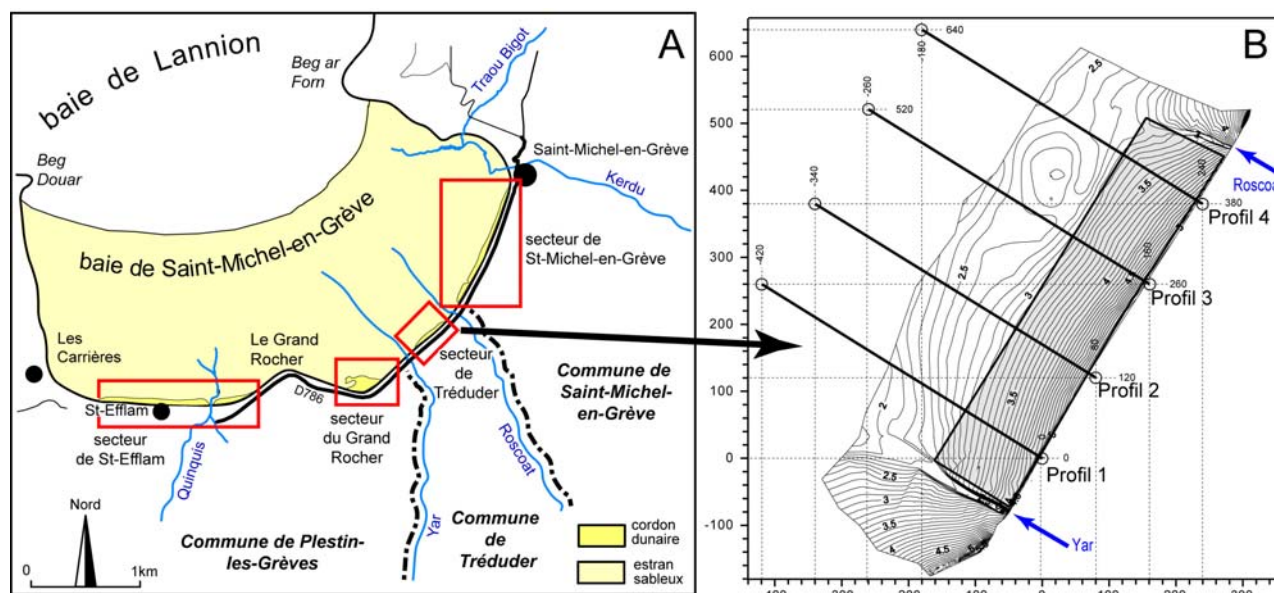


Figure 46. Localisation des quatre cordons dunaires ayant servi à l'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte en baie de Saint-Michel-en-Grève (A). Localisation de la zone de mesure dans le secteur de Tréduder, et positionnement des quatre radiales (B). Le calcul des volumes a été réalisé sur une surface de 77500 m², soit 620 m de longueur entre le Yar et le Roscoat et 125 m de largeur en partant de l'enrochement de fond de baie (périmètre en grisé) (modifié d'après P. Stéphan et S. Suanez, 2005)

Les résultats ont indiqué une progradation rapide du trait de côte entre 1990 et 1999 qui s'est traduite par la construction des cordons dunaires de Saint-Efflam, du Grand Rocher, et de Saint-Michel-en-Grève (figures 47A et 47B). Les vitesses les plus importantes ont atteint entre 24 et 50 m/an suivant les secteurs (tableau 14).

À partir de 1999, la tendance s'est inversée. L'érosion a affecté l'ensemble de la baie suivant des vitesses de recul parfois très rapide comme pour les secteurs du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève (tableau 14). Ce changement de tendance a été expliqué par des phénomènes rétroactifs dus à des opérations de rectification des cours d'eau du Yar et du Roscoat sur l'estran, auxquels s'est ajoutée l'action des fortes tempêtes de 1999, 2000 et 2001 (Suanez, 2004).

À partir de 2002, la progradation du trait côte a de nouveau repris, sauf dans le secteur du Grand Rocher. Dans le même temps, un cordon dunaire a commencé à se construire dans le secteur de Tréduder, à l'emplacement même de l'ancienne « poche du Yar ». Cette morphogenèse a été expliquée par le transit du matériel érodé à la dune du Grand Rocher vers le secteur de Tréduder (Suanez, 2004). Cet apport de sable a favorisé le comblement de « la poche du Yar » jusqu'à la construction d'une dune¹⁴. Le volume de matériel ayant conduit à la construction des cordons dunaires en haut de plage a été estimé à 45700 m³ pour une surface de 35200 m², soit 1,3 m³/m², soit 0,1m³/m²/an sur l'ensemble de la période.

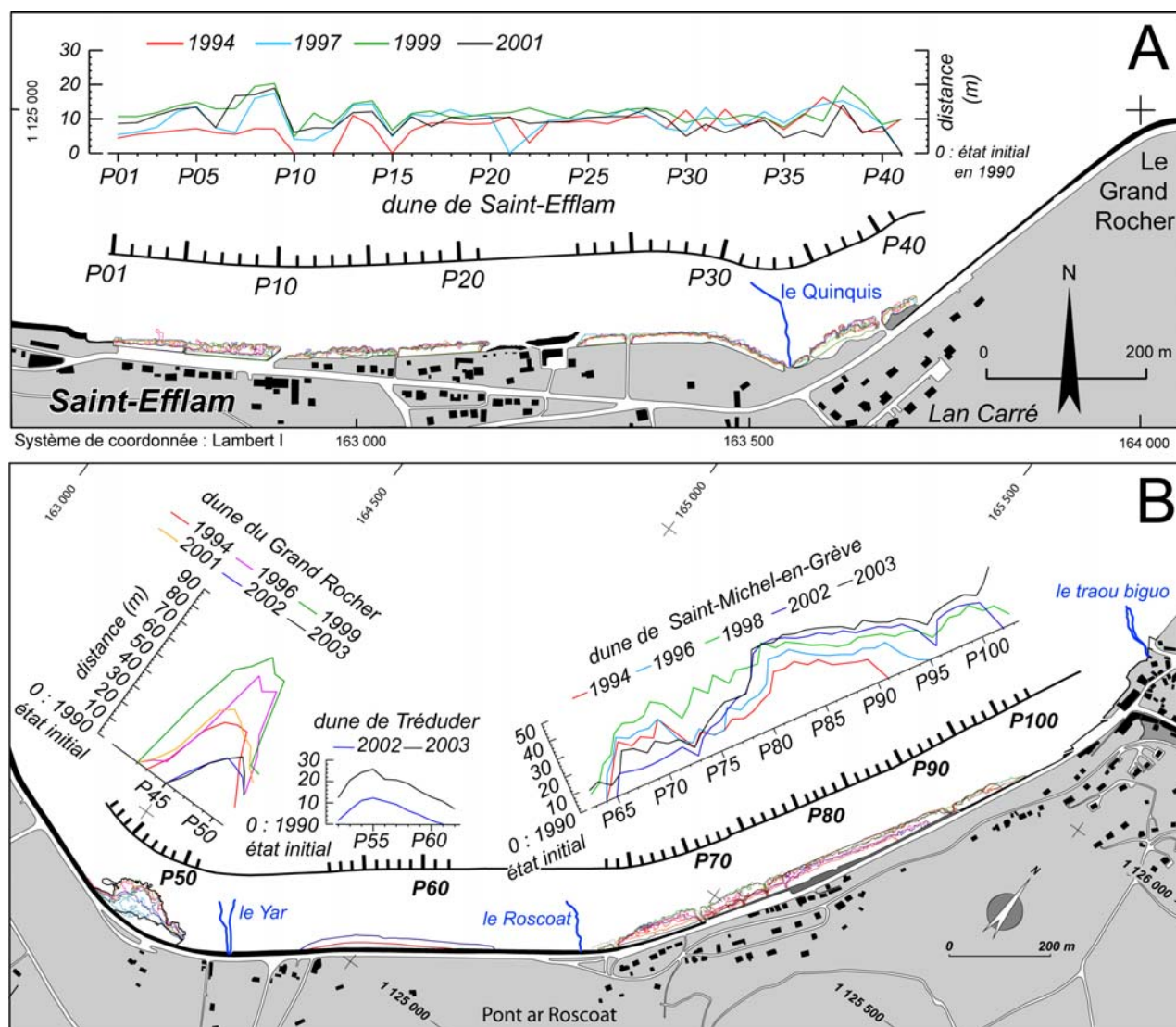


Figure 47. Evolution du trait de côte dans le secteur de Saint-Efflam entre 1990 et 2001 ; pour une meilleure lisibilité de la carte, seules les dates importantes ont été gardées (A). Evolution du trait de côte dans les secteurs du Grand Rocher, de Tréduder, et de Saint-Michel-en-Grève entre 1990 et 2003 ; pour une meilleure lisibilité de la carte, seules les dates importantes ont été gardées (B) (d'après P. Stéphane et S. Suanez, 2005)

¹⁴ L'action du forçage anthropique (liée aux rectifications des filières du Yar et du Roscoat sur l'estran) sur la dynamique morphosédimentaire de ce secteur sera plus longuement analysée dans la cinquième partie de ce mémoire.

	Saint-Efflam		le Grand Rocher		Tréduder		St-Michel-en-Grève	
	Vit.	Période	Vit.	Période	Vit.	Période	Vit.	Période
tendance	+1,5	1990-01	+1,5	1990-03	+8,5	2001-03	+2,5	1990-03
progradation max.	+16,3	1990-94	+49,5	1996-97	+14	2002-03	+24	1996-97
recul max.	-9	1999-01	-49	1999-01			-22	1999-01
	Saint-Efflam		le Grand Rocher		Tréduder		Saint-Michel-en-Grève	
volumes	+13100	1990-01	+3700	1990-03	+3000	2001-03	+25900	1990-03

Tableau 14. Cinématique du trait de côte de la baie de Saint-Michel-en-Grève entre 1990 et 2003. Données exprimées en m/an pour la tendance et les vitesses maximales de progradation et de recul ; données exprimées en m³ pour les volumes (d'après P. Stéphan et S. Suanez, 2005).

1-2-2 Accrétion du haut de plage

La seconde approche visant à quantifier l'importance des apports sédimentaires en baie de Saint-Michel-en-Grève a reposé sur le traitement de levés de terrain effectués depuis 1998 sur une partie du secteur de Tréduder (figure 46B). Nous rappellerons que ce suivi topomorphologique de l'estran situé entre les cours d'eau du Yar et du Roscoat (que nous avons appelé « la poche du Yar ») a été entrepris suite aux travaux de rectification réalisés en 1998 et 1999 sur ces deux fleuves côtiers (Suanez *et al.*, 2002 ; Gad *et al.*, 2003). Ces données ont permis de mesurer les taux d'accrétion du haut de plage le long de quatre radiales (figure 46B) et de quantifier les volumes de sédiments accumulés.

Ainsi, l'évolution du profil de plage le long de ces transects a montré un exhaussement du haut de plage particulièrement important, les taux d'accrétion ont atteint entre +2 et +3 m suivant les secteurs (figure 48). Nous avons noté à l'époque que cette évolution avait entraîné un rééquilibrage du profil transversal de la plage par un transfert des sédiments du bas vers le haut de plage. Comme on l'a indiqué précédemment, cette dynamique morphosédimentaire avait dans le même temps permis la construction d'un cordon dunaire qui en 2003 prenait plutôt l'allure d'une succession de dunes embryonnaires dont la hauteur n'excédait pas 50 cm (photo 4).

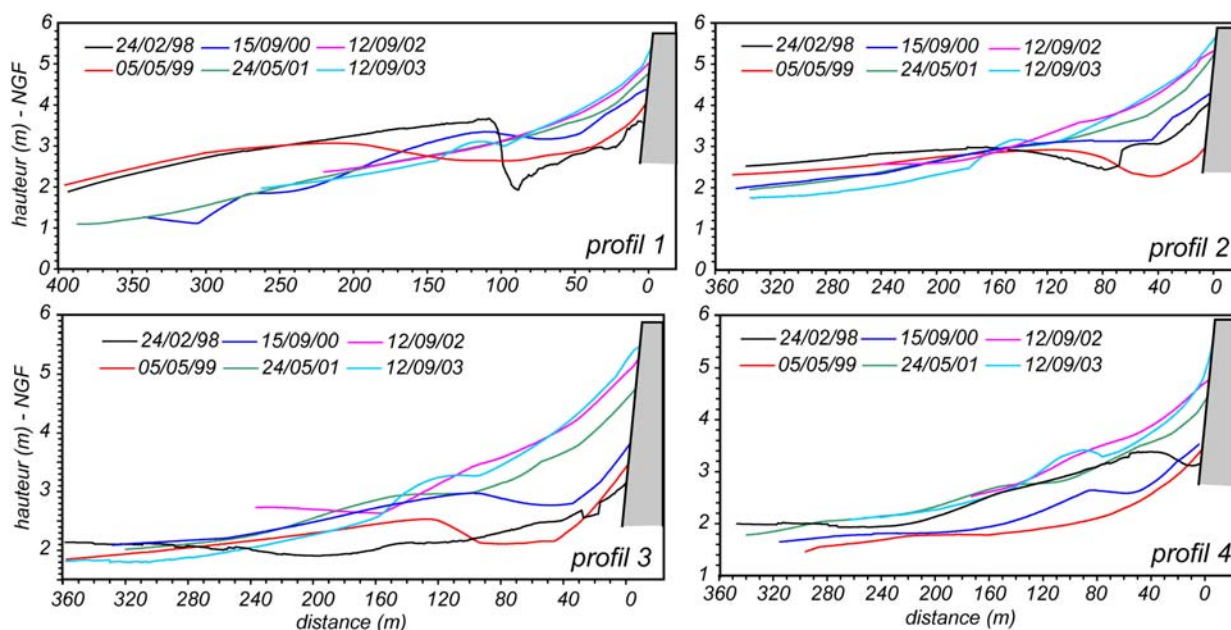


Figure 48. Enveloppes des profils de plages réalisés le long des quatre radiales situées au niveau de « la poche du Yar » (cf. figure 46B) entre 1998 et 2003 (d'après P. Stéphan et S. Suanez, 2005)



Photo 4. Illustration de l'évolution morphosédimentaire de « la poche du Yar » dans le secteur de Tréduder entre 1998 et 2003. A : situation en février 1998, les affleurements de roche témoignent du creusement important du haut de plage. B : situation en septembre 2003, le comblement de la poche, et par là même, l'exhaussement du haut de plage s'accompagne de la construction de dunes embryonnaires fixées par une végétation halonitrophile.

Le volume de sable accumulé en haut de plage entre 1998 et 2003 a été calculé sur le périmètre représenté sur la figure 46B. Sur l'ensemble de la période il a atteint 60000 m³ pour une surface de 77500 m², soit 0,8m³/m², soit 0,15 m³/m²/an (figure 49).

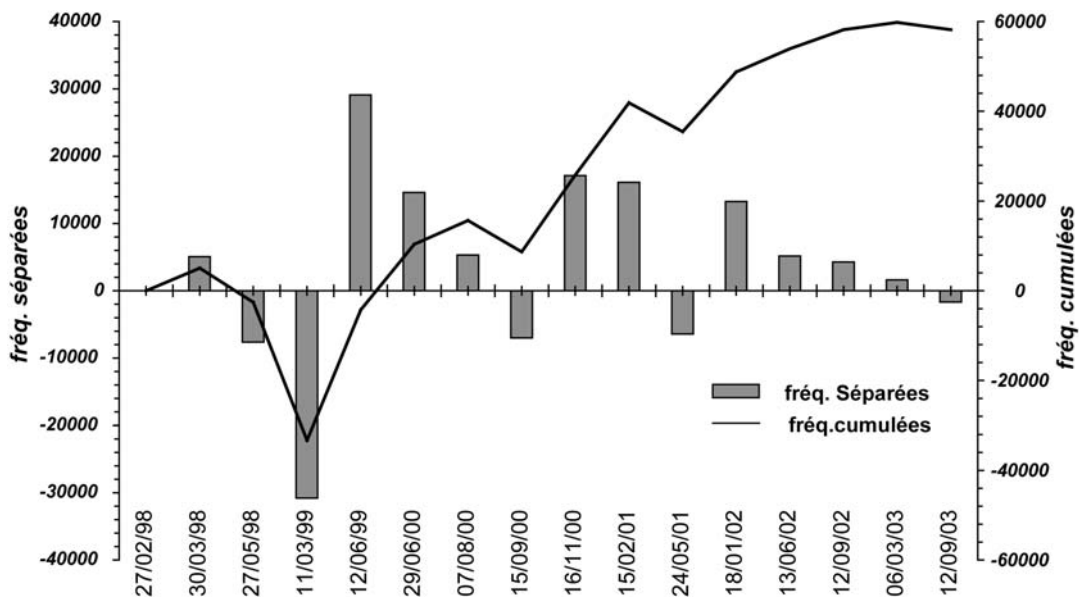


Figure 49. Evolution des volumes de sables accumulés en haut d'estran entre 1998 et 2003 dans le secteur de Tréduder « poche du Yar » (d'après P. Stéphan et S. Suanez, 2005)

1-2-3 Les apports de ce premier bilan

Cette première analyse quantitative du bilan sédimentaire du fond de la baie de Saint-Michel-en-Grève a permis de montrer que l'engraissement depuis le début des années 1990 atteignait 0,1 et 0,15 m³/m²/an. Cette évolution confirmait les observations qualitatives qui avaient été faites par J.-P. Pinot (1995) sur la présence de plusieurs plages en voie d'accrétion dans la région de Lannion. Ces processus d'engraissement étaient facilités par le contexte morphodynamique hyper-dissipant de la baie de Saint-Michel-en-Grève (elle-même inscrite au fond de la baie de Lannion), tout à fait propice à la sédimentation. L'analyse des minéraux lourds de la baie de Lannion réalisée par L. Chauris (1989) a montré que l'origine du stock sédimentaire dont sont issus ces apports provenait principalement de l'érosion du manteau de formations meubles constitué d'altérites et de dépôts quaternaires soliflués. L'auteur a conclu sur la très faible contribution d'une source distale sans pour autant en donner la raison. J.-P. Pinot (1995) a pour sa part évoqué le rôle de la morphologie sous-marine du plateau nord armoricain parsemée d'écueils et de hauts fonds qui rendent difficile la remontée des sables de la plaine centrale de la Manche vers le rivage. Aux apports issus du démantèlement des dépôts hérités s'ajoutait aussi la part importante de l'alimentation biogène. L'étude de la répartition des sables carbonatés réalisée par L. Gad (1999) a en effet montré que ce matériel représentait entre 47 % et 78 % des sédiments de la baie de Saint-Michel-en-Grève (figure 50).

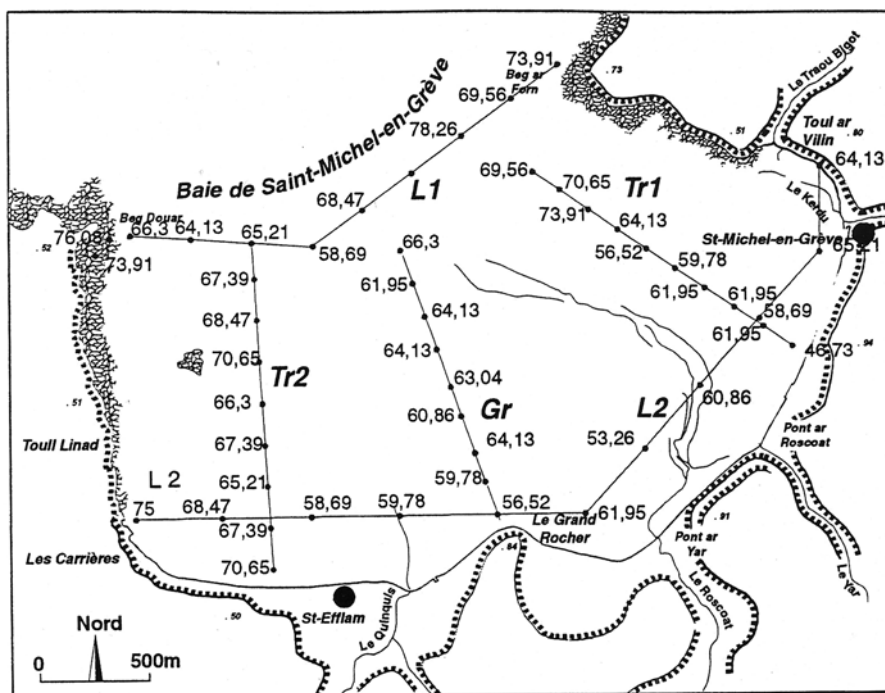


Figure 50. Pourcentage de fractions carbonatées au sein des sables de plage de la baie de Saint-Michel-en-Grève (d'après L. Gad, 1999)

1-3 Reprise de la question du bilan sédimentaire à partir de l'année 2003

Comme nous l'avons rappelé précédemment, le travail de suivi morphosédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève s'est poursuivi après l'année 2003. Il a reposé (i) sur la continuité du levé planaire de la plage située entre le Yar et Roscoat (ancienne « poche du

Yar »), (ii) sur la mesure de la position du front de dune des secteurs de Saint-Efflam, du Grand Rocher, de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève, de manière à poursuivre l'analyse de la cinématique du trait de côte, (iii) sur la mesure de profils de dune/plage répartis sur les secteurs de Saint-Efflam, du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève. À cela s'est ajouté le traitement de photographies aériennes IGN pour les années 1986, 1992 et 1993 dans le but de compléter l'étude de la cinématique du trait de côte. L'ensemble de ces données nous a permis de retracer l'évolution morphosédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève sur les 20 dernières années (1986/90 – 2009).

1-3-1 Accrétion du haut de plage et construction dunaire

La poursuite des levés topo-morphologiques de l'estran situé entre les cours d'eau du Yar et du Roscoat (ancienne poche du Yar) entre 2003 et 2009 a permis d'observer la continuité de l'alimentation de ce secteur (figure 51). En dix ans, 82000 m³ de sédiments se sont accumulés dans ce secteur qui représente une surface de 77900 m², soit 0,1 m³/m²/an. Ce taux d'accrétion est équivalent à celui calculé en 2003 (Stéphan et Suanez, 2005).

Cette évolution s'est également traduite par une continuité de la construction du cordon dunaire de Tréduder en haut d'estran. Conformément aux modèles établis par différents auteurs (Hesp, 1981 ; Hallégouët, 1981 ; Carter *et al.*, 1990 ; Psuty, 1992), on est passé d'un stade marqué par la construction d'une banquette pré-dunaire (figure 52A) à l'édification d'un cordon dunaire entièrement végétalisé (figure 52B). Entre 1998 et 2001, une première phase d'alimentation du haut de plage a entraîné le comblement de la « poche du Yar » et la construction d'une banquette pré-dunaire (photos 5a à 5b). À partir de 2002 la banquette pré-dunaire était totalement formée, une végétation halonitrophile commençait à s'y installer, définissant ainsi le second stade de cette évolution (photos 5c et 5d). Une troisième phase débutait en 2004 avec l'apparition de dunes embryonnaires qui très rapidement ont évolué vers la construction d'un cordon dunaire. Ce dernier était définitivement formé et entièrement végétalisé dès l'année 2007 (photos 5e à 5h), marquant ainsi la dernière étape de cette évolution.

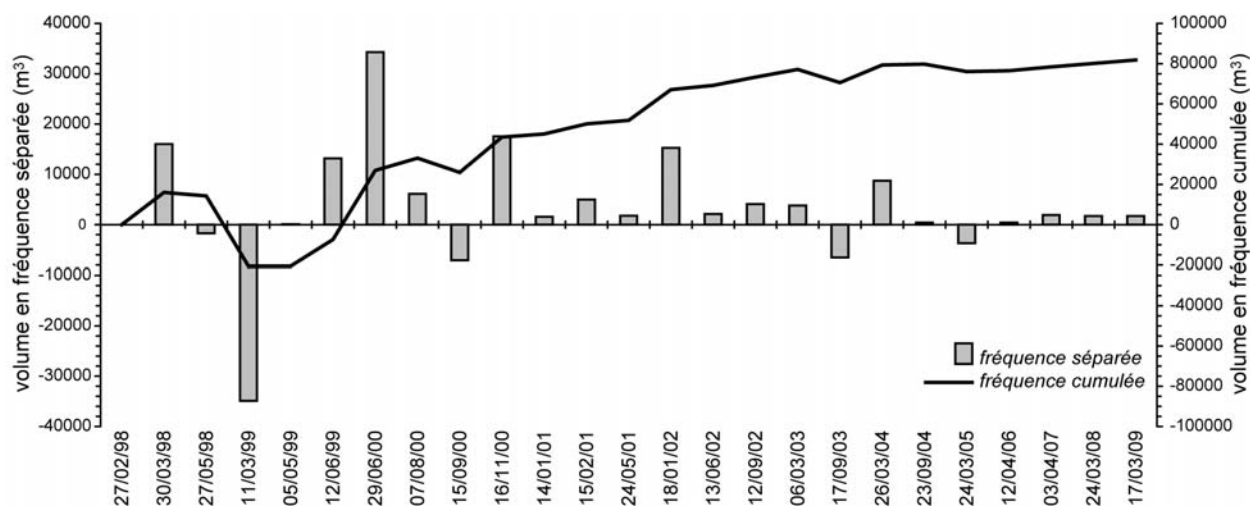


Figure 51. Evolution des volumes de sables accumulés en haut d'estran entre 1998 et 2009 dans le secteur de l'ancienne « poche du Yar »

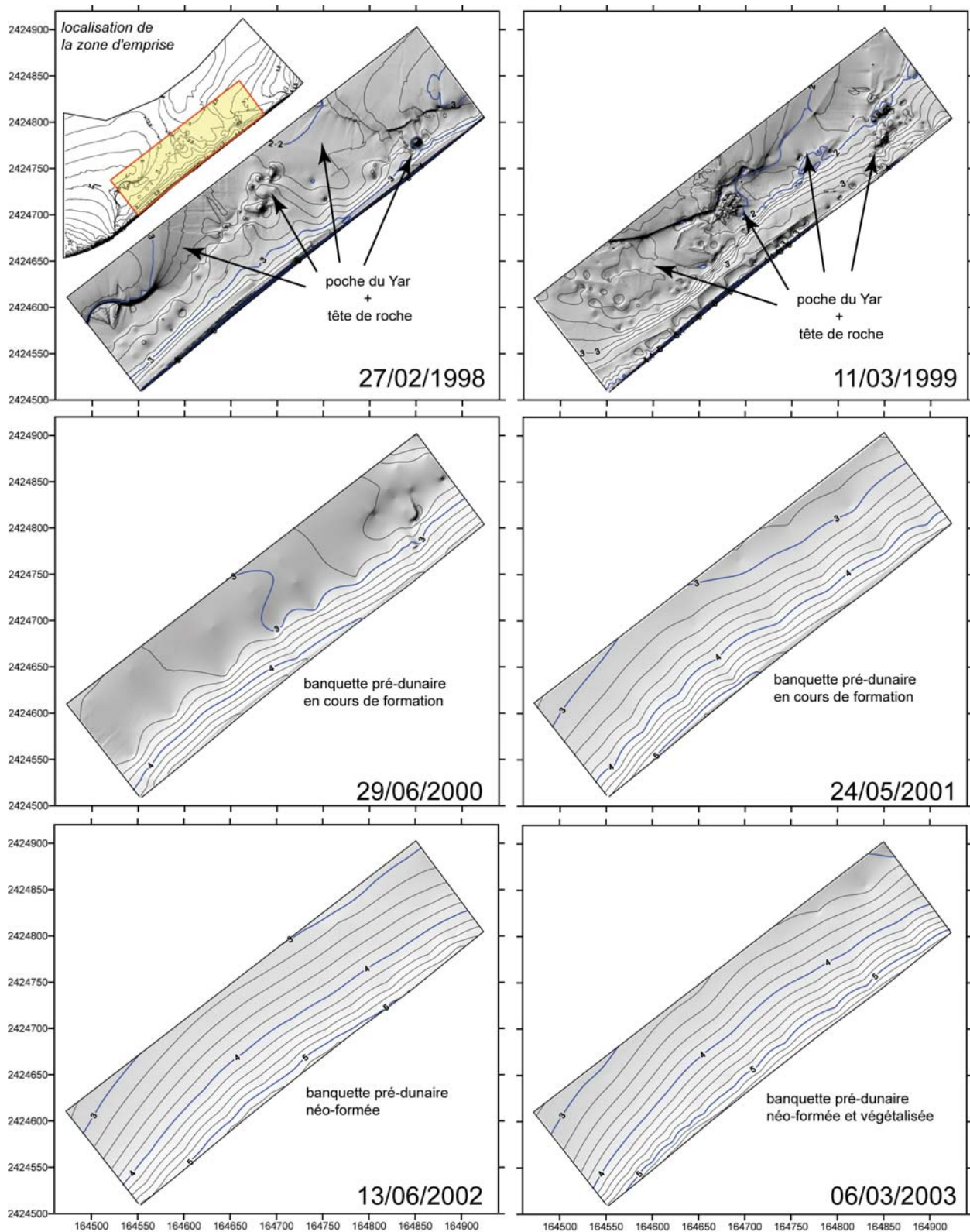


Figure 52. A : Evolution morphosédimentaire et différents stades de construction du cordon dunaire de Tréduder à l'endroit de l'ancienne « poche du Yar » entre 1998 et 2003

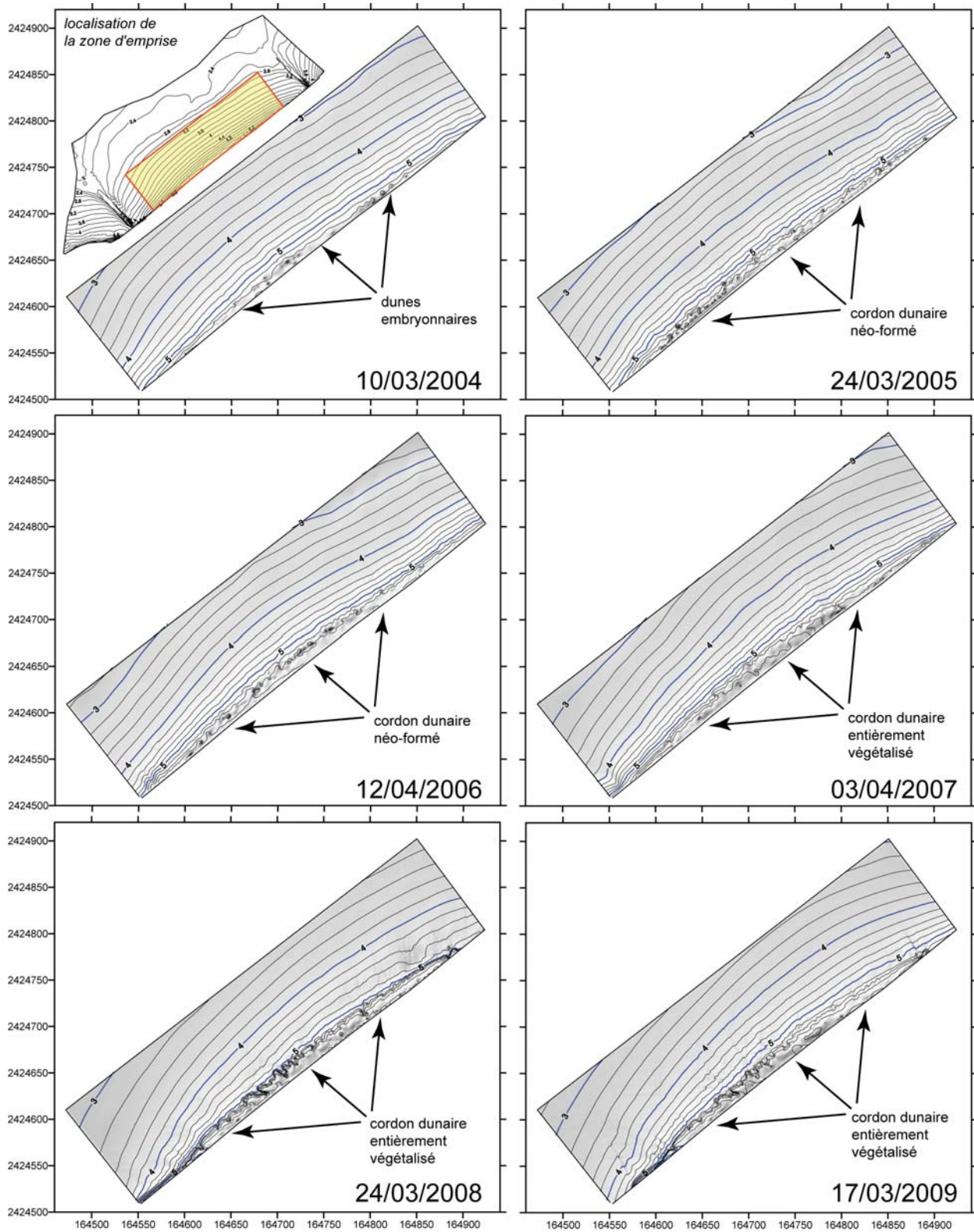


Figure 52. (suite) B : Evolution morphosédimentaire et différents stades de construction du cordon dunaire de Tréduder à l'endroit de l'ancienne « poche du Yar » entre 2004 et 2009

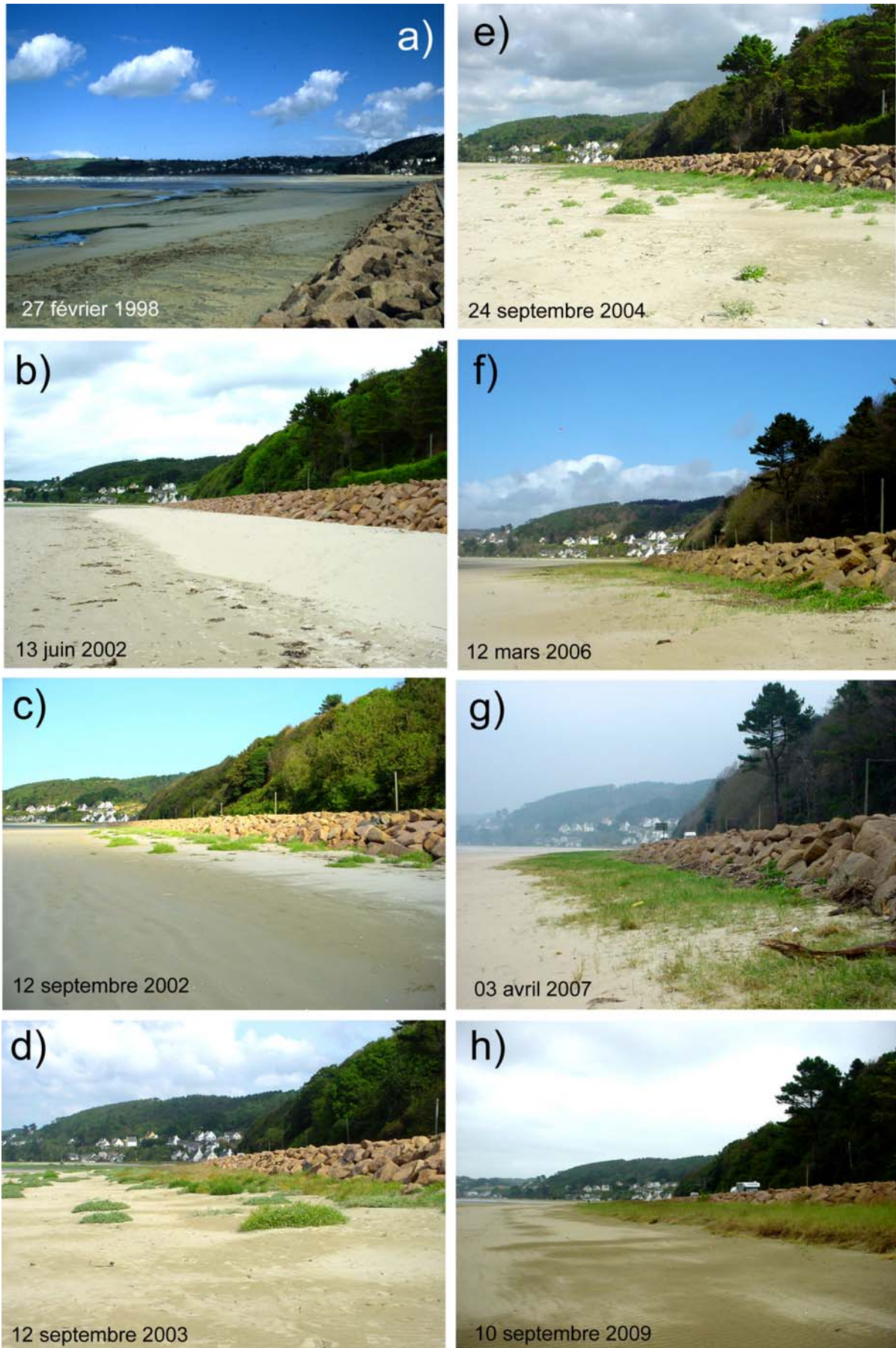


Photo 5. Différents stades de construction du cordon dunaire de Tréduder entre 1998 et 2009

L'analyse du bilan sédimentaire entre 1998 et 2009 a aussi montré une continuité du processus engagé dès l'année 1999. Les taux d'accrétion au niveau de « la poche du Yar » ont atteint 3 à 3,5 m sur l'ensemble de la période. À l'inverse, le secteur situé à l'ouest du Yar a enregistré une déperdition très importante de sédiment (figure 53). L'érosion a atteint 3 m entraînant une disparition complète de la dune du Grand Rocher. À l'est du Roscoat, les changements ont été peu importants, les valeurs proches de zéro ont confirmé que le bilan sédimentaire tendait à l'équilibre. Cet aspect sera développé dans le chapitre suivant.

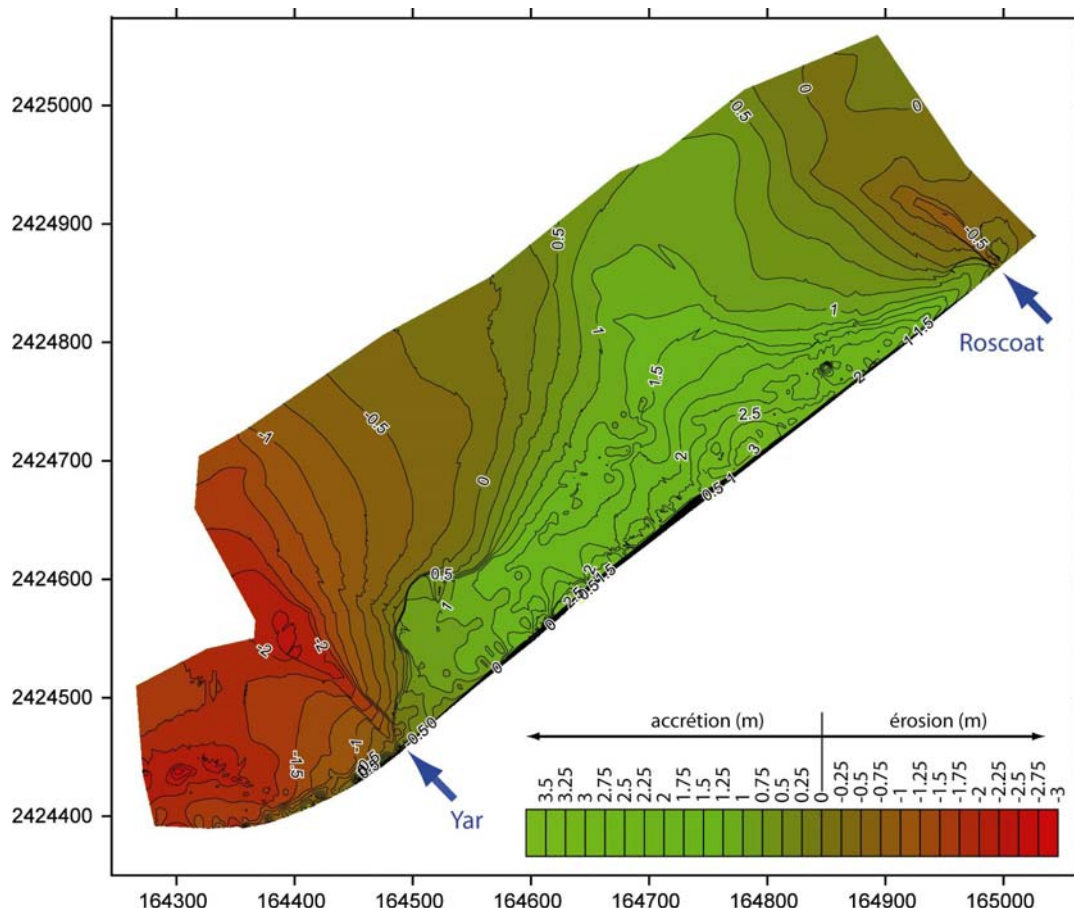


Figure 53. Taux d'érosion et d'accrétion mesurés entre 1998 et 2009 dans le secteur de Tréduder et du Grand Rocher (baie de Saint-Michel-en-Grève)

1-3-2 Vingt ans d'évolution du trait de côte

L'analyse de la cinématique du trait de côte a été poursuivie en intégrant les mesures de terrain réalisées entre 2004 et 2009. De même, l'acquisition des photographies aériennes des années 1992 et 1993, a permis de compléter le jeu de données. Ainsi, à l'exception des années 1991 et 2000, il a été possible de retracer l'évolution du rivage de l'ensemble de la baie de Saint-Michel-en-Grève depuis les vingt dernières années avec une fréquence annuelle. D'un point de vue méthodologique, nous avons repris la même approche que celle utilisée précédemment (Stéphan et Suanez, 2004), la limite de végétation dunaire au niveau de quatre secteurs de la baie a été utilisée comme ligne de référence du trait de côte (figure 54). Si dans le secteur de Saint-Efflam, il existait déjà à la fin des années 1980 un maigre cordon dunaire, comme nous l'avons rappelé précédemment, c'est principalement à partir du début des années 1990 que les dunes ont été édifiées en fond de baie (Bouvier, 1994 ; Pinot, 1995 ; Gad, 1999).

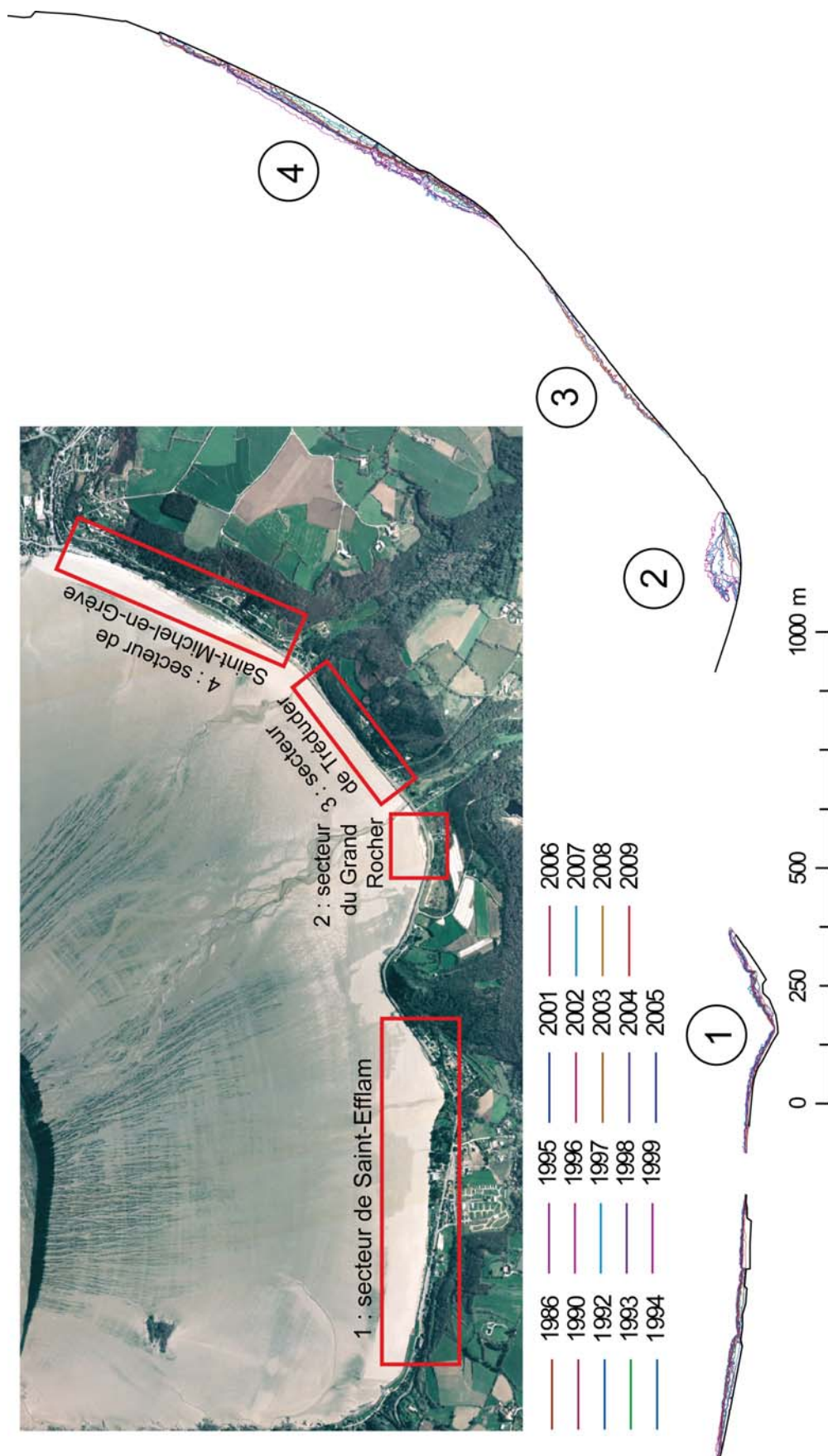


Figure 54. Cinématique du trait de côte de baie de Saint-Michel-en-Grève entre 1986/90 et 2009

L'évolution du trait de côte a été retracée à partir du calcul des surfaces dunaires gagnées ou perdues pour les quatre secteurs étudiés (figure 55). L'analyse des données des trois secteurs de Saint-Efflam, du Grand Rocher, et de Saint-Michel-en-Grève a montré une première phase de construction dunaire particulièrement rapide entre la fin des années 1980, début des années 1990, et l'année 1999. L'allure similaire des courbes caractérisant cette période a indiqué une tendance commune à l'alimentation sédimentaire pour les trois sites. À partir de 1999 une seconde phase marquée par une diminution des surfaces dunaires a débuté. Cette phase érosive s'est poursuivie jusqu'en 2002 pour le cordon de Saint-Michel-en-Grève, elle n'a par contre jamais cessé au niveau du Grand Rocher, entraînant la disparition totale de la dune en 2008. Dans le détail, l'évolution mesurée pour cette dernière a montré que le recul de la dune s'est fait suivant des vitesses différentes, très rapidement entre 1999 et 2002, et à partir de l'hiver 2006-07, plus lentement entre 2003 et 2006 (figure 55A).

Pour le secteur de Saint-Michel-en-Grève, cette phase érosive a laissé place à un nouveau stade d'engraissement du cordon dunaire (figure 55B). Cette troisième période allant de 2003 à 2006, a été marquée par une progradation notable du trait de côte dans la partie sud sud-ouest du secteur. À partir de l'hiver 2006-2007 une nouvelle phase érosive, particulièrement importante en 2008, a pris place. Elle s'est achevée fin 2008 comme l'a indiqué le stade d'engraissement enregistré durant l'année 2009.

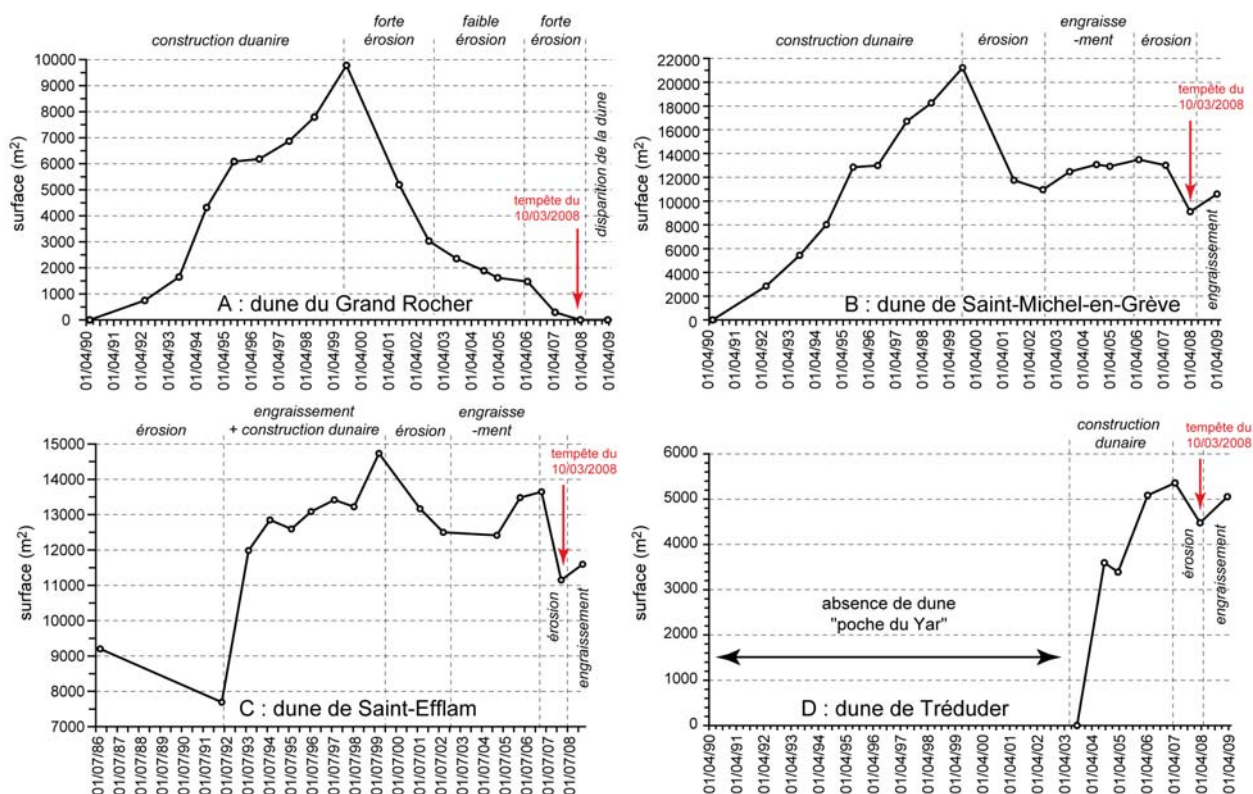


Figure 55. Evolution des surfaces dunaires calculées à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte entre 1990 et 2009 en baie de Saint-Michel-en-Grève

Une évolution similaire a été observée au niveau du secteur de Saint-Efflam (figure 55C). Après un premier stade érosif entre 1986 et 1992, est intervenue une phase d'engraissement et/ou de construction dunaire jusqu'en 1999. Durant cette période, on note toutefois qu'entre 1995 et 1998, l'évolution n'a pas été linéaire. Entre 1999 et 2002, on a assisté à un nouveau recul du trait de côte. À partir de 2005, une tendance globale à

l'engraissement est enregistrée, elle est interrompue par un stade érosif notable entre 2006 et 2008. L'hiver 2008-2009 a été marqué quant à lui par une progradation du trait de côte.

Au niveau du secteur de Tréduder enfin, la phase de construction dunaire évoquée dans les études précédentes (Stéphan et Suanez, 2005) s'est poursuivie jusqu'en 2007. À partir de 2003, la présence d'une végétation pérenne permettait de positionner clairement la limite du trait de côte qui a progradé jusqu'en 2007. En 2008, une seconde phase érosive a débuté, avant de laisser place à un nouveau stade d'engraissement durant l'année 2009 (figure 55D).

1-4 Analyse des conditions météomarines enregistrées au cours des deux dernières décennies

L'analyse morphosédimentaire des cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève s'est accompagnée d'une étude des conditions météomarines enregistrées sur la même période de temps, afin de mesurer la part des forçages naturels dans l'évolution du bilan sédimentaire présenté ci-dessus. Ce travail a reposé sur le traitement de données de houles acquises par modélisation auprès du LNHE-EDF¹⁵, et de marée correspondant aux enregistrements du marégraphe de Roscoff, sur la période 1990-2009 ; il s'est aussi accompagné de l'analyse des données de vent et de pression barométrique enregistrées par la station Météo France de Lannion sur des périodes plus réduites (figure 56). Dans le même temps, le calcul des niveaux d'eau extrêmes à la côte a été réalisé en combinant la marée observée et le *runup*¹⁶. Ces hauteurs ont été comparées aux altitudes des pieds de dune comprises entre 5 et 5,4 m NGF pour l'ensemble des cordons de la baie. Cette démarche, reposant sur une approche avant tout théorique, ne correspond certainement pas à la réalité de terrain. Elle permet toutefois d'obtenir des ordres de grandeur utiles à la comparaison d'événements morphogènes en combinant deux paramètres essentiels dans la déformation du plan d'eau à la côte : la marée prédite + surcote (marée observée) et la houle, représentée dans ce cas par le *runup*. Cette approche méthodologique sera plus longuement développée dans la quatrième partie de ce mémoire.

Cinq phases ont été distinguées à la lecture de ces résultats (figure 56). La première a commencé après les fortes tempêtes de l'hiver 1989-90 et s'est terminée en 1992. Elle a été marquée par une faible activité morphogène. À partir de l'hiver 1992-93, une phase à l'inverse caractérisée par une forte fréquence d'épisodes morphogènes a débuté, elle s'est terminée avec l'hiver 2002. Durant cette période, la tempête du mois de janvier 1998 a été la plus virulente, elle a aussi généré des hauts niveaux d'eau avoisinant 5,40 m. La troisième phase couvrant la période 2002-2006 a été de nouveau peu morphogène, à l'exception d'un épisode au mois de mai 2004. Ce haut niveau d'eau a toutefois été généré par une houle peu énergétique. À partir de l'hiver 2006-2007, la fréquence des niveaux d'eau extrêmes associés à de virulentes tempêtes a été plus forte. L'épisode du 10 mars 2008, sur lequel nous reviendrons plus longuement dans la quatrième partie de ce mémoire, a été le plus important. Les données de houles ont toutefois indiqué que cet épisode avait été peu énergétique en comparaison de celui survenu au mois de décembre 2007. Comme on le verra ultérieurement, les niveaux d'eau exceptionnels de la tempête du 10 mars 2008 (environ 5,80 m) sont avant tout liés au fait que cet événement est intervenu en période de vive-eau (coefficient de marée 106). L'hiver 2008-2009 correspondant à la cinquième phase a été quant à lui beaucoup plus calme.

¹⁵ Ces données ont été acquises à partir d'un modèle d'état de mer océanique (résolution 20 km) en un point situé à l'entrée de la baie de Lannion (long. -3,7368° ; lat. 48,9294° ; profondeur 50 m).

¹⁶ Le calcul du *runup* a été effectué à partir de l'équation de P. Ruggiero *et al.* (2001) en prenant pour valeur de pente $\tan\beta = 0,002$.

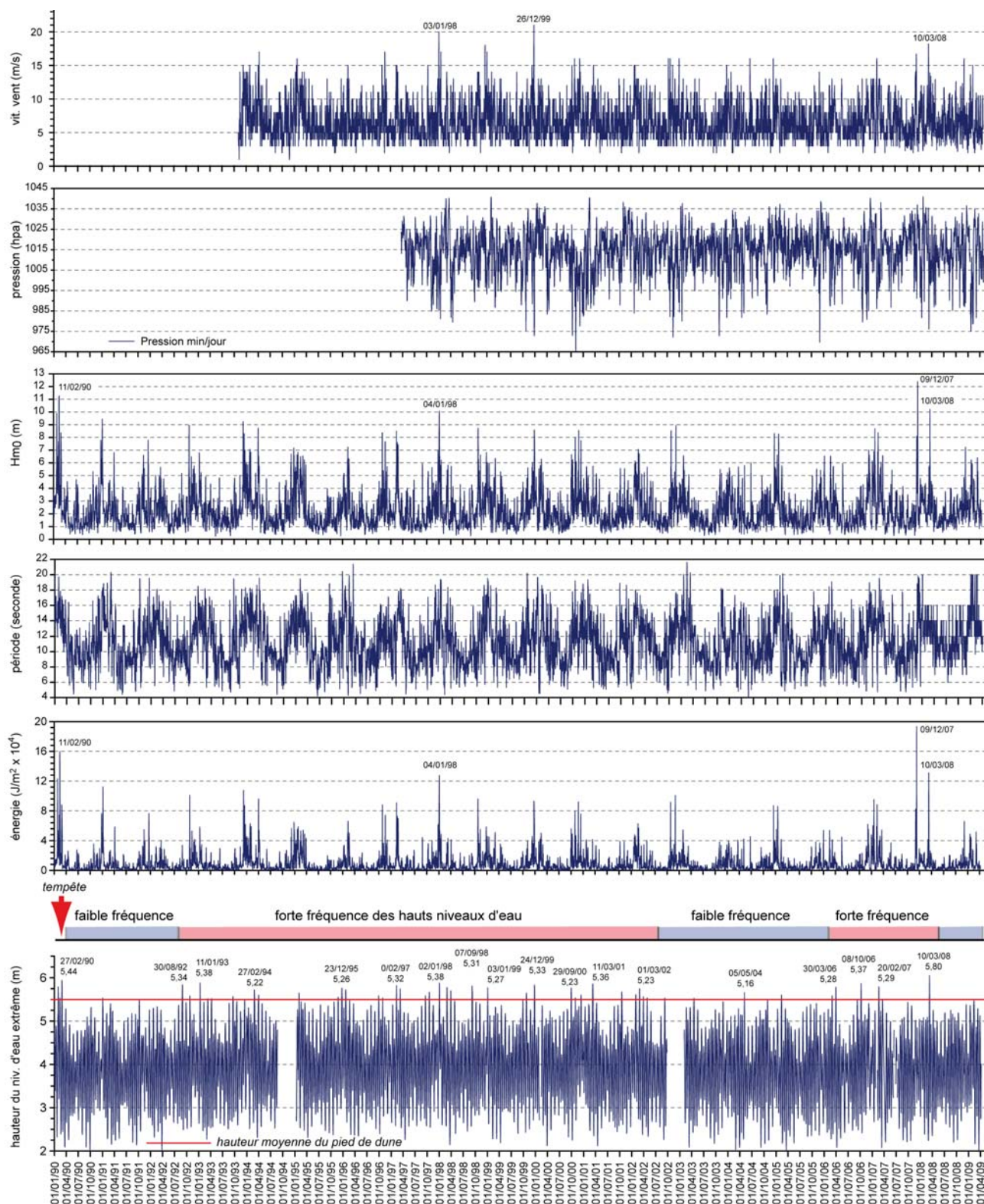


Figure 56. Analyse des conditions météorologiques et hydrodynamiques entre 1990 et 2009 en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côte d'Armor)

1-4 Conclusion : évolution morphosédimentaire et forçages

Le croisement des données sur la cinématique du trait de côte et des conditions météomarine et hydrodynamiques permet de montrer l'action des forçages naturels sur l'évolution du bilan sédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève depuis les 20 dernières années (figure 57).

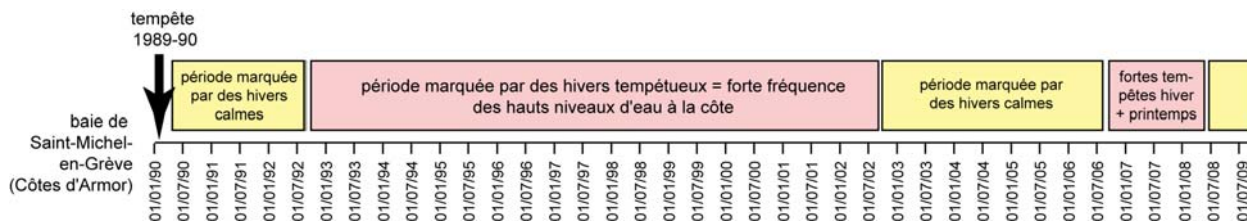


Figure 57. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires entre 1990 et 2009 établie à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte et des agents météomarine en baie de Saint-Michel-en-Grève

Les fortes tempêtes l'hiver 1989-90 ont entraîné une érosion du rivage comme le montre la diminution des surfaces dunaires de Saint-Efflam entre 1986 et 1992 (figure 55C). La signature de ces tempêtes au niveau des autres cordons dunaires est absente car ces derniers n'existaient pas à cette époque. La période d'accalmie qui a suivi s'est accompagnée d'un engraissement important du fond de baie. C'est en effet au début des années 1990 qu'a commencé la construction des dunes du Grand Rocher et de Saint-Michel-En Grève. L'édification de ces cordons dunaires s'est poursuivie jusqu'en 1999, et ce malgré la fréquence élevée d'épisodes morphogènes dès l'hiver 1992-93. On peut supposer que durant toute cette période les apports sédimentaires importants ont permis de gommer l'action érosive de ces épisodes. Cependant, comme le montre la figure 54, l'évolution des surfaces dunaires a connu des stades de stagnation, voire de diminution comme à Saint-Efflam, certainement liés aux phénomènes l'érosion par les hauts niveau d'eau. À partir de 1999, l'ensemble des cordons dunaires a observé un recul important que l'on peut mettre en relation avec les fortes tempêtes de décembre 1999 et de mars 2001, ou de la fin de l'année 2000 (photo 6A).



Photo 6. Cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève. A : situation le 15/09/2000 où l'on voit que les dunes sont entaillées en falaise d'érosion. B : situation le 12/09/2002 montrant que les formes d'érosion ont disparu et qu'une végétation halonitrophile a permis l'installation d'un chapelet de dunes embryonnaires (clichés S. Suanez).

Cependant, comme nous le verrons dans la cinquième partie de ce mémoire, cette phase érosive a aussi été expliquée par l'action des forçages anthropiques. Elle est en effet

intervenue après « l'ouverture artificielle » des cours d'eau du Yar et du Roscoat dans l'estran. Ces interventions humaines ont eu pour effet de modifier la dynamique hydrosédimentaire de ce secteur, entraînant des phénomènes rétroactifs qui se sont soldés par une érosion des dunes.

À la fin de l'année 2002 cette phase érosive a stoppé. On a même assisté à un réengraissement des dunes comme à Saint-Michel-en-Grève où les formes d'érosion observées au mois de septembre 2000 (photo 6A) commençaient à disparaître sous l'effet des apports sédimentaires (photo 6B). Cette phase marquée par un bilan sédimentaire positif est intervenue comme nous l'avons vu à une période où la fréquence et l'intensité des épisodes morphogènes diminuait ; elle s'est poursuivie jusqu'à l'hiver 2006-07. C'est aussi durant cette période que le cordon dunaire de Tréduder a commencé à se construire alors que celui du Grand Rocher continuait à s'éroder. Comme nous le verrons ultérieurement, c'est le transfert des sédiments érodés à la dune du Grand Rocher qui a permis l'édification de celle de Tréduder.

À partir de l'hiver 2006-07, la ligne de rivage a de nouveau reculé sous l'effet de l'érosion générée par des épisodes morphogènes plus violents et plus fréquents. La tempête du mois de mars 2008 illustre particulièrement bien cette phase érosive qui a affecté l'ensemble des cordons dunaires de la baie (photo 7). Enfin, comme nous l'avons souligné, la « clémence » de l'hiver 2008-09 s'est soldé par une régénération des systèmes dunaires.



Photo 7. Illustration de l'érosion des dunes de la baie de Saint-Michel-en-Grève occasionnée durant l'épisode du 10 mars 2008. A et B : cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève avant et après la tempête. C et D : cordon dunaire de Saint-Efflam avant et après la tempête (clichés S. Suanez)

2 – Dynamique morphosédimentaire des cordons de galets de l'archipel de Molène

En 1959, A. Guilcher considérait déjà l'archipel de Molène comme un « *laboratoire intéressant pour l'étude de l'adaptation des accumulations littorales à la houle* » (Guilcher, 1959). Quelques années plus tard, dans une étude géomorphologique de l'archipel de Molène, B. Hallégouët écrivait « *on y rencontre un véritable laboratoire [...], il serait donc souhaitable que les chercheurs puissent y installer des stations de mesures et d'observation afin de suivre l'évolution du milieu et d'étudier les processus morphodynamiques s'exerçant sur les fonds et les rivages* » (Hallégouët, 1982b). C'est dans cet esprit qu'un travail d'observation (toujours en cours) a été lancé en 2002 à la demande du gestionnaire des quatre îlots de la réserve, la SEPNB – Bretagne Vivante¹⁷ (figure 58), bénéficiant de financements de la DIREN Bretagne. Ce travail a commencé par le suivi des cordons de galets de l'île de Trielen (Fichaut et Suanez, 2005), notamment la belle forme fuyante située au nord de l'île (photo 8A). À partir de 2005, le suivi a été étendu aux îles de Lez ar Chriszienn et de Banneg (photos 8B et 8C) (Fichaut et Suanez, 2007a ; Fichaut et Suanez, 2007b ; Fichaut et Suanez, 2008). En 2007 enfin, l'ensemble des formations meubles du dernier îlot de la réserve, Balaneg (photo 8D), a été levé en 2007.

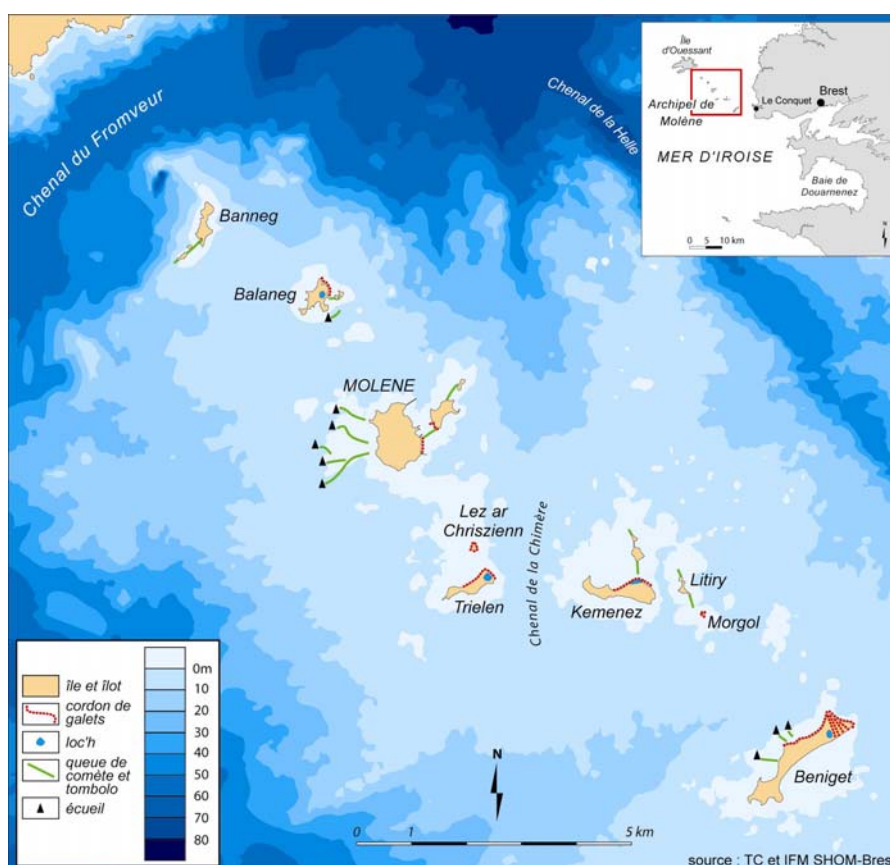


Figure 58. Carte de localisation des îles de l'archipel de Molène

¹⁷ La Société d'Etude et de Protection de la Nature en Bretagne (SEPNB), localisée à Brest, est une association loi 1901 qui a été créée en 1958 par un collectif de scientifiques et de bénévoles naturalistes investis dans la protection de la nature.

Nous présentons ici les résultats du suivi morphosédimentaire réalisé sur les îles de Trielen et de Lez ar Chriszienn entre 2002 et 2009. Pour Trielen, les travaux ont essentiellement porté sur le cordon de galets septentrional que nous apparentons à une forme « fuyante ». L'objectif a été d'une part de voir si ces formes d'accumulation étaient toujours alimentées ; d'autre part, d'analyser les modalités de leur évolution morphosédimentaire actuelle en étudiant l'action des forçages météomarins.



Photo 8. Vues aériennes des quatre îlots de la Réserve Naturelle de la mer d'Iroise. A : île de Trielen. B : île de Lez ar Chriszienn. C : île de Banneg. D : île de Balaneg (clichés : L. Brigand, 2006).

2-1 Originalité des formes « fuyantes » constituant les accumulations de galets de l'archipel de Molène

Comme l'avait bien décrit A. Guicher pour la première fois en 1959, l'originalité morphologique de l'archipel réside dans l'abondance de plages « fuyant » les houles, et formant ainsi des tombolos et/ou des queues de comètes (figure 58). Ces formes édifiées durant la transgression Holocène s'apparentent à de longues traînées de galets situées derrière des roches isolées. En arrière de certaines îles, généralement les plus grandes, on trouve aussi des formes d'abri de très grandes dimensions. Elles constituent des cordons de galets enserrant des petits plans d'eau appelés « *loc'h* » (figure 58). C'est le cas à Balaneg ou de Quéménès, mais c'est à Béniget et à Trielen que ces édifices sont les plus remarquables et assimilables à d'énormes queues de comètes étirées selon un axe sud-ouest nord-est qui correspond à la direction principale des houles incidentes. Là encore, ces accumulations se sont construites –et se construisent?– à l'abri de pointements rocheux qui servent généralement d'ancrage.

D'un point de vue morphologique, l'île de Trielen est caractérisée par trois cellules hydrosédimentaires (figure 59) qui ont été particulièrement bien décrites par B. Fichaut et S.

Suanez (2007a). Nous n'en rappellerons ici que les traits essentiels. Au sud de l'île, les deux cellules hydrosédimentaires d'An Henn Karr à l'ouest, et de Porz Douc'h à l'est, se répartissent de part et d'autre d'un large saillant rocheux prolongé par une large plate-forme d'abrasion. Toutefois, à l'exception du secteur d'An Henn Karr où l'érosion des falaises de *head* livre encore un peu de cailloux et de blocs à la dérive littorale, la fourniture de matériel est pratiquement inexistante. Les seules dynamiques à l'origine des modifications que connaissent les deux cordons d'An Henn Karr et de Porz Douc'h concernent des mouvements sédimentaires transversaux. Ces derniers correspondent à de simples réajustements localisés consistant en un raidissement ou une diminution des pentes au gré des changements de l'état de la mer (Fichaut et Suanez, 2005).

La troisième cellule hydrosédimentaire située au nord de l'île constitue le système morphodynamique le plus intéressant. Elle est formée à l'ouest, au niveau de la pointe de Penn Braz, de falaises rocheuses vives. Cette première zone presque entièrement dépourvue de formations superficielles fournit actuellement très peu de matériel à la dérive littorale. Vient ensuite une zone de transit soulignée en haut d'estran par un maigre cordon de galets attestant là encore de la faiblesse des apports sédimentaires provenant de l'ouest. La troisième zone marque le début de la forme d'accumulation fuyante à proprement parler. C'est là que commence le dépôt du matériel en partie prélevé sur la face exposée de l'île pour former le grand cordon d'abri de Trielen. Ce secteur fournit également du matériel car il est formé d'anciennes plages géliturbées aujourd'hui soumises à l'érosion marine. À l'est de Porz, Pen Biliog forme la dernière zone. C'est la partie la plus massive de l'énorme cordon de galets. Large de 200 mètres et épais de plus de 10 mètres, ce secteur marque le terme de la dérive littorale. L'incurvation vers le sud-est de son extrémité montre que l'accumulation a été rabattue par l'action des houles secondaires de secteur nord conjuguée à celle de puissants courants de jusant dans le chenal de la Chimère (figure 58). Le crochet ainsi formé isole une dépression occupée par un plan d'eau : le *loc'h*.

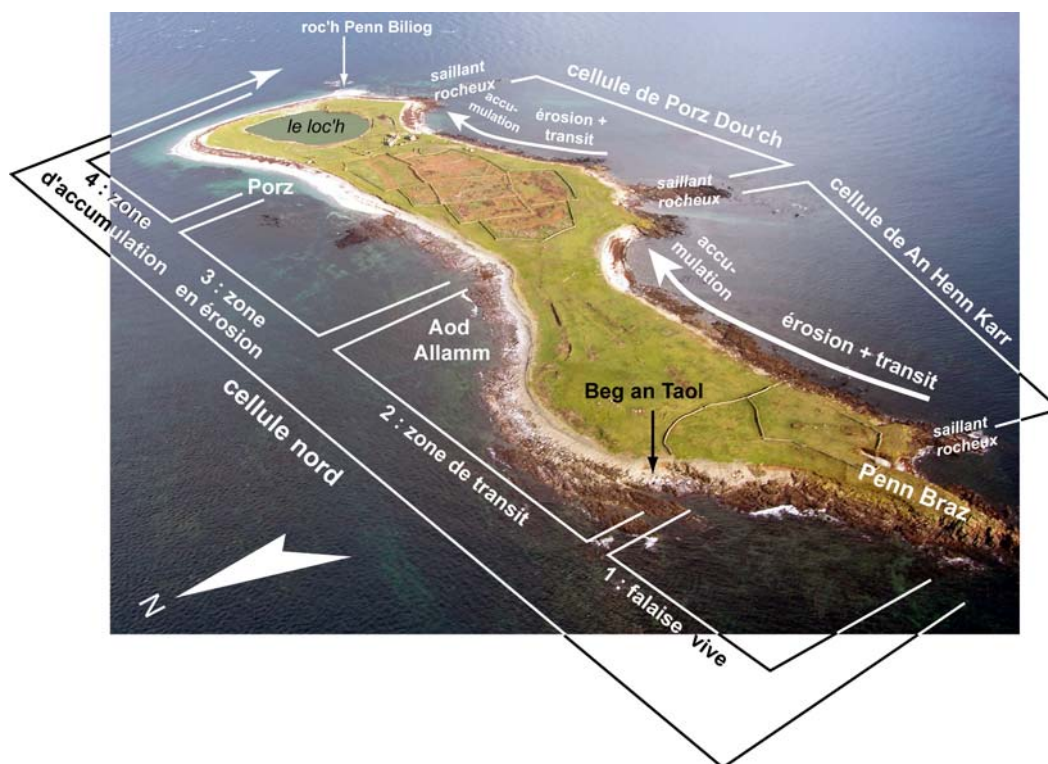


Figure 59. Localisation des cellules hydrosédimentaires de l'île de Trielen (archipel de Molène) (modifié d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2007a)

La morphologie de l'île de Lez ar Chrzienn, petit îlot situé immédiatement au nord de Trielen (figure 58), est l'expression d'une dynamique similaire à celle de cette dernière. Cet îlot est presque exclusivement constitué d'une accumulation de galets ancrée sur des hauts fonds. Le matériel érodé sur la face ouest exposée a migré progressivement sous abri de l'île où, réagencé par les houles de secteur nord-est, il a formé quatre cordons accolés dont les trois plus anciens sont entièrement végétalisés (figure 60).

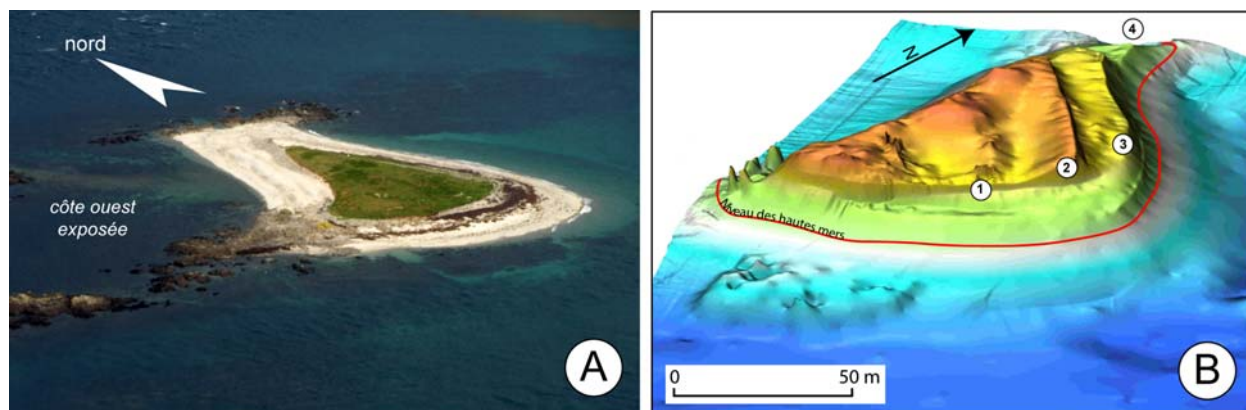


Figure 60. Vue aérienne de l'îlot de Lez ar Chrzienn (A). Topographie de l'îlot montrant la succession des quatre cordons de galets en situation d'abri (B).

L'analyse pétrographique du matériel constituant ces accumulations a indiqué qu'une grande partie des apports était d'origine exogène (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989). La présence de galets de granite, de grès et de quartzite, ou de basalte islandais, a démontré que ce matériel ne pouvait pas provenir de la simple désagrégation des roches présentes dans l'archipel, essentiellement constituées de gneiss ou de granodiorite comme à Trielen ou Lez ar Chrzienn.

2-2 Observation topo-morphologique et évolution du bilan sédimentaire

2-2-1 Méthode de suivi

Le suivi morphosédimentaire a reposé sur des levés de terrain effectués au DGPS avec une fréquence annuelle. Entre 2002 et 2009, dix campagnes de mesure ont été réalisées. Elles ont débuté en 2002 sur l'île de Trielen, et en 2005 sur Lez ar Chrzienn (tableau 15).

Ile de Trielen	Ile de Lez ar Chrzienn
27 et 28 juin et 23 et 24 septembre 2002	Formations littorales de l'île de Trielen
07 et 08 juillet 2003	Partie interne de l'île de Trielen
15 et 16 avril 2004	Partie interne de l'île de Trielen
30 et 31 août et 01 septembre 2004	Formations littorales de l'île de Trielen
22 au 25 août 2005	Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn
7 au 11 septembre 2006	Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn
17 au 19 février 2007	Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn
29 août 2007	Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn
22 au 23 avril et 02 mai 2008	Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn
7 au 9 avril 2009	Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn

Tableau 15. Inventaire des relevés topo-morphologiques effectués entre 2002 et 2009 sur les îles de Trielen et de Lez ar Chrzienn

Seules les formations littorales, telles que les cordons de galets, les plages de sables, ou encore les falaises meubles, ont été levées à chaque campagne. Les parties internes végétalisées des îlots n'ont été mesurées qu'une fois, constituant un fichier « invariable » que nous avons réutilisé pour tous les calculs de modèle numérique de terrain. À partir de ces données, une cartographie dynamique des bilans sédimentaires a été établie afin de spatialiser les changements morphosédimentaires et de quantifier les volumes de matériel déplacés.

2-2-2 Analyse des résultats

Une partie de ces données a fait l'objet de deux publications qui ont permis de dresser un premier bilan morphosédimentaire de la formation fuyante constituant le système morphodynamique du nord de l'île de Trielen entre 2002 et 2005 (Fichaut et Suanez, 2005 ; 2007a). Ces premiers résultats ont indiqué :

- d'une part, que la dynamique morphosédimentaire était marquée par des transferts de matériel d'ouest en est (figure 61). Comme le montre cette figure, entre 2002 et 2005 l'extrême pointe de Penn Biliog a perdu 5200 m³ de galets que l'on retrouve vers le sud (+ 2800 m³) et vers l'ouest (+ 2100 m³).
- d'autre part, que la falaise constituée de plages anciennes entre les secteurs de Aod Allam et de Porz avait reculé entre 1 et 2,5 m, livrant ainsi un volume de galets estimé à environ 500 m³.
- enfin, que le bilan sédimentaire de l'ensemble de la forme entre 2002 et 2005 était resté stable (figure 62). La différence de -261 m³ pouvait être attribuée à l'incertitude de la mesure.

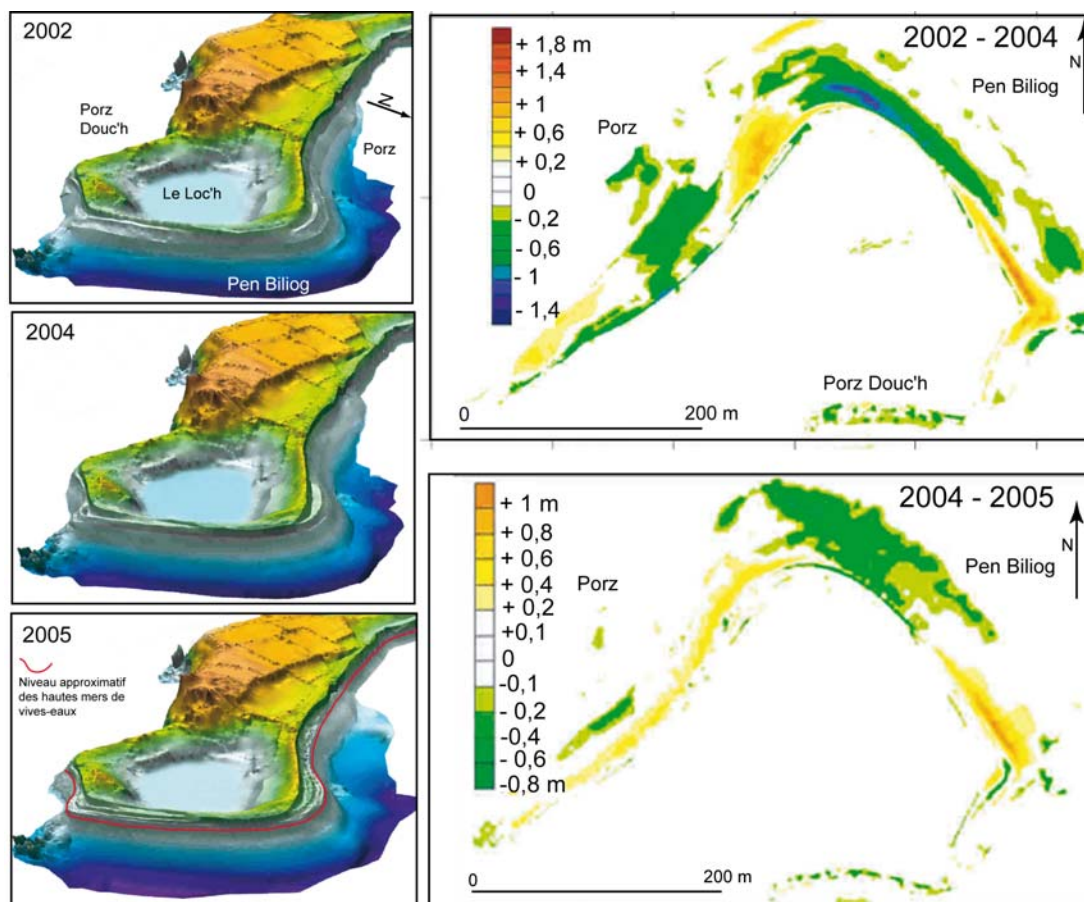


Figure 61. Changements morphosédimentaires de la forme fuyante située au nord de l'île de Trielen entre 2002 et 2004, et entre 2004 et 2005 (modifié d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2007a)

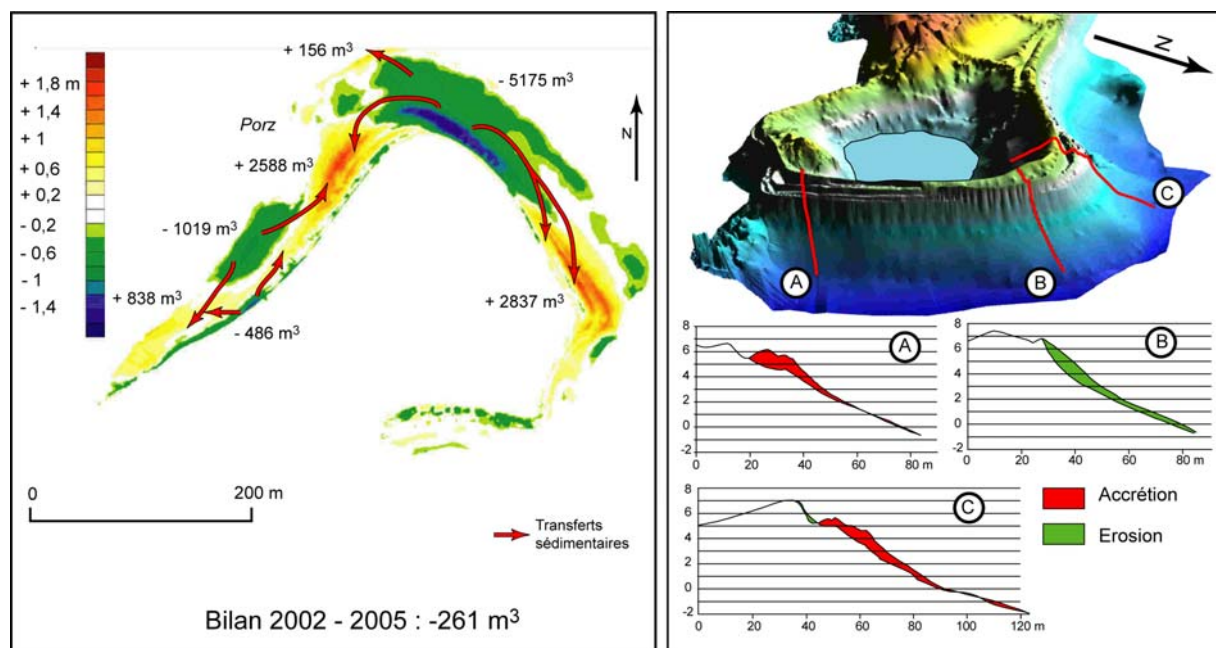


Figure 62. Calcul du bilan sédimentaire sur la période 2002-2005 de la forme fuyante située au nord de l'île de Trielen (modifié d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2007a)

La conclusion de ce premier travail a mis en évidence le caractère paradoxal d'une dynamique morphosédimentaire allant à l'inverse du fonctionnement de cette forme d'accumulation, construite par une dérive littorale transportant le matériel de l'ouest vers l'est, conformément à l'action des houles incidentes. Deux raisons ont été évoquées, la première étant la possibilité d'un changement d'orientation des vents dominants et donc de la houle incidente, impliquant un basculement vers le nord. Ces phénomènes ont été observés sur la pointe du Finistère au cours des dernières décennies (Pirazzoli *et al.*, 2004 ; Hénaff, 2004). Cependant les résultats produits par ces travaux ne couvrant que la 1950-1996, ne permettent pas de resituer nos observations (plus récentes) dans cette évolution. La seconde explication est probablement la situation de pénurie sédimentaire liée au fait que tout de secteur amont dérive ne fournit aujourd'hui pratiquement plus de sédiment. Dans ce contexte, l'action des houles secondaires de nord-est, associée aux puissants courants de marée de la passe de la Chimère, surtout lors du jusant, participerait au remodelage du cordon au niveau de Penn Biliog en repoussant les galets vers l'amont dérive et/ou vers le sud.

Nous avons profité de ce mémoire pour poursuivre l'analyse des dynamiques morphosédimentaires et du bilan sédimentaire en intégrant les levés réalisés entre 2006 et 2009. De même, le travail a été enrichi en tenant compte des mesures effectuées sur l'île de Lez ar Chrizienn. L'étude diachronique des changements morphologiques du cordon de Penn Biliog a montré que les déplacements sédimentaires s'inversaient suivant les périodes (figure 63). Comme nous l'avons vu, entre juin 2002 et août 2005 le transit s'est fait dans le sens opposé à l'action des houles incidentes d'ouest. Le matériel érodé dans la partie nord du cordon de Penn Biliog est allé engraisser les secteurs ouest et sud-est.

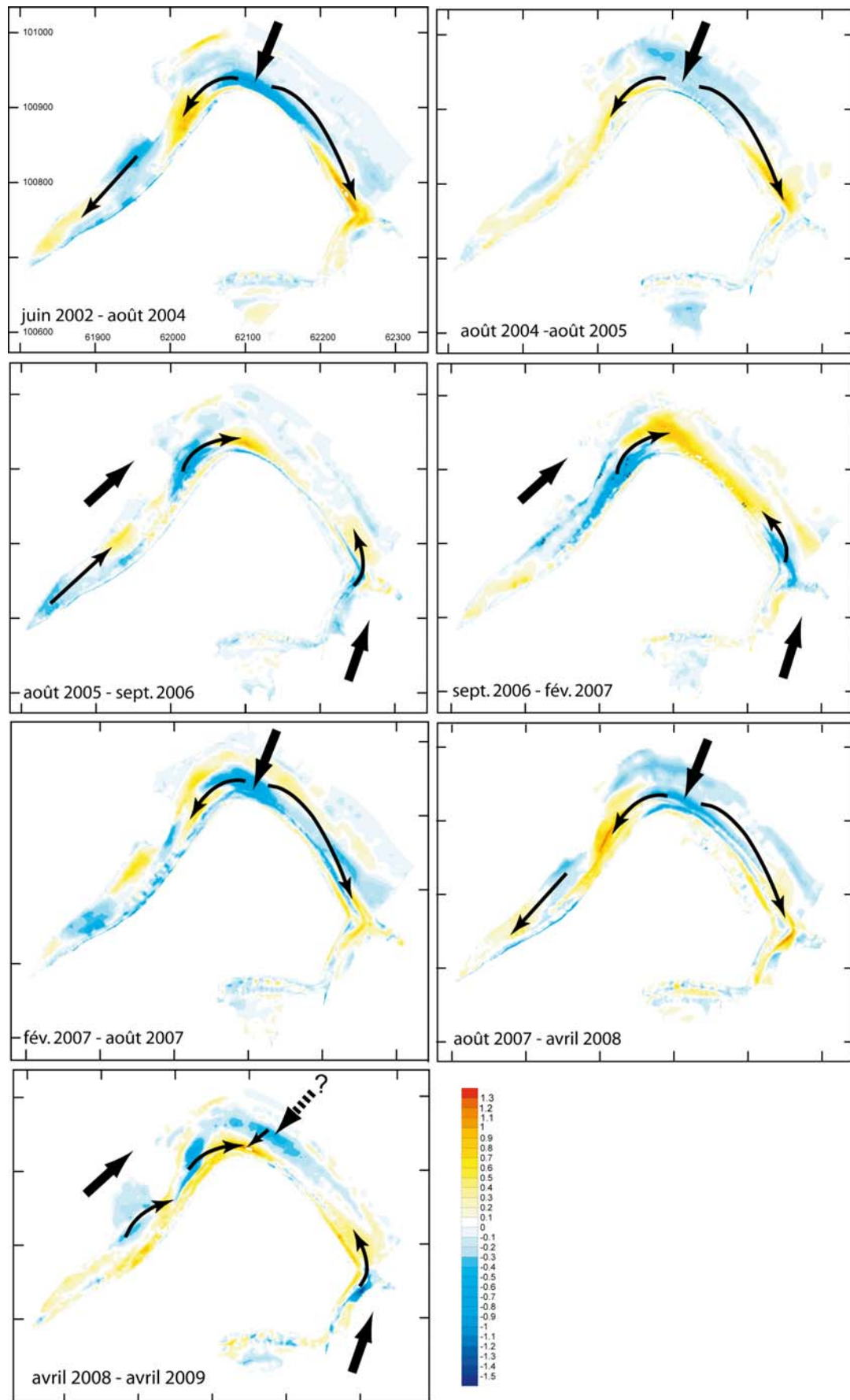


Figure 63. Changements morphosédimentaires du cordon de galets de Penn Biliog situé au nord de l'île de Trielen entre 2002 et 2009

Entre août 2005 et février 2007, ces dynamiques se sont inversées. Les transferts de galets se sont faits conformément au sens des houles incidentes d'ouest, générant un engraissement de la partie nord du cordon. Entre février 2007 et avril 2008, les déplacements de matériel ont de nouveau été orientés vers l'ouest et le sud-est alors que la partie nord du cordon se faisait là encore éroder. Cette période a été marquée par deux événements tempétueux de plus ou moins forte intensité, combinés à une marée de vive-eau ; ceux du 20 février 2007 et du 10 mars 2008 où la houle au large de Ouessant a respectivement atteint 6 m et 12,5 de hauteur significative pour une pleine mer mesurée au Conquet d'environ 4,20 m et 4,25 m NGF (respectivement coefficient de 110 et de 106). La dernière période (avril 2008-2009) s'est soldée par un retour du transit d'ouest en est permettant un réengraissement du secteur nord précédemment érodé. Dans le même temps, il semblerait qu'une partie du matériel accumulé au nord de Penn Biliog ait été remontée par l'action des houles de nord-est.

La comparaison réalisée entre 2002 et 2009 a confirmé les conclusions des précédentes études (Fichaut et Suanez, 2005, 2007a) en montrant que la résultante des dynamiques morphosédimentaires était orientée d'est en ouest (figure 64). Ainsi, nous pouvons affirmer que si, par le passé, la construction de cette forme fuyante s'est faite sous l'action des houles incidentes d'ouest, à l'heure actuelle, son évolution est commandée par les circulations secondaires, notamment les houles de nord-est, renforcées comme on l'a dit précédemment, par le jeu des courants de marée de jusant dans la passe de la Chimère. Ces derniers interviennent essentiellement dans les transferts sédimentaires orientés vers le sud-est, au niveau du compartiment 6 de Penn Biliog est (figure 64). De même, le calcul du bilan sédimentaire sur l'ensemble de la période a montré une grande stabilité (la faible valeur négative de -670 m^3 obtenue par le calcul des surfaces en érosion et en accrétion ne peut là encore être interprétée comme l'expression d'un bilan déficitaire car elle est de toute évidence bien inférieure à la marge d'erreur inhérente à la mesure). Ces résultats permettent encore une fois d'affirmer que cette forme fuyante, n'étant plus alimentée par de nouveaux apports, évolue à partir d'un stock fossile.

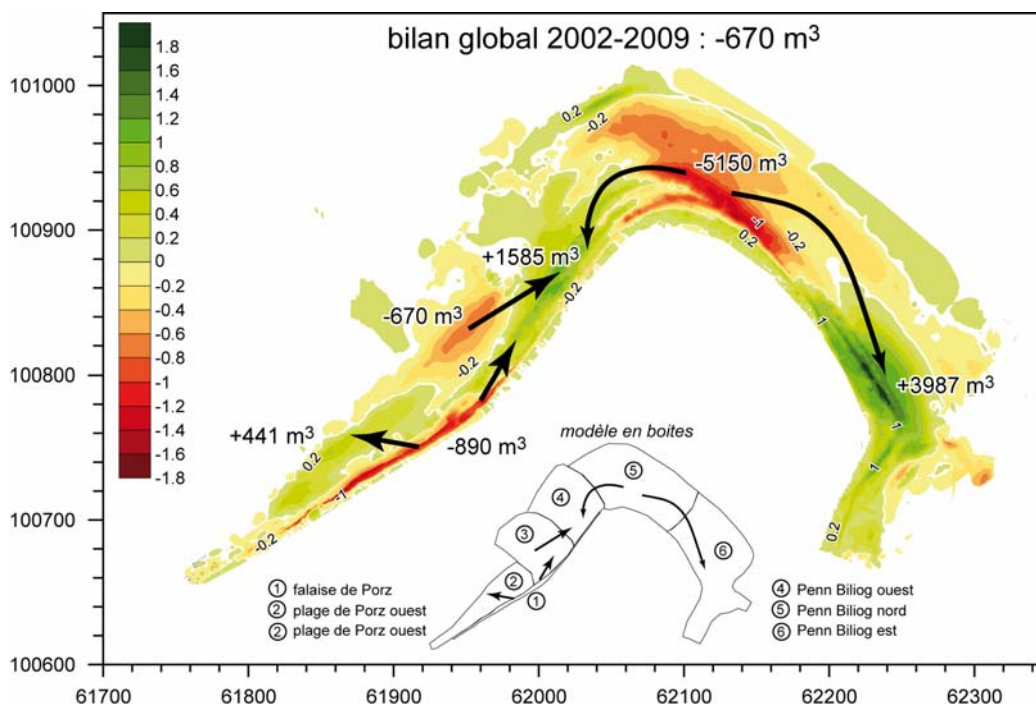


Figure 64. Calcul du bilan sédimentaire et établissement des transferts de matériel sur la période 2002-2009 du cordon de galets de Penn Biliog situé au nord de l'île de Trielen

2-2-3 Synthèse des dynamiques morphosédimentaires observées sur Trielen

L'ensemble de ces données nous amène à penser que le changement des dynamiques morphosédimentaires entre la période où cette forme s'est construite et l'actuel, n'est pas nécessairement lié à une variation des conditions météomarine majeures mais à un tarissement des apports sédimentaires. Ainsi, les houles incidentes d'ouest pourraient toujours jouer un rôle essentiel dans les dynamiques de transport orientées d'ouest en est, à ceci près qu'elles n'ont plus de matériel à déplacer. Les seuls transits encore possibles dans cette direction se font à partir du stock en place, de préférence en période de faible activité morphogène.

À l'inverse, lorsque l'action des houles de tempête d'ouest et des hauts niveaux de pleines mers de vives-eaux se combinent, on assiste à des transferts sédimentaires de direction nord à nord-est. Ces derniers sont principalement liés à la réfraction de la houle derrière l'île de Ouessant qui prend alors une direction méridienne, attaquant le cordon de Penn Biliog dans sa partie nord (figure 65). Nous n'excluons pas non plus le rôle des transits commandés par l'action des houles secondaires de nord-est lorsque les vents soufflent dans le même sens. Dans ces conditions, le matériel prélevé dans le secteur nord de Penn Biliog est déplacé vers l'ouest et le sud-est.

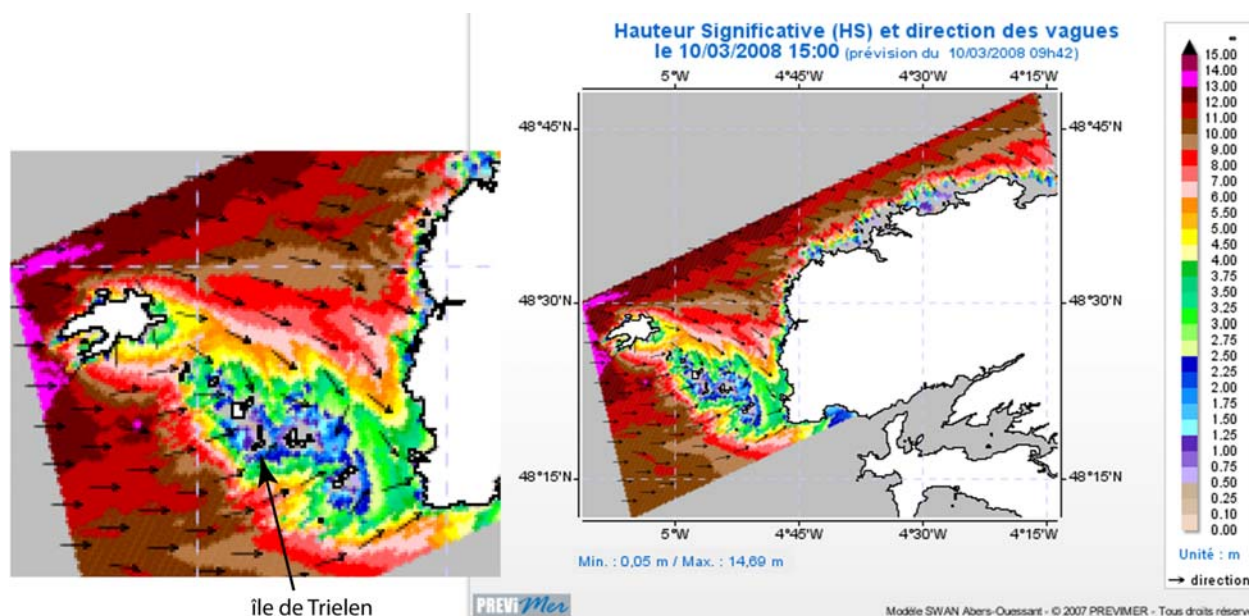


Figure 65 – Modèle de réfraction de la houle d'ouest en mer d'Iroise pour l'épisode tempétueux du 10 mars 2008 (source : site de PREVIMER – SHOM/IFREMER)

Les seuls transits permettant d'alimenter le cordon de Penn Biliog d'ouest en est, concernent la remobilisation des sédiments érodés aux falaises situées entre Aod Alamm et Porz, dont le volume a été évalué à 890 m³ sur l'ensemble de la période (figure 64). L'analyse de la cinématique du trait de côte dans ce secteur a montré que l'érosion a été particulièrement efficace entre 2002 et 2004, mais surtout entre février 2007 et avril 2008 (figure 66).

L'analyse des données météomarine enregistrées sur l'ensemble de cette période ont confirmé le rôle de l'action combinée des fortes houles et des niveaux de pleines mers de vives-eaux dans ces phases érosives (figure 67). Ainsi, les deux périodes marquées par un recul de la côte sont caractérisées par des niveaux de pleine mer toujours supérieurs à 4 m NGF. Comme on peut le voir sur la figure II-39, la fréquence de ces niveaux a été très forte entre l'hiver 2006-2007 et l'année 2008, période durant laquelle l'érosion de la falaise de Porz

a été la plus importante. Inversement, entre 2003 et 2006, les conditions météomarines beaucoup moins morphogènes s'accordent avec l'absence de recul significatif du rivage. Ce contexte morphodynamique caractérise également l'hiver 2008-09.

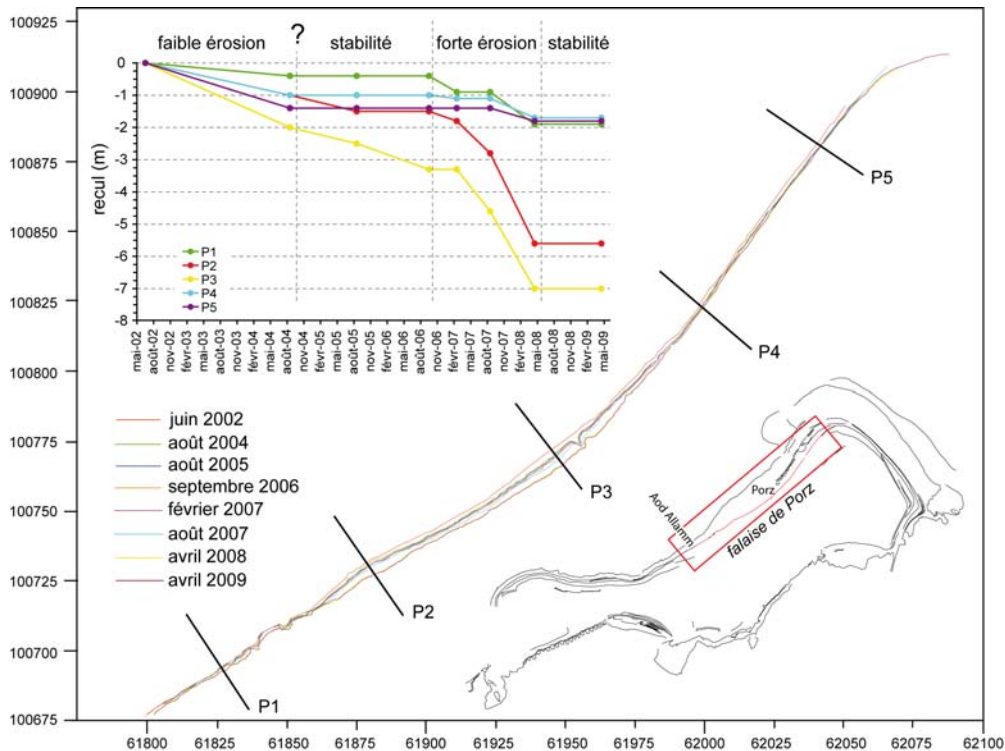


Figure 66. Cinématique du trait de côte entre Aod Allamm et la plage de Porz (île de Trielen) entre 2002-2009

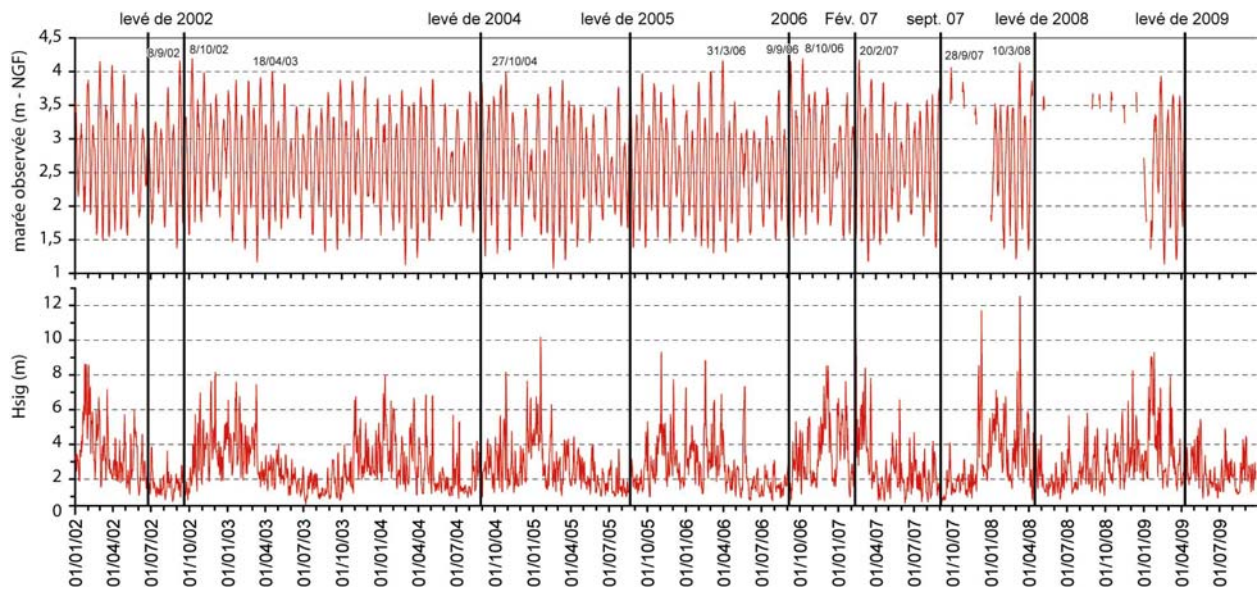


Figure 67. Analyse des conditions météomarines en mer d'Iroise pour la période 2002-2009. Les données de houle ont été acquises à partir d'un modèle d'état de mer océanique (résolution 20 km) au point de calcul de bouée BEAIII située au large de Ouessant (long. -5,946° ; lat. 48,6540° ; profondeur 110 m). Les données marégraphiques proviennent des enregistrements du marégraphe du Conquet.

Pour conclure, nous pouvons dire que les dynamiques observées sur le cordon de Penn Biliog illustrent les processus de « cannibalisation » propres à toutes les formes fuyantes dont

l'alimentation ne fait plus. Comme l'a montré P. Stéphan (2008), cette évolution est commune à la majeure partie des flèches de galets de Bretagne.

2-2-4 Dynamique morphosédimentaire de l'île de Lez ar Chrizienn

L'analyse des dynamiques morphosédimentaires enregistrées sur l'île de Lez ar Chrizienn a montré un fonctionnement tout à fait similaire à celui observé pour le cordon de Penn Biliog, sur Trielen (figure 68). Entre août 2005 et février 2007, les transferts sédimentaires ont été orientés d'ouest en est, conformément à l'action des houles incidentes d'ouest. La seconde période allant d'août 2007 à avril 2008 s'est soldée par un fonctionnement inverse. L'attaque du cordon dans sa partie orientale s'est accompagnée d'un déplacement du matériel vers l'ouest et de sud, privilégiant ainsi l'action des houles secondaires de nord-est. Comme nous l'avons noté précédemment, cette période a été marquée par deux tempêtes de forte intensité, celle du 19-20 février 2008, et du 10-11 mars 2008. Enfin, à partir d'avril 2008, un ré-engraissement des secteurs situés à l'est a montré que le transit d'ouest en est avait été efficace, avec toutefois, l'intervention de déplacements inverses ayant notamment permis de remonter les sédiments du bas vers le haut d'estran.

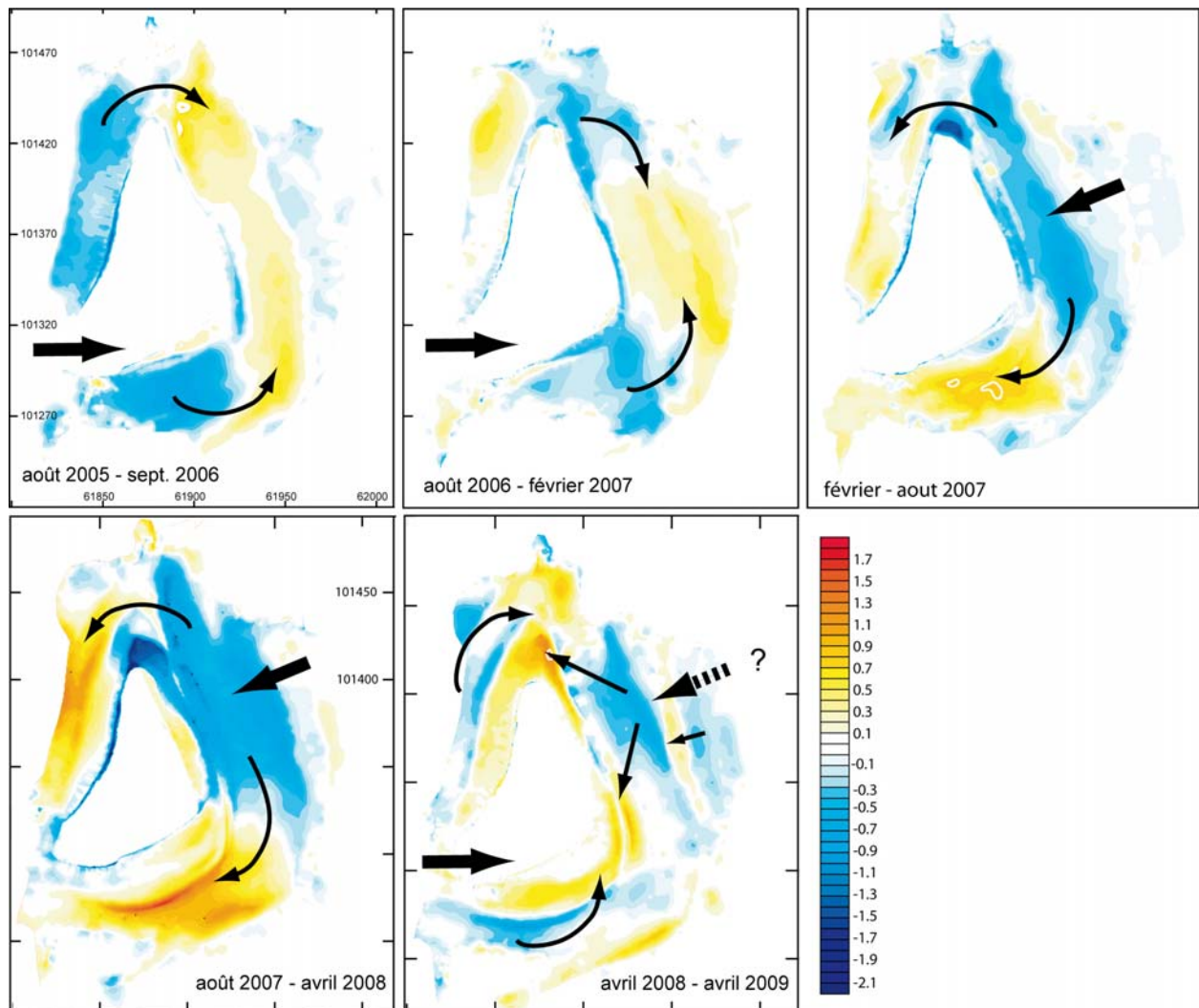


Figure 68. Changements morphosédimentaires du cordon de galets de Lez ar Chrizienn entre 2005 et 2009

Le calcul du bilan sédimentaire réalisé sur la période 2005-2009 s'est aussi soldé par un parfait équilibre : $+27 \text{ m}^3$ (figure 69). L'établissement du modèle en boîtes a indiqué que seule l'érosion des falaises occidentale, et dans une moindre mesure méridionale, fournit du matériel au cordon de galets ; ainsi, la surface végétalisée de l'île tend à diminuer au détriment de celle de l'estran dont le volume augmente. Pour autant, le bilan sédimentaire est totalement équilibré.

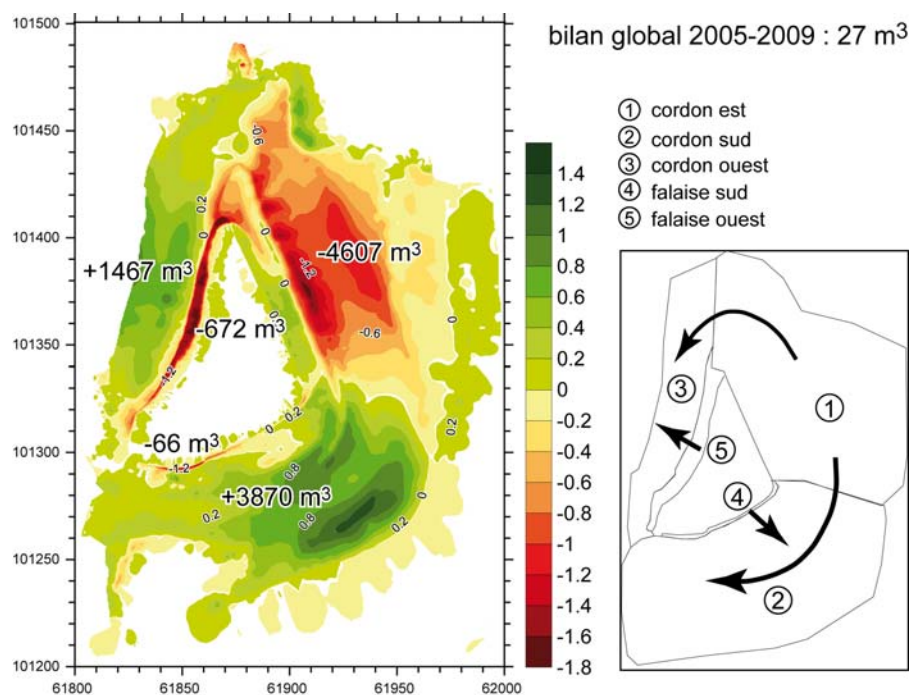


Figure 69. Calcul du bilan sédimentaire et établissement des transferts de matériel sur la période 2005-2009 du cordon de Lez ar Chrzienn

L'analyse de la cinématique du trait de côte a montré que l'érosion avait été particulièrement importante entre février 2007 et avril 2008. Durant cette période, le recul du rivage des secteurs nord et est de l'île ont atteint respectivement -28 et -10 m (figure 70). La partie sud de l'île a été la plus épargnée confirmant ainsi l'action prépondérante des dynamiques liées aux houles d'ouest et de nord-est. Enfin, comme pour le cordon de Penn Biliog à Trielen, ces données ont montré que la résultante des dynamiques morphosédimentaires entre 2005 et 2009 était là encore inverse à la direction de la houle incidente d'ouest.

En conclusion, nous pouvons affirmer que l'évolution du cordon de galets de Lez ar Chrzienn répond aux mêmes conditions que celles décrites à Trielen. Le bilan sédimentaire équilibré montre que les zones en érosion alimentent celles en accrétion, et atteste qu'il n'y a aucun apport nouveau venant de la mer. Comme pour le cordon de Penn Biliog, cette forme d'accumulation évolue donc à partir du stock en présence déplacé d'est en ouest, et inversement, en fonction des conditions météomarine. Sans pouvoir véritablement parler de processus de « cannibalisation » dans ce cas précis, on peut toutefois indiquer que l'évolution morphosédimentaire actuelle du cordon de Lez ar Chrzienn est en grande partie liée à l'absence d'alimentation sédimentaire. Comme pour l'île de Trielen, cette pénurie renforce l'action des transits de nord-est qui sont particulièrement efficaces lors des tempêtes intervenant en période de marée de vive-eau.

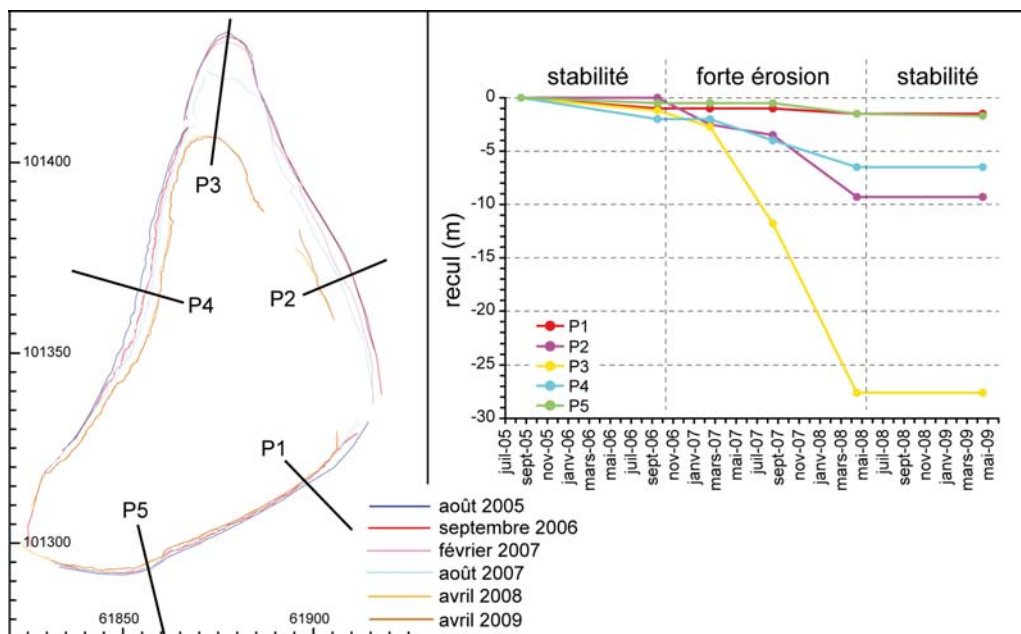


Figure 70. Cinématique du trait de côte de Lez ar Chrizienn entre 2005 et 2009

2-3 Conclusion partielle

L'étude des changements morphosédimentaires des cordons de galets de ces deux îlots montre un fonctionnement similaire. Ce dernier est commandé par l'absence d'alimentation sédimentaire. Les formes d'accumulation évoluent donc à partir du stock en place aujourd'hui principalement déplacé dans le sens inverse des dynamiques qui ont été à l'origine de la construction de ces formes fuyantes. Il semblerait que ces déplacements interviennent lorsque les fortes houles de tempêtes d'ouest, combinées à une pleine mer de vive-eau, attaquent les cordons dans leur partie nord nord-est, après qu'elles aient été réfractées par l'île de Ouessant.

Le fonctionnement morphodynamique de ces deux îlots obtenu à partir de la cinématique du trait de côte montre que nous pouvons distinguer trois phases (figure 71). La première qui s'étend de 2002 à l'hiver 2006-2007 a été caractérisée par une certaine stabilité du rivage liée à faible activité morphogène durant cette période. Pour les secteurs où la tendance est à l'érosion (comme pour la falaise du Porz à Trielen), le recul a été relativement faible. Les hivers 2006-2007 et 2007-2008, ont été par contre marqués par une tendance à l'érosion, liée à l'augmentation d'épisodes morphogènes notables. La dernière phase, correspondant à l'hiver 2008-2009 a été, quant à elle, quasiment stable.

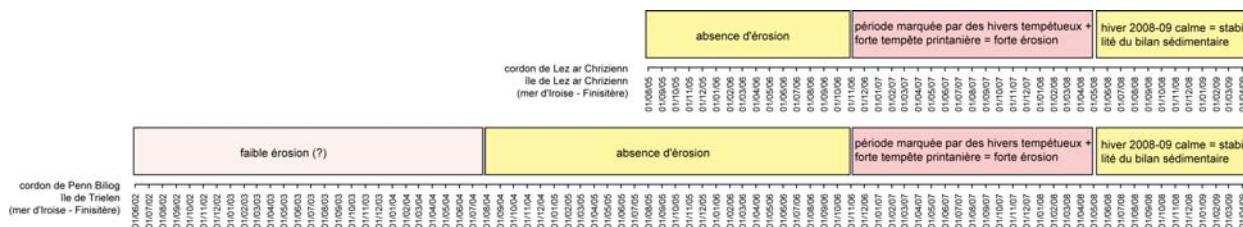


Figure 71. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires entre 2002 et 2009 établie à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte et des agents météorologiques des îlots de l'archipel de Molène

3 – Conclusion

Ces deux études de cas décivent des contextes morphosédimentaires très différents. Le fond de la baie de Saint-Michel-en-Grève bénéficie depuis près d'un siècle d'une alimentation importante à l'origine du comblement du fond de baie et de la construction de cordons dunaires. Comme nous l'avons précisé, la source de ces apports proviendraient en partie du remaniement de formations meubles pléistocènes présentes aux abords du site (falaises de *head*), et de l'érosion de la roche en place (altérites), auxquels s'ajouterait une part importante de sédiments biogènes. Ce contexte tranche avec l'évolution des formes d'accumulation de l'archipel de Molène dont le fonctionnement s'effectue à partir d'un stock en place. Pour ces dernières, nous faisons l'hypothèse que le matériel disponible sur l'avant côte, essentiellement grossier, qui a participé à leur alimentation, est tari. Nous n'excluons pas toutefois que lors des plus fortes tempêtes, des apports plus fins, essentiellement sableux, provenant des hauts fonds ne viennent engraisser ces cordons de galets. Ces observations ont été faites après la tempête du 10 mars 2008 sur laquelle nous reviendrons dans la quatrième partie de ce mémoire. Cette contribution spasmodique reste cependant très faible au regard des volumes considérés.

Pour la baie de Saint-Michel-en-Grève, les processus d'érosion du cordon dunaire du Grand Rocher et de construction de celui de Tréduder, ont prouvé qu'il y avait une relation de cause à effet. C'est principalement le remaniement du matériel issu de l'érosion de la dune du Grand Rocher qui a entraîné le comblement de la poche du Yar et l'édification du cordon dunaire que l'on y trouve aujourd'hui. Ces processus indiquent que le transit sédimentaire dans cette partie de la baie se fait d'ouest en est. Comme nous le verrons ultérieurement, ces dynamiques hydrosédimentaires expliquent que l'on ait vu par le passé se construire une flèche sableuse ancrée au pied du Grand Rocher, qui s'étendait jusqu'au bourg de Saint-Michel-en-Grève¹⁸. Ces observations tendent à nuancer l'analyse des conditions hydrodynamiques faites par J.-P. Pinot (1995) qui avait lié la construction de la dune du Grand Rocher au début des années 1990 à des transits orientés d'est en ouest (du secteur de Tréduder vers le Grand Rocher). Comme nous l'avons toutefois noté, les phénomènes d'érosion enregistrés à partir de 1999, qui ont conduit notamment à la disparition de la dune du Grand Rocher, ne peuvent être attribués à la seule action des forçages naturels. Comme nous le verrons dans la cinquième partie de ce mémoire, cette évolution est aussi liée à l'action des forçages anthropiques qui ont totalement modifié la dynamique hydrosédimentaire dans ce secteur.

Nous retiendrons enfin que pour ces deux études de cas, le fonctionnement morphodynamique montre les mêmes phasages, tout au moins depuis l'année 2002. Ainsi, la période 2002-2003 à 2006-2007 est plutôt caractérisée par une phase d'engraissement des cordons littoraux, et/ou à une relative stabilité lorsque l'alimentation ne se fait pas. Cette évolution s'explique par une faible activité morphogène durant cette période. À partir de 2006-2007, et ce, jusqu'au printemps 2008, la tendance a été à l'érosion. Ce changement de comportement a été en grande partie commandé par l'action de fortes tempêtes printanières, notamment celle du 10 mars 2008, sur laquelle nous reviendrons ultérieurement. L'hiver 2008-2009 peu morphogène a été quant à lui propice à la régénération des cordons. Si l'on s'en tient au site de la baie de Saint-Michel-en-Grève, il est possible de remonter jusqu'au début des années 1990. On peut voir qu'entre 1990 et 1999, malgré des hivers plus ou moins tempétueux, le système littoral a continué à s'engraisser. Nous faisons l'hypothèse que durant cette période les apports sédimentaires ont été suffisamment importants pour « gommer »

¹⁸ Cette information est clairement visible sur les cartes anciennes du 17^{ème} et 18^{ème} établies par les ingénieurs de la marine. Cet aspect sera repris et commenté dans la cinquième partie de ce mémoire.

l'effet érosif des tempêtes. À partir de 1999, et ce jusqu'en 2002-2003, la diminution de l'alimentation associée à une plus forte intensité des tempêtes a été plutôt à l'origine d'une érosion du littoral.

Quatrième partie

La question du bilan sédimentaire à très court terme (*episodic or event term*)

Dans cette partie, nous abordons la question du bilan sédimentaire en privilégiant l'étude des processus morphosédimentaires agissant à l'échelle de l'épisode ; il s'agit ici d'analyser notamment l'action des tempêtes sur le fonctionnement et l'évolution des cordons littoraux. L'accent sera principalement porté sur l'étude des processus morphodynamiques générés par les niveaux d'eau extrêmes à la côte. Cet aspect de ma recherche a été développé en deux temps. Les bases d'une méthode d'analyse ont été définies dans le cadre d'un travail portant sur la dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève dans le département des Côtes d'Armor (Stéphan et Suanez, 2004 ; Suanez et Stéphan, 2006). Il s'agissait ici d'analyser l'action des forçages naturels (dynamique météomarine) sur l'évolution à court terme du bilan sédimentaire des dunes. Nous avons pour cela repris la méthode reposant sur le principe du *Property Erosion Model* développée par P. Ruggiero *et al.* (2001).

Cette approche a été par la suite reprise et approfondie dans le cadre de plusieurs études portant notamment sur les impacts morphogéniques de la tempête du 10 mars 2008. Aussi, cette partie s'attachera à présenter les travaux effectués sur le suivi morphosédimentaire post-tempête du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény, Finistère) (Sabatier *et al.*, 2009 ; Suanez et Cariolet, accepté), du cordon de galets du sillon de Talbert (commune de Pleubian, Côtes d'Armor) (Stéphan *et al.*, accepté), et des blocs cyclopéens de l'île Banneg (archipel de Molène, Finistère) (Fichaut et Suanez, accepté), en montrant l'importance des niveaux d'eau extrêmes à la côte dans les processus morphosédimentaires enregistrés.

1 – Les bases d'une méthode reposant sur le principe du « *Property Erosion Model* » défini par P. Ruggiero *et al.* (2001)

Comme nous l'avons dit précédemment, le travail d'analyse des processus contrôlant le bilan sédimentaire des cordons littoraux à très court terme a été initié dans le cadre d'une expertise scientifique commanditée par le Conseil général des Côtes d'Armor¹⁹. Il s'agissait d'étudier l'évolution morphosédimentaire des cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Suanez et Stéphan, 2006). Ainsi, entre les mois d'octobre 2002 et de septembre 2003, un suivi topo-morphologique à haute fréquence des dunes du Grand Rocher (commune de

19 Comme nous l'avons rappelé dans la troisième partie de ce mémoire (cf. § 1 - *L'évolution du littoral de la baie de Saint-Michel-en-Grève depuis les deux dernières décennies*), cette étude a été réalisée dans la continuité du programme « PROLITTORAL » soutenu par des fonds européens de type FEDER.

Plestin-les-Grèves) et de Saint-Michel-en-Grève (commune du même nom) a été entrepris (figure 72). Ce travail d'observation a été mis en place alors que des phénomènes d'érosion notable affectaient, comme nous l'avons vu précédemment, ces deux cordons dunaires depuis l'année 1999 (Suanez, 2004 ; Stéphane et Suanez, 2004). Pour les élus, il était important de quantifier et d'analyser les mécanismes à l'origine de ce recul car ces dunes constituaient (et constituent toujours) un premier rempart naturel protégeant la route départementale D786 située en arrière.

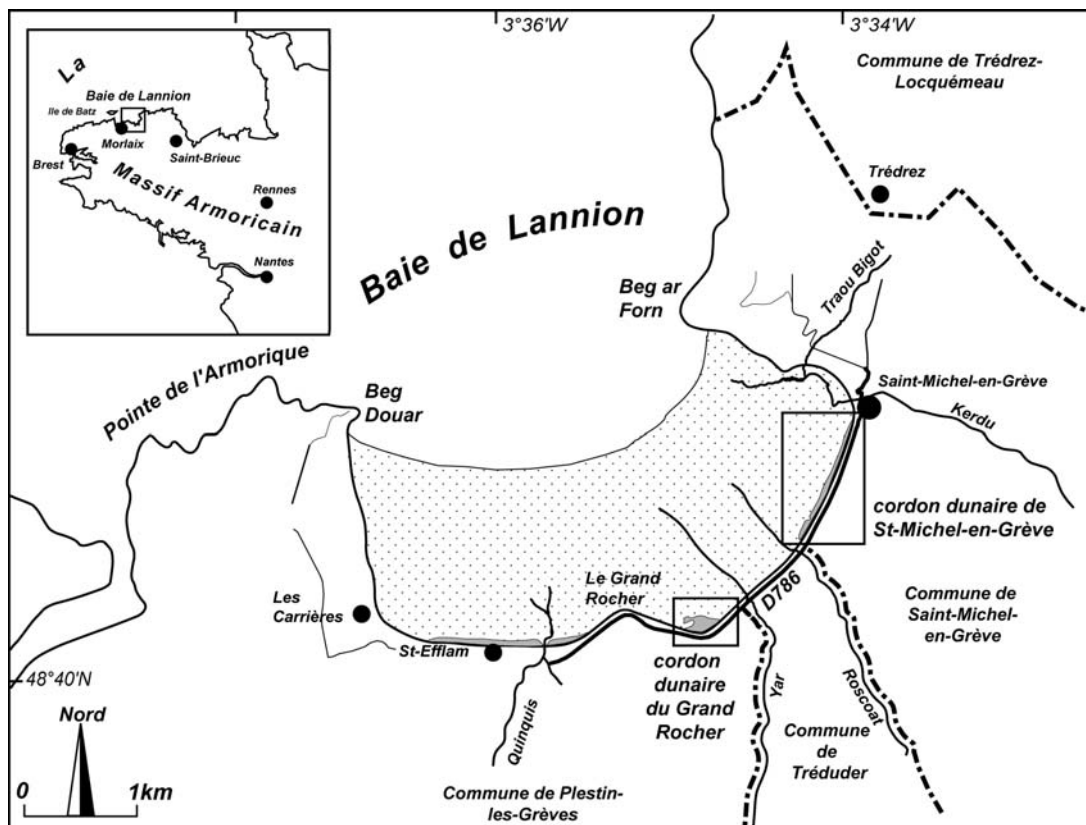


Figure 72. Carte de localisation des dunes de la baie de Saint-Michel-en-Grève

Onze campagnes de mesures topo-morphologiques ont été réalisées sur l'ensemble de la période d'observation avec une fréquence de deux à un levés par mois suivant la saison (tableau 16). Deux types d'information ont été mesurés :

- la cinématique du front de dune, en prenant pour ligne de référence la rupture de pente marquant le contact entre la dune et le haut de plage, également matérialisée par limite de la végétation dunaire.
- les variations du profil de plage/dune le long de six profils répartis comme suit : quatre profils sur le cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève et deux sur celui du Grand Rocher (figure 73).

	Campagnes de mesures			
	Cordon dunaire du Grand Rocher		Cordon dunaire de St-Michel-en-Grève	
	Front de dune	Profils de dune	Front de dune	Profils de dune
10/10/02		X	X	X*· **
23/10/02	X	X	X	X*
15/11/02	X	X	X	X*
05/12/02	X	X	X	X
15/01/03	X	X	X	X
28/01/03	X	X	X	X
18/02/03	X	X	X	X
06/03/03	X	X		X
09/04/03	X	X		X
16-20/05/03	X	X	X	X
13/06/03	X	X	X	X
15/09/03	X	X	X	X

Tableau 16. Inventaire des levés topo-morphologiques effectués entre les mois d'octobre 2002 et septembre 2003 (* à l'exception du profil 03 ; ** à l'exception du profil 06).

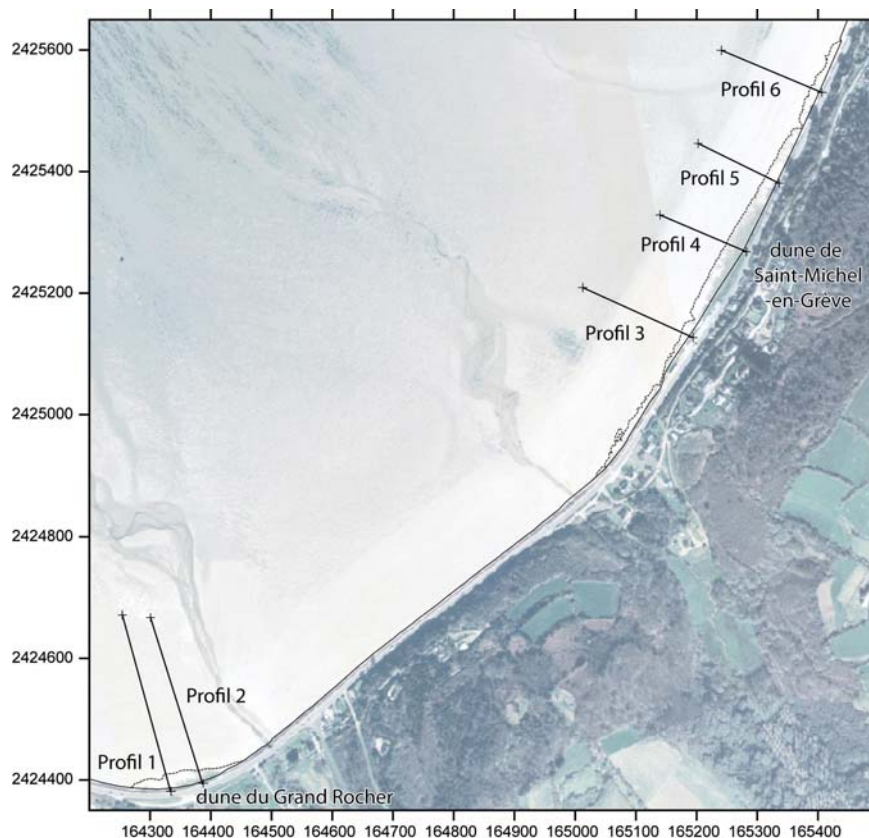


Figure 73. Localisation des profils de dune/plage intertidale utilisés pour la mesure en baie de Saint-Michel-en-Grève entre les mois d'octobre 2002 et septembre 2003

Les résultats obtenus sur les surfaces dunaires ont mis en évidence deux situations bien distinctes avec un bilan globalement déficitaire pour la dune du Grand Rocher ($-332 \pm 5 \text{ m}^2$) alors que la dune de Saint-Michel-en-Grève enregistrait un gain sédimentaire atteignant $+3363 \pm 28 \text{ m}^2$ (figure 74).

Cette évolution contrastée d'un cordon dunaire à l'autre s'inscrivait dans la tendance observée depuis 1999 (Suanez, 2004 ; Stéphane et Suanez, 2004). En effet, ces études avaient indiqué qu'après la période d'érosion intense enregistrée entre 1999 et 2002, une phase d'ajustement post-érosive avait permis aux dunes de Saint-Michel-en-Grève de se régénérer à

partir de l'année 2003. À l'inverse, l'érosion était toujours active sur le cordon du Grand Rocher qui enregistrait un recul d'environ 60 m entre 1999 et 2003.

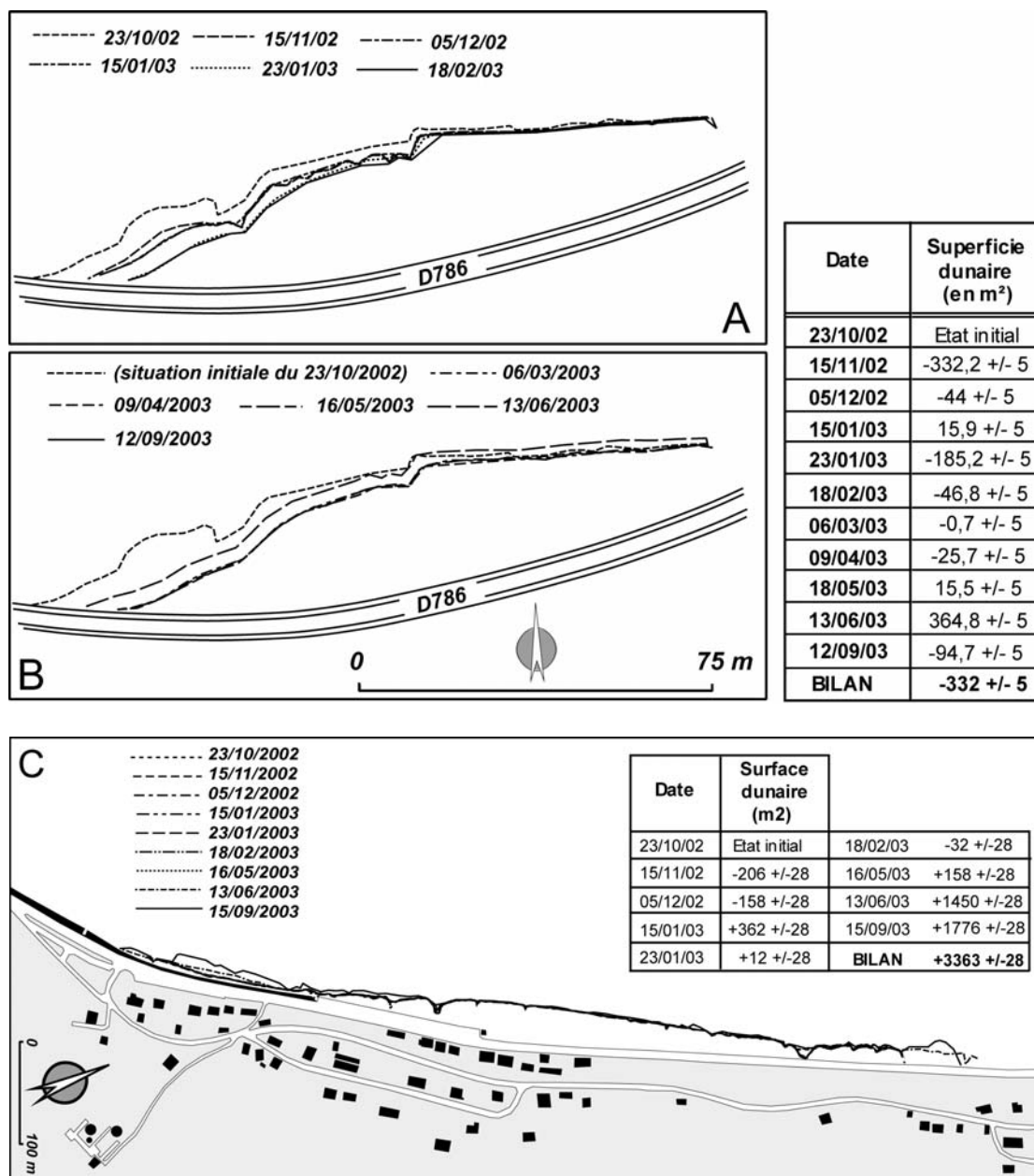


Figure 74. Evolution des cordons dunaires du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève entre le mois d'octobre 2002 et le mois de septembre 2003. A et B : la dune du Grand Rocher. C : la dune Saint-Michel-en-Grève (d'après S. Suanez et P. Stéphan, 2006)

De même, les résultats acquis par l'analyse diachronique des profils de plage/dune pour les six radiales montraient une forte variabilité morphologique et sédimentaire illustrant l'action contrastée des processus morphodynamiques saisonniers (figure 75). L'intérêt du travail a alors consisté à rechercher les principaux facteurs contrôlant les variations à court terme du bilan sédimentaire des deux cordons dunaires.

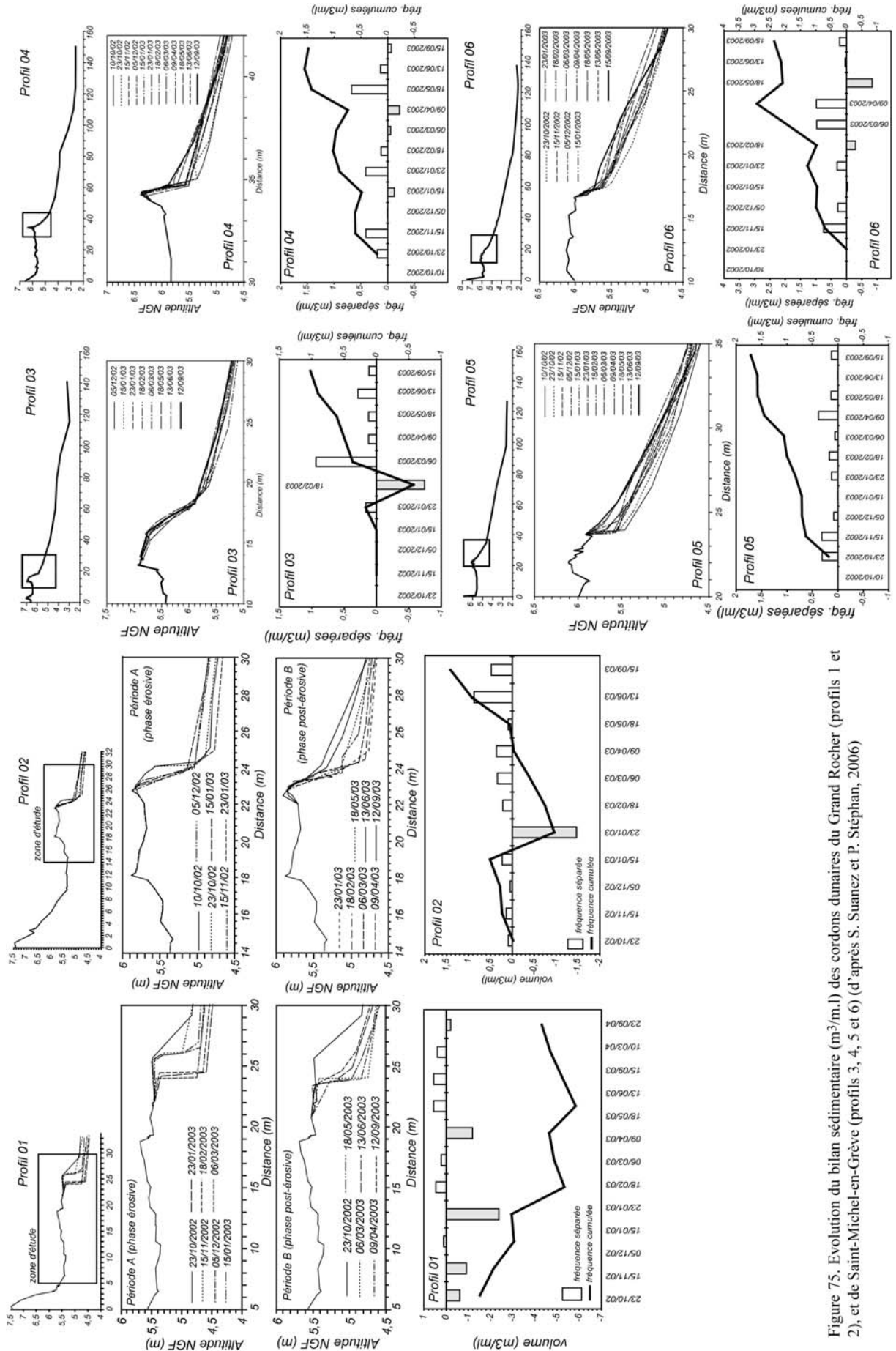


Figure 75. Evolution du bilan sédimentaire (m³/m.l) des cordons dunaires du Grand Rocher (profils 1 et 2), et de Saint-Michel-en-Grève (profils 3, 4, 5 et 6) (d'après S. Suanez et P. Stéphan, 2006)

Pour ce faire, l'analyse des données de vent, de pression barométrique, de marée et de houles, enregistrées sur la période d'observation a été effectuée afin de discriminer (i) les événements tempétueux intervenant dans l'érosion des dunes, et (ii) les périodes d'accalmie généralement propices à la régénération des systèmes dunaires. La recherche des paramètres discriminants contrôlant l'action des forçages naturels s'est aussi accompagnée du calcul du *runup* à partir de l'équation de P. Ruggiero *et al.* (2001) de manière à estimer la part des niveaux d'eau extrêmes à la côte dans les processus de démaigrissement des dunes :

$$R_{2\%}^T = 0,27 \sqrt{SH_0 L_0}$$

où S : pente de la plage ($\tan\beta$) ; H_0 : hauteur de la houle au large (H_{mo}) ; L_0 : longueur d'onde = $gT^2/2\pi = 1,561T^2$ (g accélération de la pesanteur : $9,81 \text{ m/s}^2$; $T = T_{pic}$: période de la houle en seconde).

La méthode retenue pour analyser l'action des forçages météomarins dans la dynamique morphosédimentaire a reposé sur l'utilisation de l'analyse factorielle en composante principale (ACP) (figure 76). 10 variables synthétisant l'information relative (i) aux bilans sédimentaires tels que les superficies dunaires ($SUPDU1$ pour le cordon dunaire du Grand Rocher ; $SUPDU2$ pour celui de Saint-Michel-en-Grève), et les surfaces verticales calculées sur les 6 profils ($SUPROF1$, $SUPROF2$, $SUPROF3$, $SUPROF4$, $SUPROF5$, $SUPROF6$), et (ii) aux conditions météomarines telles que la hauteur de la houle (Hmo), la marée observée ($MAROBS$), le *runup* ($RUNUP1$ pour le cordon dunaire du Grand Rocher ; $RUNUP2$ pour celui de Saint-Michel-en-Grève), la vitesse du vent ($VITV$) et la pression barométrique ($PRESS$), ont été retenues.

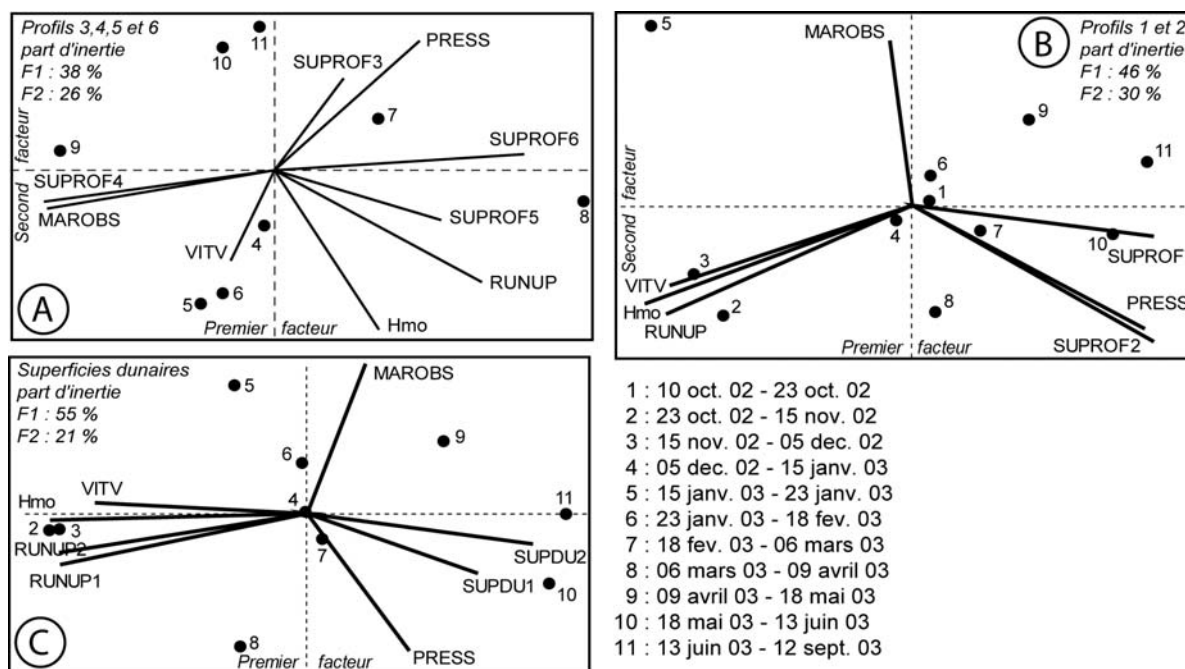


Figure 76. Analyse statistique en composantes principales visant à corrélérer le bilan sédimentaire des cordons dunaires et les conditions météomarines enregistrées pendant la période d'observation. A : corrélations entre le bilan sédimentaire calculé sur les profils 3, 4, 5, et 6 (dune de Saint-Michel-en-Grève) et les variables relatives aux conditions météomarines. B : corrélations entre le bilan sédimentaire calculé sur les profils 1 et 2 (dune du Grand Rocher) et les variables relatives aux conditions météomarines. C : corrélations entre le bilan sédimentaire (surfaces dunaires des deux cordons) et les variables relatives aux conditions météomarines (d'après S. Suanez et P. Stéphan, 2006)

Le premier résultat de cette analyse a mis en évidence la forte saisonnalité du fonctionnement morphosédimentaire des deux cordons dunaires : la période allant de la fin du mois d'octobre au début du mois de décembre 2002 s'opposait très nettement à la période estivale (de la mi-mai au début du mois de septembre 2003). Durant l'hiver, les fortes houles de tempête associées à des hauteurs de *runup* élevées étaient fortement corrélées à l'érosion des cordons dunaires. Inversement, durant l'été, l'action conjuguée des faibles houles et du transit éolien favorisé par un temps sec était propice à l'engraissement des dunes.

Ce travail a permis en second lieu d'établir le lien entre le bilan sédimentaire à long terme de la plage et l'évolution morphosédimentaire de la dune, conformément au modèle proposé par N.P. Psuty (1992). Les différences observées au niveau du fonctionnement morphosédimentaire des deux cordons dunaires reflétaient les spécificités, tant du point de vue hydrodynamique que de l'alimentation sédimentaire, propres à chacun des deux sites. Ainsi, le cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève pouvait être replacé dans le scénario (B) décrivant une situation où le bilan sédimentaire excédentaire de la plage et de la dune est propice à l'édification de dunes bordières successives au fur et à mesure que le rivage prograde (figure 77). À l'inverse, le cordon dunaire du Grand Rocher se situait entre les scénarios (D) et (C) décrivant globalement des situations marquées par un bilan sédimentaire déficitaire du système plage/dune (figure 77).

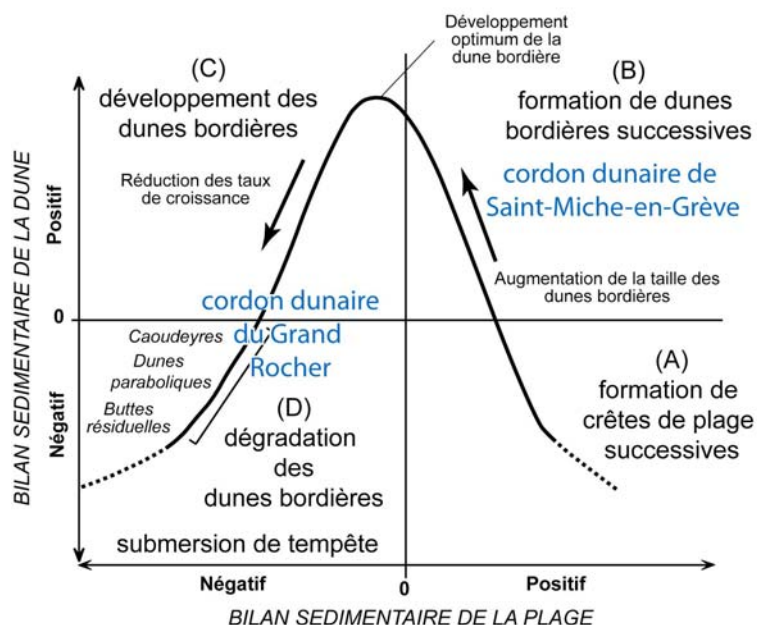


Figure 77. Cordons dunaires de Saint-Michel-en-Grève et du Grand Rocher replacés au sein du modèle de formation et d'évolution des cordons dunaires de N.P. Psuty (1992)

Cette première étude a posé les bases d'une méthode que nous avons par la suite reprise et approfondie sur d'autres environnements littoraux. Dans la plupart des cas, l'étude morphosédimentaire et morphodynamique des événements extrêmes a reposé sur une approche visant à quantifier les niveaux d'eau extrêmes à la côte, et à montrer leur implication dans les dynamiques morphosédimentaires observées. Cette question a été largement fouillée dans le cadre des différentes études réalisées postérieurement à la tempête du 10 mars 2008 (cf. numéro thématique de *Norois* à paraître, n° 216 – 2010/2, sous la direction de S. Suanez).

2 – La tempête du 10 mars 2008 et ses enseignements

Les aspects météomarins de la tempête du 10 mars 2008 et ses conséquences sur les rivages de la Manche et de l'Atlantique ont été particulièrement bien étudiés par J.-M. Cariolet *et al.* (accepté). Dans cette présentation sommaire de l'épisode, nous reprendrons les principaux éléments de cette étude.

2-1 Dynamique atmosphérique de surface

La tempête du 10 mars 2008, appelée « Johanna », a été générée par une dépression qui a pris naissance deux jours plus tôt au niveau de Terre-Neuve, avant de traverser l'Atlantique suivant une trajectoire zonale. Au matin du 10 mars, la perturbation a touché les côtes européennes générant un gradient de pression entre l'Irlande et le sud Bretagne de 30 hPa sur 600 km. Le passage du front froid au niveau de l'île de Ouessant à 0h00 le matin du 10 mars s'est accompagné d'une chute des pressions barométriques et d'un renforcement des vents de secteur sud-ouest (figure 78). Après le passage du front froid, la pression est remontée progressivement et le vent est passé au secteur ouest puis nord-ouest en forçant de nouveau. Les mêmes schémas ont été enregistrés par les stations météorologiques de Penmarc'h, Lannion et Lorient à quelques heures d'intervalle (figure 78). Au soir du 10 mars, le centre dépressionnaire s'est déplacé au sud-est de l'Angleterre, mais le gradient de pression entre ce dernier et le nord Bretagne est resté toujours élevé (25 hPa sur 500 km), ce qui s'est traduit par des vents toujours violents orientés ouest-nord-ouest. Au cours de la journée du 11 mars, la dépression s'est comblée progressivement en atteignant la mer du Nord, vers le 55^{ème} parallèle.

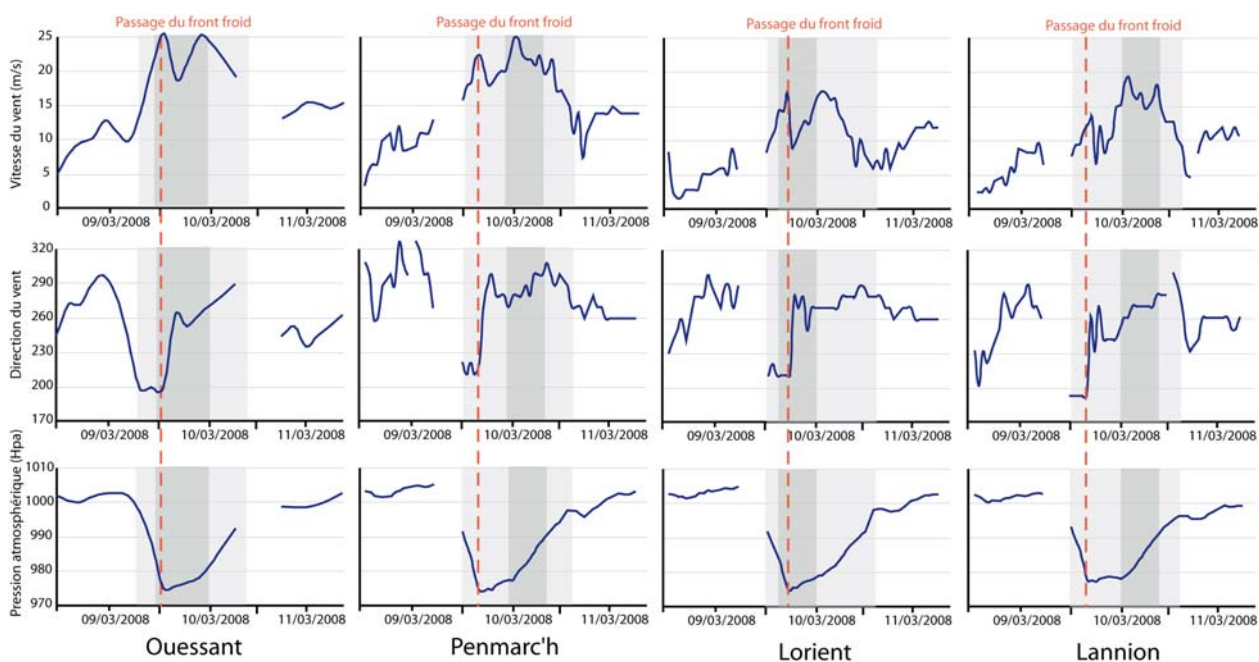


Figure 78. Conditions de vent et de pression atmosphérique enregistrées au stations de Penmarc'h, Lorient, Lannion et de l'île d'Yeu entre le 9 mars et le 11 mars 2008 (source : Météo France). On remarque le passage du front froid le matin du 10 mars pour les quatre stations (d'après J.-M. Cariolet *et al.*, accepté)

2-2 Dynamiques météo-océaniques

La tempête du 10 mars 2008 est survenue en période de vive-eau (coefficient de 106 le matin, et 104 le soir). Deux cycles de marée se sont succédés pendant le passage de la perturbation, avec une pleine mer théorique le matin et le soir pour les côtes bretonnes. Des surcotes importantes ont été enregistrées par l'ensemble des marégraphes ($> 0,80$ m), comme à Saint-Malo où le niveau maximum a atteint 1,41 m (figure 79). En comparaison, l'ouragan d'octobre 1987 avait généré une surcote « record » de 1,45 m (Boulingand et Tabeaud, 1998). La conjonction entre la pleine mer et les plus fortes surcotes a eu lieu le matin (ex. de Concarneau où la surcote maximum de 0,78 m a été atteinte à 05h UTC, heure de la pleine mer). Durant la pleine mer du soir, les valeurs ont été plus faibles (entre 0,12 et 0,43 m) car les vents étaient moins virulents et la pression remontait. D'un point de vue statistique, les niveaux d'eau extrêmes enregistrés le 10 mars en comparaison de ceux établis par les cartes du SHOM (Simon, 1996), montre que les niveaux atteints à Concarneau ont une occurrence centennale (3,58 m NGF), décennale pour Roscoff (5,13 m NGF), et inférieure à 10 ans pour Le Conquet et Saint-Malo.

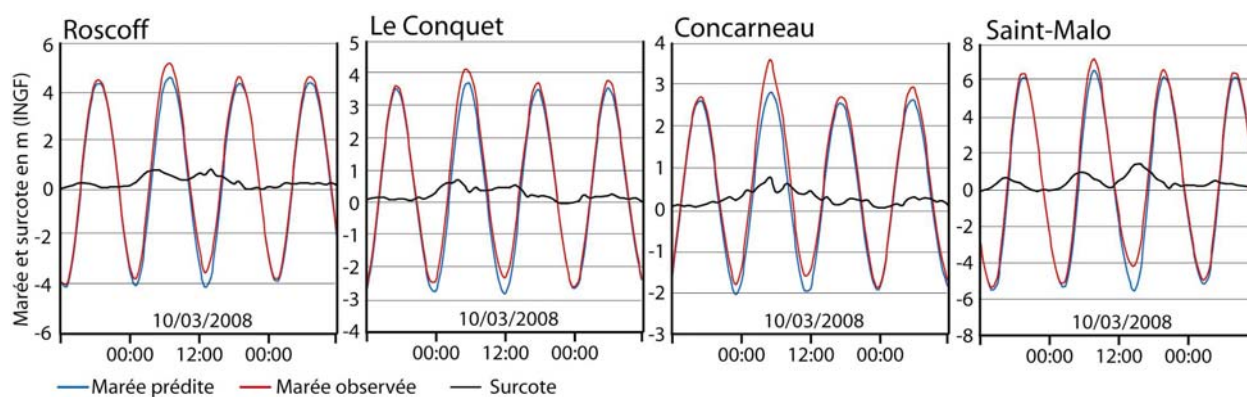


Figure 79. Surcotes enregistrées par les marégraphes de Roscoff, du Conquet, de Concarneau, et de Saint-Malo durant la tempête du 10 mars 2008 (source : SHOM) (d'après J.-M. Cariolet *et al.*, accepté)

Les seules mesures de l'état de la mer réellement disponibles au niveau des côtes bretonnes pour cet épisode sont celles qui ont été faites par le houlographe (Datawell directionnelle) située au niveau des Pierres Noires au sud de l'archipel de Molène. Les hauteurs significative et maximale de la houle ont atteint respectivement 10,85 et 18,17 m en milieu d'après midi (figure 80). D'un point de vue statistique, ces houles n'ont pas été particulièrement importantes, rappelons que durant les tempêtes de l'hiver 1989-90, les houles significative et maximale ont atteint respectivement 12,20 et 18,40 m au large de Ouessant²⁰ (Fichaut et Suanez, 2008a).

Le caractère particulièrement destructeur de ces dernières vient du fait qu'elles sont apparues en période de marée de vive-eau pour un coefficient de 106, fait exceptionnel lorsque l'on sait que la conjonction de ces deux paramètres pour des événements de très forte magnitude n'a jamais été observée depuis le milieu de 19^{ème} siècle (Pirrazoli, 2000). C'est essentiellement pendant la pleine mer du soir que les impacts morphosédimentaires de cet épisode ont été les plus dévastateurs.

²⁰ Ces hauteurs ont certainement été supérieures si l'on tient compte du fait que la bouée BEAIII, qui a effectué les mesures au cours de ces tempêtes, sous-estime les événements extrêmes (Benoît *et al.*, 2007)

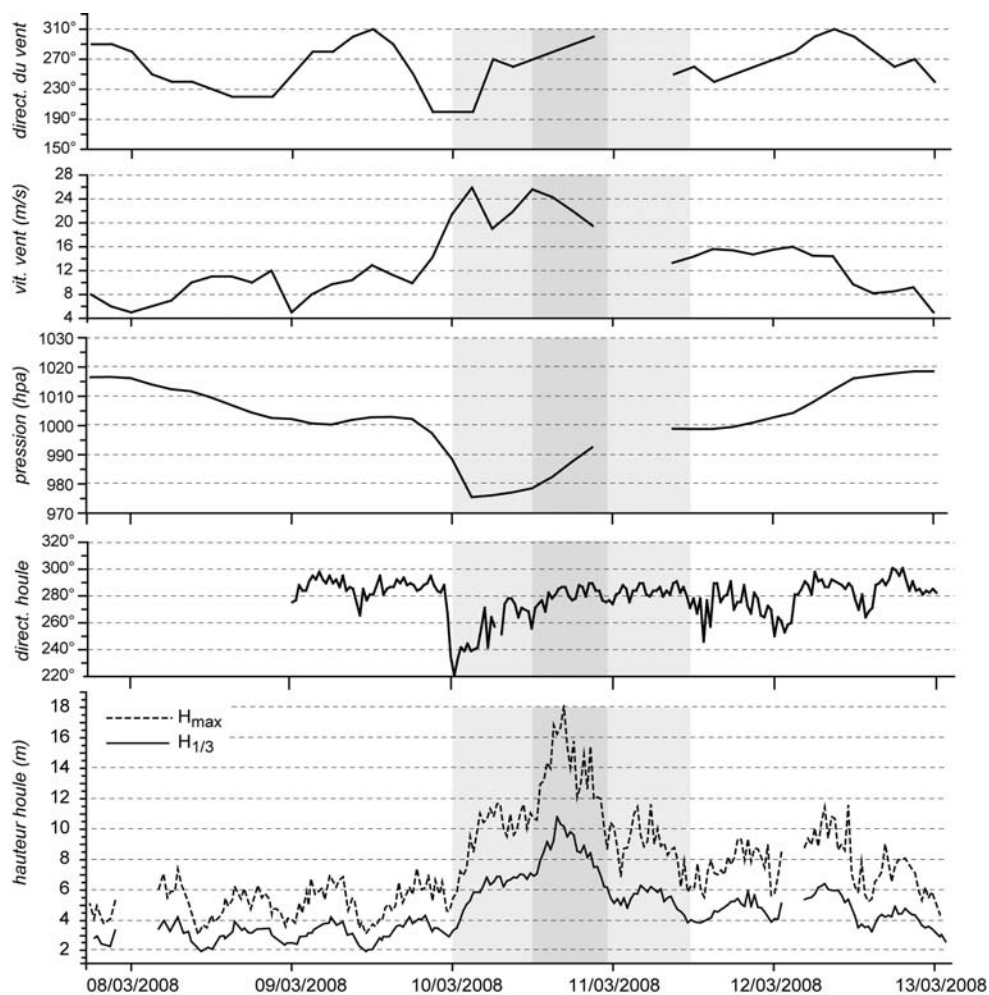


Figure 80. Conditions météorologiques enregistrées entre le 08 et le 13 mars 2008 au niveau de l'archipel de Molène. Les données météorologiques proviennent de la station météorologique du Phare du Stiff (Ouessant) et les données de houle de la bouée datawell des Pierres Noires (sources : Météo France et SHOM) (d'après J.-M. Cariolet *et al.*, accepté)

2-3 Un bref inventaire des dégâts

Un bref inventaire des dégâts perpétrés par la tempête a été dressé par J.-M. Cariolet *et al.*, (accepté), il concerne essentiellement les inondations par submersion marine, et l'érosion du trait côte par les vagues (figure 81). Les auteurs ont montré que tous les sites inondés durant la pleine mer du matin se situaient en Bretagne méridionale et présentaient une orientation sud sud-est. La submersion marine a eu lieu après le passage du front froid alors que de forts vents d'afflux soufflaient du sud sud-ouest. À l'inverse, durant la pleine mer du soir, c'est essentiellement la côte occidentale et nord de la Bretagne qui a été touchée, comme le pays de Plouguerneau ou le Trégor (Côtes d'Armor). Durant cette seconde pleine mer, les hauts niveaux d'eau combinés à une forte houle se sont traduits par une érosion importante du littoral.

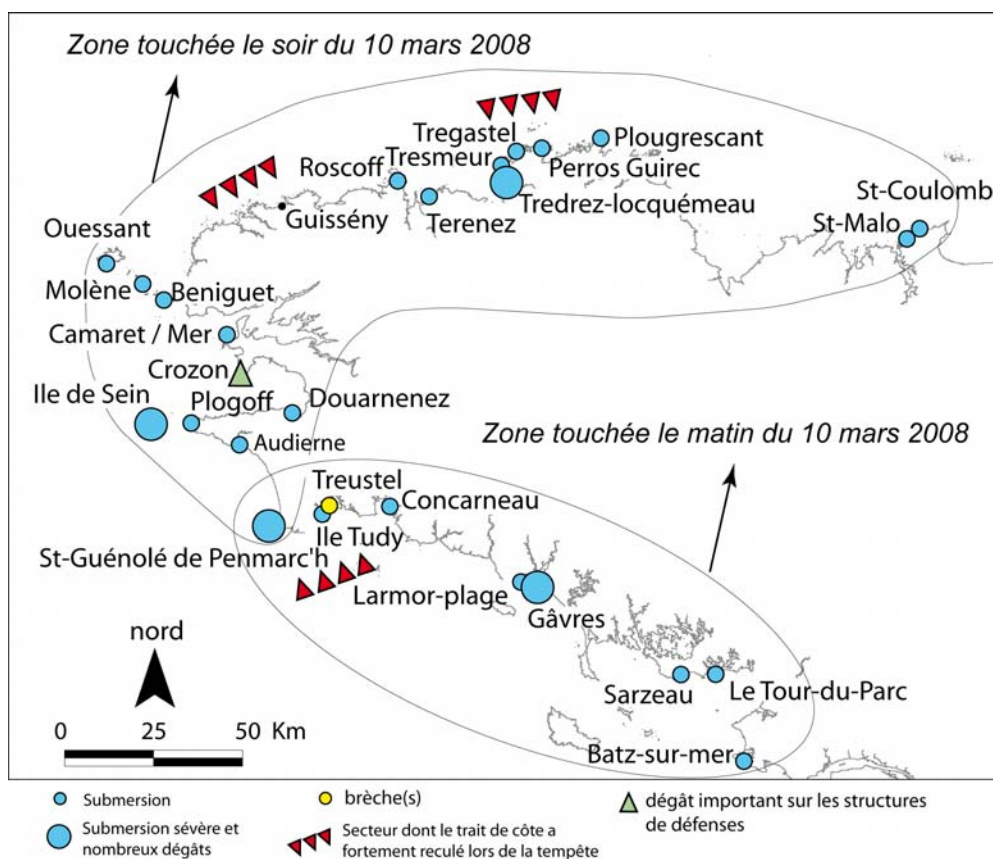


Figure 81. Cartographie (non exhaustive) des principaux dégâts recensés après le passage de la tempête du 10 mars 2008 (source : déclarations de dégâts transmises par les communes aux DDE, presse locale, et investigations de terrain) (d'après J.-M. Cariolet *et al.*, accepté)

3 – L'érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot

Cette étude a constitué une partie d'un travail beaucoup plus vaste (toujours en cours) portant sur le site du Vougot – Curnic, sur la commune de Guissény dans le Finistère (figure 82), réalisé dans le cadre d'une recherche contractuelle financée par la région Bretagne (contrat Nature) et par la commune *via* des financements européens (Natura 2000). Cette recherche contractuelle a débuté au mois de juin 2004, à la demande des élus de la commune de Guissény, avec pour objectif d'analyser et de quantifier les phénomènes d'érosion affectant le cordon dunaire de la plage du Vougot. Un second volet portant sur les risques, notamment de submersion marine, liés à la disparition de la dune, et sur les mesures gestionnaires à apporter a constitué le second objectif de cette recherche. Ces aspects seront présentés dans la quatrième partie de ce mémoire.

C'est dans ce cadre que l'analyse des impacts morphogéniques de la tempête du 10 mars 2008 sur le système plage/dune de la plage du Vougot a été réalisée (Suanez et Cariolet, accepté). L'accent a été porté sur la question de l'érosion des dunes par les tempêtes en replaçant l'évènement du 10 mars 2008 au sein d'une évolution pluriannuelle, et ce, facilité par le fait que cette plage faisait l'objet d'un suivi topo-morphologique à haute fréquence depuis l'année 2004 (Suanez *et al.*, 2007 ; Sparfel et Suanez, 2007 ; Sabatier *et al.*, 2009).

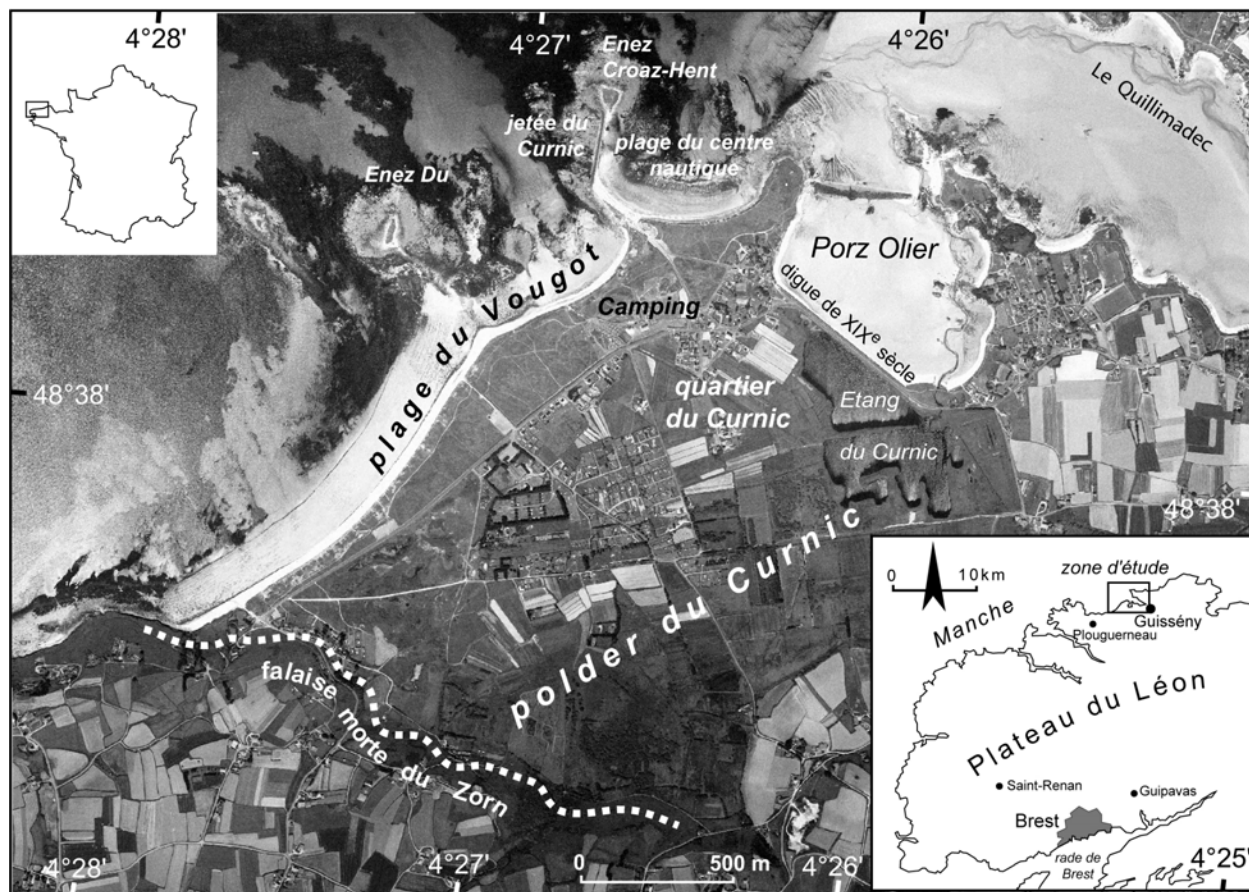


Figure 82. Carte de localisation de la plage du Vougot (commune de Guissény, Finistère)

3-1 Site d'étude et état des connaissances

Le cordon dunaire de la plage du Vougot s'étire sur environ 2 km depuis la falaise morte du Zorn, suivant une direction sud-ouest nord-est (figure 83). Comme la plupart des dunes de la côte nord Finistère, il a été édifié durant la transgression holocène (Hallégouët, 1971 ; Hallégouët, 1978 ; Guilcher et Hallégouët, 1991). Il culmine à près de 13 m d'altitude NGF, et se présente sous la forme d'un complexe dunaire massif d'une largeur comprise entre 250 m et 400 m. La plage intertidale marquée quant à elle par une pente moyenne faible ($\tan\beta = 0,025$) est caractérisée par un contexte morphodynamique dissipant (Wright et Short, 1984).

Jusqu'en 2004, date à laquelle notre travail de recherche a débuté, il n'existait aucune étude quantitative exhaustive sur la dynamique morphosédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot. Quelques rapports d'étude portant plus spécifiquement sur la zone du Curnic et traitant de la mise en place d'un schéma de protection du littoral (Bodéré *et al.*, 1983), ou de travaux d'expertise dans le but de restaurer ou d'améliorer l'efficacité des ouvrages côtiers (Hallégouët, 1998 ; Hallégouët et Yoni, 1999), avaient été réalisés à partir des années 1980. Le seul travail universitaire abordant véritablement la dynamique morphosédimentaire du cordon du Vougot, correspondait à un mémoire DEA soutenu en 1990 (Garaboef, 1990). L'auteur montrait qu'entre 1914 et 1987, le recul du cordon dunaire de la plage du Vougot dans sa partie orientale avait pu atteindre 40 m. Pour autant, la méthode de traitement retenue dans le cadre de cette recherche montrait de grandes insuffisances car l'analyse diachronique par photogrammétrie avait été réalisée sans aucune correction géométrique des clichés. La question du bilan sédimentaire de la dune du Vougot restait donc entière.

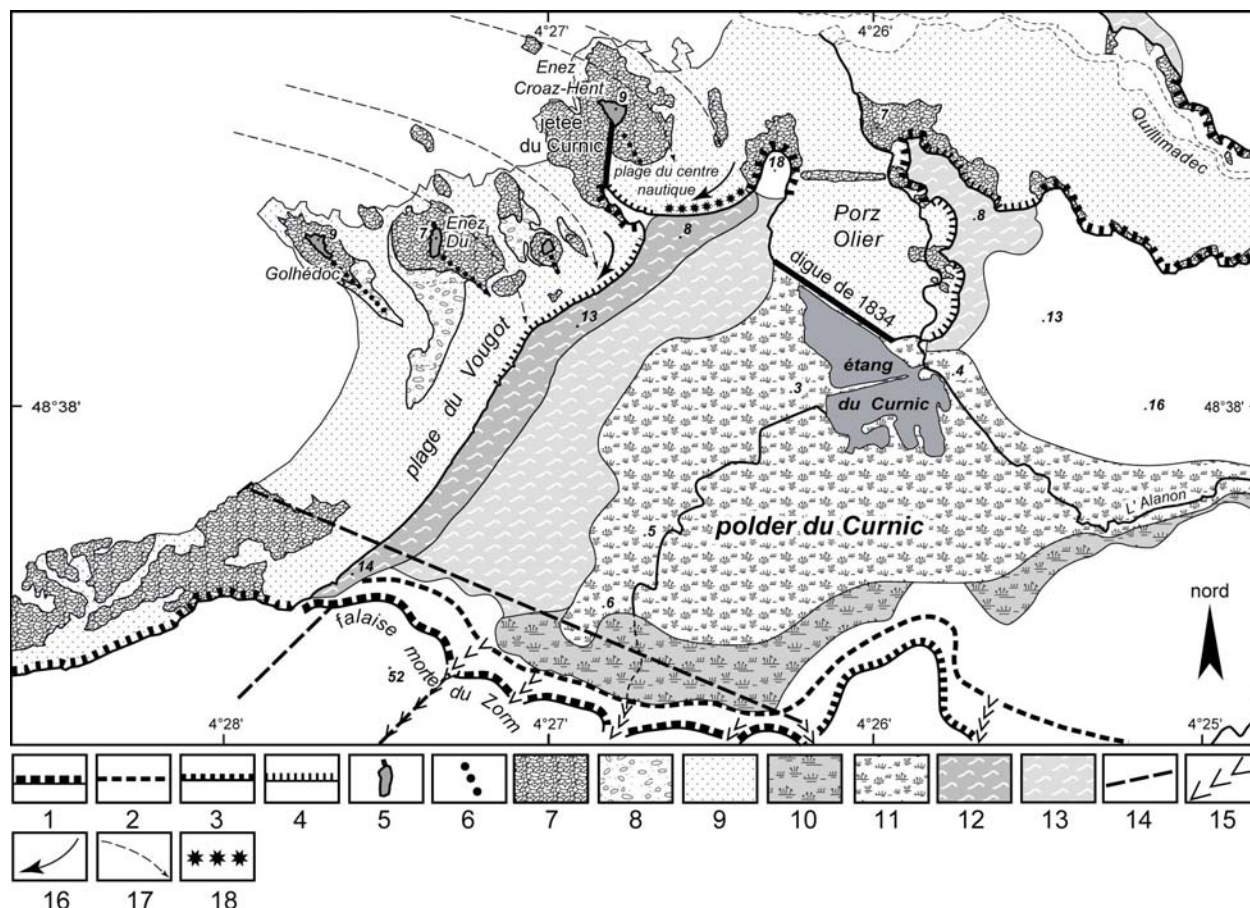


Figure 83. Carte de localisation et carton géomorphologique de la plage du Vougot. 1 : falaise morte. 2 : pente de versant concave. 3 : falaise rocheuse vive. 4 : falaise d'érosion dunaire. 5 : îlot. 6 : queue de comète. 7 : plate-forme d'abrasion. 8 : placage de galets. 9 : estran sableux. 10 : vasière. 11 : marais asséché. 12 : dune externe. 13 : dune interne. 14 : faille. 15 : vallée fluviale en V. 16 : transport longitudinal lié à la diffraction de la houles 17 : diffraction de la houle derrière les îlots. 18 : enrochement.

Elle a donc été reprise dans le cadre d'une étude diachronique par photogrammétrie en respectant les protocoles classiques de correction géométrique, de géo-référencement et de traitement sous SIG (Sparfel et Suanez, 2007 ; Suanez *et al.*, 2007). Les résultats acquis sur la cinématique du front de dune ont montré que la partie orientale de ce cordon était en érosion chronique depuis presque 40 ans. Les calculs vitesses de recul maximum dans ce secteur entre la fin des années 1970 et 2000 ont donné des valeurs comprises entre -0,6 et -0,75 m/an, avec toutefois une accélération entre les années 2004 et 2009 pour atteindre -1,2 à -1,5 m/an (Cariolet et Suanez, 2009 ; Suanez *et al.*, soumis) (figure 84).

Cette érosion a été imputée pour une grande part à la construction de la jetée du Curnic en 1974 qui a joué un rôle majeur dans le blocage du transit sédimentaire longitudinal qui permettait l'alimentation de la plage du Vougot (Sparfel et Suanez, 2007 ; Suanez *et al.*, soumis). Ainsi, depuis le milieu des années 1970 la plage du centre nautique située en amont dérive (à l'est de l'actuelle jetée du Curnic) a connu un engraissement rapide et spectaculaire au cours des dernières décennies alors que celle du Vougot, située en aval dérive, a enregistré un déficit sédimentaire chronique (figure 85).

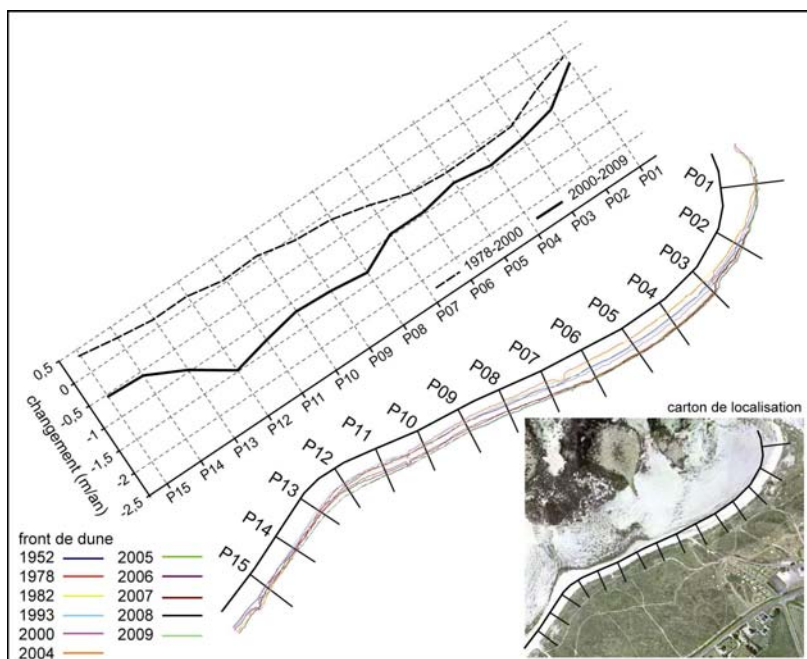


Figure 84. Cinématique du front de dune (m/an) de la partie orientale du cordon dunaire de la plage du Vougot pour deux périodes : 1978-2000 et 2000-2009 (modifié d'après S. Suanez *et al.*, soumis)

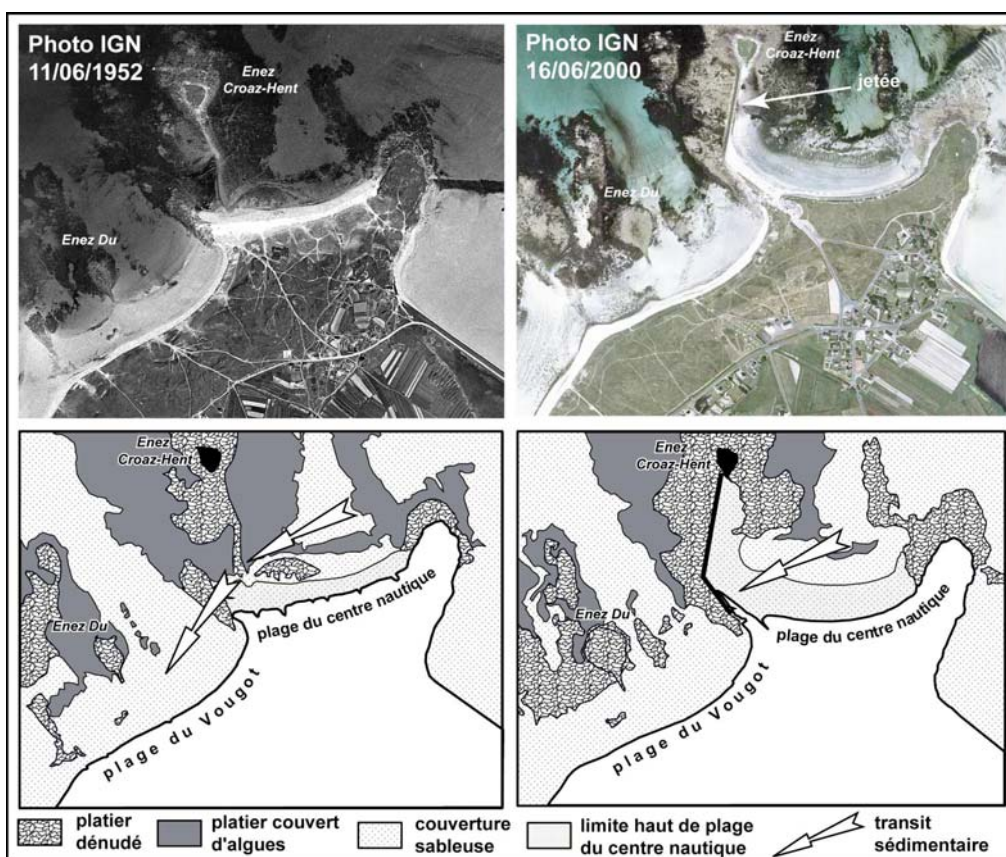


Figure 85. Evolution du littoral de part et d'autre de la jetée du Curnic entre 1952 et 2000. L'analyse des photographies aériennes entre 1952 et 2000 montre un net engraissement de la plage du centre nautique, surtout dans sa partie occidentale. Ceci est dû au blocage du transit sédimentaire contre la jetée du Curnic et explique la diminution de la surface du platier rocheux affleurant alors recouvert par des sables. Dans le même temps, on note une érosion de la couverture sableuse au droit de la plage du Vougot découvrant ainsi les fonds rocheux sous-jacents (d'après L. Sparfel et S. Suanez, 2007).

L'étude du bilan sédimentaire du système plage/dune de ce secteur effectuée sur la période 2005-2009 a confirmé cette analyse et a permis de quantifier les volumes respectivement gagnés et perdus par les deux plages (figure 86). Dans le même temps, l'étude des transferts sédimentaires à partir du « modèle en boîtes » a aussi montré qu'une grande partie du matériel érodé à la dune du Vougot venait dans un premier temps engraisser le haut de plage, avant d'être repris par des courants de dérive orientés d'est en ouest (figure 86B). Cette circulation a été attribuée à la diffraction de la houle autour de l'écueil d'Enez Du (figure 83). Les mesures ont indiqué toutefois que plus l'on se déplaçait vers l'ouest (en direction de la falaise du Zorn), plus l'érosion du cordon dunaire diminuait, jusqu'à disparaître (Sparfel et Suanez, 2007).

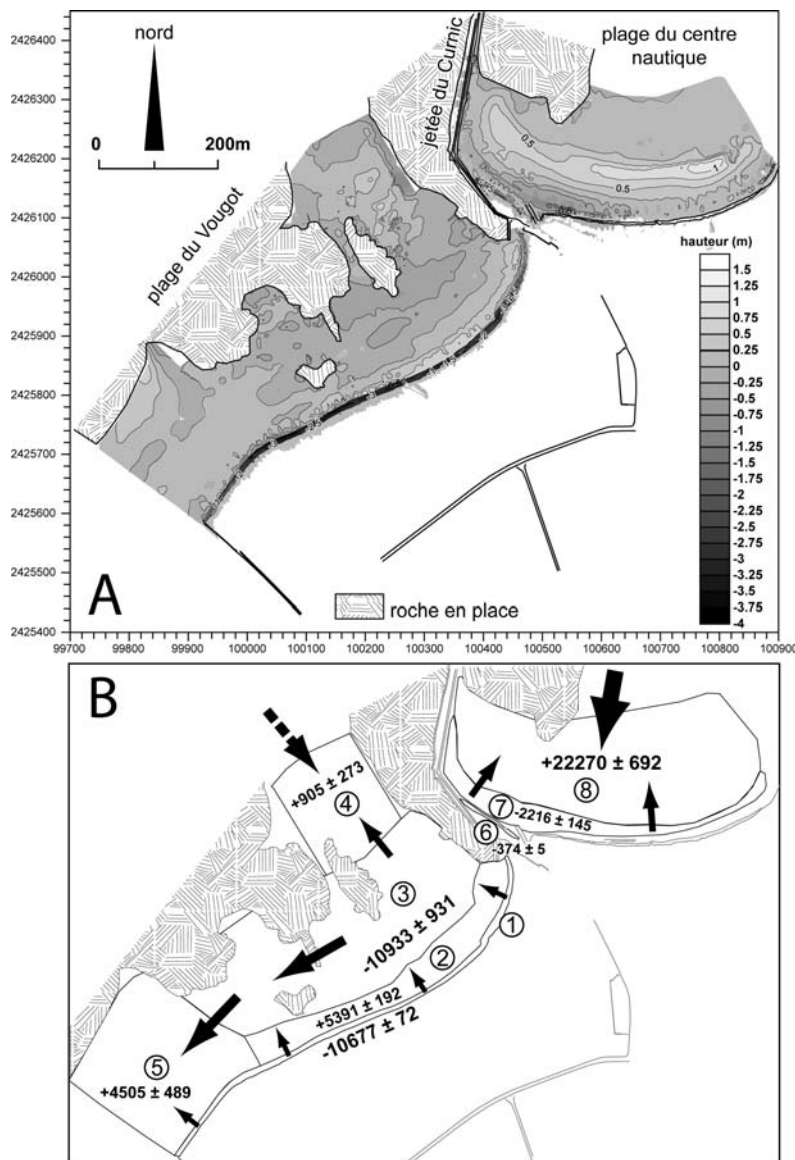


Figure 86. Evolution du bilan sédimentaire des plages du Vougot et du centre nautique entre 2005 et 2009. A : différences altimétriques entre les MNT de 2005 et de 2009. B : « modèle en boites » illustrant le transit sédimentaire (valeurs exprimées en m³) (modifié d'après S. Suanez *et al.*, soumis).

L'analyse des impacts morphogéniques de la tempête du 10 mars 2008 sur le système plage/dune de la plage du Vougot a donc été réalisée en tenant compte des processus morphosédimentaires précédemment décrits, intervenant sur des échelles de temps beaucoup

plus longues. Par cette étude, nous avons tout d'abord cherché à déterminer les principaux paramètres intervenant dans les processus d'érosion à court terme. L'analyse a ensuite été élargie en replaçant ces observations dans une évolution à plus long terme. Ainsi, il a été possible de déterminer les effets d'imbrication entre les processus morphosédimentaires et dynamiques agissant à des échelles spatiales et temporelles différentes.

3-2 Phénomène de « marée » de tempête et érosion des dunes

Les niveaux d'eau extrêmes à la côte durant la tempête du 10 mars ont été particulièrement hauts entraînant une attaque directe du pied et/ou de l'escarpement de dune par les vagues déferlantes (photo 9). Les mesures effectuées deux jours après l'épisode ont montré un recul important du front de dune dont les valeurs croissaient en passant de -1 m au niveau des profils P01 à P06, à environ -6 m entre les profils P12 et P19 (figure 87).



Photo 9. Attaque du cordon dunaire de la plage du Vougot par les hauts niveaux d'eau durant la tempête du 10 mars 2008. A : cordon dunaire de la plage du Vougot en période de calme. B,C et D : phénomène d'attaque de la dune par les vagues au soir du 10 mars à 19h30 (clichés S. Suanez et J.-M. Cariolet).

De même, les mesures de profils de plage/dune effectuées le long de trois radiales (figure 88) ont montré un recul significatif de la dune. Le calcul des volumes sédimentaires effectué sur deux sections du profil de plage (la dune et la haute plage intertidale) ont indiqué que pour les profils 1 et 2, la quantité de matériel perdu par la dune (respectivement -9,2 et -8,51 m³/m.l) avait en partie alimenté le haut de plage dont le gain sédimentaire atteignait respectivement +10,24 et +16,45 m³/m.l (figures 88A et 88B). Le profil 3 enregistrait quant à lui un déficit affectant l'ensemble du système plage/dune (figure 88C).

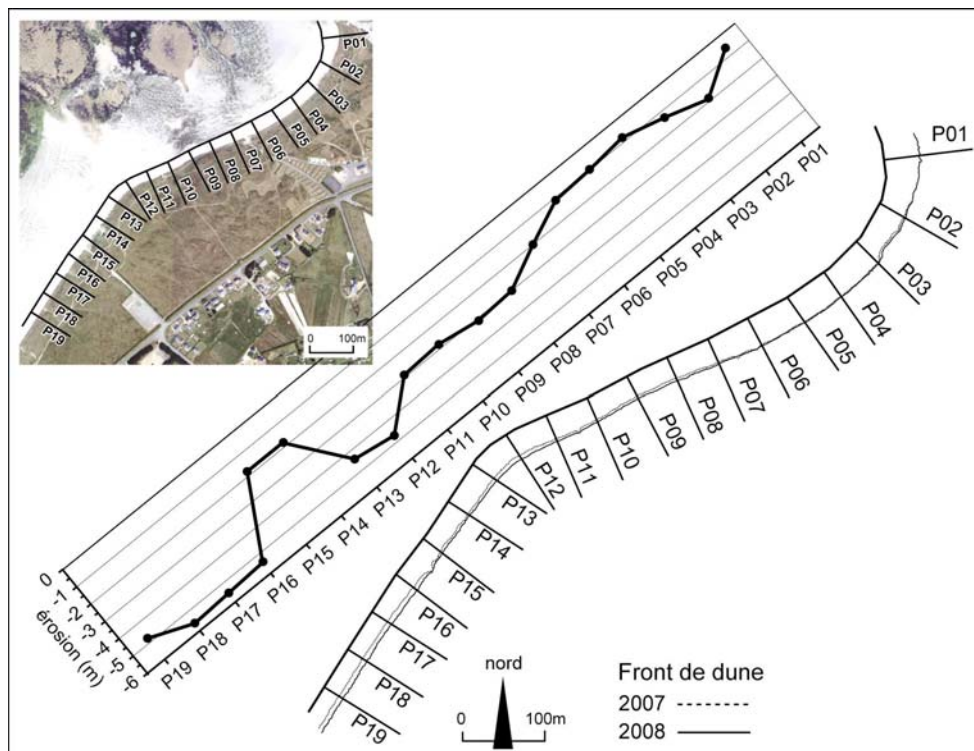


Figure 87. Recul du front de dune de la plage du Vougot mesuré deux jours après la tempête du 10 mars 2008 (d'après S. Suanez et J.-M. Cariolet, accepté)

Ces phénomènes d'érosion ont été expliqués par l'action morphogénique des niveaux d'eau extrêmes à la côte. Comme dans l'étude précédente, ces derniers ont été calculés en combinant le *runup* à la marée observée²¹ ; le calcul du *runup* a toutefois été réalisé dans ce cas à partir des équations de H.F. Stockdon *et al.* (2006) :

$$R_2 = 1,1 \left(0,35 \beta_f (H_0 L_0)^{1/2} + \frac{[H_0 L_0 (0,563 \beta_f^2 + 0,004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (1)$$

$$R_2 = 0,73 \beta_f (H_0 L_0)^{1/2} \quad (2)$$

où, R_2 : hauteur atteinte par 2 % des plus hauts jets de rive, β_f : pente de la plage, H_0 et L_0 : hauteur et longueur d'onde de la houle au large ; la formule (1) a été utilisée lorsque $\xi_0 < 0,3$; la formule (2) lorsque $0,3 < \xi_0 < 1,25$; où ξ_0 : nombre d'Iribarren (Battjes, 1974).

Les résultats obtenus ont montré que les hauteurs d'eau maximum avaient atteint 7,40 m NGF, soit environ 1 m à 1,80 m supérieur à l'altitude du pied de dune (figure 89).

²¹ Les données de houles ont été obtenues par simulation numérique auprès du SHOM ; les enregistrements de marée proviennent quant à eux du marégraphe de Roscoff.

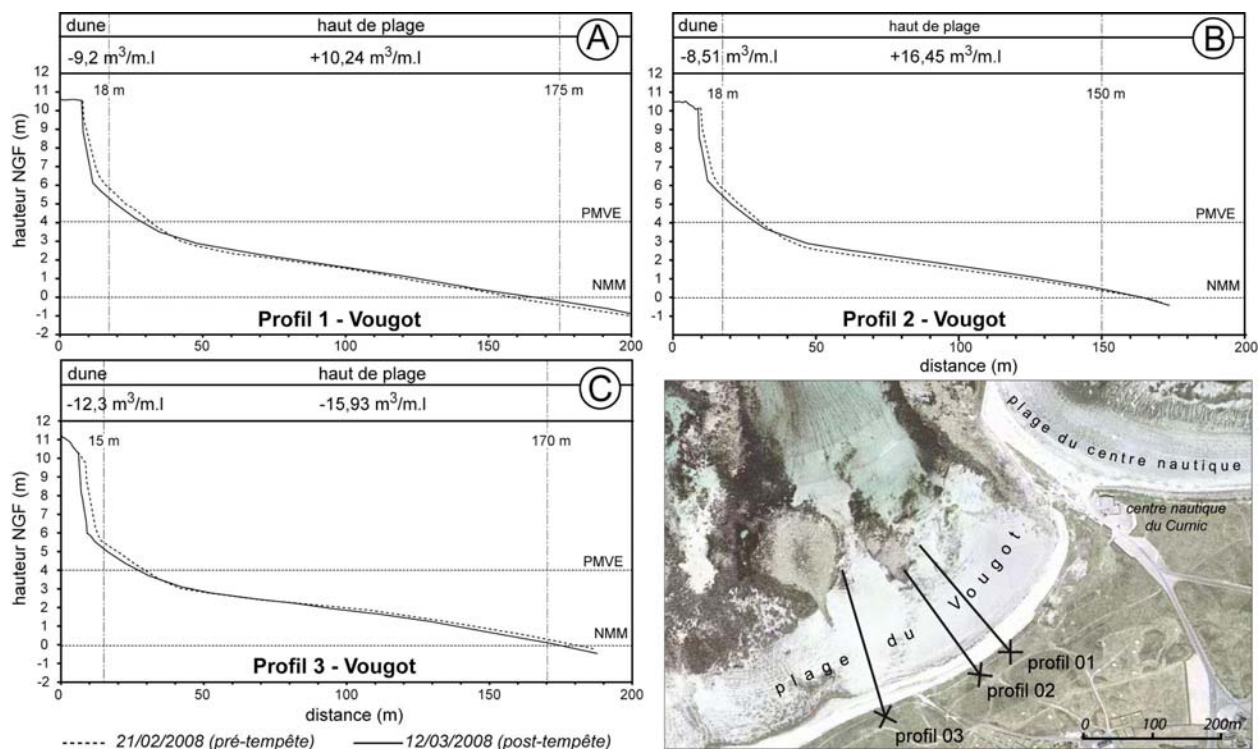


Figure 88. Profils de plage/dune effectués avant et après la tempête du 10 mars 2008 sur la plage du Vougot. Les volumes sédimentaires mentionnés en haut de figure sont calculés sur deux sections du profil (la dune *stricto sensu* et la haute plage intertidale), dont les limites, en terme de distance, sont données par les valeurs métriques recoupant l'enveloppe de profils (d'après S. Suanez et J.-M. Cariolet, accepté).

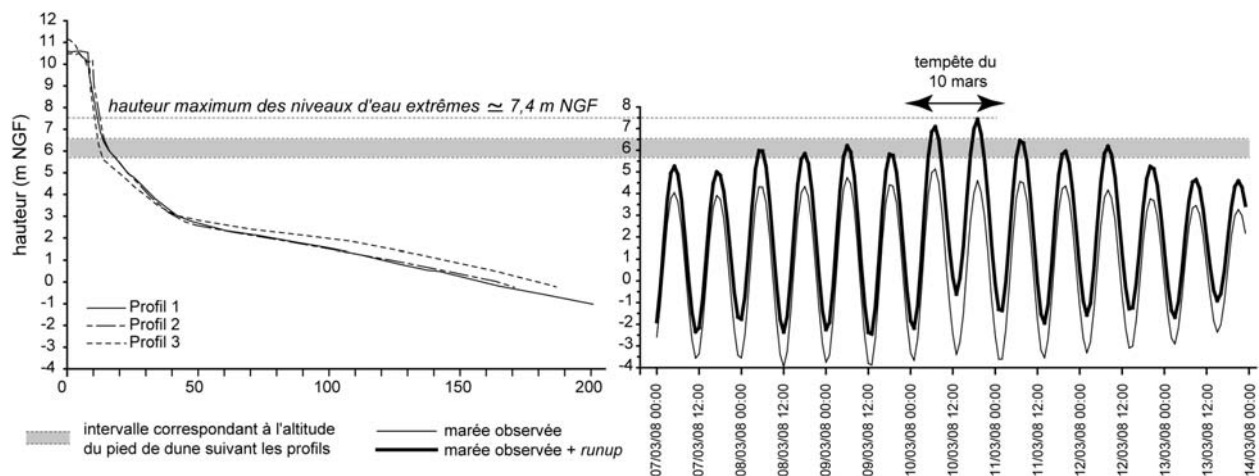


Figure 89. Relation entre les niveaux d'eau extrêmes atteints durant la tempête du 10 mars 2008 et l'altitude du pied de dune pour la plage du Vougot (d'après S. Suanez et J.-M. Cariolet, accepté)

3-3 Le caractère exceptionnel de l'épisode du 10 mars 2008

Replacée dans l'évolution pluriannuelle du cordon dunaire de la plage du Vougot, la tempête du 10 mars est apparue comme un événement exceptionnel tant l'érosion de la dune mesurée au niveau des trois profils a été importante (figure 90)²². L'analyse de ces données a également indiqué la présence de trois phases érosives majeures (en grisé sur les figures),

²² Les valeurs du bilan sédimentaire exprimées dans la figure III-19 ne concernent que la section correspondant à la dune *stricto sensu* des trois profils (cf. figure III-14).

presque toujours centrées autour du mois de mars (09/03/2005, 05/03/2006, 23/03/2007 et le 12/03/2008), et associées dans plus de 80 % des cas à des niveaux d'eau extrêmes supérieurs à l'altitude du pied de dune (cf. les tempêtes du 11/02/2005, du 03/03/2006, du 19/03/07, et du 10/03/2008).

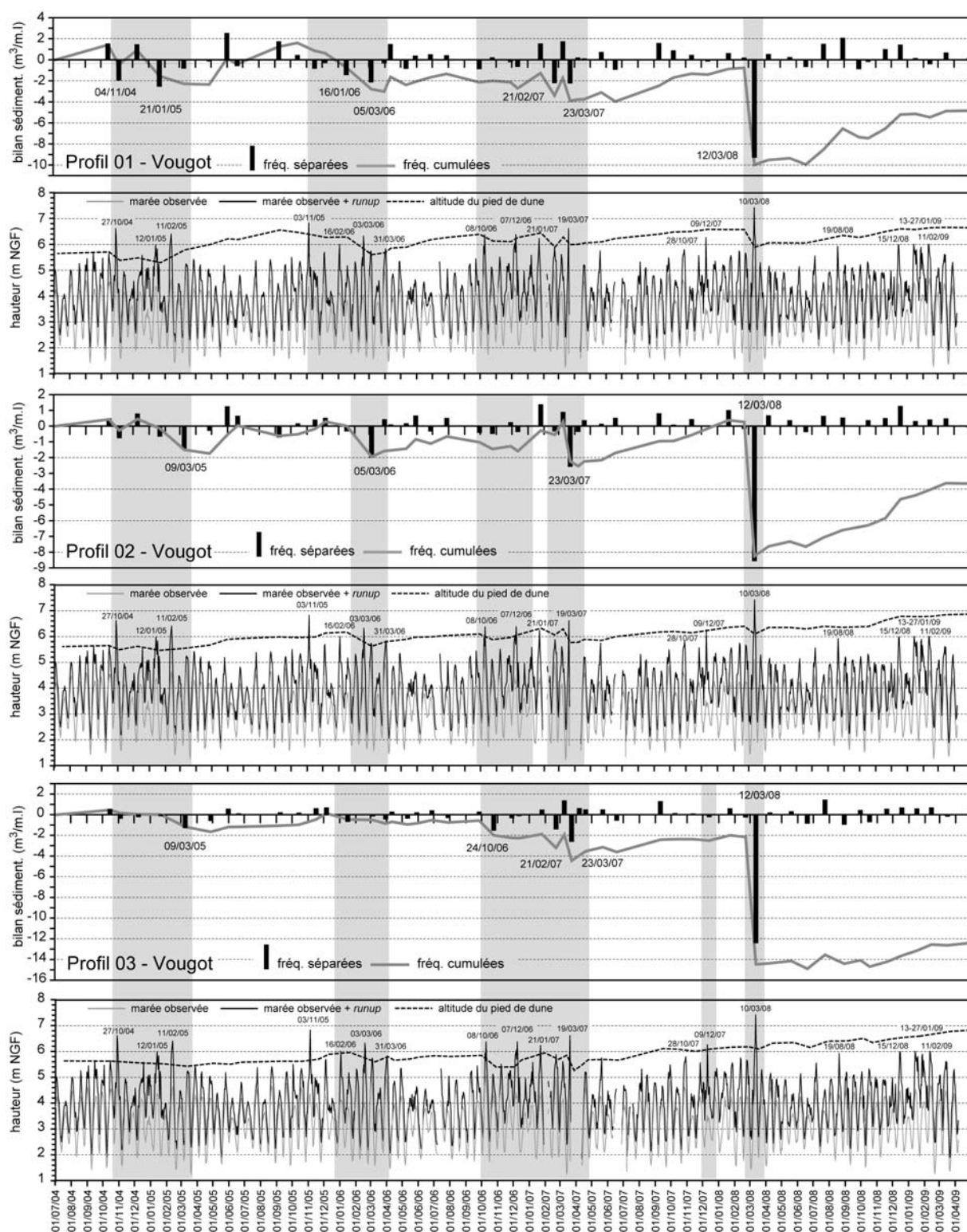


Figure 90. Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot au niveau des profils 1, 2 et 3, en relation avec les niveaux d'eau extrêmes à la côte sur la période juillet 2004 – avril 2009 (modifié d'après S. Suanez et J.-M. Cariolet, accepté)

Ces résultats ont aussi montré que les profils 1 et 2 situés dans la partie orientale du cordon dunaire observaient la même évolution, à l'inverse du profil 3 dont le fonctionnement se distinguait des deux premiers. Cette différenciation s'exprimait particulièrement bien durant les phases de régénération dunaire post-tempête, très efficaces au niveau des profils 1 et 2 (à l'exemple des périodes succédant aux tempêtes des mois de mars 2007 et 2008), alors qu'au niveau du profil 3, la résilience de la dune était moins évidente.

3-4 Apports de cet évènement à la connaissance de l'érosion des dunes

Les enseignements de la tempête du 10 mars 2008 ont permis de constater que les principes fondamentaux relatifs aux processus d'érosion des dunes étaient dans leur ensemble respectés ; il demeurait toutefois quelques particularités liées à l'action des forçages naturels et/ou anthropiques propre au site d'étude.

Le rôle des niveaux d'eau extrêmes dans les processus morphogéniques étudiés est apparu comme l'élément déterminant, démontrant ainsi que le paramètre « submersion » intervenait comme le facteur déterminant dans les processus d'érosion des dunes. Ce travail de terrain a ainsi permis de confirmer les observations « théoriques » faites en canal à houle (van de Graaff, 1986 ; den Heijer *et al.*, 2008). La forme du profil initial avant tempête est aussi apparue comme déterminante car ce paramètre commande l'importance des phénomènes d'érosion. Ainsi, les tempêtes hivernales ont été décrites comme étant moins morphogènes que celles du mois de mars car au sortir de la période d'alimentation estivale, le système pied de dune/haut de plage est suffisamment exhaussé pour « encaisser » l'attaque des premières houles de tempêtes hivernales. À l'inverse, le profil surbaissé du haut de plage/pied de dune à la fin de l'hiver renforce l'action érosive des tempêtes printanières. Ainsi, comme l'ont montré plusieurs auteurs, la morphologie dunaire, et à travers elle, les processus qui agissent sur les échanges sédimentaires entre la plage et la dune, contrôlent en partie l'action érosive des tempêtes (Short et Hesp, 1982 ; Davidson-Arnott et Law, 1990 ; Sherman et Bauer, 1993 ; Morton, 2002 ; Aagaard *et al.*, 2004 ; Battiau-Queney, 2004 ; Ruz et Meur-Ferec, 2004, Saye *et al.*, 2005 ; Anthony *et al.*, 2006 ; McLean et Shen, 2006 ; Pye et Blott, 2008 ; Sabatier *et al.*, 2009).

Ces résultats ont aussi confirmé que la fréquence et la durée des épisodes tempétueux contrôlaient la résilience du cordon dunaire, et à travers elle la forme du profil de dune avant tempête. Comme l'avaient indiqué plusieurs auteurs (Ruz et Meur-Ferec, 2004 ; Vespremeanu-Stroe et Preoteasa, 2007 ; Quartel *et al.*, 2008), plus les tempêtes sont longues et rapprochées, plus la capacité du système littoral à se régénérer diminue car les échanges sédimentaires entre la plage et la dune ne se font plus. La plage dans son ensemble devient alors plus vulnérable à l'action des tempêtes. Ainsi, il a été possible d'opposer les hivers 2004/2005, 2005/2006 et 2006/2007 à ceux des années 2007/2008 et 2008/2009. Pour les premiers, la fréquence élevée d'épisodes morphogènes s'est traduite par une diminution des apports sédimentaires à la dune, et par là même, un abaissement de son pied (figure 90). À l'inverse, la bonne régénération du cordon dunaire durant les hivers 2007/2008 et 2008/2009 a permis de protéger la dune contre les tempêtes des mois de mars 2008 et 2009, à l'exception bien sûr de l'épisode du 10 mars 2008 qui revêt un caractère exceptionnel.

Les processus d'érosion observés ont enfin montré que le principe d'ajustement du profil d'équilibre décrit par de nombreux auteurs (Edelman, 1968, 1972 ; van der Meulen et Gourlay, 1968 ; van de Graaff, 1977, 1986 ; Vellinga, 1982, 1984 ; Kriebel et Dean, 1985 ; Kriebel, 1986) pouvait s'appliquer dès lors que les transferts sédimentaires transversaux n'étaient pas influencés par d'autres dynamiques. Ainsi, pour les profils 1 et 2 de la plage du Vougot, les volumes érodés à la dune ont bien alimenté la haute plage intertidale, à la différence de la radiale 3, pour laquelle les deux sections du profil sont déficitaires (figure

88). Ces processus ont par ailleurs été observés pour toutes les tempêtes majeures depuis 2004 (figure 91). Nous avons interprété ces différences comme étant liées à l'action des transferts longitudinaux qui agissent de façon plus efficace et systématique à l'ouest de la plage du Vougot (Suanez *et al.*, soumis). Ainsi, au niveau du profil 3, le volume de sable érodé à la dune est très rapidement exporté en direction du Zorn alors que ces déplacements prennent plus de temps au niveau des profils 1 et 2. Pour ces deux radiales, le principe d'ajustement du profil d'équilibre d'après tempête selon le principe de P. Brunn (1962) est alors respecté.

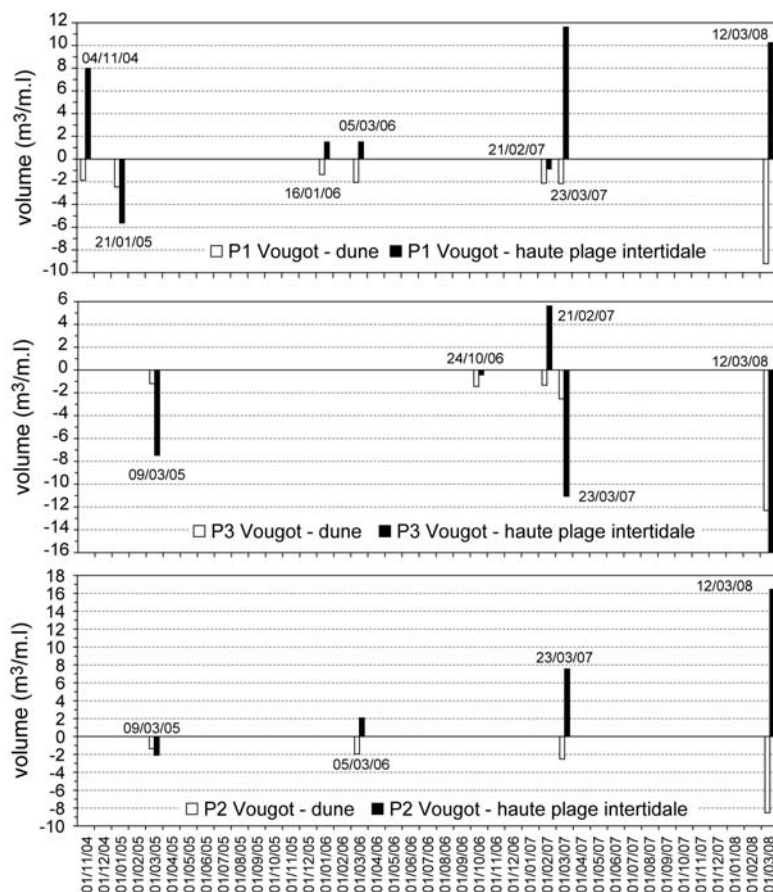


Figure 91. Bilans sédimentaires (en m³/m.l) de la dune et de la haute plage intertidale de la plage du Vougot pour les phases érosives majeures enregistrées depuis 2004 (modifié d'après S. Suanez et J.-M. Cariolet, accepté)

4 – L'action des tempêtes dans la dynamique morphosédimentaire des blocs cyclopéens

Comme pour le travail d'observation des cordons de galets des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn, cette étude a été menée dans le cadre du suivi morphosédimentaire des formations littorales présentes sur les quatre îlots de la Réserve Naturelle de la mer d'Iroise (cf. Partie 2, § 2 : *Dynamique morphosédimentaire des cordons de galets de l'archipel de Molène : exemple de l'îlot de Trielen*). Comme nous l'avons indiqué dans cette partie, ce travail d'observation (toujours en cours) fait suite à la demande du gestionnaire, la SEPNB – Bretagne Vivante ; il a débuté en octobre 2005 sur l'île de Banneg (figure 92 et photo 10). Là encore, les impacts morphosédimentaires de la tempête du 10 mars 2008 sur cette île ont été particulièrement bien observés car nous disposons d'un très bon état des lieux pré-tempête constitué par les levés topo-morphologiques et les études sédimentologiques réalisés entre 2005 et 2006 (Fichaut et Suanez, 2007b ; Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez *et al.*, 2009). Cet

épisode a permis d'analyser et de quantifier les dynamiques d'arrachement, de transport et de dépôt de blocs cyclopéens (Fichaut et Suanez, accepté).

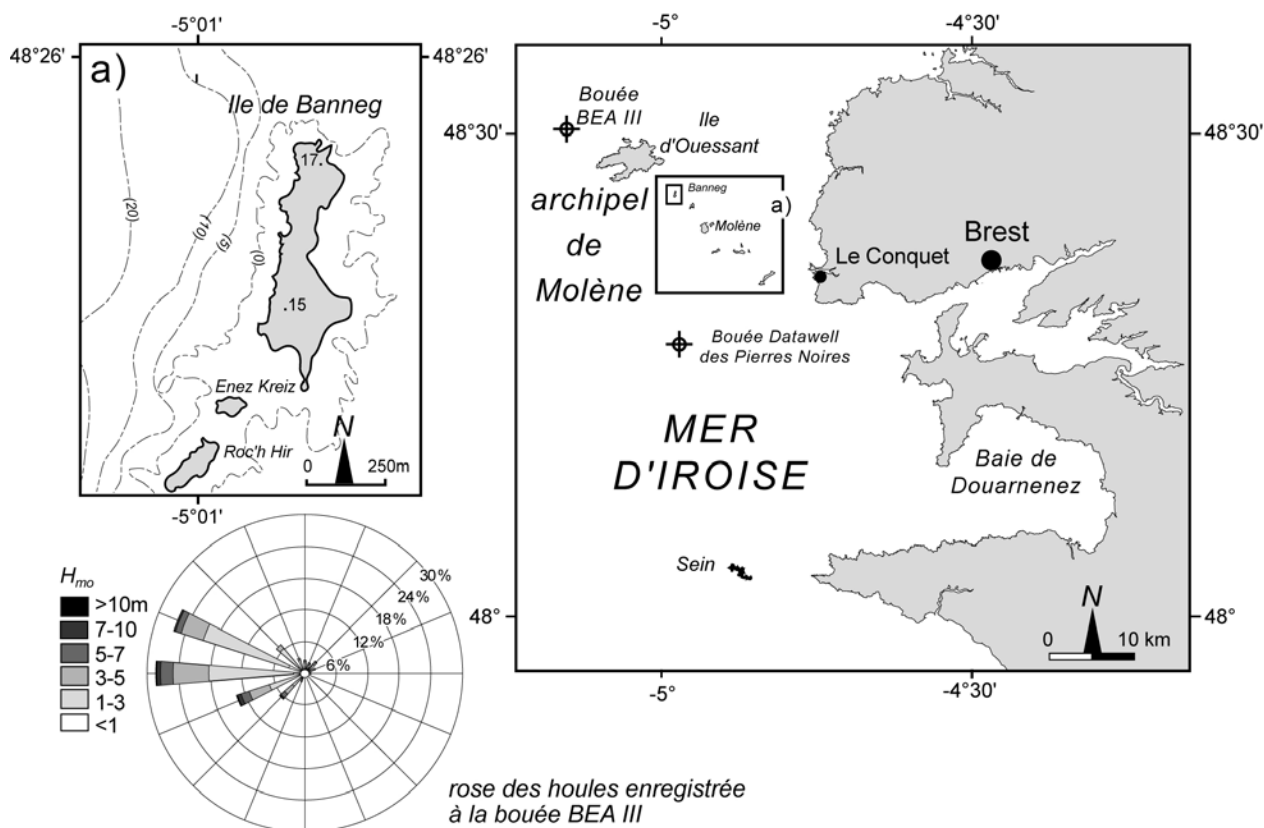


Figure 92. Situation géographique des îles de l'archipel de Molène, carte l'île de Banneg (a), et rose des houles construite à partir des enregistrements réalisés par la bouée BEAIII (source : CETMEF-Candhis)



Photo 10. Vue aérienne de l'île de Banneg (source : Le Télégramme)

4-1 Etat des connaissances sur le site d'étude

L'île de Banneg se situe dans la partie la plus septentrionale de l'archipel de Molène qui se compose d'une vingtaine d'îles et îlots couvrant une superficie totale de 195 ha (figure 92). Cet archipel représentant la partie émergée d'un vaste plateau sous-marin qui s'étend sur environ 15 000 ha au-dessus de l'isobathe 10 m (Guilcher, 1959 ; Hallégouët, 1982a). L'île de Banneg se distingue des autres îlots car elle est située immédiatement en bordure du profond chenal du Fromveur qui sépare l'archipel de l'île d'Ouessant. Ainsi, la côte occidentale, directement exposée à la houle atlantique, est entaillée en falaises plus ou moins verticales qui culminent entre 10 et 14 m d'altitude NGF. À l'inverse, le littoral oriental, abrité et dépourvu de falaises, est constitué de cordons de galets et de petits placages sableux assimilables à des plages.

L'érosion de la falaise occidentale se manifeste ici par des projections de dalles rocheuses qui s'accumulent sous la forme d'amas de blocs plus ou moins organisés au sommet de l'île (photo 11). Ces dépôts ont été pour la première fois décrits par B. Hallégouët (1982b, 1984), qui leur a donné le nom de « blocs cyclopéens ».

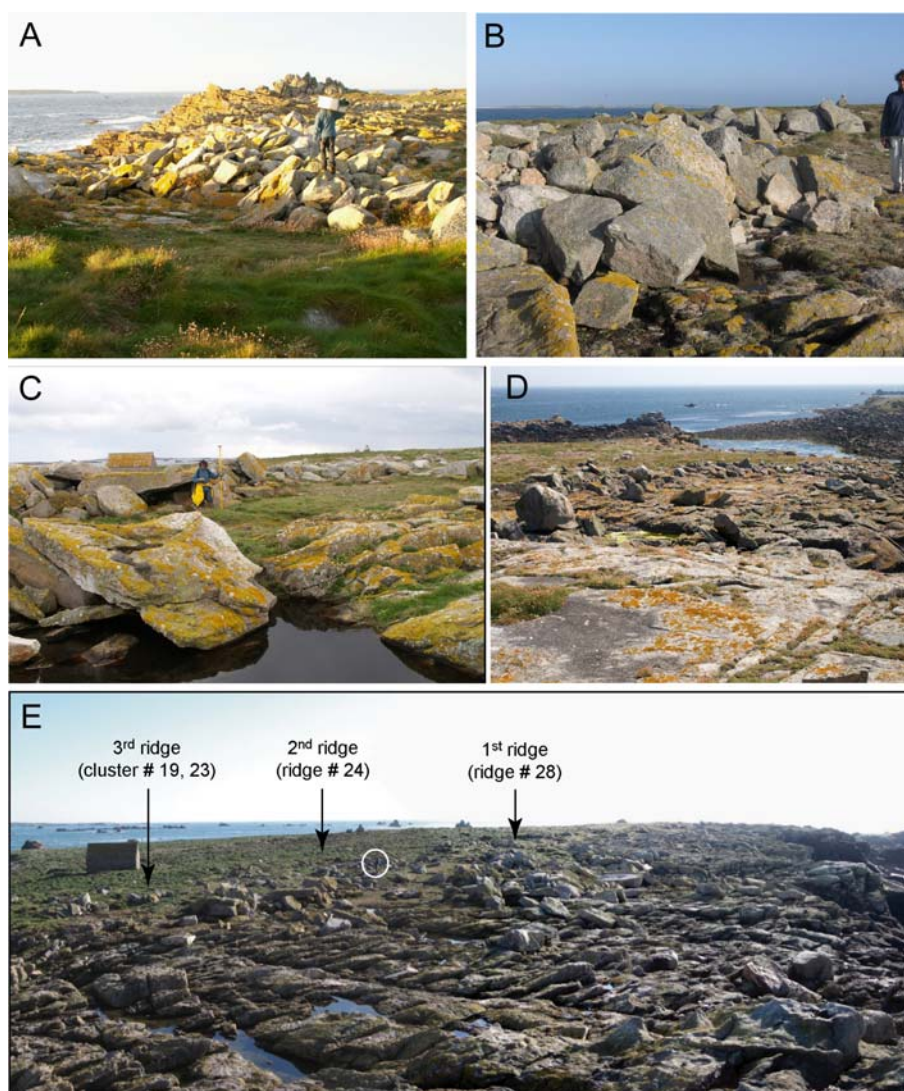


Photo 11. Amas de blocs cyclopéens de l'île de Banneg. A, B et C : remparts rectilignes du centre et centre sud de l'île. D : disposition arquée des amas au sud ce l'île. E : triple barrage du centre de l'île (clichés S. Suanez et B. Fichaut).

Au printemps 1990, un travail d'analyse réalisé sur l'impact des grosses tempêtes de l'hiver 1989-1990 avait souligné le rôle important de ces événements dans la dynamique morphosédimentaire de ces dépôts (Fichaut et Hallégouët, 1989). Les observations avaient montré qu'une grande partie des accumulations en place avait été remodelée. Plusieurs centaines de tonnes de dalles avaient été arrachées aux falaises ou aux amas préexistants et projetées à l'intérieur de l'île. Les processus d'érosion et de transport les plus significatifs s'étaient produits dans la partie centrale, et dans une moindre mesure, au sud de l'île. Le nord de l'île avait été quand à lui relativement épargné. Au centre nord et au centre, l'île avait été submergée par des niveaux d'eau supérieurs à l'altitude de la falaise respectivement comprise entre 8 m et 8,75 m. L'eau issue des déferlements s'était écoulé d'ouest en est en creusant des formes en vallon jusqu'à la roche en place. Là, les blocs entraînés par l'écoulement torrentiel de la lame d'eau avaient été déposés sous forme d'amas isolés, voire transportés jusqu'à la côte est de l'île (figure 93).

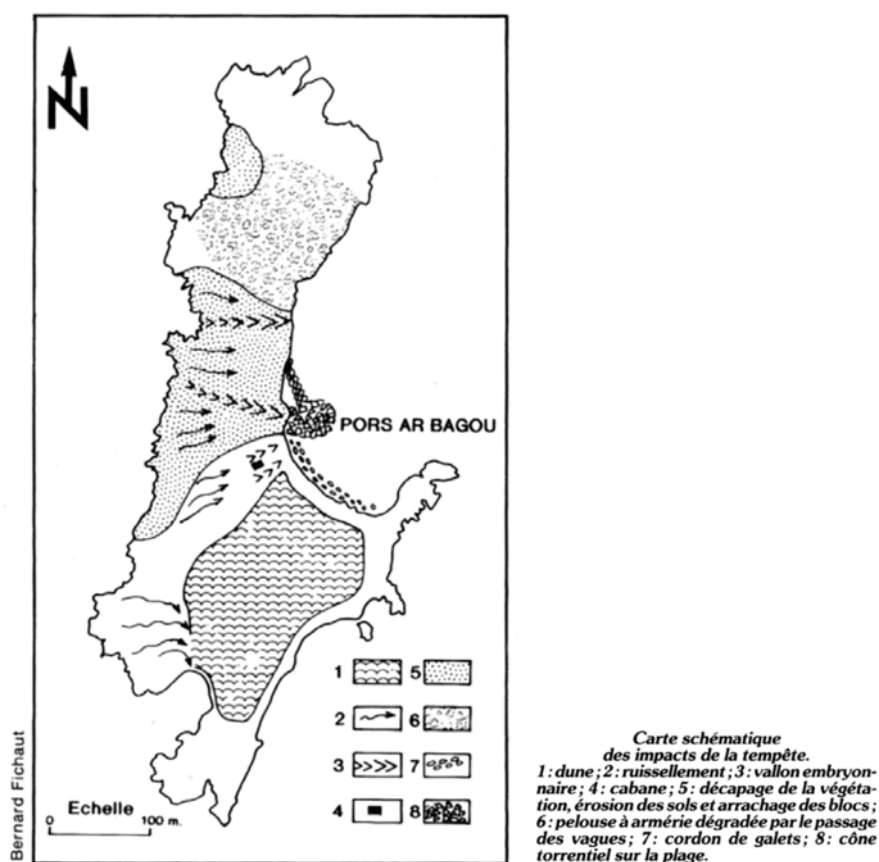


Figure 93. Cartographie des impacts morphogéniques générés sur l'île de Banneg durant les fortes tempêtes de l'hiver 1989-90 (d'après B. Fichaut et B. Hallégouët, 1989)

Dans la continuité de ces premières études, un nouveau travail de cartographie, de quantification, et d'analyse morphodynamique a été entrepris à partir de 2005 (Fichaut et Suanez, 2007b, 2008). Plus de 1000m³ de blocs, d'un poids variant de quelques dizaines de kilos à plusieurs dizaines de tonnes, ont été inventoriés au sommet et en retrait des falaises occidentales (figure 94). Ces dépôts appartiennent à la famille des CTSD (*Cliff-Top Storm Deposit*) (Suanez *et al.*, 2009), qualificatif utilisé pour la première fois par A.M. Hall *et al.* (2006) dans leur étude descriptive des blocs cyclopéens du nord de l'Ecosse et de l'Irlande.

Reposant à des altitudes comprises entre 7 et 14 m NGF, ces blocs forment une soixantaine d'accumulations dont la plus massive, au centre de l'île, haute de 2,5 m et longue

50 m, a un volume d'environ 350 m³ (figure 94C). Ces accumulations se répartissent en six groupes principalement localisés au droit des rentrants de la côte, séparés par des saillants plus ou moins marqués (figure 94A). Leur agencement morphologique varie suivant les secteurs. En général, ces amas sont érigés en barrages ou en remparts rectilignes, parallèles aux sommets de falaises (photos 11A, 11B et 11C), ou en trains d'amas dont la forme en plan est légèrement arquée épouse le tracé des rentrants à l'arrière desquels ils sont déposés (photo 11D). Localement ces barrages sont disposés en plusieurs lignes parallèles entre elles, séparées par des secteurs de pelouse aérohaline ou de roche nue. On trouve une double série au sud où les amas n° 36, 37, et 38 sont en haut de falaise en avant des remparts n° 39 et 35. Enfin, dans la partie centrale de l'île les accumulations peuvent former des séries triples. C'est le cas au centre où la première rangée est constituée par les amas n° 28, 25, 22, la deuxième par le rempart n° 24, et la troisième par les amas n° 23 et 19 (photo 11E). Au centre sud on trouve aussi successivement les remparts n° 31 et 30, puis l'amas 23d en retrait. Dans les séries triples, les accumulations proches de la falaise sont les plus volumineuses. Des agencements comparables ont été décrits aux îles Shetland par D.M. Williams et A.M. Hall (2004). Dans un cas seulement, au centre nord, les amas éparpillés un peu partout en arrière de la falaise ont une répartition qui semble totalement aléatoire.

Les mesures du tuilage des dalles au sein des différents amas ont montré une prédominance des directions de secteur ouest (270°), à ouest-nord-ouest (300°) (figure 94B). Ces directions correspondant aux orientations principales de la houle incidente ont permis de souligner l'importance des houles atlantiques dans la dynamique morphosédimentaire de ces dépôts.

De même, l'analyse des conditions hydrodynamiques reposant sur le traitement des données météomarines (houle et marée) enregistrées durant les tempêtes de l'hiver 1989-90, a montré le rôle essentiel joué par les niveaux d'eau extrêmes à la côte dans les processus d'arrachage et de transport des blocs. Comme le montre la figure 95, les phénomènes de franchissement de haut de falaise par la tranche d'eau submergeante ont été moins importants et fréquents au nord de l'île qu'au centre, qu'au centre sud et qu'au sud. Cette analyse a montré que ces résultats concordaient avec les observations de terrain post-tempête réalisées par B. Fichaut et B. Hallégouët (1989) qui, comme nous l'avons rappelé plus haut, indiquaient que les secteurs qui avaient été les plus touchés correspondaient au centre et au centre sud de l'île, alors que le nord avait été relativement épargné.

Pour finir, une étude rétroactive reposant sur l'inventaire des niveaux d'eau extrêmes à la côte entre 1979 et 2007 a été réalisée (Suanez *et al.*, 2009). Elle a montré que la période 1979-1990 était marquée par une fréquence plus importante d'événements morphogènes ayant généré des niveaux d'eau supérieurs à 14 m, l'altitude maximum des falaises (figure 96). À l'inverse, la période suivante (1990-2007) était caractérisée par une diminution de ces épisodes, et plus particulièrement entre 2002 et 2006. Des cycles similaires, de 11 à 16 ans, affectant l'évolution des surcotes à Brest entre 1860 et 1995, ont été observés par R. Bouligand et P. A. Pirazzoli (1999). Ils ont été expliqués par des changements de fréquence des vents de surcote au cours des dernières décennies (Pirazzoli, 2000), et pourraient être liés à l'alternance des phases positives et négatives de l'indice d'oscillation nord atlantique ONA (Pirazzoli *et al.*, 2004).

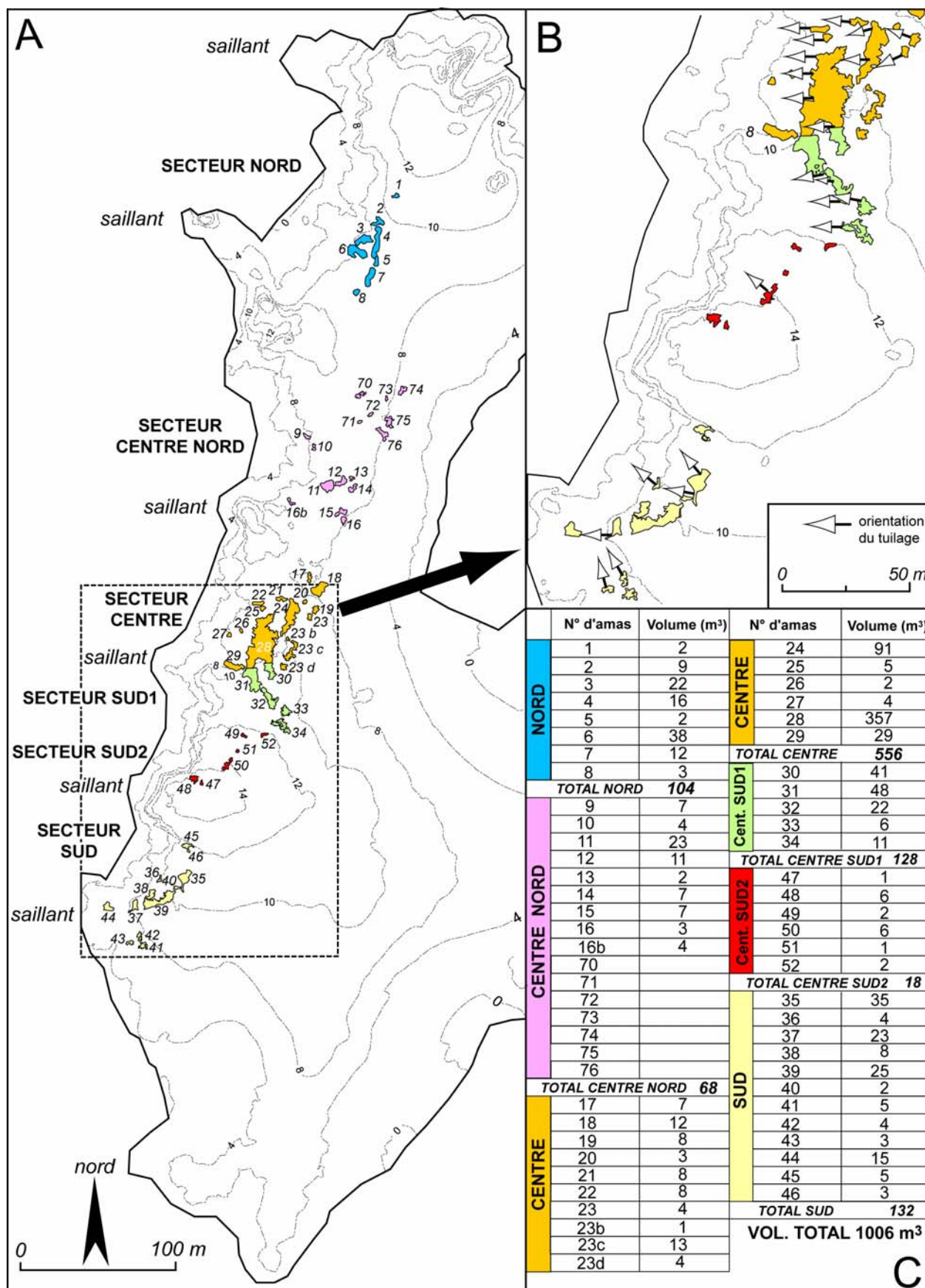


Figure 94. Caractéristiques des amas cyclopéens de l'île de Banneg. A : localisation. B : direction de provenance des houles en fonction du tuilage. C : volume des amas (modifié d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008)

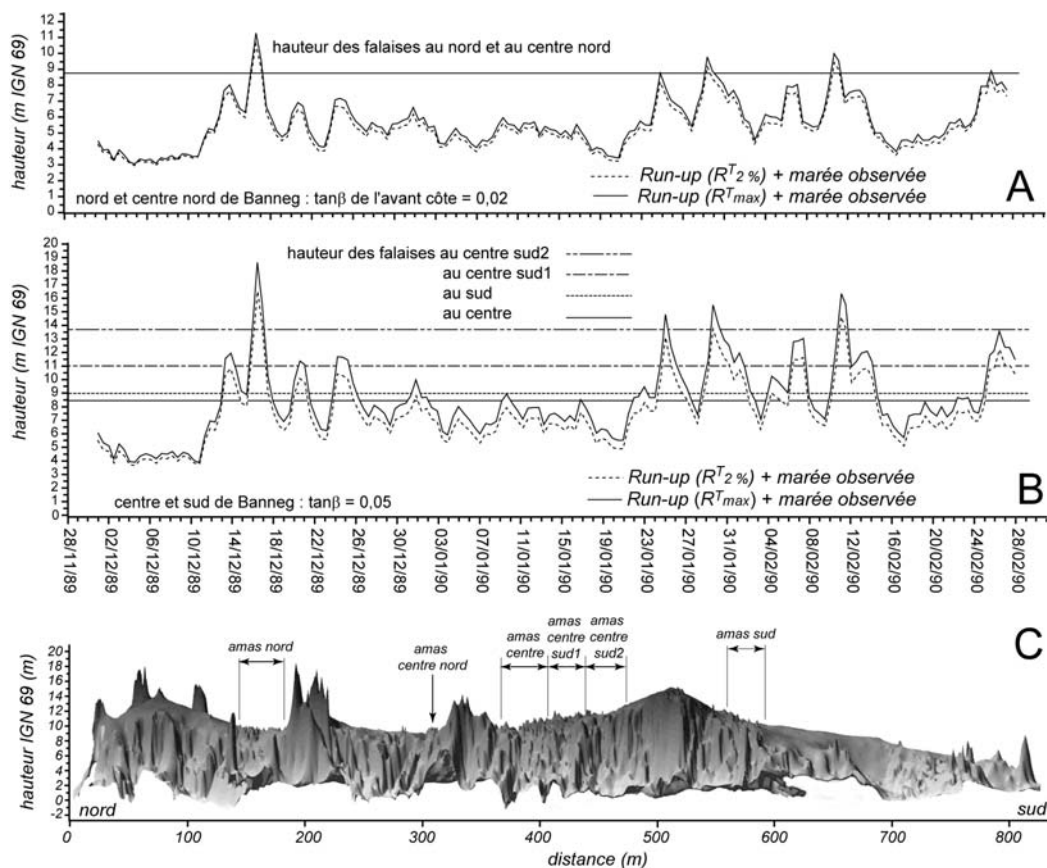


Figure 95. Hauteurs « calculées » des niveaux d'eau extrêmes (marée observée et *runup*²³) par rapport à l'altitude des falaises durant les tempêtes de l'hiver 1989-1990 (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008)

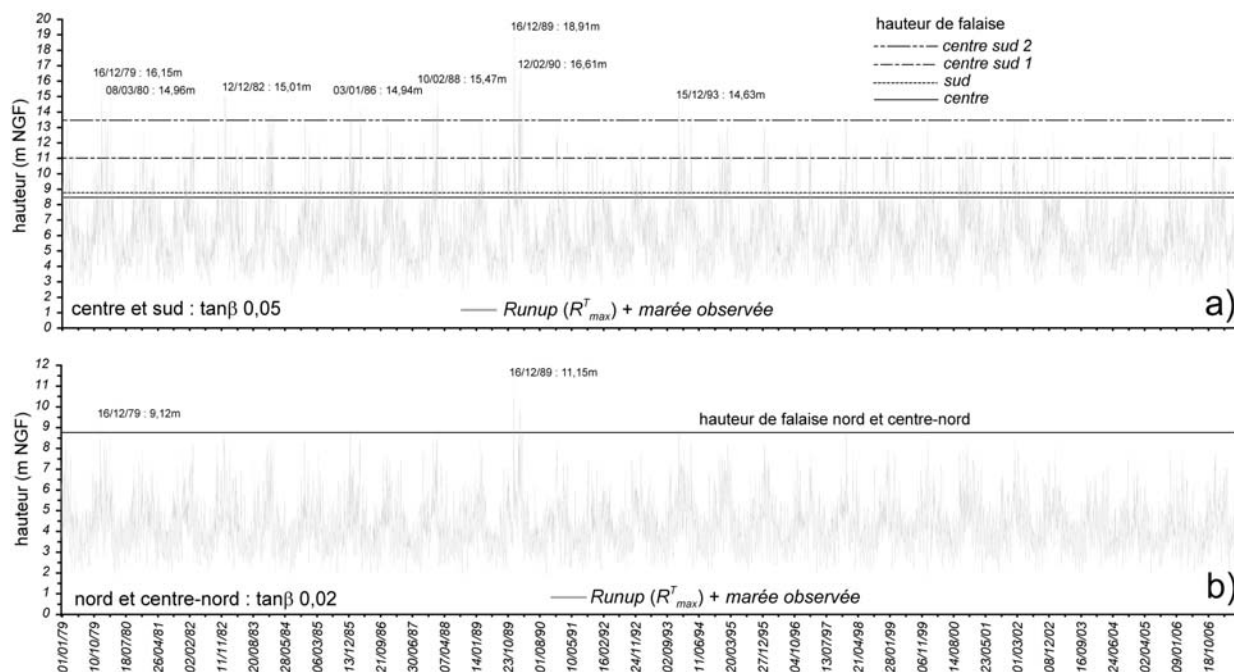


Figure 96. Hauteurs calculées des niveaux d'eau extrêmes à la côte par rapport à l'altitude des falaises pour la période allant du 1^{er} janvier 1979 au 4 juin 2007 (d'après S. Suanez *et al.*, 2009).

²³ Dans cette étude, le calcul du *runup* a été réalisé à partir de l'équation de H. Mase (1989) s'appliquant à des environnements marqués par une pente d'avant plage ($\tan\beta$) comprises entre 0,03 et 0,2, et une cambrure de houles en eau profondes (H_o/L_o) allant de 0,007 à 0,07.

4-2 Dynamique d'arrachement, de transport et de dépôt des blocs cyclopéens durant la tempête du 10 mars 2008

Les niveaux d'eau extrêmes à la côte calculés pour la journée du 10 mars 2008 ont dépassé 15,5 m de hauteur du centre au sud de l'île, soit 2 à 7 m au dessus de l'altitude maximum du haut de falaise. Au centre nord et au nord de l'île où les pentes de l'avant côte sont plus faibles les hauteurs d'eau ont atteint 9,5 m soit une hauteur équivalente ou légèrement supérieure à celle des falaises. Les mesures et observations de terrain ont montré une bonne adéquation entre ces données hydrodynamiques et leurs effets morphosédimentaires (figure 97). Au nord de l'île, à l'exception de quelques blocs déplacés, aucun indice de submersion n'a été relevé sur la pelouse située en arrière. Le franchissement du haut de falaise par le déferlement des vagues a donc été très limité. Les impacts majeurs ont été enregistrés au sud et centre l'île. La partie centrale de l'île, dont les altitudes sont comprises entre 9 et 14 mètres, a été entièrement submergée comme le soulignait la présence de laisses de tempête (figure 97).

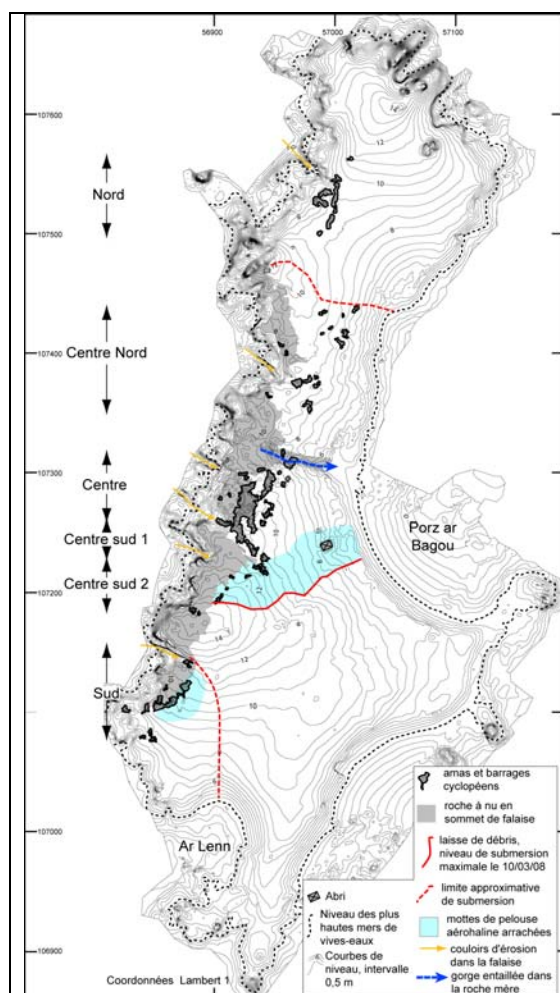


Figure 97. Submersion de la partie centrale de l'île de Banneg lors de la tempête du 10 mars 2008 (d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté)

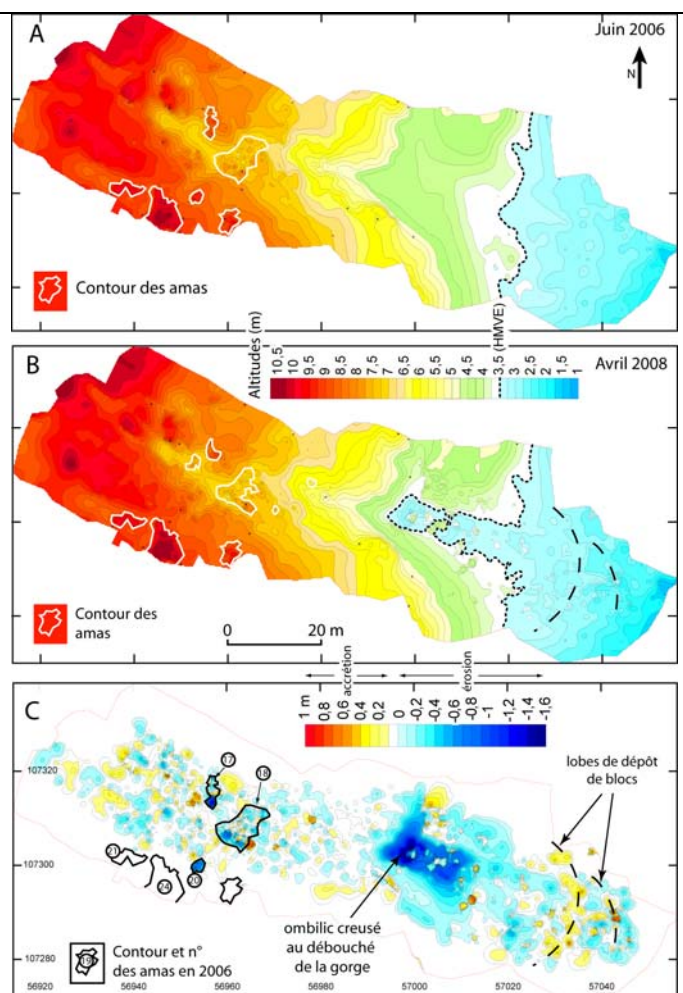


Figure 98. Analyse diachronique des modifications morphosédimentaires de la gorge et de ses abords situés au centre de l'île de Banneg, lors de la tempête du 10 mars 2008 (d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté)

Comme cela avait déjà été le cas lors des tempêtes de l'hiver 1989-90 (Fichaut et Hallégouët, 1989), un flot torrentiel s'est écoulé d'ouest en est au niveau du talweg

creusé en gorge au centre de l'île. Le flux particulièrement puissant de cet écoulement qui a considérablement modifié la morphologie de la gorge et de ses abords. Les mesures topomorphologiques effectuées au DGPS ont permis de cartographier et de quantifier l'importance de ces modifications (figure 98). Ainsi, des amas entiers ont été totalement ou partiellement emportés par le flot (photos 12A, 12B, 12C et 12D). De même, au débouché de la gorge un ombilic de 1,6 m de profondeur a été creusé par le flot torrentiel (photos 12E et 12F). Une partie des blocs enlevés en amont a été déposée sous la forme de deux lobes parallèles à 40 m du rivage sur l'estran de Porz ar Bagou (figure 98C).

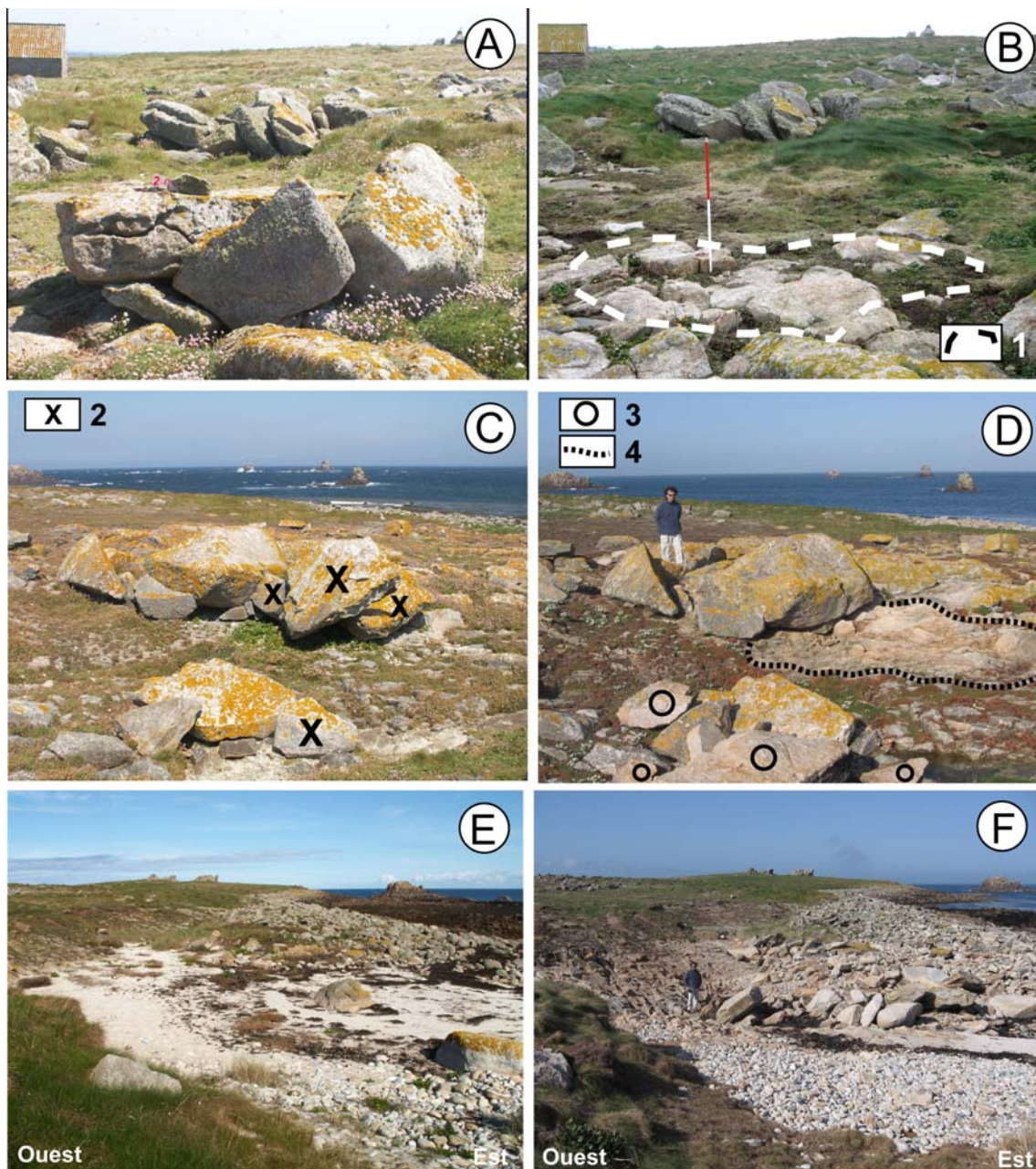


Photo 12. Modifications morphosédimentaires de la gorge et de ses abords situés au centre de l'île de Baneg, lors de la tempête du 10 mars 2008. A : amas n° 20 avant tempête. B : situation post-tempête. 1 : cicatrice de l'amas n° 20. C et D : enlèvement partiel de l'amas n° 17 à Baneg, (C) : situation en 2005, (D) : situation en avril 2008. 2 : bloc enlevé. 3 : bloc déposé. 4 : cicatrice d'enlèvement ; E et F : débouché sur la côte orientale de la gorge du centre de l'île de Baneg (E) : situation en 2005, (F) : situation en avril 2008. Noter le creusement de la plage sablo-caillouteuse qui atteint 1,6 m, et l'apport de blocs durant la tempête (d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté).

180 cicatrices d'arrachement de blocs dans la roche en place, et/ou traces attestant de la remobilisation de blocs isolés ont été identifiés et positionnés au DGPS (photo 13A), elles se situent entre 3,9 m d'altitude NGF, soit 40 cm au-dessus du niveau des plus hautes mers de vive-eau, et 14,3 m NGF (figure 99).

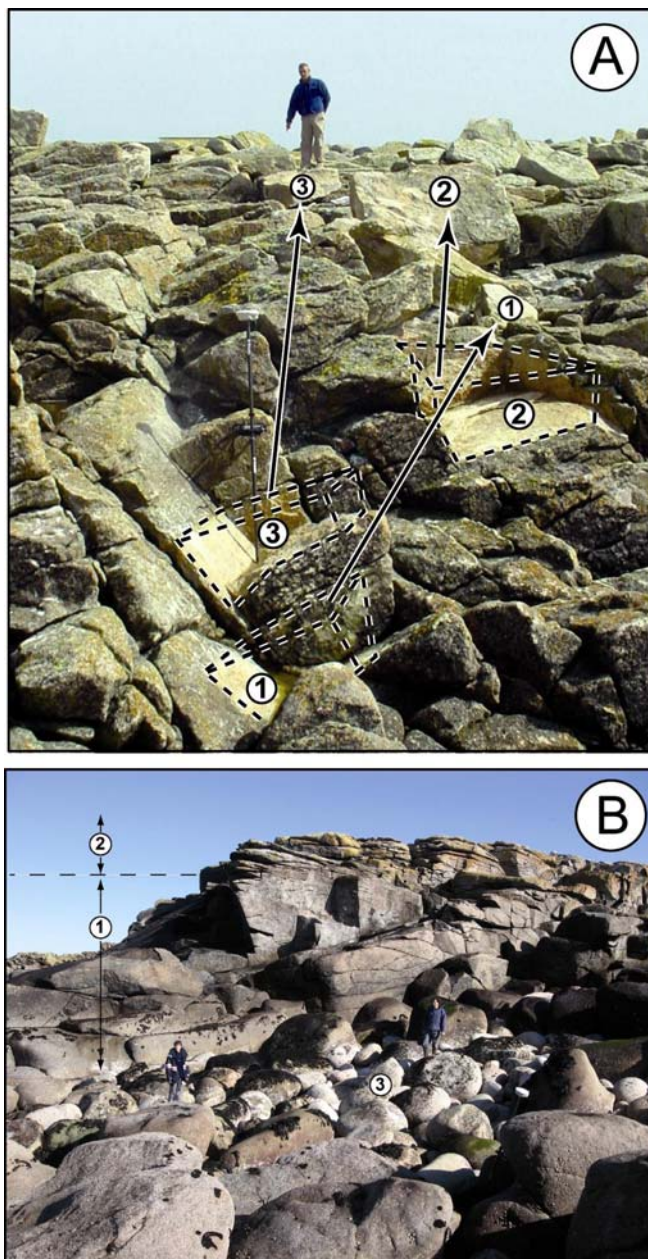


Photo 13. A : cicatrices d'arrachement et déplacements de blocs. B : dôme rocheux formant un saillant entre les rentrants du centre sud et du sud de l'île. 1 : réseau lâche de diaclases à la base. 2 : réseau de diaclases de détente dense au sommet. 3 : boules de granite dépourvues d'algues et de lichens, abrasées lors de la tempête du 10 mars 2008

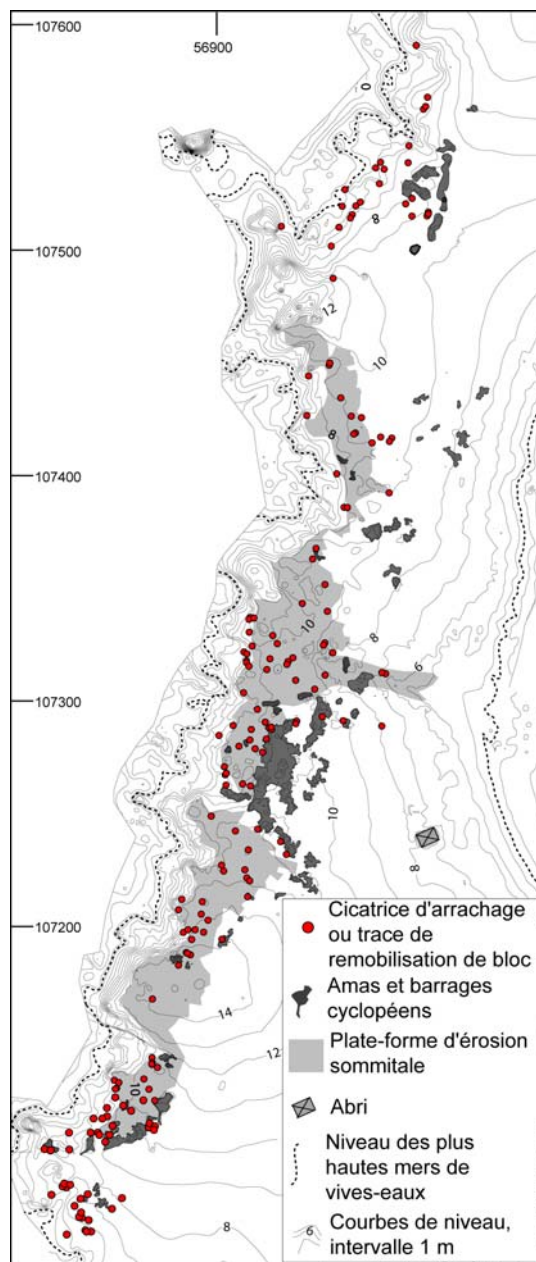


Figure 99. Localisation des cicatrices d'arrachement ou d'enlèvement de blocs sur la côte ouest de Banneg (d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté)

L'analyse de la position relative de ces points de départ de blocs a montré que seules la partie haute de l'escarpement de falaise, et surtout la plateforme rocheuse sommitale située en arrière (60 % des cicatrices), fournissaient le matériel lithique à l'origine de la construction des amas et des barrages cyclopéens (figure 100, tableau 17).

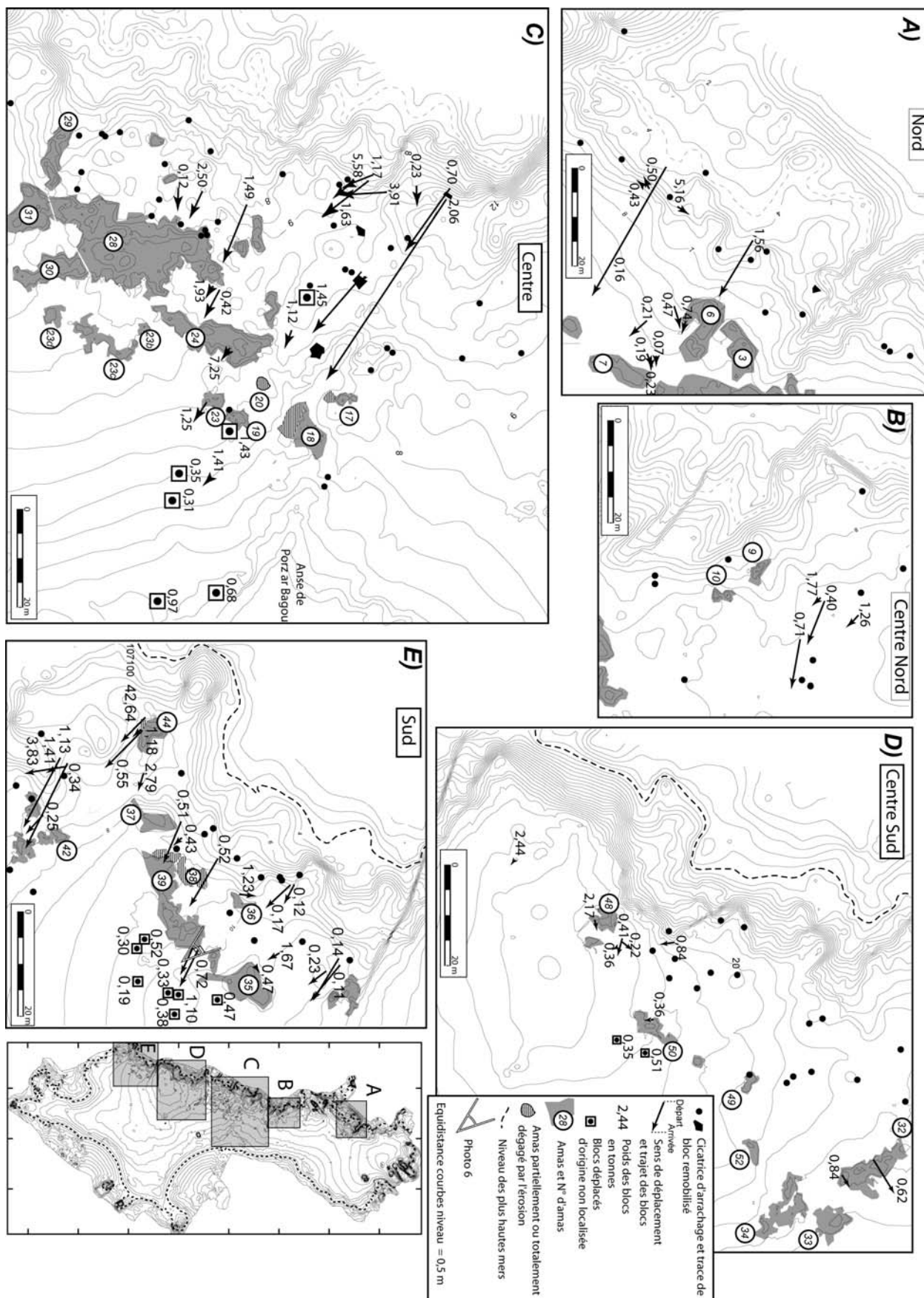


Figure 100. Cartographie des cicatrices d'arrachement et des trajectoires des blocs arrachés lors de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg (modifié d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté)

Secteur	Nombre de cicatrices sur falaises	Nombre de cicatrices sur plate-forme en retrait	% de cicatrices au-dessus du sommet de falaise
Sud	26	26	50
Centre Sud	3	25	90
Centre	15	41	73
Centre Nord	4	13	76
Nord	20	7	25
Total	68	112	62

Tableau 17. Positionnement des cicatrices d'arrachement générées par la tempête du 10 mars 2008 sur la côte occidentale de l'île de Banneg (d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté)

Ces dynamiques d'arrachement sont commandées par le paramètre lithostructural qui prépare et facilite le débitage des dalles, principalement au sommet de la falaise où le réseau de diaclases est particulièrement dense (photo 13B). Ce paramètre intervient aussi dans le dessin du linéaire côtier (car il commande les vitesses de recul de la falaise) et dans la morphologie des accumulations de blocs. Ainsi, les rentrants sont caractérisés par une fracturation très dense de la roche qui fragilise l'escarpement de falaise à un niveau beaucoup plus bas que pour les saillants. Le recul est alors plus important, et s'accompagne d'une production plus abondante de blocs ; c'est donc à l'arrière de ces secteurs que l'on trouve les amas cyclopéens les plus volumineux. À l'inverse, les saillants correspondent à des zones où les diaclases forment un réseau orthogonal beaucoup plus lâche, conférant à la roche qui les constitue une résistance plus importante à l'érosion marine. Dans ces secteurs, les accumulations de blocs (lorsqu'il y en a) sont très réduites. Les conditions lithostructurales interviennent enfin dans les processus d'érosion et dans la morphologie de l'escarpement de falaise. Le recul étant plus rapide au sommet qu'à la base de la falaise, il se traduit par une diminution de la verticalité de l'escarpement marqué alors par une pente atteignant au maximum 30 %.

L'analyse diachronique de photos obliques des amas avant et post-tempête a également permis de définir les modalités de déplacement des blocs, principalement au sein des doubles et triples barrages. Que ce soit pour la tempête du 10 mars 2008, comme pour celles de l'hiver 1989-90, les barrages de première ligne se situant le plus près du bord de falaise ont été localement épargnés alors que ceux qui se trouvent en arrière ont été remaniés. Ces résultats ont permis de définir un modèle spatio-chronologique des dynamiques de mise en place des barrages multiples (figure 101). Ces dispositions originales trouvent leur origine dans des processus polygéniques et diachrones qui sont le résultat d'une interaction entre les phénomènes hydrodynamiques et la morphologie de l'escarpement de falaise :

- le stade A correspond au stade initial que l'on trouve au centre sud². À cet endroit, la falaise a une pente toujours supérieure à 50 % et son sommet culmine entre 11,5 m et 14 m NGF. En retrait, les amas peu volumineux constituent une rangée unique en forme de chapelet (amas n° 32 à 48).
- la disposition en double barrage au sud de l'île (amas n° 36 et 39) constitue le stade B. Ces amas sont situés en retrait d'une falaise haute de 9 m et d'une pente comprise entre 30 et 40 %. Lors de la tempête du 10 mars 2008 l'amas n° 36 situé en première ligne n'a enregistré aucune modification alors que l'amas n° 39 a été fortement remanié. Cela s'explique par les phénomènes de rebond des vagues, favorisés par la diminution de la pente du haut de falaise, qui épargne les amas de première ligne.
- le dernier stade C correspond à la disposition en triple barrage que nous trouvons au centre de l'île. Dans ce cas, la pente de la falaise est similaire au stade B (30 à 40 %) mais l'escarpement est plus haut (11 m). De même, les amas de première et seconde

ligne se trouvent plus près du bord de falaise et peuvent alors être partiellement remaniés (déplacement de quelques blocs). Cette disposition morphologique explique aussi que le rebond des vagues d'une plus grande ampleur puisse construire une troisième ligne de blocs, très souvent mal organisée.

- un stade encore plus évolué (stade D) peut s'observer à l'extrême sud de l'île. À cet endroit, en particulier au niveau de l'amas n° 38, la pente de la falaise très régulière n'est plus que de 30 % et se raccorde par une rupture de pente à peine perceptible au versant situé en arrière. Lors de la tempête du 10 mars, cet amas a été totalement détruit et les blocs enlevés sont venus en partie alimenter l'amas n° 39 situé en arrière. On peut donc penser qu'à terme, les barrages situés en première ligne sont destinés à être détruits au profit d'amas situés plus en retrait.

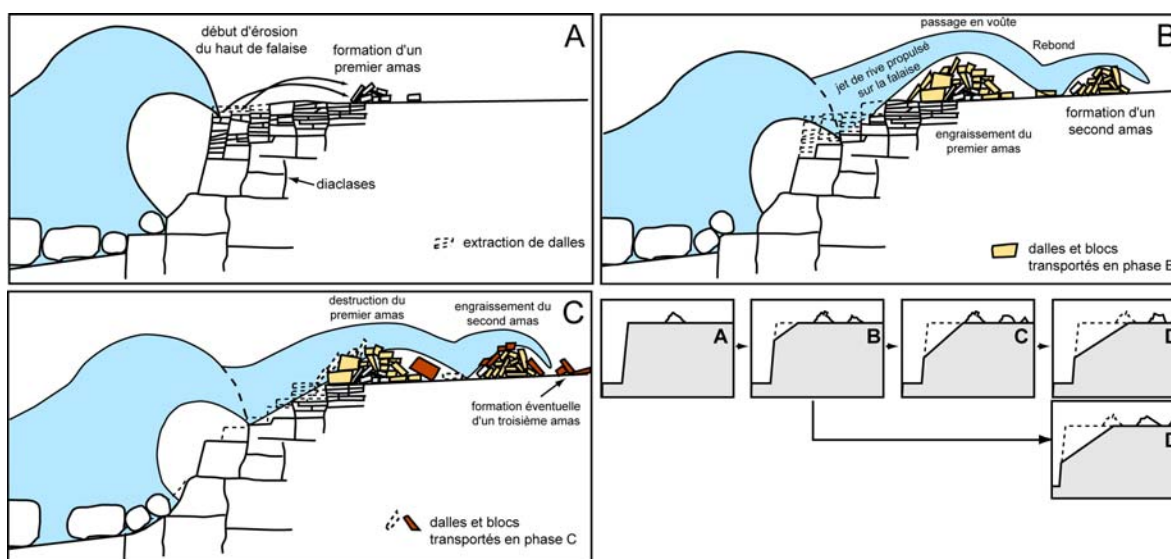


Figure 101. Schéma de l'évolution spatio-chronologique des amas et barrages cyclopéens sur l'île de Banneg (d'après B. Fichaut et S. Suanez, accepté)

5 – Franchissement et phénomène de *rollover* : le cas du sillon de Talbert

Ce travail a été réalisé dans un premier temps dans le cadre d'une recherche doctorale (Stéphan, 2008), et s'est ensuite poursuivi par un programme de suivi morphosédimentaire commandité par le Conservatoire du littoral. L'objectif de ce suivi (toujours en cours) est de mesurer l'évolution morphosédimentaire du sillon suite aux interventions réalisées entre les mois d'octobre et le mois de décembre 2004, visant à conforter l'édifice aux endroits les plus fragiles, tout en accompagnant son recul. Ainsi, depuis l'année 2007, un relevé annuel de l'ensemble du cordon est effectué au mois de septembre. Ce travail d'observation est financé par le Conseil général des Côtes d'Armor et la commune de Pleubian, *via* des financements européens (Natura 2000).

Les effets de la tempête du 10 mars 2008 ont donc été d'autant plus faciles à mettre en évidence que nous possédions un très bon état des lieux antérieur. Ainsi, cet épisode a pu être replacé au sein d'une évolution pluriannuelle remontant jusqu'en 2002, date à laquelle un premier levé LIDAR de l'ensemble de la flèche a été réalisé par l'IFREMER. Pour les années qui ont suivi, la mesure topo-morphologique a été effectuée au DGPS avec une fréquence annuelle.

5-1 Evolution du sillon : entre dynamiques naturelles et actions de l'homme

Le Sillon de Talbert se situe sur la côte nord de la Bretagne, dans le département des Côtes d'Armor (figure 102). Il forme une flèche à pointe libre qui s'allonge en direction du nord-est sur une distance d'environ 3,2 km et une largeur moyenne de 100 m, avant de s'évaser dans sa partie distale en se recourbant sous la forme d'un crochet en tête d'épingle (photo 14).

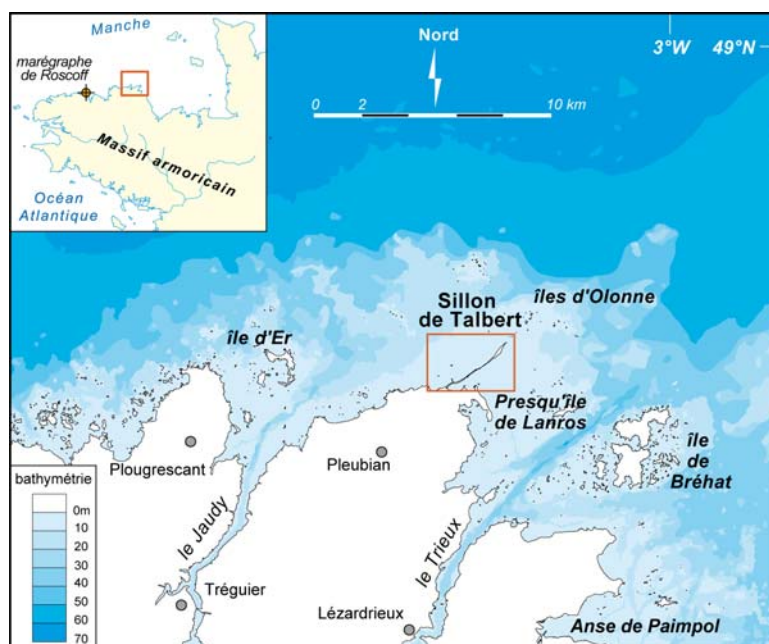


Figure 102. Localisation du Sillon de Talbert



Photo 14. Vue aérienne du Sillon de Talbert (mars 2007)

P. Stéphan (2008) a montré que quatre unités morphosédimentaires composent cet édifice depuis l'enracinement jusqu'à la pointe de la flèche (figure 103). La première unité essentiellement sableuse, est constituée d'une dune culminant à 14 m (cote marine), et est marquée par une faible pente d'estran comprise entre 5 % et 12 %. La seconde unité

morphosédimentaire correspond à la partie proximale du cordon et se compose d'un mélange très hétérométrique de sables et de galets. Elle présente un profil très surbaissé dont le sommet atteint à peine l'altitude de 11,5 m CM. La troisième unité correspond à la partie médiane du cordon, essentiellement composée de galets. Cette partie du cordon présente un profil nettement plus redressé et son altitude atteint en moyenne 12,5 m CM. Enfin, la quatrième unité morphosédimentaire formant la partie distale est la plus réfléchissante du cordon. La pente de la plage est de 15 % en moyenne et la crête se situe à une altitude de 13 m CM.

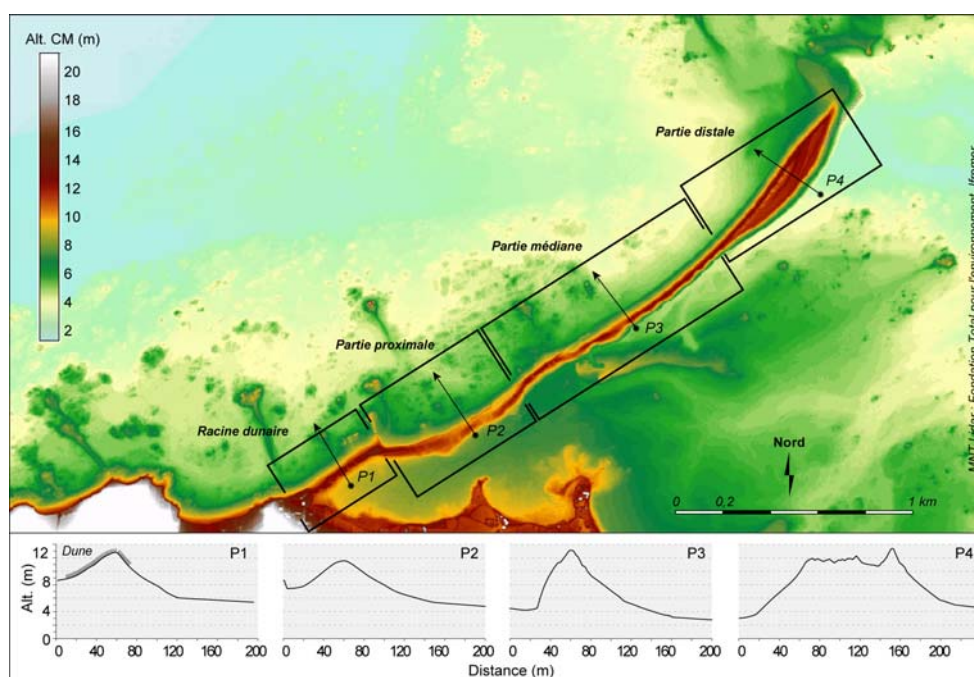


Figure 103. Quatre unités morphosédimentaires composant le sillon de Talbert identifiées à partir du levé topo-morphologique « Lidar » d'octobre 2002 (d'après P. Stéphan, 2008)

Depuis plusieurs décennies, le Sillon de Talbert connaît un recul par *rollover* en grande partie parce qu'il n'est plus alimenté en sédiment (Pinot, 1994 ; Morel, 1997 ; Stéphan, 2008). Ainsi, plusieurs interventions humaines ont été entreprises au cours des cinquante dernières années afin de stabiliser l'édifice. La plus remarquable d'entre elles a été l'édification en 1974 d'une digue frontale en enrochements, mais qui n'a toutefois jamais permis d'enrayer le recul du cordon (Morel, 1997 ; Pinot, 1994). En 2001, alors que la gestion du Sillon était confiée au Conservatoire du littoral, la décision de supprimer cette digue frontale a été prise. Les blocs ont été concassés avant d'être disposés en arrière de la flèche sous la forme de trois cordons artificiels, et de colmater deux larges brèches ouvertes dans sa partie proximale. Parallèlement, un suivi de l'évolution de l'édifice a été mis en place, ce qui a permis d'analyser avec précision les effets morphosédimentaires de la tempête « Johanna ». Ces données ont fait l'objet d'une publication proposée dans le cadre d'un numéro spécial de la revue *Norois* dirigé par S. Suanez (Stéphan *et al.*, accepté), nous présentons ici les résultats principaux.

5-2 Phénomènes de franchissement lors de la tempête du 10 mars 2008

La comparaison des levés effectués entre les mois de septembre 2007 et de la fin mars 2008 (15 jours après l'épisode), ont montré que le sillon avait été sévèrement érodé (figure

104). Les transferts sédimentaires de la face vers le revers liés au franchissement ont été estimés à 120 000 m³ (soit 10 % du volume total de l'édifice), ils illustrent la dynamique de recul par *rollover* qu'a connu l'édifice durant l'épisode. À l'exception de sa racine et de sa partie proximale, la flèche a reculé d'une dizaine de mètres. Par endroits, le recul a dépassé 20 m et s'est accompagné d'un abaissement de la crête de 1,5 m (figure 104).

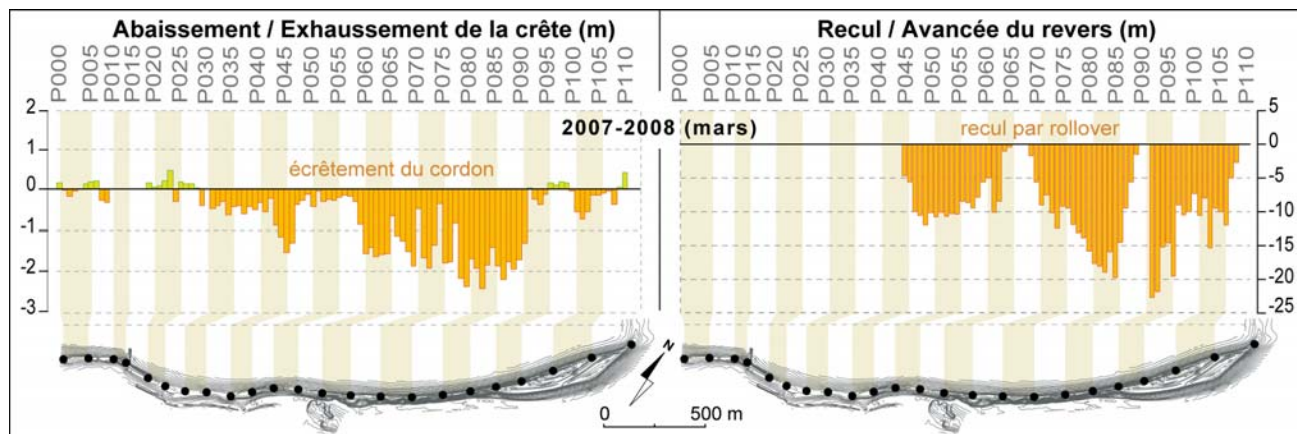


Figure 104. Evolutions morphologiques mesurées sur le Sillon de Talbert entre le mois de septembre 2007 et la fin mars 2008 (d'après P. Stéphan *et al.*, accepté)

L'analyse des conditions météomarines a montré qu'au moins deux périodes favorables au franchissement se sont succédées lors de cet événement tempétueux (figure 105). Le premier dans la matinée du 10 mars, entre 9h et 10h (UT+1h), où la pleine mer de vive-eau a coïncidé avec un pic de surcote atteignant 60 cm au port de Roscoff. La seconde période a concerné la soirée du 10 mars et a duré entre trois et quatre heures. Cette deuxième phase a été marquée par une houle nettement plus haute que dans la matinée. C'est donc probablement dans ce contexte de très forte agitation marine, combiné à une forte surcote et une pleine mer de vive-eau qu'ont opéré les phénomènes de franchissement à l'origine des transferts sédimentaires vers le revers.

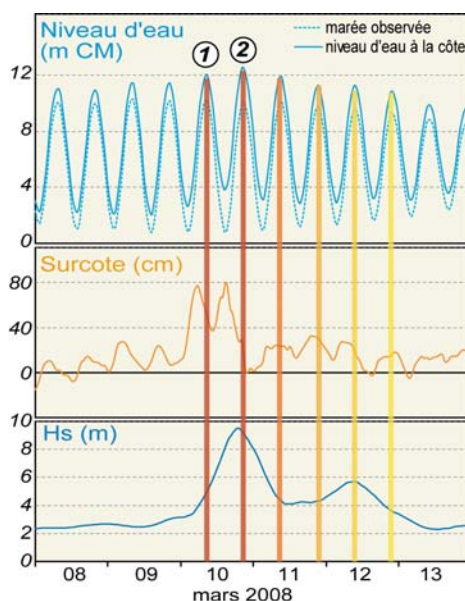


Figure 105. Conditions météomarines dans le secteur du Sillon de Talbert entre le 08 et le 13 mars 2008 (d'après P. Stéphan *et al.*, accepté)

5-3 La tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution pluriannuelle du sillon

Les résultats obtenus par le suivi topographique du Sillon de Talbert réalisé depuis 2002 ont montré que la tempête « Johanna » avait marqué la fin d'une période de faible activité morphogène. Entre les mois d'octobre 2002 et de mai 2006, le recul du cordon est resté très ponctuel, de faible ampleur et s'est limité à la partie médiane du Sillon (figure 106). D'une manière générale, la crête s'est exhaussée sur toute la longueur de la flèche traduisant une consolidation de la partie haute du cordon par le biais des processus d'*overtopping*. L'analyse des conditions météomarine a montré que toute cette période correspondait à une phase de calme morphogénique caractérisée par l'absence d'épisode de franchissement significatif (figure 107). Les variations altitudinales de la crête les plus significatives, mesurées entre 2003 et 2005 dans la partie proximale, ont été attribuées à la suppression de la digue frontale en enrochement en novembre 2004 et au colmatage de deux brèches ouvertes dans les années 1990.

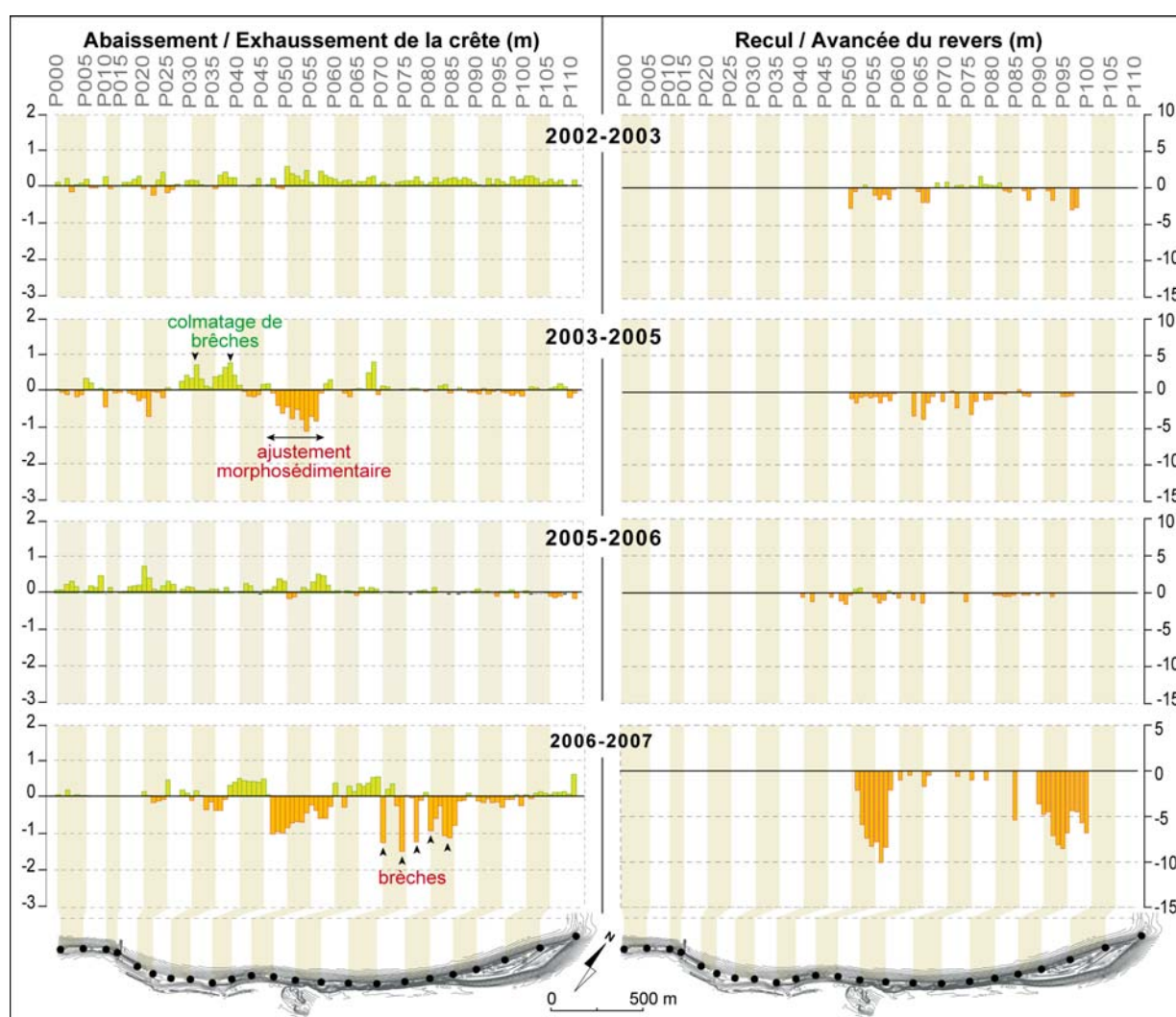


Figure 106. Evolutions morphologiques mesurées sur le Sillon de Talbert entre les mois d'octobre 2002 et de septembre 2007 (d'après P. Stéphan *et al.*, accepté)

À partir de l'année 2006-07, une reprise des phénomènes d'érosion par écrêtement (entre P045 et P060) et du recul par *rollover* (entre P090 et P100) a été enregistrée. À cela s'est ajoutée l'ouverture de cinq brèches dans la partie haute du cordon, entre les transects

P070 et P085, provoquant un abaissement de la crête de 1 m en moyenne (figure 106). Ces modifications ont été expliquées par l'intervention d'épisodes tempétueux qui ont marqué l'hiver 2006/2007 (figure 107) attestant ainsi d'un retour à des conditions morphogènes de forte intensité durant cette période.

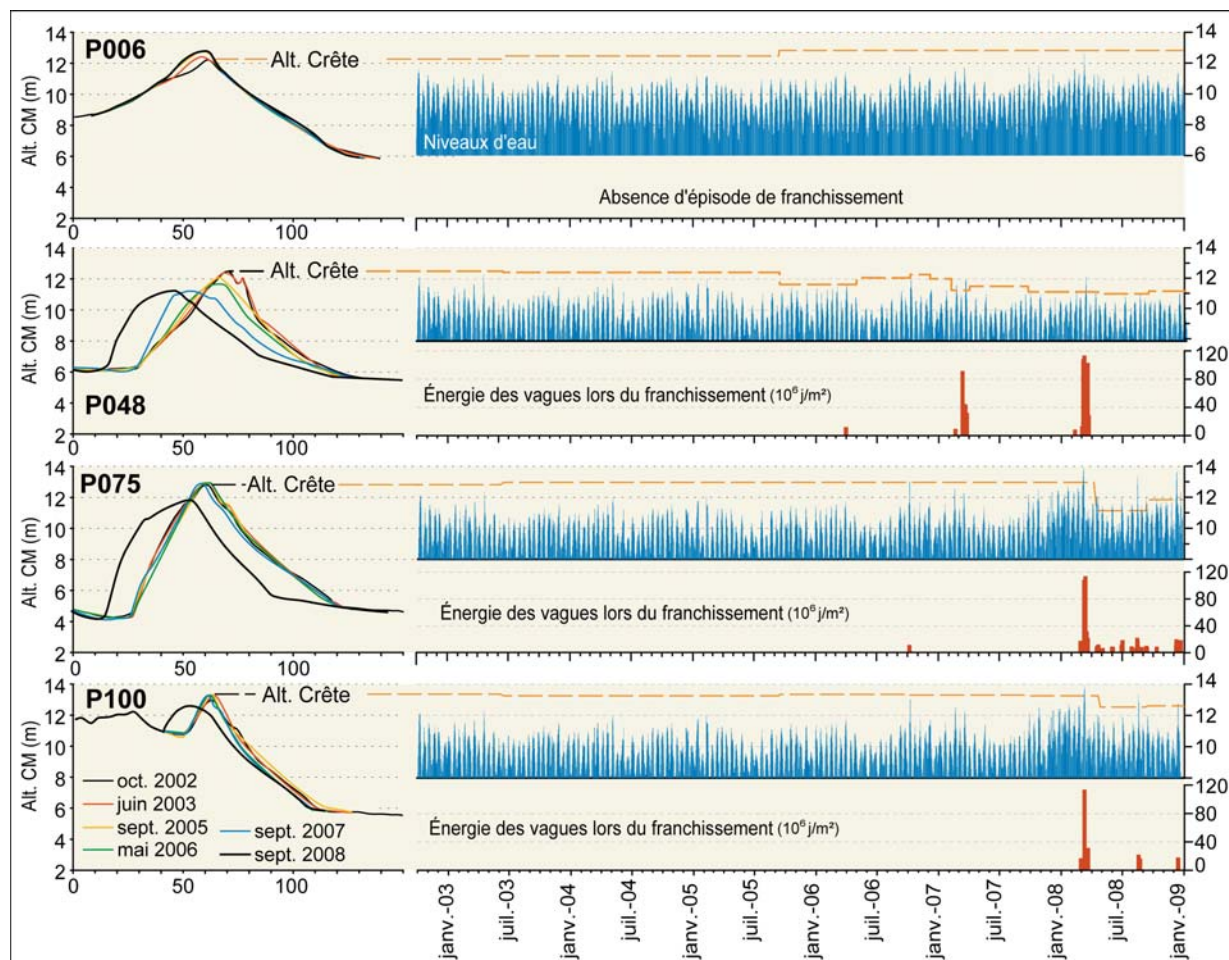


Figure 107. Chronologie des niveaux d'eau extrêmes à la côte²⁴, de l'énergie des vagues lors des épisodes de franchissement et de l'évolutions morphologiques le long des transects P006, P048, P075 et P100 (d'après P. Stéphan *et al.*, accepté)

Le levé topographique réalisé au mois de septembre 2008, soit 6 mois après la tempête « Johanna », a montré que le cordon se reconstituait partiellement sous l'effet de conditions météomarine plus clémentes (figure 108). Ainsi, la crête du cordon a connu un exhaussement rapide d'environ 50 cm par *overtopping* dans les parties proximale, médiane et distale de la flèche. Pour autant, cela n'a pas empêché les phénomènes de recul qui s'expliquent par des épisodes de franchissement qui ont été plus fréquents (suite à l'abaissement important de la crête durant la tempête Johanna), sans être toutefois aussi morphogènes que cette dernière.

²⁴ Dans cette étude, le calcul du *runup* dans l'estimation des niveaux d'eau extrêmes à la côte a été réalisé à partir des équations de H.F. Stockdon *et al.* (2006). Les données de houles ont été obtenues par simulation numérique auprès du SHOM ; les enregistrements de marée proviennent quant à eux du marégraphe de Roscoff.

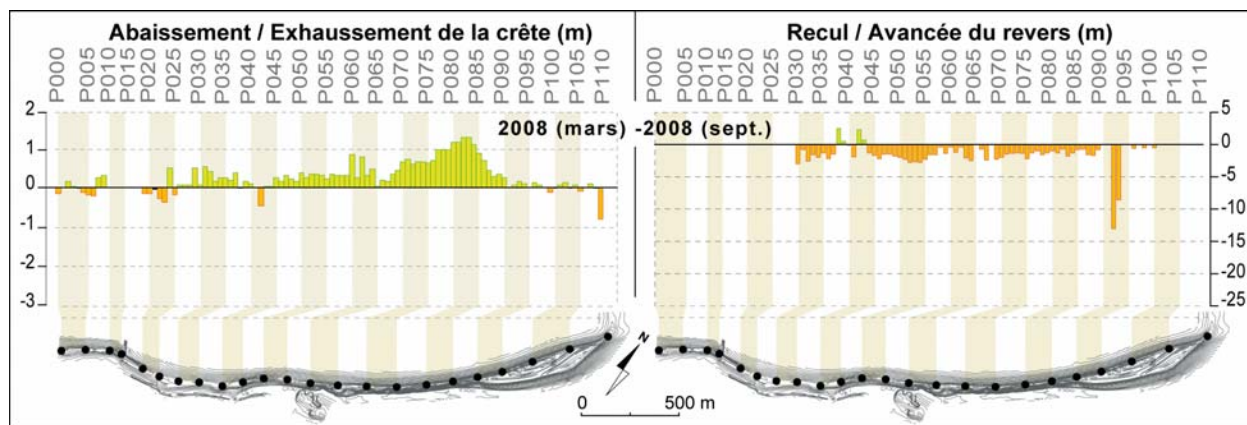
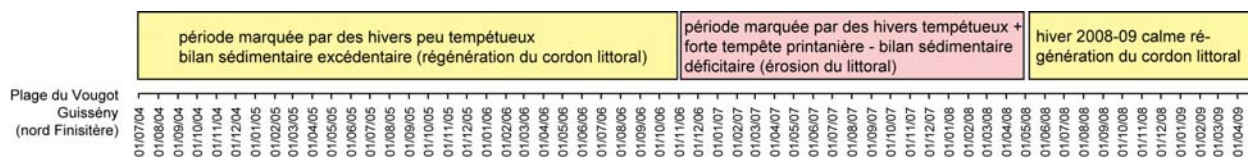


Figure 108. Evolutions morphologiques mesurées sur le Sillon de Talbert entre les mois de mars 2008 et de septembre 2008 (d'après P. Stéphan *et al.*, accepté)

6 – Conclusion : forçages météomarins sur le bilan sédimentaire

La confrontation de tous ces résultats en fonction de notre problématique, a permis de dresser une chronologie des périodes marquées par une forte activité morphogène durant lesquelles l'érosion domine, alternant avec des phases d'accalmie plus propices à la régénération des cordons littoraux.

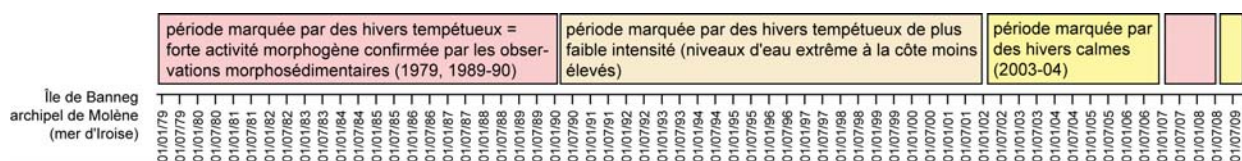
Ainsi, l'évolution morphosédimentaire du cordon dunaire du Vougot obtenue à partir des trois radiales montre trois phases bien distinctes (figure 109). La première période, qui s'étend du mois de juin 2004 à l'automne 2006, est marquée par un bilan sédimentaire plutôt équilibré. Les phases d'érosion hivernales sont compensées par des apports estivaux. La seconde phase démarre avec l'hiver 2006-07 et se poursuit jusqu'au printemps 2008. Elle est à l'inverse caractérisée par un déficit sédimentaire en grande partie lié à l'action combinée des tempêtes hivernales et printanières (la tempête du 10 mars 2008 étant l'évènement le plus important dans cette dynamique). À partir du printemps 2008, le système littoral semble être rentré dans une phase de régénération comme le montre l'évolution du bilan sédimentaire, principalement au niveau des profils 1 et 2 (figure 90). Cela est en grande partie lié à l'absence d'évènements morphogènes durant l'hiver 2008-09, et à un printemps 2009 particulièrement chaud et sec qui a permis un transport éolien efficace en direction du cordon dunaire.



Figures 109. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires pour la période allant du mois de juillet 2004 au mois de mai 2009 établie à partir des suivis réalisés sur la plage du Vougot (Guissény)

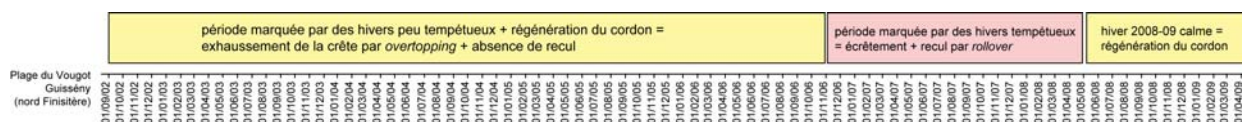
L'analyse des dynamiques morphosédimentaires des blocs cyclopéens sur l'île de Banneg réalisée sur les tempêtes de l'hiver 1989-90, et sur celle de l'hiver 2008, a également permis de définir une chronologie des évènements morphogènes sur les 30 dernières années (1979-2009). Quatre périodes peuvent être identifiées (figure 110). La première s'étend de l'année 1979 à l'hiver 1989-90, elle est marquée par plusieurs épisodes morphogènes comme ceux de décembre 1979, de mars 1980, de décembre 1982, de janvier 1986, de février 1988, et

de l'hiver décembre 1989 à février 1990. Rappelons que pour cette période, les observations effectuées après les tempêtes de l'hiver 1989-90 ont permis d'estimer un « seuil morphogénique » contrôlant la dynamique morphosédimentaire des blocs. À partir du début des années 1990, une seconde phase commence et se termine avec l'hiver 2001-02. Elle est caractérisée par une diminution de l'intensité des épisodes morphogènes, malgré la présence quelques épisodes virulents (décembre 1993, 1997 et 1999 ou novembre 2001). Vient ensuite une période de faible activité morphogène qui s'étend de l'année 2002 à l'hiver 2006-07. Elle est marquée par une absence de grosses tempêtes, à l'exemple de l'hiver 2003-2004 particulièrement clémente. À partir de l'hiver 2006-2007, on observe de nouveau quelques épisodes morphogènes de forte intensité, comme en décembre 2007, où le 10 mars 2008. On notera toutefois que l'hiver 2008-09 a été très calme.



Figures 110. Chronologie des périodes de forte et faible activité morphogène observées à partir de l'analyse des dynamiques morphosédimentaires sur l'île de Banneg (archipel de Molène – mer d'Iroise) entre 1979 et 2007

La synthèse réalisée à partir des données acquises sur le sillon de Talbert a montré de fortes similitudes avec les deux premiers sites (figure 111). Trois périodes se distinguent. La première qui s'étend de l'année 2002 à l'automne 2006, est marquée par une faible activité morphogène se traduisant par une régénération du cordon. Les phénomènes d'écrêtement pas franchissement, et de recul par *rollover* sont inexistantes. La seconde phase démarre avec l'hiver 2006-07 et se poursuit jusqu'au printemps 2008. Cette dernière est à l'inverse caractérisée par un renforcement des conditions morphogènes de forte intensité entraînant des changements morphologiques de l'édifice. À partir du printemps 2008, un phénomène de résilience apparaît, en grande partie lié à l'absence là encore de fortes tempêtes durant l'hiver 2008-09.



Figures 111. Dynamiques morphosédimentaires et conditions morphogéniques contrôlant l'évolution du sillon de Talbert (Côtes d'Armor) sur la période allant du mois de septembre 2002 au mois de mai 2009

Cinquième partie : La question du bilan sédimentaire dans le domaine de l'application

Cette dernière partie s'attachera à montrer combien la question du bilan sédimentaire est aujourd'hui une donnée indispensable dans le domaine de la recherche appliquée. La plupart des travaux scientifiques qui ont été présentés dans les parties précédentes ont été le plus souvent réalisés dans le but de répondre à un problème sociétal. Dans la majeure partie des cas, il s'agissait d'analyser des phénomènes d'érosion afin de quantifier les vitesses de recul, et d'évaluer le rôle des processus hydrologiques et morphodynamiques dans ces évolutions, la finalité étant bien sûr d'apporter une aide à la prise de décision politique en matière de défense côtière. Ce travail d'expertise scientifique a également porté sur les risques liés à l'érosion du littoral tels que la submersion marine, rappelant ainsi que pour les côtes basses où le cordon dunaire représente le dernier rempart naturel contre la mer, le couple érosion/submersion est indissociable.

Comme nous l'avons évoqué dans la première partie de ce mémoire, cette démarche appliquée a débuté avec mes travaux dans le delta du Rhône. C'est en effet à partir de la fin des années 1990 que l'apport des connaissances sur la dynamique morphosédimentaire du littoral camarguais (Suanez, 1997 ; Bruzzi, 1998 ; Sabatier, 2001), a permis de définir des pistes de réflexion pour une politique de gestion cohérente de la bande côtière (Suanez et Sabatier, 1999 ; Suanez et Bruzzi, 1999a, 1999b). C'est ainsi qu'en 2005, à la demande du Parc Naturel Régional de Camargue alors retenu par la DIACT comme l'un des 25 sites pilotes d'expérimentation des politiques de GIZC, une démarche originale fondée sur la gouvernance participative a été mise en place (Heurtefeux et Lanzellotti, 2008). Il s'agissait alors de définir une politique globale et concertée du littoral basée sur une démarche participative de « recherche-action » avec les acteurs et gestionnaires du territoire. Comme nous l'avons rappelé, l'ensemble de ces actions a permis de faire émerger l'idée que la « stratégie du repli » pouvait apparaître comme la solution alternative et durable à la politique d'enrochement du trait de côte.

À partir de 1998, la plupart de mes travaux de recherche sur le littoral breton n'ont fait que renforcer cette démarche dans le domaine de l'application. Cela a commencé par le travail d'expertise et de suivi scientifique mené entre 1998 et 2004 dans le cadre des opérations de rectifications des fleuves côtiers du Yar et du Roscoat en baie de Saint-Michel-en-Grève (Suanez *et al.*, 2002 ; Gad *et al.*, 2003)²⁵. En 2004, j'ai été sollicité par la commune de Guissény (Finistère) afin de réaliser une expertise scientifique sur l'érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (Sparfel et Suanez, 2007), d'évaluer le risque de submersion marine lié au recul de la dune (Suanez *et al.*, 2007b ; Cariolet et Suanez, 2009), et de proposer une (ou des) solution(s) en matière de défense du trait de côte (Sparfel et Suanez, 2007 ; Suanez *et al.*,

²⁵ À ces articles s'ajoutent les rapports d'étude annuels qui ont été rendus entre 1999 et 2005 (Gad *et al.*, 1999a, 1999b ; Suanez *et al.*, 2001 ; Suanez, 2002 ; Suanez et Stéphan, 2003, Suanez et Stéphan, 2005).

2007a ; Suanez *et al.*, soumis)²⁶. De même, entre 2005 et 2008 un travail mené en collaboration avec le Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales (CETMEF), a été réalisé dans le but d'évaluer l'efficacité du procédé innovant de lutte contre l'érosion Stabiplage® (Cariolet *et al.*, 2008)²⁷. Enfin, plus récemment, deux expertises scientifiques ont été menées à la demande de la communauté de communes Brest Métropole Océane (BMO) sur deux plages de la rade Brest, la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (communes de Brest et de Plouzané), et la plage de la Cantine (commune du Relecq-Kerhuon), dans le but d'évaluer la faisabilité d'un rechargement en sable (Fichaut et Suanez, 2008b)²⁸.

1 – Apport de la géomorphologie à une problématique environnementale : le cas des marées vertes

Comme nous l'avons rappelé dans la troisième partie (e.g. § 1 : *L'évolution du littoral de Saint-Michel-en-Grève depuis les deux dernières décennies*), ce travail s'est inscrit dans le cadre d'un programme « PROLITTORAL » lancé par le Conseil général des Côtes d'Armor, et soutenu par des fonds européens (FEDER). Ce programme de suivi et de lutte contre la prolifération des algues vertes s'appuyait sur trois axes principaux : un volet préventif portant en tout premier lieu sur le diagnostic de la zone, un suivi du phénomène dans le milieu marin confié en partie au CEVA et des actions de type curatif. C'est dans ce dernier volet « curatif » que s'est située notre étude.

1-1 Définition de la problématique

La baie de Saint-Michel-en-Grève (figure 72) constitue l'un des sites du département des Côtes d'Armor les plus touchés par la prolifération d'algues vertes de type ulves (*Ulva armoricana*). Cela tient à la forte densité du réseau hydrographique dont les bassins versants sont exploités par l'agriculture. Ces cours d'eau véhiculent des flux de nutriments (azote et phosphore) suffisamment élevés pour permettre le développement des algues (Estéoule, 1994 ; Cann, 1994). Cette prolifération est de plus favorisée par le faible hydrodynamisme et les profondeurs peu élevées qui conduisent à un réchauffement précoce des eaux, auquel s'ajoute la très lente dispersion des éléments nutritifs en mer. Ainsi, les « marées vertes » fréquentes dès le printemps donnent lieu à des accumulations importantes de matière organique en haut d'estran (photo 15). Aussi, afin d'améliorer la qualité environnementale de la plage, surtout durant la période estivale, le Conseil général des Côtes d'Armor a mis en place des campagnes de ramassage mécanisé des algues échouées (photo 16). Toutefois, ces interventions s'avéraient d'autant plus difficiles que depuis les années 1990 s'était creusée en arrière de la confluence du Yar et du Roscoat une vaste zone déprimée appelée la poche du Yar (figure 44). Cet endroit était toujours en eau et le démaigrissement du haut de plage avait mis à nu le substrat rocheux, rendant cet espace impraticable aux engins de travaux publics (photo 4A).

C'est ainsi qu'en 1997 le laboratoire Géolittomer-Brest de l'UMR LETG 6554 du CNRS, en la personne du Professeur J.-P. Pinot, a été sollicité par le Conseil général des Côtes d'Armor afin d'effectuer une expertise scientifique du site et de faire des propositions

²⁶ À ces articles s'ajoutent les rapports d'étude annuels qui ont été rendus entre 2004 et 2008 (Suanez et Sparfel, 2005 ; Suanez *et al.*, 2006a ; Suanez, 2007 ; Suanez et Cariolet, 2008).

²⁷ À cet article s'ajoutent les rapports d'étude qui ont été rendus entre 2005 et 2008 (Fleitour *et al.*, 2005 ; Suanez *et al.*, 2006b ; Cariolet et Suanez, 2008).

²⁸ À cet article s'ajoutent les rapports d'étude qui ont été rendus entre 2005 et 2008 (Fichaut *et al.*, 2008 ; Fichaut et Suanez, 2008c).

d'interventions afin d'éliminer la poche du Yar en favorisant son comblement. Il s'agissait alors (i) de comprendre les causes de l'érosion du haut d'estran, (ii) d'évaluer les termes du bilan sédimentaire afin de voir si le comblement de la poche pouvait se faire de façon « naturelle », (iii) de proposer une solution visant à favoriser le comblement de la poche tout en respectant la réglementation imposée par le classement du site dans les années 1990. Dans le même temps, la décision de mettre en place un suivi topo-morphologique a été prise afin d'observer l'évolution morphosédimentaire du secteur concerné et d'apporter, le cas échéant une meilleure compréhension des processus pour de futures interventions techniques (Suanez *et al.*, 2002 ; Gad *et al.*, 2003).



Photo 15. Vue aérienne du haut de plage situé entre les exutoires du Yar et Roscoat (cliché CEVA du 13/09/2000). Les épandages de couleur verte correspondent aux accumulations d'ulves échouées durant l'étale de pleine mer.

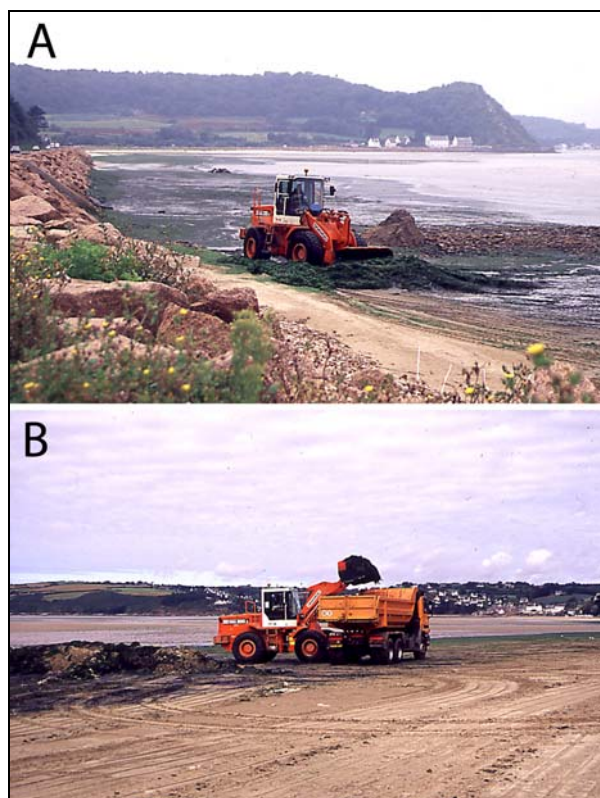


Photo 16. A et B : Engins mécaniques en train de ramasser les ulves échouées en haut d'estran de la baie de Saint-Michel-en-Grève (cliché S. Suanez, 15/09/2000).

1-1 De l'expertise scientifique au choix de l'intervention technique

L'analyse géomorphologique du site a montré que les apports sédimentaires autochtones étaient insuffisants pour combler « la poche du Yar ». L'alimentation par l'érosion des falaises meubles qui encadrent la baie, et/ou les apports fluviatiles, était beaucoup trop faible. À l'inverse, comme nous l'avons montré dans la troisième partie de ce mémoire (cf. § 1-1 : *Etat des connaissances du site d'étude*), l'analyse des documents anciens a montré que la baie connaissait depuis le début du 20^{ème} siècle un comblement sédimentaire important (figure 45). Ces apports essentiellement marins étaient à l'origine de phénomènes d'accrétion de plage et de progradation des dunes sur l'ensemble de la baie (Pinot, 1995 ; Bouvier, 1994).

L'étude des processus hydrosédimentaires a également permis d'expliquer les causes du creusement « de la poche du Yar ». Ainsi, nous avons déterminé qu'un courant de dérive littorale orienté d'ouest en est commandait l'ensemble du transport sédimentaire dans la partie orientale de la baie de Saint-Michel-en-Grève. Cette circulation était liée à l'orientation des vagues par rapport au rivage après qu'elles aient été réfractées, et expliquait la construction d'une flèche sableuse ancrée au pied du Grand Rocher que l'on retrouvait clairement sur les cartes anciennes du 17^{ème} au 19^{ème} siècle (figure 112). En 1998, date à laquelle l'étude a été menée, cette flèche était encore présente mais présentait une morphologie bien moins développée que par le passé (figure 113).

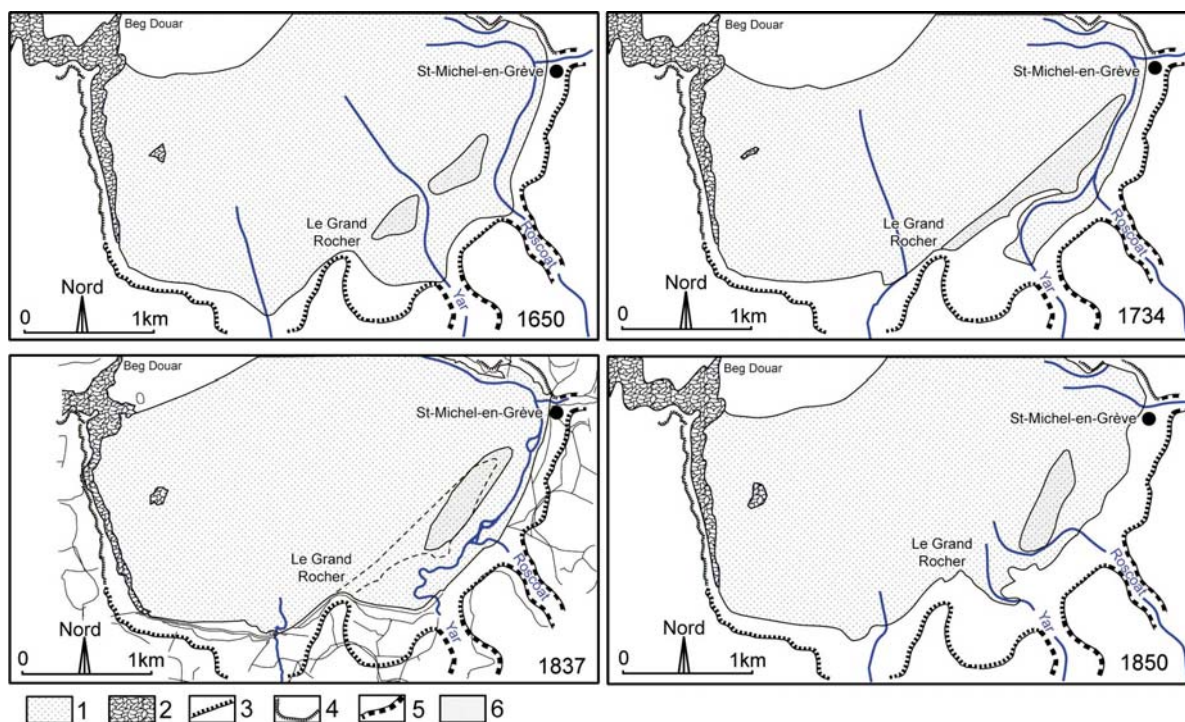


Figure 112. Etudes des changements morphologiques de la baie de Saint-Michel-en-Grève antérieurs au 20^{ème} siècle réalisée à partir des cartes anciennes (source : cartes de 1650, 1734 et 1850, J.-P. Pinot, 1987 ; carte de 1837, L. Gad, 1999). 1 : estran ; 2 : platier et écueil ; 3 : falaise morte ; 4 : falaise vive ; 5 : vallée fluviale ; 6 : flèche sableuse (d'après S. Suanez *et al.*, 2002).

La seconde information était que la convergence du Yar et du Roscoat n'avait pas toujours existé. Un rapport de force prenait place entre les dynamiques marine et fluviale de telle sorte qu'à certaines périodes, comme en 1650, 1850 ou encore le milieu du 20^{ème} siècle, la dynamique fluviale l'emportait. Dans ces conditions, l'écoulement des cours d'eau du Yar et du Roscoat avait alors suffisamment de compétence pour perforer la flèche sableuse et prendre un tracé perpendiculaire au linéaire côtier. Les deux fleuves côtiers étaient alors divergents et il ne semblait pas exister de zone déprimée en haut d'estran. À l'inverse, comme le montrait la situation en 1774, ou à partir des années 1980 (figure 113), les courants de dérive alors plus compétents, auxquels s'ajoutait peut-être une diminution de la compétence fluviale, contraignaient le Yar à s'écouler vers l'est en direction du Roscoat et à se faire capturer. Dans ce contexte, se creusait en amont de la confluence une zone déprimée où affleurait une partie du platier sous-jacent : « la poche du Yar » ; le creusement et l'exportation des sédiments étaient alors générés par les écoulements fluviaux.

La solution adoptée consistait à redresser les deux cours d'eau du Yar et Roscoat parallèlement à la plus grande pente de l'estran par le creusement artificiel d'un chenal

d'une pente constante de 3 ‰. De telle sorte, on permettait aux longues houles hivernales de démanteler la flèche sableuse qui tendait à se développer en aval de la confluence des deux fleuves et de remonter le matériel sédimentaire jusqu'au pied de l'enrochement. Le but était de reconstruire la pente d'équilibre du haut de plage afin de :

- exhausser le haut d'estran de manière à diminuer le caractère réfléchissant de l'enrochement qui favorisait la remise en suspension des sables,
- éliminer les processus d'évidement de la poche par les courants fluviaux convergents
- favoriser le départ des algues vers le large lors du jusant.

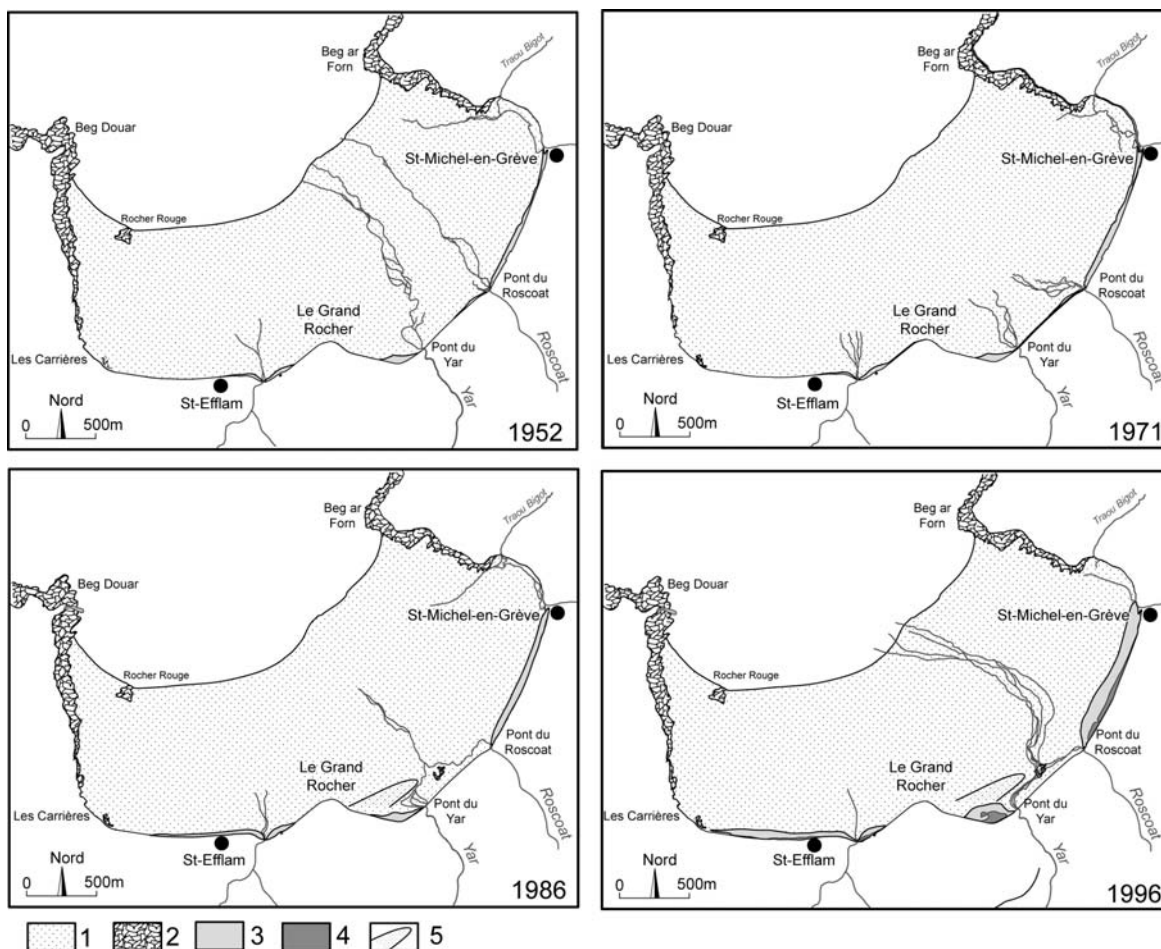


Figure 113. Evolution morphologique et sédimentaire récente de la baie de Saint-Michel-en-Grève réalisée par interprétation des photographies aériennes de 1952 à 1996. 1 : estran ; 2 : platier et écueil ; 3 : sables vifs de haut de plage ; 4 : dunes végétalisées ; 5 : flèche (modifié d'après S. Suanez *et al.*, 2002)

1-3 Intervention technique et suivi topo-morphologique

Les travaux de rectification des cours d'eau au Yar et du Roscoat ont eu lieu le 2 mars 1998 (photo 17), ils ont été renouvelés au mois de mars 1999 après que la première opération ait échoué. Le suivi topo-morphologique réalisé entre 1998 et 2002 a permis d'analyser l'évolution morphosédimentaire caractérisée par le comblement progressif de la poche à partir du mois de mars 1999 (figure 114).

Sur le levé du mois de février 2008, correspondant à l'état initial, on notait clairement l'existence d'une « flèche » orientée ouest-sud-ouest est-nord-est (figure 114). Cette topographie bombée commandait la déviation du cours du Yar, l'obligeant à obliquer vers l'est en direction du Roscoat. La première intervention s'est soldée par un échec ; à la fin du

mois de mars le Yar rompaît de nouveau sa berge en rive droite et l'on revenait à la situation de départ. Toutefois, durant les quatre semaines où les cours d'eau s'étaient écoulés perpendiculairement au rivage, 500 m³ de sables avait été remontés en haut d'estran (figure 49), prouvant ainsi que l'opération pouvait marcher. Pour la seconde intervention du mois de mars 1999, le creusement des chenaux dans l'estran a été plus profond, et les berges artificielles ont été « armées » dans leur partie amont par la construction d'un bourrelet constitué de matériaux grossiers issus du produit de curetage de fond de lit (photo 18), de manière à ce que les deux cours soient contenus dans leur tracé rectiligne.

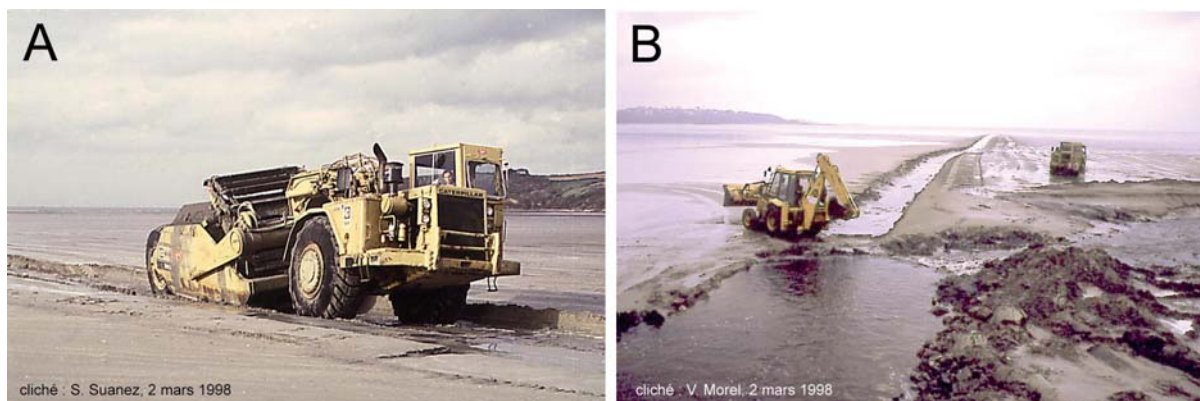


Photo 17. Travaux de rectification du tracé des cours d'eau du Yar et du Roscoast. A : ouverture du chenal artificiel du Yar à l'aide d'un engin de type "éplucheur". B : connexion entre le débouché du Yar et le chenal artificiel.

À partir de cette date le comblement de la poche a été continu. Il s'est fait principalement par le démantèlement de la flèche située en aval de la poche du Yar, dont le matériel est venu remplir cette dernière. En juin 1999, plus de 29000 m³ de sables avaient été déplacés vers haut d'estran (figure 49), un an après le profil transversal de plage retrouvait sa pente d'équilibre (figure 114). Comme nous l'avons indiqué dans la troisième partie de ce mémoire (cf. § 1-2-2 : *Accrétion du haut de plage*), à partir du mois de juin 2002 l'accrétion importante du haut de plage (+55000 m³ de sable accumulés au niveau de la poche) a entraîné la construction d'une banquette pré-dunaire constituée de sables vifs, sur laquelle une végétation halonitrophile commençait à s'installer (photo 19). Ce stade précédait la construction de dunes embryonnaires.



Photo 18. « Armement » de la rive droite du Yar par la construction d'un bourrelet artificiel constitué de matériaux grossiers issus du curetage du fond du lit (cliché S. Suanez 15/09/2000)

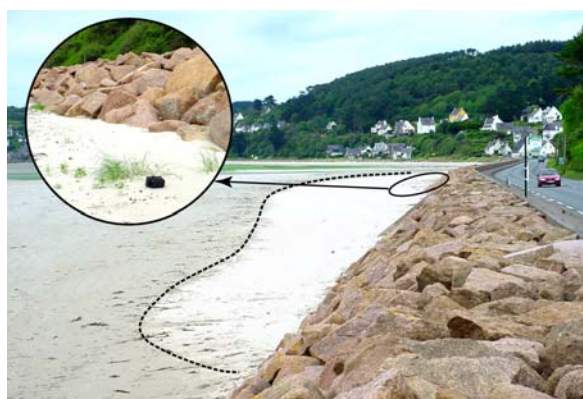


Photo 19. Construction d'une banquette pré-dunaire (sables vifs clairs soulignés par la ligne en pointillé) et installation d'une végétation halonitrophile (cliché S. Suanez, 13/06/2002)

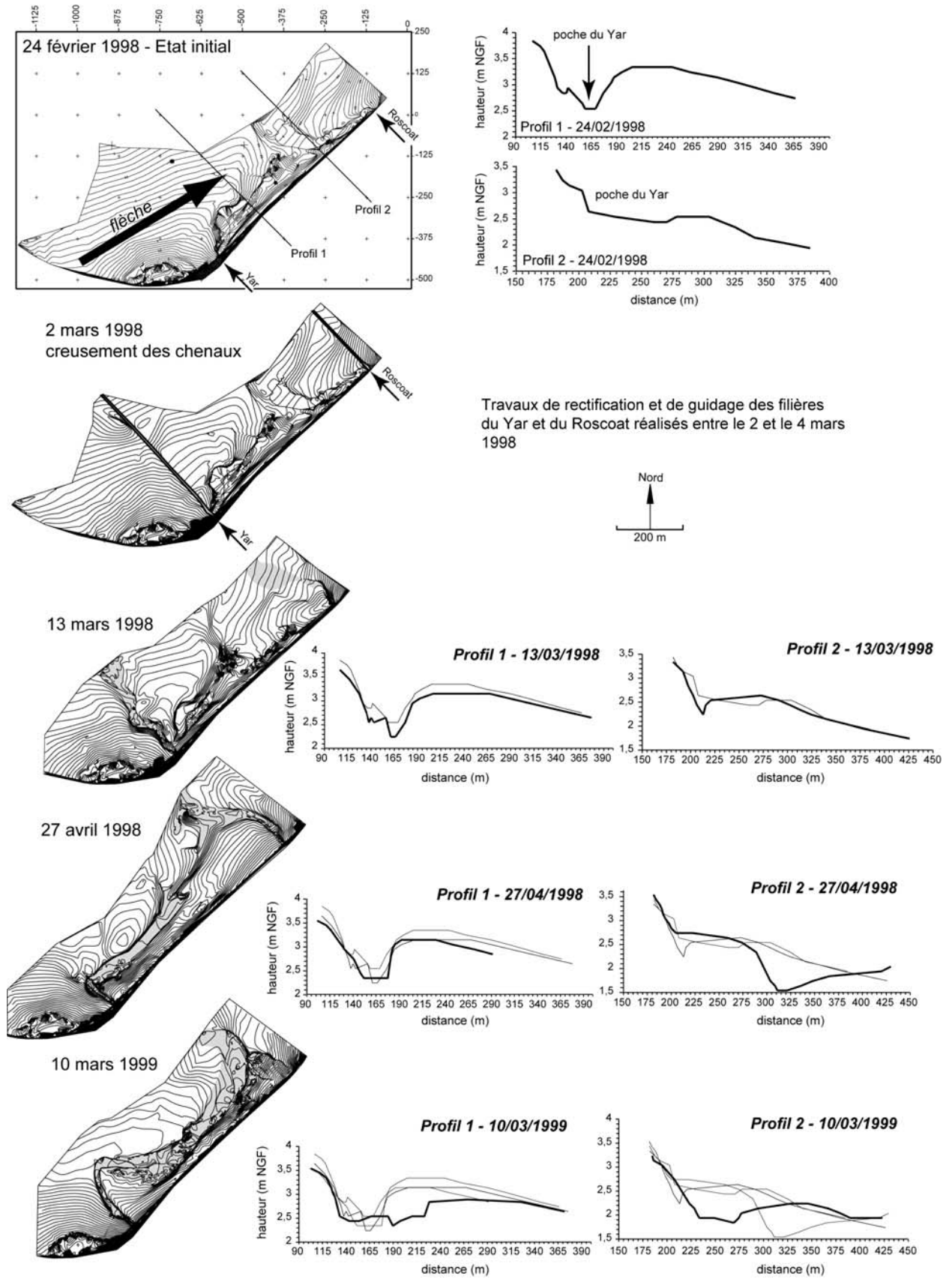


Figure 114. Evolution morphosédimentaire de « la poche du Yar » en baie de Saint-Michel-en-Grève entre 1998 et 2002 (d'après L. Gad *et al.*, 2003)

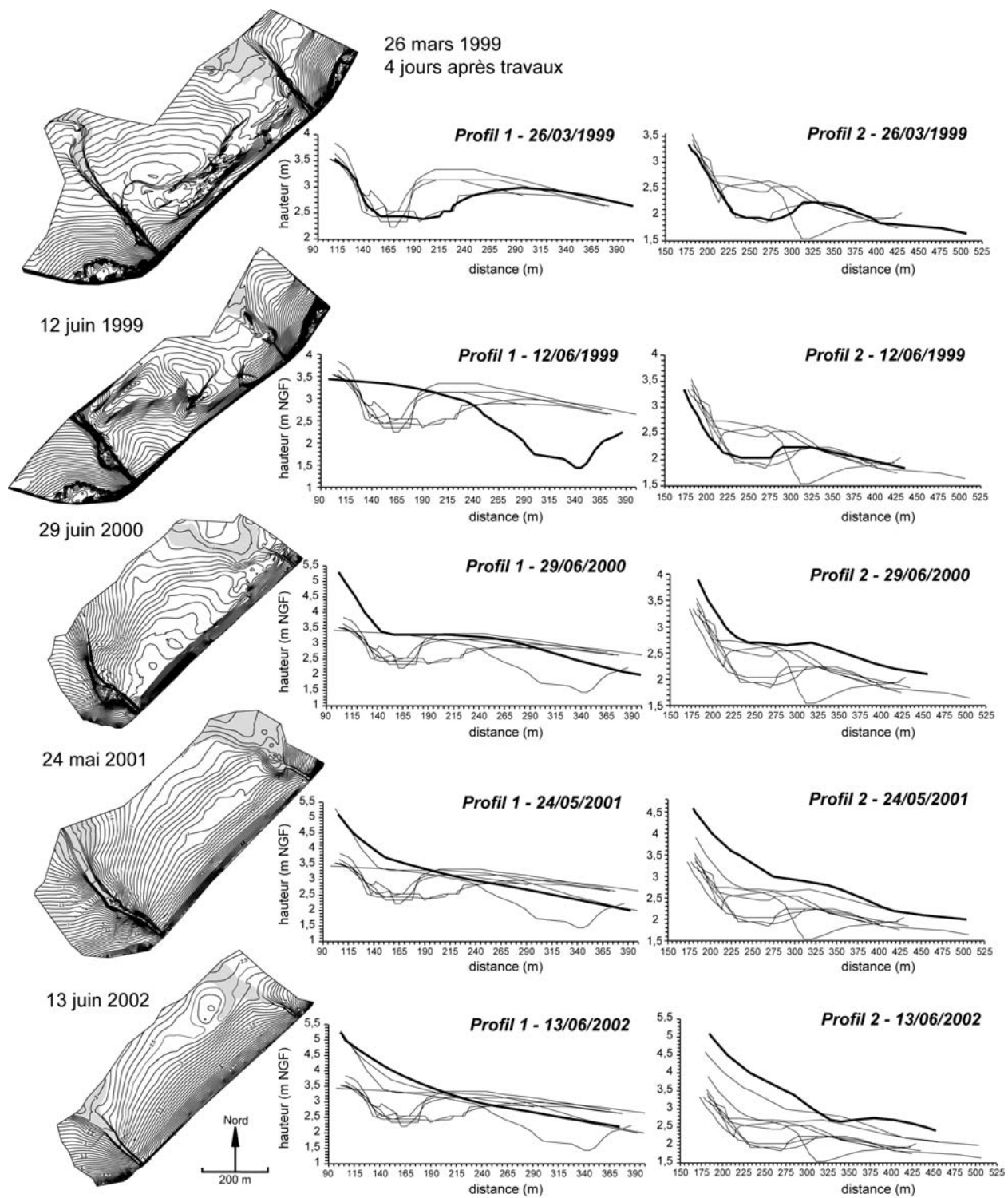


Figure 114. Suite (d'après L. Gad *et al.*, 2003)

1-4 Processus rétroactifs, comme une conséquence à ces interventions

Ces interventions ont entraîné d'importants changements morphologiques et avec eux, une modification des conditions morphodynamiques. Cela c'est traduit par un ensemble de phénomènes rétroactifs dont la conséquence a été l'érosion des cordons dunaires du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève situés respectivement de part et d'autre des deux cours d'eau du Yar et du Roscoat (Suanez, 2004) (figure 72). Comme nous l'avons précisée dans la troisième partie de ce mémoire (cf. § 1-2-1 : *Cinématique du trait de côte*), l'érosion de ces dunes a débuté en 1999, date à laquelle le comblement de la « poche du Yar » a commencé à se réaliser. Les mesures de terrain ont montré que les fronts de dunes du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève avaient reculé d'environ 50 m sur l'ensemble de la période (figure 115). Pour le cordon dunaire du Grand Rocher, ce recul était associé à un abaissement du haut de plage atteignant 1 m.

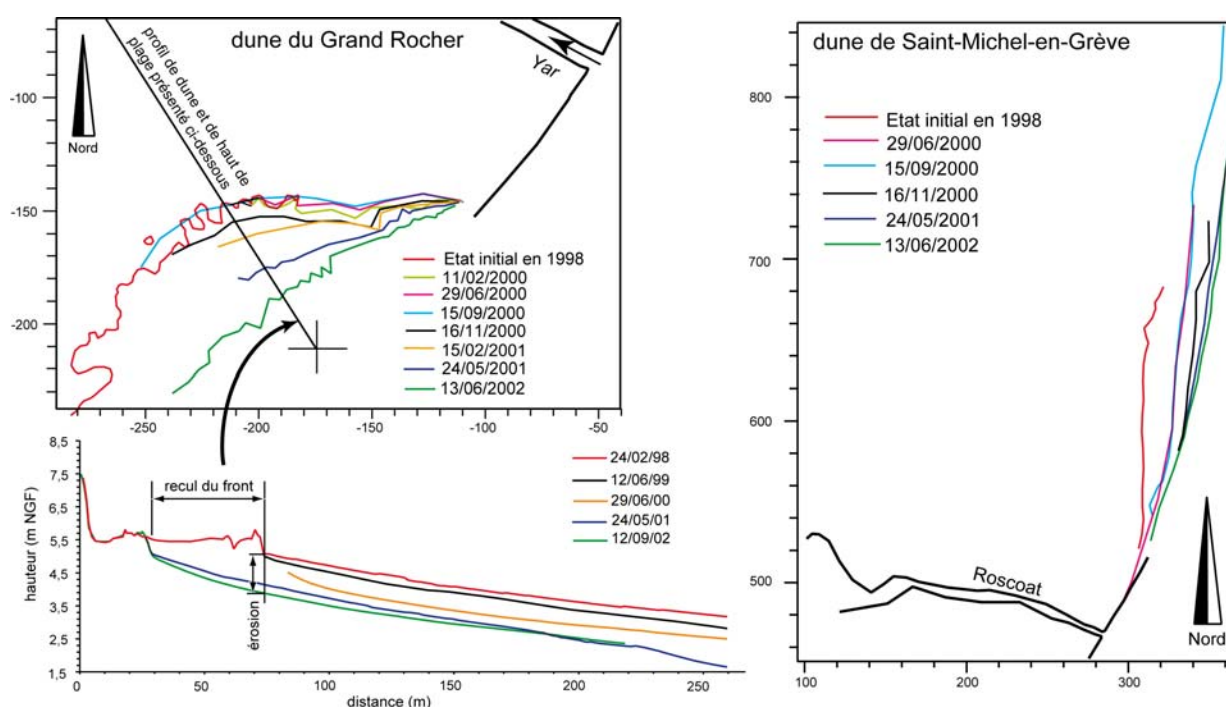


Figure 115. Recul des dunes du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève entre 1999 et 2002 (modifié d'après S. Suanez, 2004)

L'analyse des processus hydrosédimentaires a permis d'expliquer ces phénomènes d'érosion (figure 116). Nous avons montré que trois cellules s'organisaient d'ouest en est suivant le sens général de la dérive littorale : la cellule occidentale (1) fermée dans sa partie ouest par le promontoire du Grand Rocher et à l'est par le chenal du Yar ; la cellule centrale (2) comprise entre les deux cours d'eau ; enfin, la cellule orientale (3) qui s'étend de la rive droite du Roscoat au village de Saint-Michel-en-Grève. Antérieurement aux interventions, le fonctionnement hydrosédimentaire commandé par les courants de dérive expliquait la présence d'une flèche orientée d'ouest en est. Certes, cette dernière était à l'origine de la confluence des deux cours d'eau, mais, néanmoins, elle donnait, d'une part, une continuité au transit sédimentaire longitudinal de la cellule (1) à la cellule (3) et d'autre part, elle protégeait les dunes du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève des submersions de pleine mer ; enfin, elle jouait le rôle de zone de stockage faisant le relais entre les apports sédimentaires marins et leur redistribution par le vent aux complexes

dunaires. Dans un tel contexte, les cellules 1 et 3 s'engraissent alors que la cellule 2 s'érodeait par l'action des courants fluviatiles (figure 116A).

Après les interventions de rectification des cours d'eau, la disparition de cette flèche a entraîné au niveau de la cellule (1) un abaissement du haut de plage suivi du recul du front des dunes, alors plus vulnérable à la submersion. Mobilisé par la dérive, ce matériel est venu combler la poche du Yar, et engraisser la cellule centrale (2). Du même coup, la cellule orientale (3) a été privée d'une alimentation substantielle qui explique l'érosion des dunes de Saint-Michel-en-Grève. Dans ce contexte, les cellules (1) et (3) étaient déficitaires, alors que la cellule (2) s'engraissait (figure 116B).

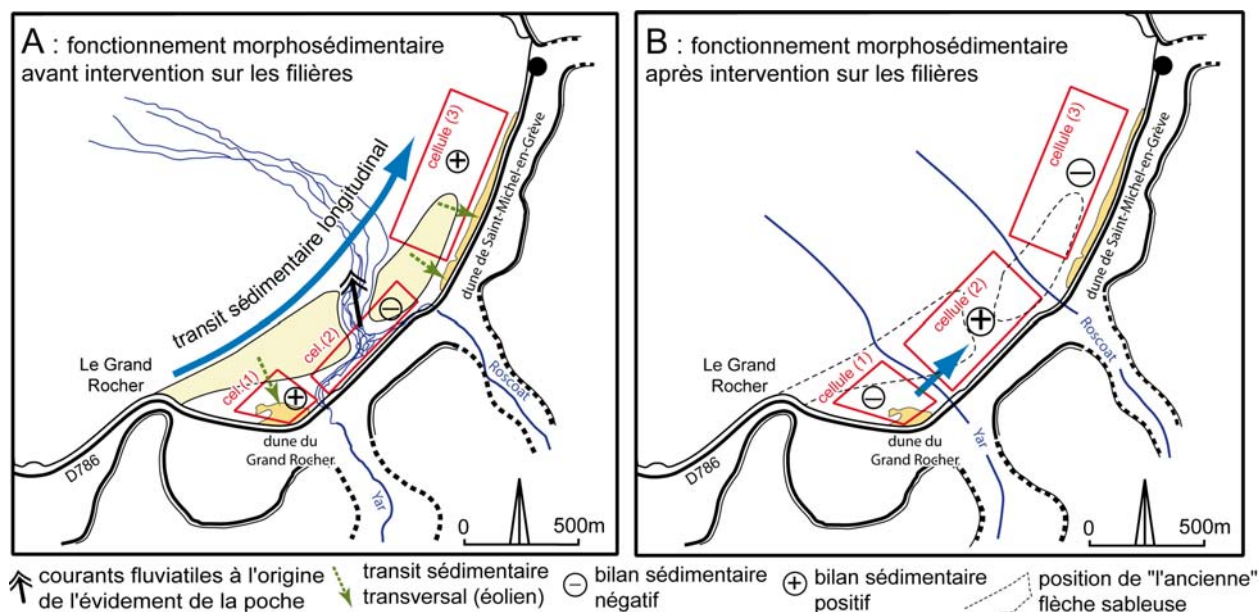


Figure 116. Schématisation de la circulation hydrosédimentaire avant et après les interventions de rectification des filières du Yar et du Roscoat (modifié d'après S. Suanez, 2004)

Comme nous l'avons décrit dans la troisième partie de ce mémoire, ce processus s'est poursuivi après 2002 (cf. § 1-3 : *Reprise de la question du bilan sédimentaire à partir de l'année 2003*). L'érosion de la dune du Grand Rocher commencée en 1999 n'a jamais cessé, entraînant la disparition totale de l'édifice en 2008 (figure 117 et photo 20). Dans le même temps, le profil de plage a continué de s'abaisser tandis que reculait la dune. Comme l'a montré l'analyse comparative de la topographie de la plage en 1998 et en 2009 (figure 53), l'approfondissement du haut d'estran a atteint plus de 3 mètres dans la partie occidentale de ce secteur. Le déplacement de ce matériel vers l'ouest nord-ouest a permis la poursuite du comblement de « la poche du Yar ». L'engraissement spectaculaire de ce secteur s'est soldé comme nous l'avons indiqué par la construction d'un véritable cordon dunaire entièrement végétalisé (figure 52).

À l'inverse, l'érosion du secteur de Saint-Michel-en-Grève s'est rapidement arrêtée. Dès l'année 2003 le cordon dunaire a connu une nouvelle phase d'engraissement sédimentaire sans jamais retrouver pour autant la surface qu'il avait atteint en 1999 (figure 55B). Comme nous l'avons précisé précédemment, cette évolution a aussi été largement commandée par l'action des forçages naturels, notamment les fortes tempêtes qui ont sévi durant la période 1999-2002 (figure 56). Ainsi, dans cette étude de cas, où le jeu des forçages naturels et anthropiques s'entremêle à partir de 1999, il apparaît très difficile de préciser la part respective de ces derniers dans l'évolution du bilan sédimentaire observée.



Photo 20. Photographies obliques prises entre 2000 et 2009 illustrant l'érosion de la dune du Grand Rocher en baie de Saint-Michel-en-Grève (clichés S. Suanez)

2 – Vers une nouvelle approche d'évaluation et de cartographie du risque de submersion marine

Comme cela a été indiqué dans la quatrième partie, ce travail s'est inscrit dans une étude beaucoup plus vaste portant sur l'érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (cf. § 3 : *L'érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot*). La précédente présentation du cadre géographique de ce secteur a montré que la dune du Vougot protégeait un vaste polder appelé le marais du Curnic (figure 82). Jusqu'au 19^{ème} siècle, cette zone basse située en arrière de la dune était connectée à la mer au niveau de Porz Olier. En 1834, une digue fut construite afin d'isoler l'ensemble du secteur de la mer et les terres marécageuses furent drainées afin de les rendre cultivables (Bodéré *et al.*, 1983 ; Hallégouët et Yoni, 1999). Aujourd'hui, cette zone de polder est en partie occupée par l'étang du Curnic qui appartient au Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres. Une grande partie de la surface du polder, proche ou en dessous du niveau marin, est protégée de la mer par le cordon dunaire qui joue le rôle de rempart naturel. Cet élément est d'autant plus important que cet espace a été urbanisé au cours du temps (camping municipal, lotissements, fermes agricoles, etc.) (photo 21). Or, comme

nous l'avons indiqué dans la troisième partie de ce mémoire, il s'avère que depuis quelques dizaines d'années, la partie orientale du cordon dunaire s'érode. Au cours du temps, cette évolution a fait naître un sentiment d'insécurité au sein de la population locale qui, voyant la disparition de cette ligne de défense, craignait que leurs terrains ne soient à terme inondés par la mer. Devant la pression des riverains, la municipalité nous a commandité une étude sur le risque de submersion (Suanez *et al.*, 2007 ; Cariolet et Suanez, 2009).



Photo 21. Vue oblique du secteur oriental de la plage du Vougot et du marais du Curnic (photo L. Brigand, 12/04/2005)

2-1 La définition d'une méthodologie

La méthode mise en œuvre dans cette étude s'est inspirée des préconisations des Plans de Prévention des Risques Littoraux – Submersion Marine (Garry *et al.*, 1997). L'approche méthodologique des PPR-SM consiste à superposer l'aléa (niveau d'eau extrême à la côte) à la topographie du lieu étudié, et à évaluer l'importance du risque de submersion en tenant compte des enjeux socio-économiques directement concernés (figure 117).

Dans le cadre de cette étude, l'accent a essentiellement été porté sur la quantification des deux paramètres « aléa » et « référentiel topographique » intégrant notamment les phénomènes de déformation du plan d'eau liés à l'agitation (*wave setup*) dans le calcul des niveaux d'eau extrêmes à la côte, et en affinant le référentiel topographique à partir de levés de terrain au DGPS (Suanez *et al.*, 2007). Dans le même temps, les paramètres dynamiques tels que l'érosion du trait côte et l'élévation du niveau marin ont été pris en compte dans l'analyse de manière à dresser des scénarios prospectifs. Les résultats obtenus par notre approche en matière de cartographie des zones potentiellement inondables ont été par la suite comparés aux données produites dans le cadre du PPR-SM côte nord du Finistère²⁹ pour les deux communes de Guissény et de Kerlouan.

²⁹ Le PPR-SM pour la côte nord du Finistère (de la commune de Plouguerneau à celle de Plouescat) a été lancé en 2002, et a été approuvé par les services de l'Etat en 2007.

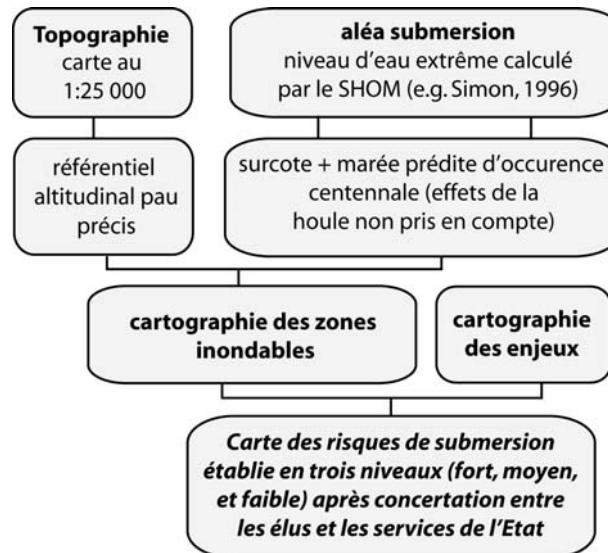


Figure 117. Illustration de la procédure préconisée par le PPR-SM pour l'établissement de la cartographie du risque de submersion (G. Garry *et al.*, 1997)

2-2-1 Calcul de l'aléa : niveau d'eau extrême à la côte

À la différence de la démarche suivie dans le cadre des PPR-SM, le calcul du niveau d'eau extrême de référence a été réalisé en additionnant les deux paramètres agissant sur la déformation du plan d'eau : la surcote et les effets liés à l'agitation (*wave setup*). L'estimation de la surcote dans la déformation du plan d'eau pour une période de retour centennale a été déduite à partir des cartes de niveau d'eau extrême du SHOM³⁰, ce niveau³¹ se situe à 5,15 m pour la zone d'étude. Le calcul du *wave setup* ($\bar{\eta}_{max}$) s'est fait à partir de données de houle acquises par simulation numérique³² sur la période 1979-2002, nous avons utilisé pour cela l'équation de P.D. Komar (1998) :

$$\bar{\eta}_{max} = 0,45 H_o \zeta_o$$

où H_o est la hauteur significative spectrale (en mètres) ; 0,45 une constante C sans dimension ; ζ_o = nombre d'Iribarren de J.A. Battjes (1974) :

$$\zeta_o = \frac{\tan\beta}{(H_o/L_o)^{1/2}}$$

où $\tan\beta$ est la pente de la plage et L_o , la longueur d'onde au large ($1,561T^2$).

³⁰ Cette cartographie initialement réalisée par le SHOM dans les années 1990 à la demande de l'Etat (Simon, 1996) a été réactualisée en 2007. Les données sont depuis disponibles auprès du SHOM.

³¹ Les niveaux de référence correspondent à des hauteurs d'eau qui ont été déduites à partir d'une analyse probabiliste des niveaux de pleines mers prédites et des surcotes observées pour des périodes de retour similaires. Il s'agit dans ce cas d'estimer les probabilités d'apparition d'événements rares sans être nécessairement exceptionnels, des hauteurs prédites des grandes marées de vives eaux séparément des surcotes, et de les combiner ultérieurement.

³² Ces données ont été produites à partir du *modèle d'états de mer côtier* du logiciel TOMAWAC dans le cadre du projet de construction d'un Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier (ANEMOC) le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord et issu de la collaboration entre Météo France, le Centre d'Etudes Techniques Maritimes et d'Etudes Fluviales et LNHE-EDF. Le point de mesure commun aux deux sites, se situe au large de Plouguerneau à la coordonnée 4,835°W et 48,714°N.

Seules les valeurs de hauteur et de période de houle d'occurrence centennale ($T = 100$ ans), obtenues par un ajustement de Gumbel, ont été retenues pour le calcul du *wave setup* (Suanez *et al.*, 2007). Au final, le niveau d'eau extrême de référence ($T = 100$ ans) que nous avons retenu pour la cartographie de l'aléa était égal à 5,95 m (tableau 18).

surcote + marée prédite (SHOM)	H_{mo}	T_{pic}	$\tan\beta$	ξ_o	<i>wave setup</i>	niveau d'eau extrême
5,15 m	15 m	22,8 s	0,016	0,118	0,80 m	5,95 m NGF

Tableau 18. Calcul des différents paramètres, pour une période de retour centennale ($T = 100$ ans), ayant servi à estimer les niveaux d'eau extrêmes sur la plage du Vougot. Hauteur de la houle (H_{mo}), période associée (T_{pic}), nombre d'Iribarren (ξ_o), et *wave setup* (d'après S. Suanez *et al.*, 2007)

2-2-2 Acquisition d'un référentiel topographique à partir de mesure de terrain

Le référentiel altitudinal a été acquis à partir de levés topographiques réalisés au DGPS. Plus de 17000 points ont ainsi été levés couvrant l'avant plage, le cordon dunaire et de la zone basse située en arrière (figure 118).

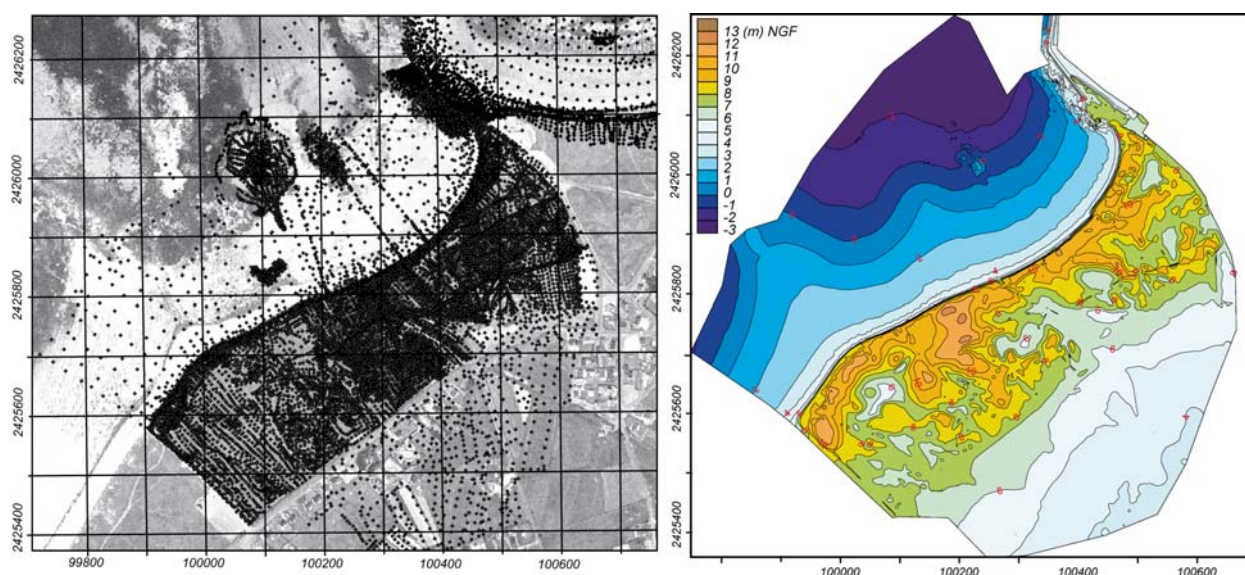


Figure 118. Référentiel altitudinal de la zone du Vougot – Curnic obtenu à partir de levés topographiques au DGPS

Le calcul d'un modèle numérique de terrain à haute résolution (maille de 0,5 x 0,5 m) a permis de reconstituer finement la topographie de l'ensemble du site. Comme l'ont montré plusieurs auteurs (Dobosiewicz, 2001 ; Sanders, 2007 ; Stockdon et Thompson, 2007 ; Kumar *et al.*, 2008), l'usage des MNT obtenus par des mesures de terrain (DGPS ou Lidar) appliqué à des problématiques d'inondation est aujourd'hui préféré aux données topographiques classiques³³. En effet, ces dernières ne sont pas toujours capables de restituer les faibles dénivelés et les différences de hauteurs que l'on observe au niveau des côtes basses, et qui

³³ Les cartes topographiques « numérisées » à l'exemple des données issues de la base de données topographiques de l'Institut Géographique National (BD TOPO® - IGN) qui est constituée de la numérisation des courbes de niveau d'une équidistance de 5 m de la carte topographique au 1:25 000, ou de la base de données altimétriques de l'Institut Géographique National (BD ALTI® - IGN) qui correspond à un modèle numérique de terrain dont la plus petite maille est de 25 m de côté pour une précision altimétrique également métrique.

interviennent de façon prépondérante dans les processus de débordement, de franchissement, et d'écoulement des eaux.

2-2 Cartographie de l'aléa

La cartographie de l'aléa submersion a été effectuée en superposant le niveau d'eau de référence 5,95 m à la topographie du site (figure 119).

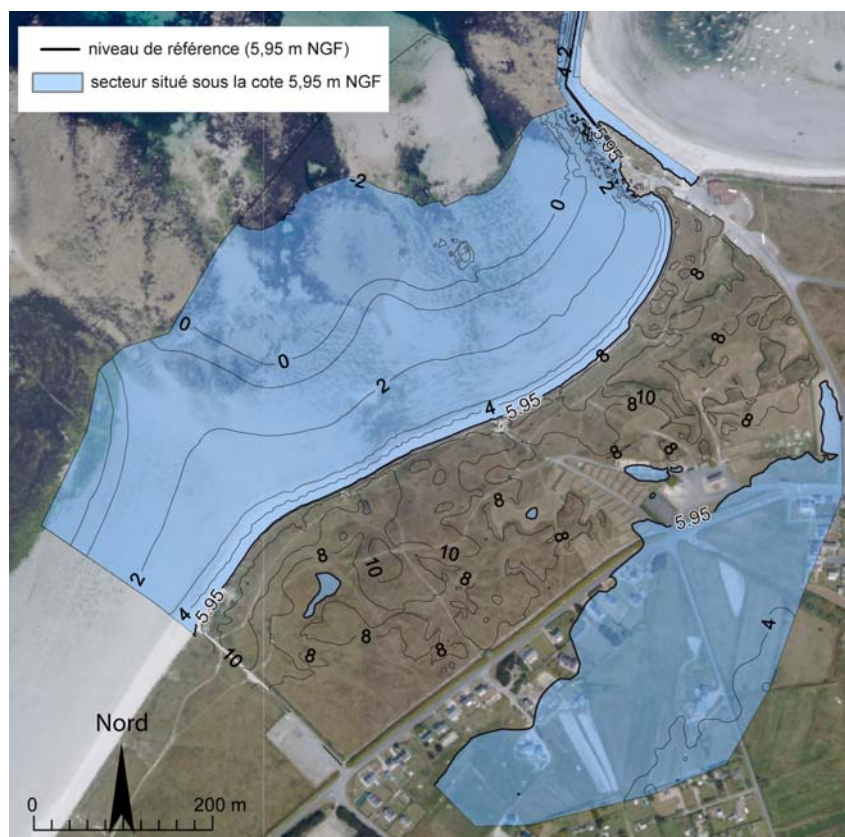


Figure 119. Cartographie des zones potentiellement submersibles pour niveau d'eau extrême de référence égal à 5,95 m NGF

Elle a montré qu'une large partie de la zone urbanisée située en arrière des dunes se trouvait sous cette cote d'inondation, soulignant ainsi le risque non négligeable de submersion en cas de disparition même partielle du cordon dunaire. Un travail de comparaison a ensuite été réalisé avec la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée dans le cadre du *Plan de Prévention des Risques – Submersion Marine* (PPR-SM) pour la côte nord du Finistère.

2-2-1 L'élaboration des PPR-SM pour la côte nord du Finistère

L'élaboration du PPR-SM pour la côte nord du Finistère (de la commune de Plouguerneau à celle de Plouescat) a été lancée en 2002 et a été validée dans le courant de l'année 2007. Le travail de cartographie a été réalisé par un bureau d'étude à la demande des services de l'Etat (DDEA du Finistère). Les cartes sont actuellement disponibles sur le site Internet de la DDEA à l'adresse suivante : <http://www.finistere.equipement.gouv.fr>. La cartographie du risque s'établit en trois niveaux en fonction du degré de vulnérabilité, et s'accompagne de mesures restrictives en matière d'urbanisation :

- la « zone rouge » regroupe les secteurs fortement exposés où la construction et/ou l'extension du bâti sont interdites. Seules les installations non pérennes, « dites légères », peuvent être tolérées sous couvert d'une autorisation préfectorale.
- la « zone bleue » regroupe les secteurs moyennement exposés pour lesquels deux dispositions permettent la construction de nouvelles habitations et/ou l'extension du bâti existant. Elles sont autorisées à condition que la surface habitable se situe au-dessus de la côte du niveau d'eau extrême définie comme étant le niveau de référence pour la cartographie de l'aléa.
- la « zone verte » concerne enfin les secteurs faiblement exposés qui ne sont soumis à aucune restriction en matière d'urbanisation dès lors que ces derniers ne sont pas déjà réglementés par un statut de protection naturelle.

Ce zonage doit bien sûr tenir compte du niveau de référence déterminé par la cote de l'aléa submersion (niveau d'eau extrême à la côte). Il résulte aussi d'un travail de concertation entre les services de l'Etat et la commune de manière à concilier les exigences dictées par la réglementation (notamment le respect de la limite fixée par la cartographie de l'aléa), et les impératifs en matière de développement de l'urbanisme local. Ce document joue donc un rôle important dans l'aménagement communal car il détermine entre autre les orientations futures en matière d'urbanisation, qu'il s'agisse des constructions nouvelles et/ou de l'extension du bâti existant. Dans le même temps, il intervient dans le zonage établi par le Plan Local d'Urbanisme (PLU) en définissant les zones constructibles ou pas.

2-2-2 Comparaison de la cartographie de l'aléa et risque de submersion réalisée à partir des deux approches

La comparaison des données cartographiques obtenues par les deux approches a montré que l'étude réalisée dans le cadre des PPR-SM sous-estimait l'ampleur de l'aléa, et par là même, le risque de submersion (figure 120). Cela venait du fait que le niveau de référence retenu (5 m NGF) ne tenait pas compte, d'une part des effets du *wave setup*, d'autre part de la réactualisation des cartes de niveaux d'eau extrêmes établies par le SHOM en 2007 (la cote 5 m NGF correspond à l'ancien niveau calculé dans les années 1990, cf. travaux de B. Simon, 1994).

De plus, l'analyse comparative a montré que si l'on s'en tenait à la cote 5 m NGF retenue dans l'établissement du zonage PPR-SM, une majeure partie de la zone urbanisée du Curnic située en « zone bleue » (figure 120B) aurait dû être cartographiée en « zone rouge ». Cette « incohérence » a permis de montrer que l'aléa, représentant « l'élément physique intrinsèque » de la définition du risque de submersion, était souvent contourné au nom des intérêts privés et/ou politiques. Ainsi, au mois de mars 2007, alors que la présente étude commanditée en 2004 par le maire de la commune de Guissény avait été rendue publique depuis plus d'un an, la construction d'un lotissement de 18 habitations individuelles situé en pleine zone potentiellement inondable démarrait (photo 22).

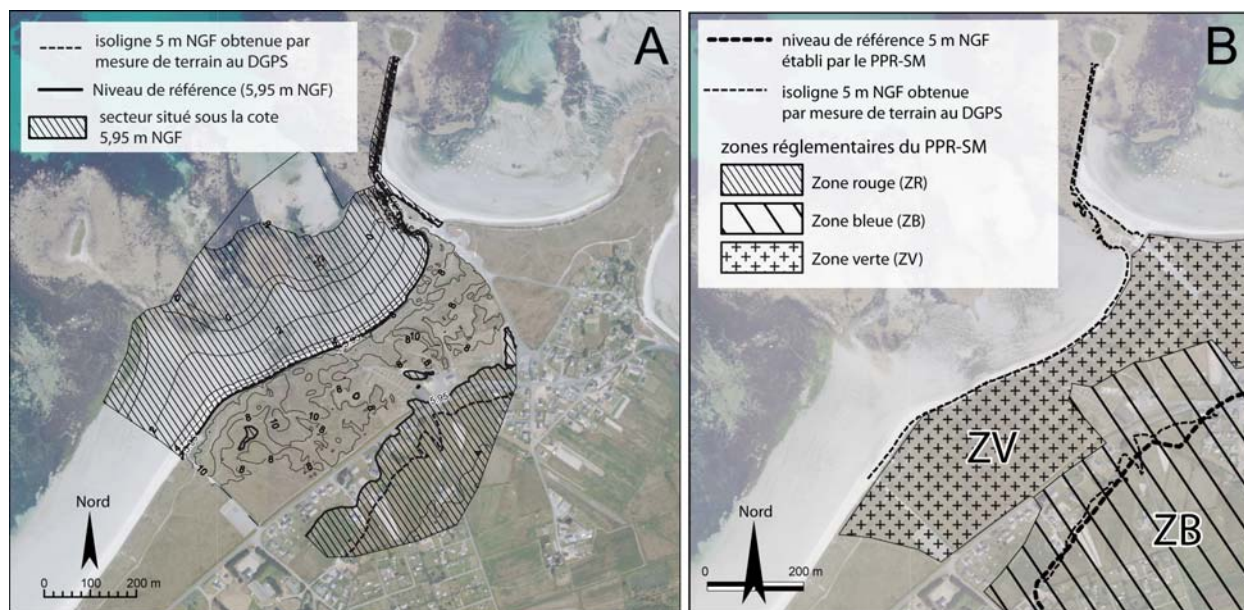


Figure 120. Comparaison de la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée pour le secteur du Vougot à partir de l'approche PPR-SM et de celle présentée dans cette étude



Photo 22. « La résidence du Vougot » constituée d'un lot de 18 maisons en cours de construction à l'arrière du cordon dunaire dans la zone potentiellement inondable (photo S. Suanez, 22/03/2007)

2-3 Vers une approche dynamique du risque de submersion marine

Un travail portant sur la prise en compte des paramètres dynamiques a également été réalisé de manière à sortir du caractère « statique » de la méthode préconisée par G. Garry *et al.* (1997). Comme l'ont souligné plusieurs auteurs, ces paramètres tels que la cinématique du trait de côte (Dean et Malakar, 1999 ; Bush *et al.*, 2001 ; Stauble, 2003), le bilan sédimentaire littoral (Stauble, 2003 ; Benavente *et al.*, 2006) ou encore l'élévation du niveau marin (Nicholls and Hoozemans, 1996 ; Richmond *et al.*, 2001 ; Vinchon *et al.*, 2009), peuvent dans bien des cas intervenir dans l'aggravation du risque de submersion marine.

2-3-1 Prise en compte de la cinématique du trait de côte

Les données sur la cinématique du trait de côte à l'échelle des 50 dernières années acquises par photogrammétrie ont été utilisées (Sparfel et Suanez, 2007 ; Suanez *et al.*, 2007). Les vitesses de recul ont été calculées par ajustement linéaire (régression simple) qui reste la méthode la plus efficace lorsque la dispersion du nuage de points est faible (Fenster *et al.*, 1993 ; Crowell *et al.*, 1997 ; Douglas *et al.*, 1998 ; Zuzek *et al.*, 2003). À partir de l'équation de régression, la position future du trait de côte à l'horizon 2100 a été déterminée (cette échelle de temps a été retenue de manière à se caler sur la probabilité d'occurrence centennale des PPR-SM en matière de quantification de l'aléa). Les résultats ont montré des vitesses de recul maximum proches de 0,75 m/an. La position calculée du trait de côte pour l'année 2100 a été corrigée par une position « simulée » qui exprime plus vraisemblablement le tracé de la ligne de rivage (figure 121).

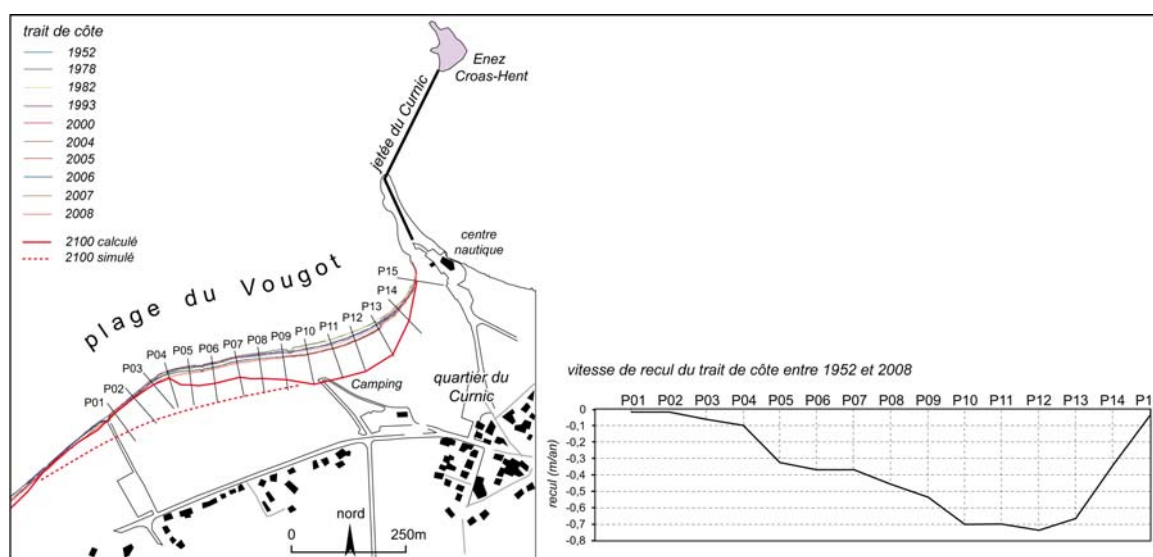


Figure 121. Cinématique du trait de côte de la plage du Vougot, vitesses de recul à l'échelle des 50 dernières années, et position calculée (et simulée) du rivage en 2100 (d'après J.-M. Cariolet et S. Suanez, 2009)

2-3-2 Dimension spatio-temporelle du risque de submersion

La dimension spatio-temporelle du risque de submersion a été estimée en divisant la largeur du cordon dunaire « émergée » pour le niveau de submersion d'occurrence centennale de 5,95 m (figure 119) par la vitesse de recul du rivage (figure 121). Cette donnée correspondant à la « durée de vie » du cordon dunaire définit la période à partir de laquelle la disparition même partielle de la dune entraînerait une submersion de la zone basse située en arrière. Les résultats obtenus ont montré que pour les secteurs où l'érosion est la plus importante (P10 à P13), cette dimension temporelle du risque de submersion se situait à environ 295 ans (tableau 19).

profils de mesure	P02		P04		P07		P09		P12		P14	
vitesse de recul du rivage (m/an)	-0,02		-0,1		-0,36		-0,53		-0,73		-0,34	
A : largeur du cordon (m)	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
B : dimension temporelle du risque (an)	338	*	349	*	347	963	264	498	216	295	226	664

Tableau 19. Dimension temporelle du risque de submersion (tenant compte du recul du rivage) calculée le long des profils les plus représentatifs de la dynamique morphosédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (* > 1000 ans) (modifié d'après J.-M. Cariolet et S. Suanez, 2009)

2-3-3 Forçage lié à l'élévation futur du niveau marin

Comme pour la plupart des études prospectives traitant des effets de l'élévation futur du niveau marin sur le risque de submersion et/ou l'érosion du trait de côte (Durand et Heurtefeux, 2006 ; Purvis *et al.*, 2008 ; Brunel et Sabatier, 2009), notre analyse a été fondée sur le concept de « submersion passive ». Cette approche occulte les phénomènes rétroactifs liés à l'érosion du système plage et dune, et/ou à l'élévation du niveau marin sur le fonctionnement hydrosédimentaire à la côte. Le scénario moyen prévoyant une élévation de +0,355 m du niveau marin pour 2100 a été retenu (IPCC, 2007). La cote de référence pour un niveau d'eau extrême d'occurrence centennale a été augmentée d'autant, soit 5,95 m + 0,355 m = 6,305 m. L'augmentation des vitesses de recul du rivage par l'action des phénomènes rétroactifs a été quantifié à partir de l'équation de P. Durand et H. Heurtefeux, (2006) :

$$R = r + [(E21 - E20) / P]$$

où R correspond au recul du trait de côte (m), r la vitesse de recul du rivage en m/an, $E21$ l'élévation du niveau marin pour 2100, $E20$ l'élévation du niveau marin au 20^{ème} siècle multipliée par la durée de la prévision, soit $0,124^{34} \times 92 \text{ ans} = 11,408 \text{ cm}$, P la pente de la plage en %.

Le scénario prospectif pour la fin du 21^{ème} siècle a indiqué que le secteur présentant le risque le plus élevé se situait au droit du camping municipal (P12) où la largeur du cordon dunaire serait réduite à environ 50 m (figure 122). Dans le même temps, l'augmentation des vitesses d'érosion étant passée de 0,75 à 1 m/an, la submersion marine après rupture du cordon dunaire pourrait survenir en une cinquantaine d'années.



Figure 122. Cartographie prospective des zones inondables du secteur du Vougot – Curnic en tenant compte de l'élévation du niveau marin et de l'érosion du trait de côte pour 2100

³⁴ Valeur fournie par P. Pirazzoli (2001).

2-4 Actions réalisées dans le prolongement de ce travail d'expertise

Les éléments scientifiques produits dans le cadre de cette étude ont permis d'orienter la prise de décision politique en matière de gestion du risque. Les faibles vitesses d'érosion du littoral (< 1 m/an) ont conduit les élus à abandonner toute opération de fixation du trait de côte par un ouvrage (que ce soit par la mise en place d'un enrochement ou d'une structure géotextile de type géo-tube). Des opérations de rechargement du cordon dunaire ont déjà été effectuées afin de conforter certains points faibles, elles se poursuivront dans l'année à venir. Il s'agit d'éliminer des zones « en creux » se situant très proches du front de dune, qui une fois recoupées pourraient faciliter le passage des eaux marines au travers de la dune. Quatre secteurs correspondant à des « dépressions » intra-dunaires d'origine anthropique (anciennes carrières ou chemin d'accès au camping) ont été prioritairement ciblés (figures 123).

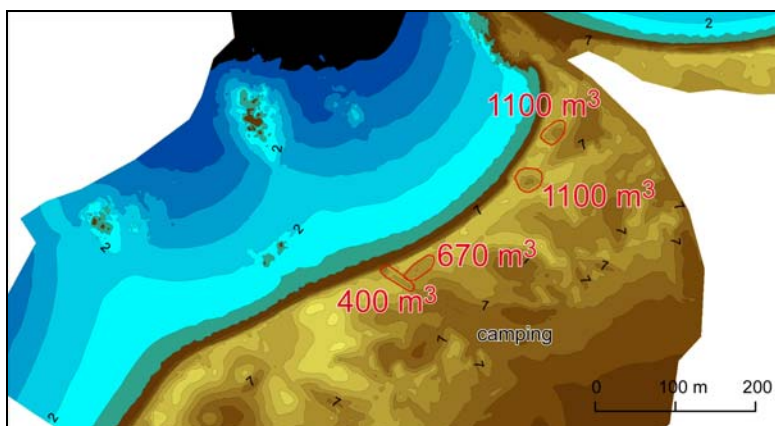


Figure 123. Localisation des dépressions intra-dunaires d'origine anthropique sur la dune du Vougot faisant l'objet d'un rechargement afin d'être comblées

La première intervention a porté sur le comblement du chemin d'accès au camping (photo 23). Afin de ne pas affecter le stock sédimentaire de la plage, les 400 m³ de sables ont été pris dans le marais situé en arrière des dunes. Ce matériel provient des opérations de décapage des sols sableux qui sont réalisées annuellement afin de maintenir certains milieux ouverts.



Photo 23. Rechargement et comblement de l'ancien chemin d'accès au camping au travers du cordon dunaire du Vougot (cliché S. Suanez, A : 30/03/2006 ; B : 28/11/2006 ; C : 19/11/2008)

Dans le même temps, le profil du front de dune a été reconstitué afin d'éliminer les formes de caoudeyre et/ou siffle-vent creusées par le piétinement, et un escalier enjambant le cordon dunaire a été posé (photo 24).

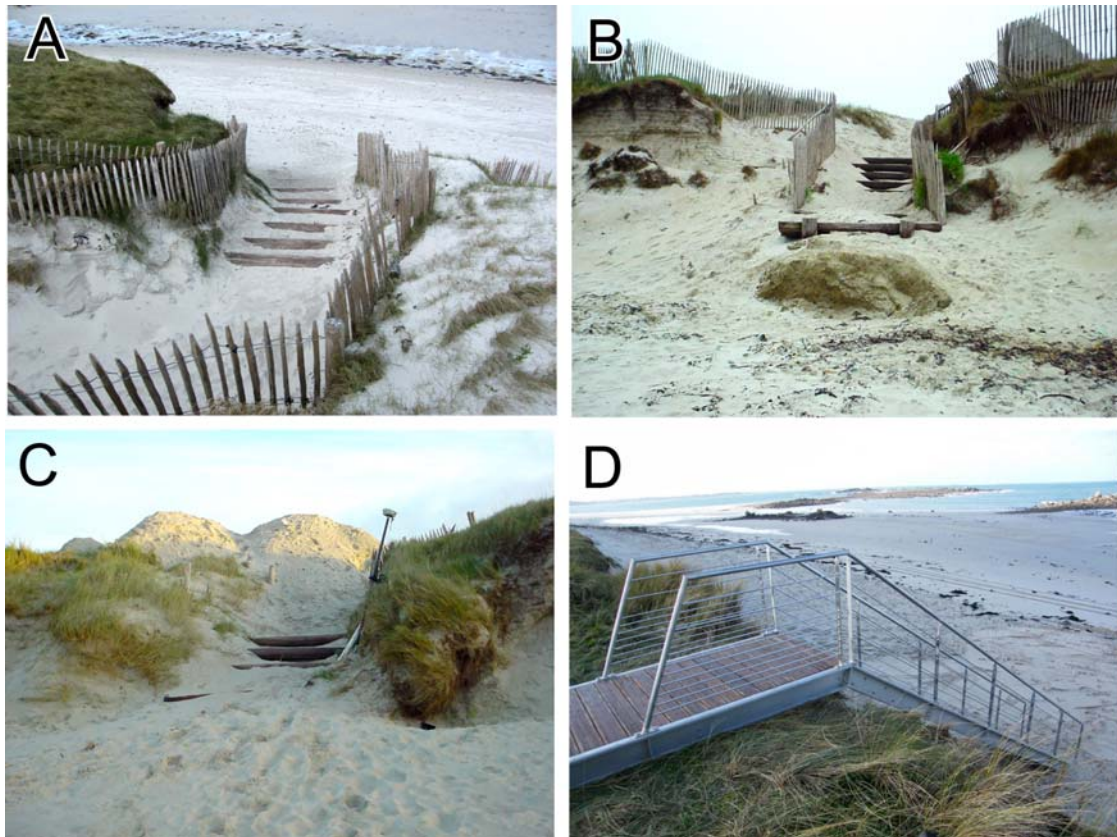


Photo 24. Reprofilage de la dune du Vougot à l'endroit de l'ancien chemin d'accès au camping et pose d'un escalier d'accès à la plage (cliché S. Suanez,)

Du point de vue scientifique, le travail visant à quantifier l'aléa « submersion » et à cartographier le risque d'inondation a permis de proposer une approche méthodologique beaucoup plus poussée que celle préconisée dans le cadre des PPR-SM (Garry *et al.*, 1997). Comme l'indique la figure 124, le calcul de l'aléa doit intégrer la déformation du plan d'eau liée à l'agitation (*wave setup and/or wave runup*) car comme l'ont montré plusieurs auteurs, ce paramètre joue un rôle déterminant dans les phénomènes de débordement et/ou de franchissement des cordons littoraux et/ou des ouvrages de défense côtière (Garès, 1990 ; Fletcher *et al.*, 1995 ; Bellomo *et al.*, 1999 ; Bush *et al.*, 2001 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Solomon et Forbes, 1999).

L'approche que nous proposons préconise également de recourir à de la mesure de terrain suffisamment fine pour acquérir un référentiel topographique capable de restituer pertinemment les faibles dénivelés. Les relevés DGPS, tels que nous les avons réalisés, peuvent toutefois s'avérer fastidieux et coûteux. Comme l'ont souligné plusieurs auteurs, le meilleur compromis reste encore le LIDAR qui permet d'obtenir une information à haute résolution précise³⁵, et couvrant une large surface en un temps très court (Dobosiewicz, 2001 ; Sanders, 2007 ; Levoy et Monfort, 2009).

La prise en compte des paramètres dynamiques vient enfin compléter l'ensemble de la démarche. Comme nous l'avons rappelé, ces éléments tels que l'érosion du trait de côte ou

³⁵ Résolution horizontale métrique, précision verticale centimétrique à décimétrique.

de l'élévation du niveau marin, interviennent dans l'aggravation à plus ou moins long terme du risque de submersion marine. Estimer leur part respective dans l'évaluation du risque futur est un préalable à la mise en place d'une politique de gestion intégrée de la zone côtière (Vinchon *et al.*, 2009 ; Nicholls and Hoozemans, 1996 ; Solomon and Forbes, 1999 ; Meur-Férec *et al.*, 2008 ; De Pippo *et al.*, 2008).

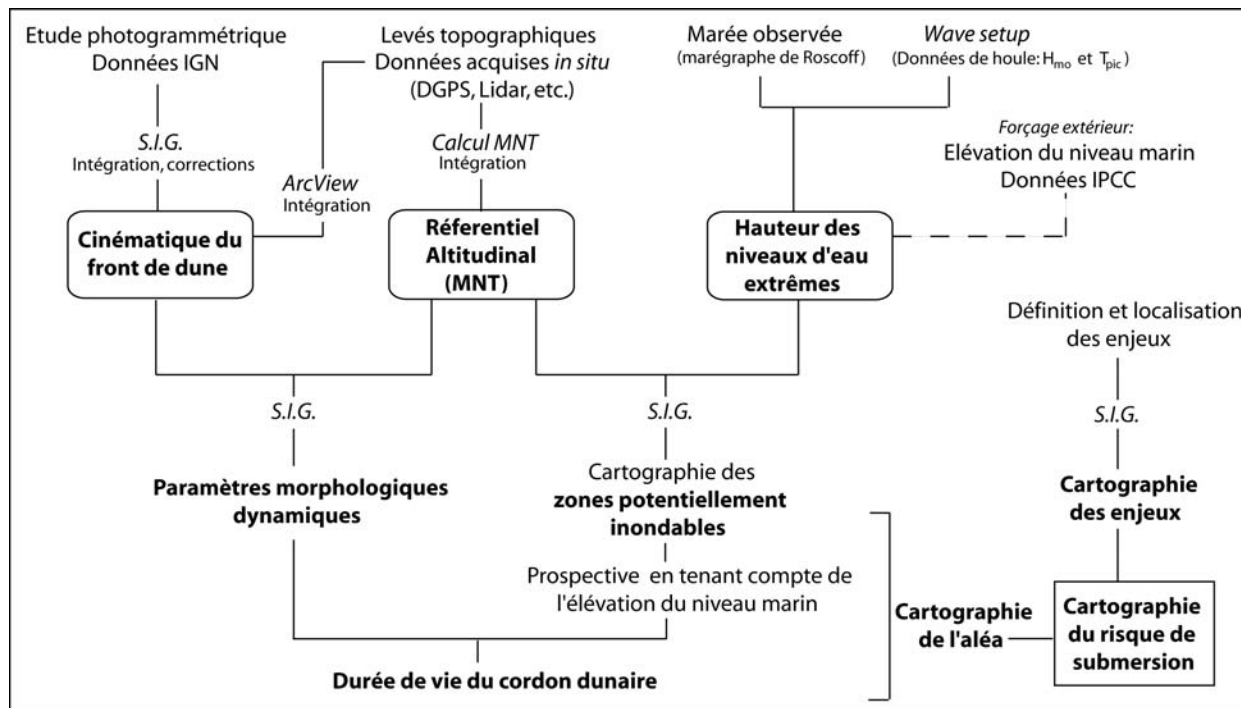


Figure 124. Organigramme illustrant les différents stades de la méthode mise en œuvre dans cette étude pour la quantification de l'aléa « submersion » et la cartographie du risque de submersion (d'après J.-M. Cariolet et S. Suanez, 2009)

3 – Evaluation des procédés de lutte contre l'érosion marine : la technique Stabiplate®

Comme nous l'avons rappelé précédemment, ce travail a été mené en collaboration avec le CETMEF-Brest, qui est un service technique central du Ministère de l'Équipement à compétence nationale, et dont une des missions concerne le suivi et la promotion des techniques « douces » de lutte contre l'érosion du littoral. À ce titre, une expertise scientifique du procédé innovant Stabiplate® a été réalisée afin d'apprécier son efficacité. Ce travail a été réalisé à la demande de la société Espace Pur qui conçoit et commercialise le procédé depuis 1997. Il a reposé sur deux suivis morphosédimentaires ; le premier effectué sur la plage des Sables Blancs (Lesconil – Plobannalec) où 5 structures perpendiculaires au trait de côte ont été installées durant le printemps 2004, le second sur la plage de Boutrouilles (Kerlouan) où une structure longitudinale a été mise en place en pied de dune sur 270 m de linéaire côtier (figure 125 et photo 25). Dans le même temps, une analyse des conditions hydrodynamiques enregistrées durant ces périodes d'observations pour les deux sites a été réalisée (Fleitour *et al.*, 2005 ; Suanez *et al.*, 2006b ; Cariolet et Suanez, 2008).

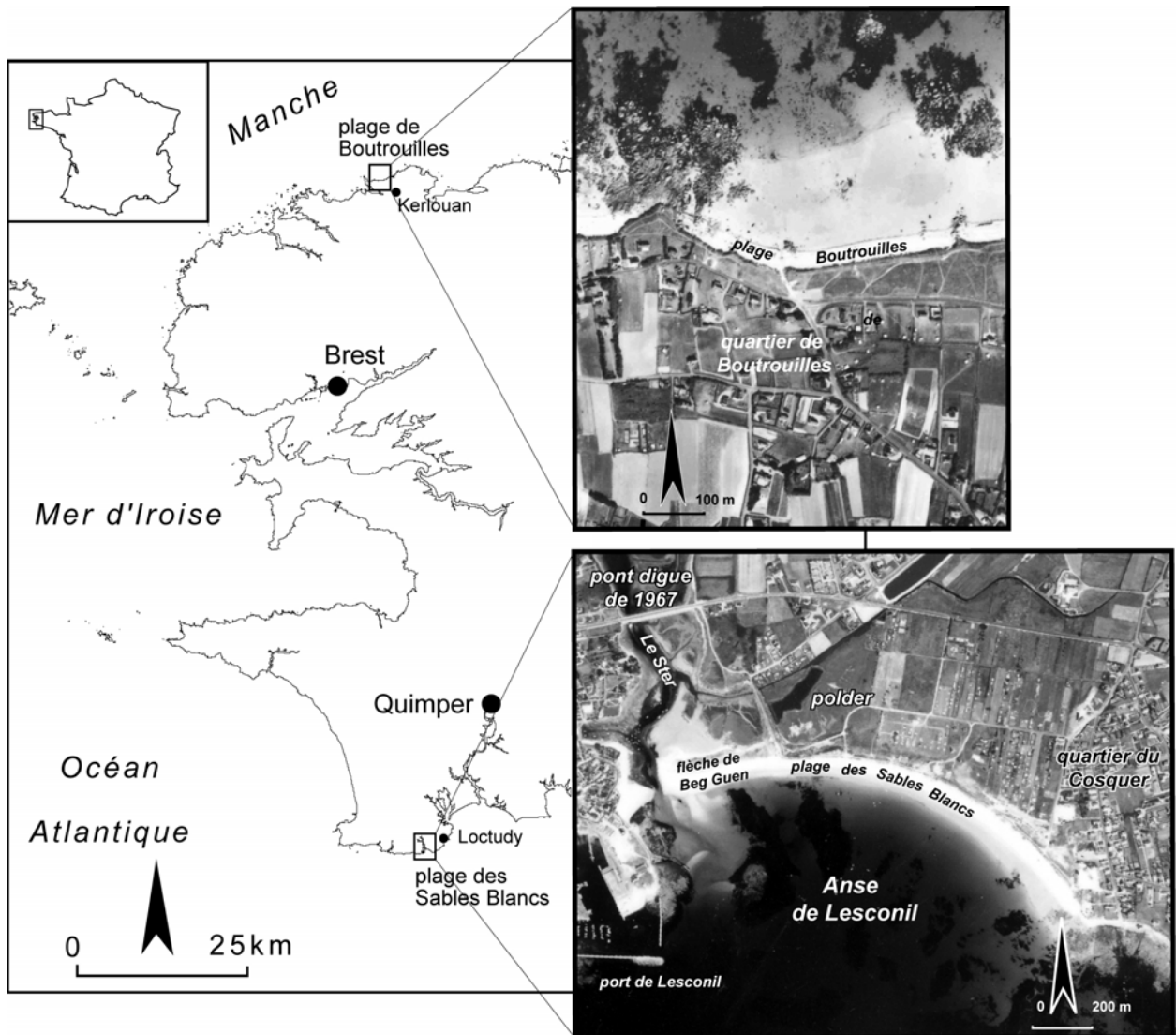


Figure 125. Localisation des sites d'étude de la plage des Sables Blancs et de Boutrouilles dans le Finistère



Photo 25. Vue aérienne des 5 Stabiplate® transverses mis en place sur la plage des Sables Blancs (A). Vue oblique du Stabiplate® longitudinal installé en pied de dune de la plage de Boutrouilles (B) (cliché : Espace Pur).

3-1 La technique Stabiplage®

Il convient tout d'abord de rappeler brièvement les spécificités du procédé technologique Stabiplage®. Cette technique de lutte contre l'érosion marine s'inscrit dans une démarche volontariste de préservation de l'environnement et se distingue ainsi des techniques lourdes traditionnelles (ouvrages en béton, enrochements, etc.). Elle s'appuie sur l'utilisation de structures conçues « sur mesure » et implantées suivant les caractéristiques physiques du site. Le principe fondamental de la technologie repose donc sur le captage, l'accumulation et le maintien en place des sédiments, tout en favorisant l'intégration paysagère des ouvrages. Le Stabiplage® est une structure multicouche conçue à partir de matériaux géocomposites (minimum 2 couches : un filtre perméable recouvert d'une carapace résistant à l'abrasion, aux UV, aux alcalins, micro-organismes, etc.). Il forme une enveloppe fermée mais perméable, qui une fois injectée de sédiments, constitue un corps monolithique de section elliptique diminuant ainsi les phénomènes réfléchissants. La structure est maintenue par un système d'ancrage enfoui dans la plage qui évite ainsi la déformation et/ou le déplacement de l'ouvrage en période de tempête (figure 126).

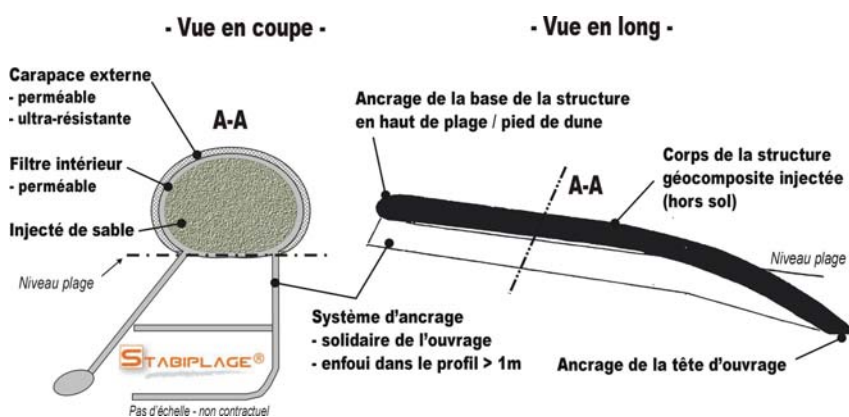


Figure 126. Coupe transversale et longitudinale d'un Stabiplage® avec ancrage (source : Espace Pur)

3-2 L'action des structures transverses dans le blocage du transport longitudinal : le cas de la plage des Sables Blancs

3-2-1 Permettre l'exhaussement du haut de plage

La plage des Sables Blancs est située au fond de l'anse de Lesconil ouverte au sud et exposée aux houles de secteur sud-ouest à sud-est (figure 125). Cette plage forme un cordon sableux à pointe libre de 1,1 km en arrière duquel se trouve un polder d'une centaine d'hectares, asséché par l'homme en 1850. Jusque dans les années 1970, la partie proximale du cordon située à l'est alimentait la partie distale située à l'ouest sous l'effet d'une dérive littorale dominante d'est en ouest qui charriait une partie des sédiments fluviaux évacués par le Ster (Bodéré et Hallégouët, 1989). En effet, au moment du jusant les courants de marée renforcés par les courants fluviaux jouaient le rôle de « chasse ». Ainsi, les sédiments accumulés en bout de flèche (flèche de Beg Guen) étaient transportés vers le large, puis étaient repris par la houle de sud-ouest en direction de son enracinement. Ce fonctionnement hydrosédimentaire fut perturbé par la construction en 1967 d'un pont barrage sur le Ster qui diminua son débit (figure 127). L'effet de chasse ne se fit plus aussi efficacement au moment du jusant et les sables s'accumulèrent en arrière du musoir de la flèche, et à l'entrée de la passe utilisée comme zone de mouillage. C'est à cette époque que commença l'érosion du

cordons dunaires de la plage des Sables Blancs. Ainsi, de 1970 à nos jours le cordon dunaire s'est plusieurs fois rompu entraînant l'inondation du polder à de multiples reprises. C'est pour lutter contre cette érosion que les 5 Stabiplate® en épis ont été installés afin de bloquer le transit longitudinal, d'exhausser le haut de plage, et par là même, de protéger la dune contre l'attaque des vagues.

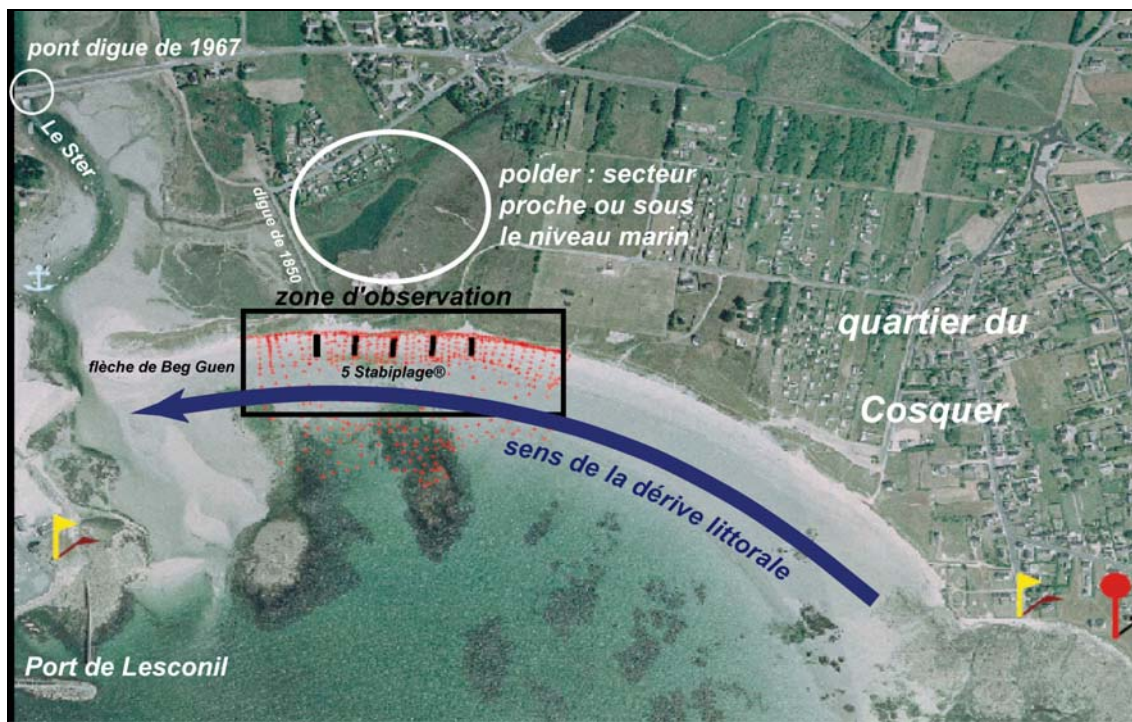


Figure 127. Contexte géographique de la plage des Sables Blancs

3-2-2 Les résultats du suivi morphosédimentaire

Le suivi morphosédimentaire réalisé sur la plage des Sables Blancs s'est fait principalement en deux temps avec une fréquence quasi mensuelle : du mois de janvier à juin 2005, et du mois de janvier à décembre 2006 ; un relevé supplémentaire a toutefois été fait en janvier 2008. Il a consisté en des levés planaires au DGPS de la zone concernée par les ouvrages de manière à analyser la capacité des structures transverses à bloquer le transit sédimentaire longitudinal au sein des quatre compartiments (figure 127). Des profils transversaux ont été extraits de ces MNT afin d'analyser la cinématique du cordon dunaire.

La première période d'observation a été marquée par un bilan sédimentaire légèrement excédentaire, $+300 \pm 150 \text{ m}^3$ attestant d'un faible remplissage des compartiments (figure 128). À l'inverse, entre les mois de janvier et août 2006 le gain sédimentaire a atteint $+2300 \pm 150 \text{ m}^3$ avant que les deux phases érosives de la fin de l'année n'entraînent de nouveau une perte significative de matériel ($-1900 \pm 150 \text{ m}^3$). Le bilan global en décembre 2006 s'établissait à $+400 \pm 150 \text{ m}^3$. Le levé réalisé l'année suivante a montré que la plage avait de nouveau été sévèrement érodée ($-2300 \pm 150 \text{ m}^3$). Le bilan global au mois de janvier 2008 indiquait que le secteur des Stabiplate® avait perdu $1900 \pm 150 \text{ m}^3$ de sable en 3 ans.

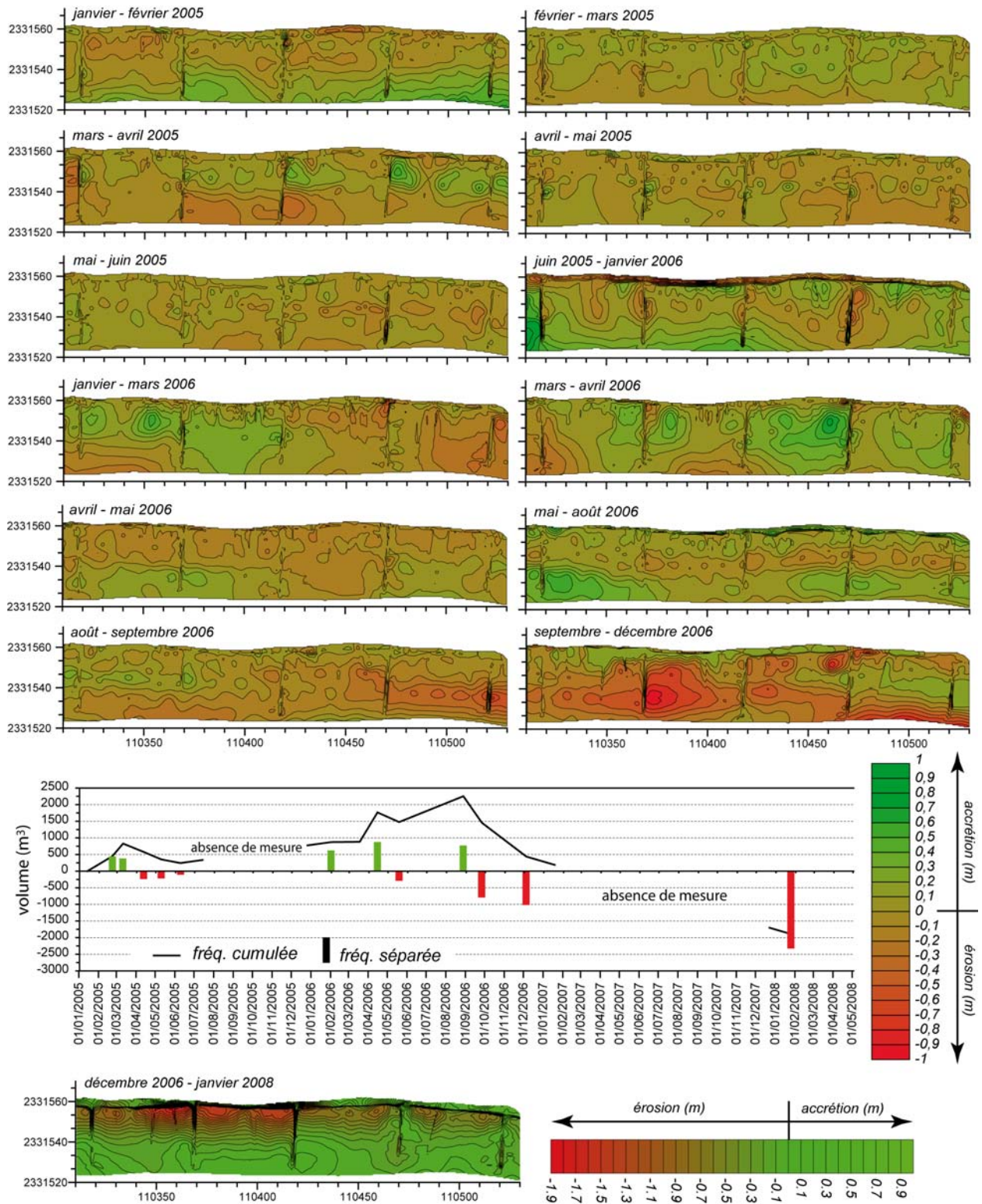


Figure 128. Evolution morphologique de la plage des Sables Blancs dans la zone des Stabiplate® entre les mois de janvier 2005 et de décembre 2006

L'analyse du profil transversal de la plage a montré une relative stabilité du cordon dunaire (figure 129). Les seuls changements significatifs sont intervenus en fin de période d'observation (cf. levé du mois de janvier 2008) où le recul de la dune a atteint environ 1 m au niveau du profil 2. Le levé du mois de janvier 2008 a aussi illustré la perte de sédiment

évoquée précédemment (figure 128), elle a concerné principalement le haut de plage dont le profil s'est abaissé d'1 mètre en moyenne.

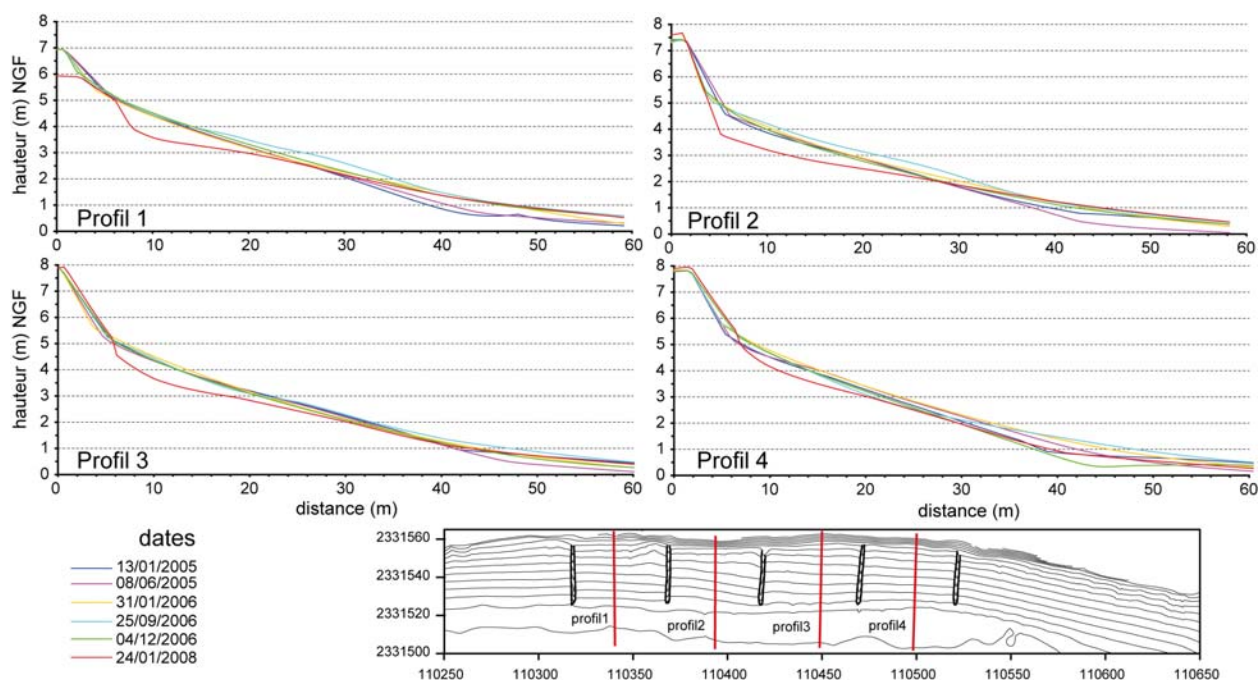


Figure 129. Variation du profil transversal de la plage des Sables Blancs entre les mois de janvier 2005 et de janvier 2008 à l'intérieur des quatre compartiments délimités par les cinq Stabiplate®

L'analyse des variations du profil longitudinal n'a quant à elle montré aucune tendance concernant l'évolution morphosédimentaire des compartiments (figure 130). Les changements les plus importants sont plutôt intervenus en périphérie de la zone des Stabiplate® (cf. le secteur ouest situé en aval dérive). Après plus d'une année de quasi stabilité, on a observé un remplissage significatif des compartiments (surtout ouest) au mois de septembre 2006. Conformément au sens de la dérive littorale, nous avons interprété cette évolution en trois phases : dans un premier temps (de janvier à juin 2005) le transit longitudinal a été bloqué en amont dérive (à l'est du Stabiplate® 5) ; à partir du mois de janvier 2006, et jusqu'au mois de septembre 2006, une partie de ce matériel alors suffisamment volumineux s'est déplacé vers l'ouest, en aval dérive ; la troisième phase, illustrée par les levés de décembre 2006 et de janvier 2008, a été marquée quant à elle par l'érosion, vraisemblablement liée à l'intervention de circulations transverses générées par des fortes tempêtes.

L'étude des conditions hydrodynamiques effectuées à partir des données de houle³⁶ pour l'ensemble de la période d'observation a montré une bonne correspondance entre les phases d'érosion et la présence de tempête (figure 131). Comme nous l'avons précisé précédemment, ces épisodes tempétueux sont à l'origine de circulations de compensation d'autant plus efficaces que lorsque la plage est entièrement submergée, les Stabiplate® canalisent les écoulements perpendiculairement au rivage qui exportent avec eux les sédiments vers le bas d'estran.

³⁶ Ces données de houles ont été acquises par simulation numérique auprès du SHOM à partir de deux modèles emboîtés ; un modèle océanique d'une maille de 0,1° (10 km) permettant de définir les conditions limites à la côte, et un modèle côtier de réfraction d'une résolution de 100 m ayant servi à propager la houle jusqu'au point de calcul à la coordonnée 47°47,605' ; -4°12,459' (environ 15 m de profondeur).

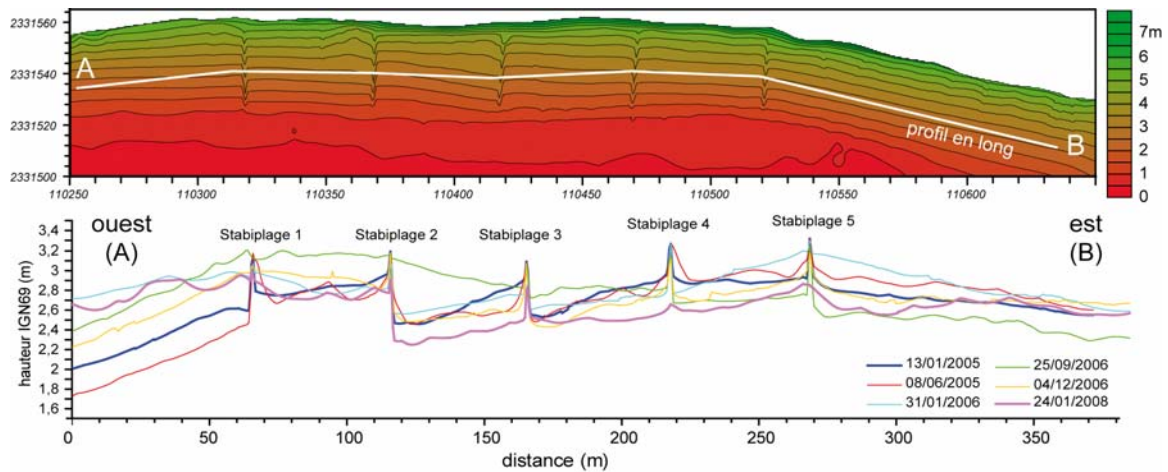


Figure 130. Evolution du profil longitudinal de la plage étendue aux zones périphériques des Stabiplate® dans entre le mois de janvier 2005 et le mois de décembre 2006

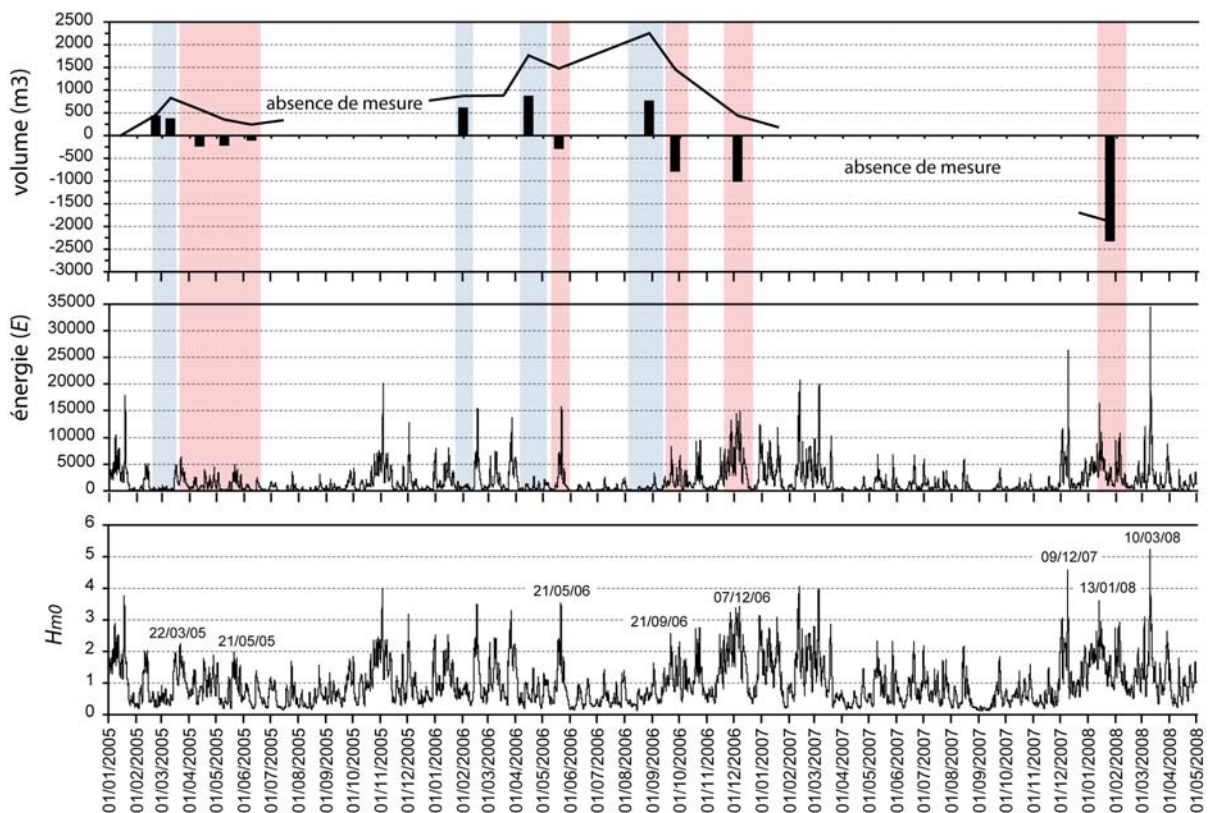


Figure 131. Conditions d'agitation observées au large de la plage des Sables Blancs durant la période d'observation. Hm_0 = houle significative au large. E = énergie par unité de surface de la houle ($J.m^{-2}$) calculée à partir de la formule : $E = 1/8\rho g H_0^2$, où ρ : masse volumique de l'eau (1027 kg/m^3 pour une eau salée), g : accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$). Bleu : périodes d'accalmie. Rouge : périodes tempétueuses.

3-2-3 Efficacité des Stabiplate® dans le blocage du transit longitudinal

Le suivi effectué sur la plage des Sables Blancs a montré que les structures Stabiplate® en position d'épi pouvaient capter le transit sédimentaire longitudinal et favoriser l'exhaussement du haut de plage. Ces processus ont commandé l'évolution morphosédimentaire de la plage entre les mois de janvier 2005 à septembre 2006, période durant laquelle le gain de sédiments au sein des compartiments *stricto sensu* a atteint 1500 m^3 , soit une accréation d'environ 20 cm sur l'ensemble de la surface étudiée. Toutefois,

comme l'a montré la forte érosion survenue à partir du mois de décembre 2006, cette dynamique a pu être perturbée par des circulations transverses en périodes de tempête. Dans le même temps, les observations menées durant l'année 2007-2008 ont montré que ces épisodes tempétueux avaient détérioré les Stabiplate® en générant des déchirures dans la carapace favorisant la perte de matériau à l'intérieur de l'ouvrage. Comme l'ont montré plusieurs auteurs, ces phénomènes sont généralement attribués à des mouvements de tension au sein de la structure lors des tempêtes, elles sont aussi produites par des projections de matériaux grossiers anguleux (Burcharth *et al.*, 2007 ; Oh et Shin, 2006 ; Artière *et al.*, 2005).

3-3 Fixer le trait de côte par un ouvrage longitudinal : le cas de la plage des Boutrouilles

3-3-1 Protéger le cordon dunaire de l'attaque marine

La plage de Boutrouilles est située sur la côte nord du Finistère, sur la commune de Kerlouan. Comme pour la plage du Vougot (commune de Guissény), ce cordon littoral a été édifié durant la transgression holocène (Hallégouët, 1971 ; Hallégouët, 1978 ; Guilcher et Hallégouët, 1991), et ferme une plaine littorale sédimentaire en arrière de laquelle se trouve une falaise morte (figure 132). Ce cordon littoral constitué d'une dune s'étire sur environ 300 m d'ouest en est, et barre une zone basse située en arrière, en partie urbanisée, et dont l'altitude est proche ou en dessous du niveau marin.

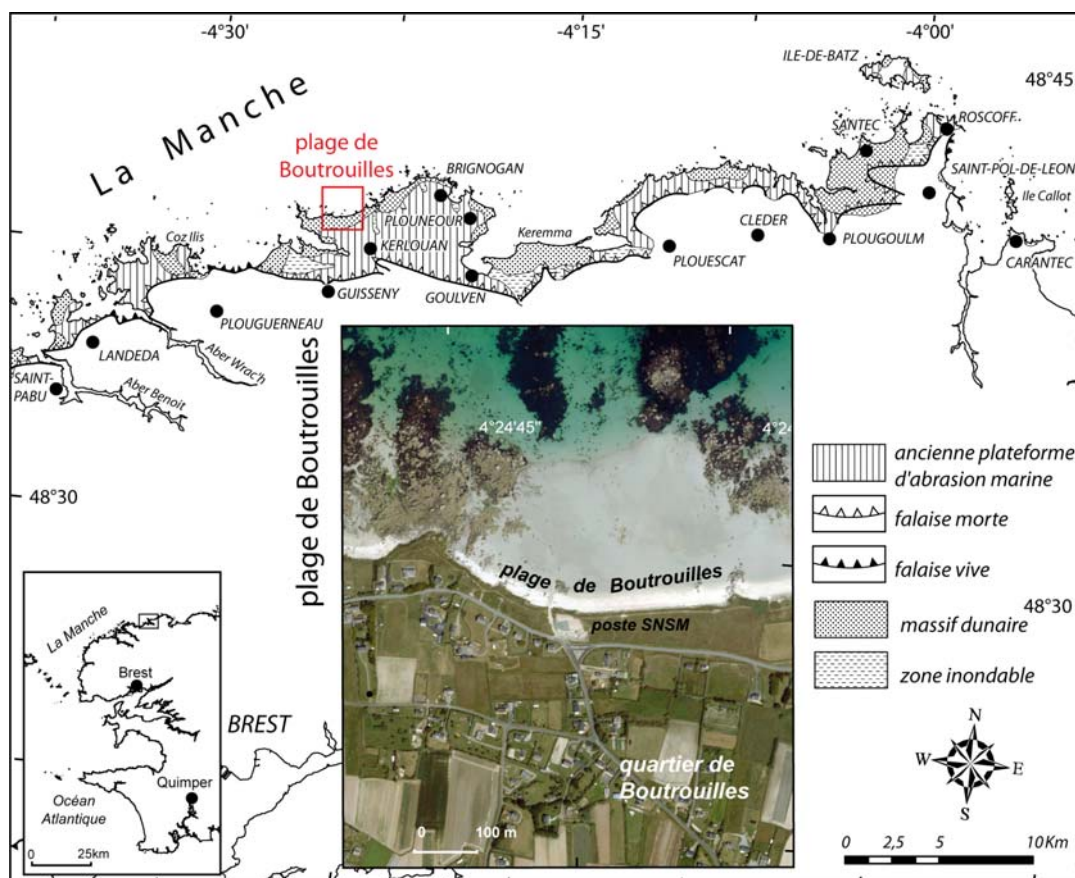


Figure 132. Localisation de la plage de Boutrouilles (fond de carte géomorphologique modifié d'après B. Hallégouët, 1978)

Depuis des décennies, le cordon dunaire subissait l'action érosive de la mer (photo 26A), menaçant ainsi les habitations situées en arrière en cas de rupture. Le recul a été évalué à $-0,15$ m/an depuis 1952, mais s'est toutefois accéléré sur la période récente (de 2000 à 2005) pour atteindre $-0,7$ m/an (Cariolet et Suanez, 2009). Dans le but de stopper cette érosion la décision de protéger la dune a été prise par les élus locaux. Entre les mois d'octobre et de novembre 2006, un ouvrage longitudinal de type Stabiplage[®] a été mis en place au pied du cordon dunaire sur une longueur de 270 mètres linéaires afin de fixer le trait de côte (photos 26B et 26C). Dans le même temps, le versant externe a été reprofilé et une ceinture d'oyat a été plantée en son sommet afin de renforcer le maintien des sables dans cette partie haute du profil (photo 26D).



Photo 26. Cordon dunaire de la plage de Boutrouilles. A : versant externe de la dune avant les travaux de protection. On distingue des formes d'érosion telles que des falaises et des éboulements. B : décaissement du pied de dune afin de poser l'encrage du Stabiplage[®] (cliché A. Démon, 19/10/2006). C : pose de la structure Stabiplage[®] avant injection (cliché S. Suanez, 24/10/2006). D : versant externe de la dune reprofilé et planté d'oyat dans sa partie sommitale (cliché Espace Pur, 12/06/2007)

Les dynamiques hydrosédimentaires observées au sein de cette cellule littorale sont largement commandées par des transferts transversaux (Cariolet *et al.*, 2008). Ce fonctionnement s'explique par le fait que la plage de Boutrouilles est fermée à ses deux extrémités orientale et occidentale par des « saillants » rocheux qui limitent considérablement les transits longitudinaux (figure 132).

3-3-2 Evolution morphosédimentaire du système plage/cordon dunaire

Le suivi morphosédimentaire a reposé dans un premier temps sur les levés planaires (de novembre 2006 à avril 2007), ils ont été par la suite remplacés par des profils de plage³⁷ le

³⁷ La décision de passer à la mesure de profil de plage vient du fait que les levés planaires ont montré un fonctionnement très homogène de l'ensemble de plage, facilement et plus rapidement observable à partir de simples profils.

long de deux radiales réparties de part et d'autre de la plage (de septembre 2007 à septembre 2008) (figure 133). Comme nous l'avons précisé plus haut, dans le même temps une analyse des conditions hydrodynamiques a été réalisée à partir de données de houle couvrant l'ensemble de la période d'observation³⁸. L'accent a été porté sur l'étude des niveaux d'eau extrêmes à la côte en reprenant l'approche méthodologique mise en œuvre pour l'analyse de l'érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (cf. 4^{ème} partie, § 3-2 : *Phénomène de « marée » de tempête et érosion des dunes*). Ainsi, le calcul du *runup* a été réalisé à partir des équations de H.F. Stockdon *et al.* (2006), et a été ensuite combiné à la marée observée³⁹.

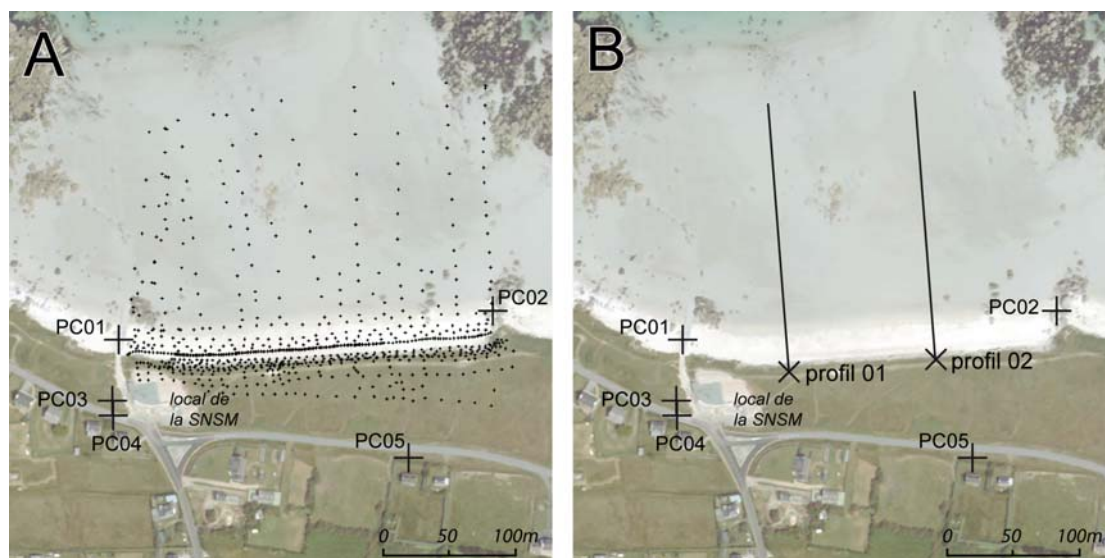


Figure 133. Localisation des levés planaires (A) et des deux profils de la plage (B) utilisés pour le suivi morphosédimentaire de la plage de Boutrouilles

L'évolution du bilan sédimentaire de la plage intertidale/cordon dunaire a montré un bilan globalement déficitaire sur l'ensemble des deux profils, atteignant respectivement 34 et 22 m³/m.l au niveau des profils 1 et 2, soit une moyenne de 30 m³/m.l (figure 134). Rapporté à l'ensemble du linéaire côtier concerné (soit environ 270 m), ce déficit a été d'environ 8000 m³ depuis la mise en place du Stabiplate[®]. Nous avons noté que la perte la plus importante (environ 80 m³/ml) a été enregistrée le 13 décembre 2007. Comme nous le verrons ultérieurement, cette érosion a été générée par les fortes houles qui ont accompagné le passage d'une tempête quatre jours plus tôt (9 décembre 2007). Cet épisode érosif a toutefois été immédiatement suivi d'une phase de ré-engraissement rapide, sans pour autant compenser la totalité du volume sédimentaire perdu durant cette tempête.

L'évolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire *stricto sensu*, a aussi montré un déficit sur l'ensemble de la période d'environ -5 m³/m.l au niveau des deux radiales (figure 135). Quatre épisodes érosifs ont été particulièrement bien enregistrés, ceux du 08/12/2006, 23/03/2007, 12/03/2008, 13/12/2007, et dans une moindre mesure celui du 08/10/2007.

³⁸ Les données de houles ont été obtenues par simulation numérique auprès du SHOM à partir de deux modèles emboîtés ; un modèle océanique d'une maille de 0,1° (10 km) permettant de définir les conditions limites à la côte, et un modèle côtier de réfraction d'une résolution de 100 m ayant servi à propager la houle jusqu'au point de calcul à la coordonnée 48,68° ; -4,48° (64 m de profondeur).

³⁹ Les enregistrements de marée proviennent du marégraphe de Roscoff.

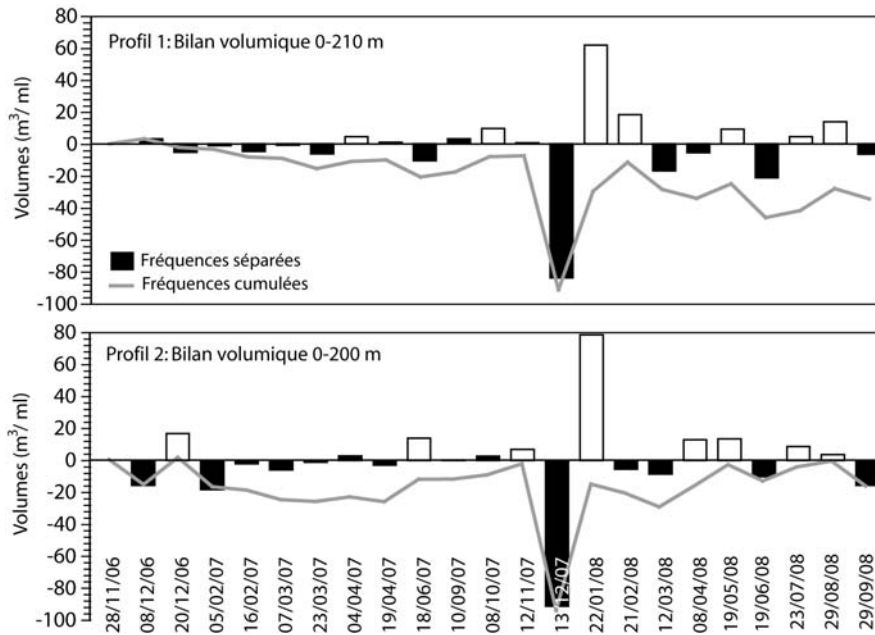


Figure 134. Evolution du bilan sédimentaire du système plage intertidale/cordon dunaire de Boutrouilles au niveau des deux profils entre les mois de novembre 2006 et de septembre 2008

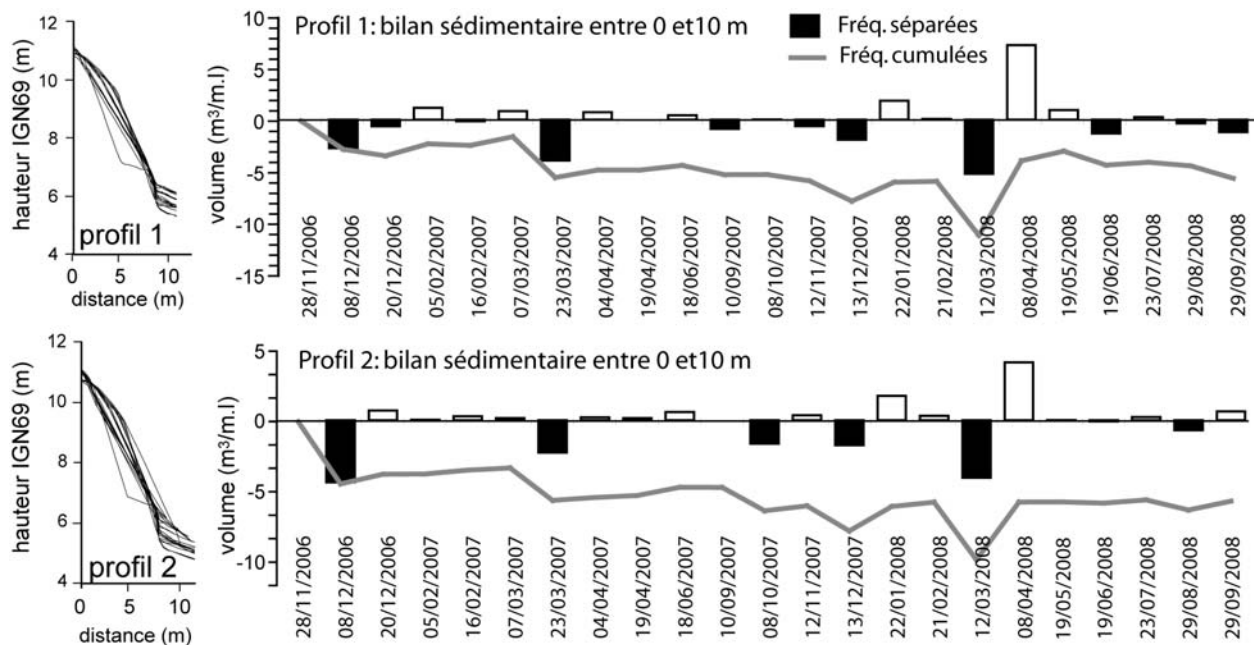


Figure 135. Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de Boutrouilles au niveau des deux profils entre les mois de novembre 2006 et de septembre 2008

3-3-3 Action des tempêtes dans les processus érosifs de la dune

L'analyse des conditions hydrodynamiques a montré une bonne relation entre les niveaux d'eau extrêmes et les phénomènes d'érosion (Suanez et Cariolet, accepté). Les quatre stades érosifs indiqués précédemment sont directement liés aux épisodes tempétueux du 07/12/2006, du 19/03/2007, du 09/12/2007, et du 10/03/2008, durant lesquels les niveaux d'eau extrêmes à la côte ont dépassé et/ou se sont situés très proche du sommet du

Stabiplage[®], entraînant une érosion de la dune (figure 136). Sur le terrain, cela s'est souvent traduit par une attaque du bas de l'escarpement de la dune montrant que le Stabiplage[®] avait été submergé. La tempête du 10 mars 2008 reste à ce titre la plus représentative de ces processus (photo 27).

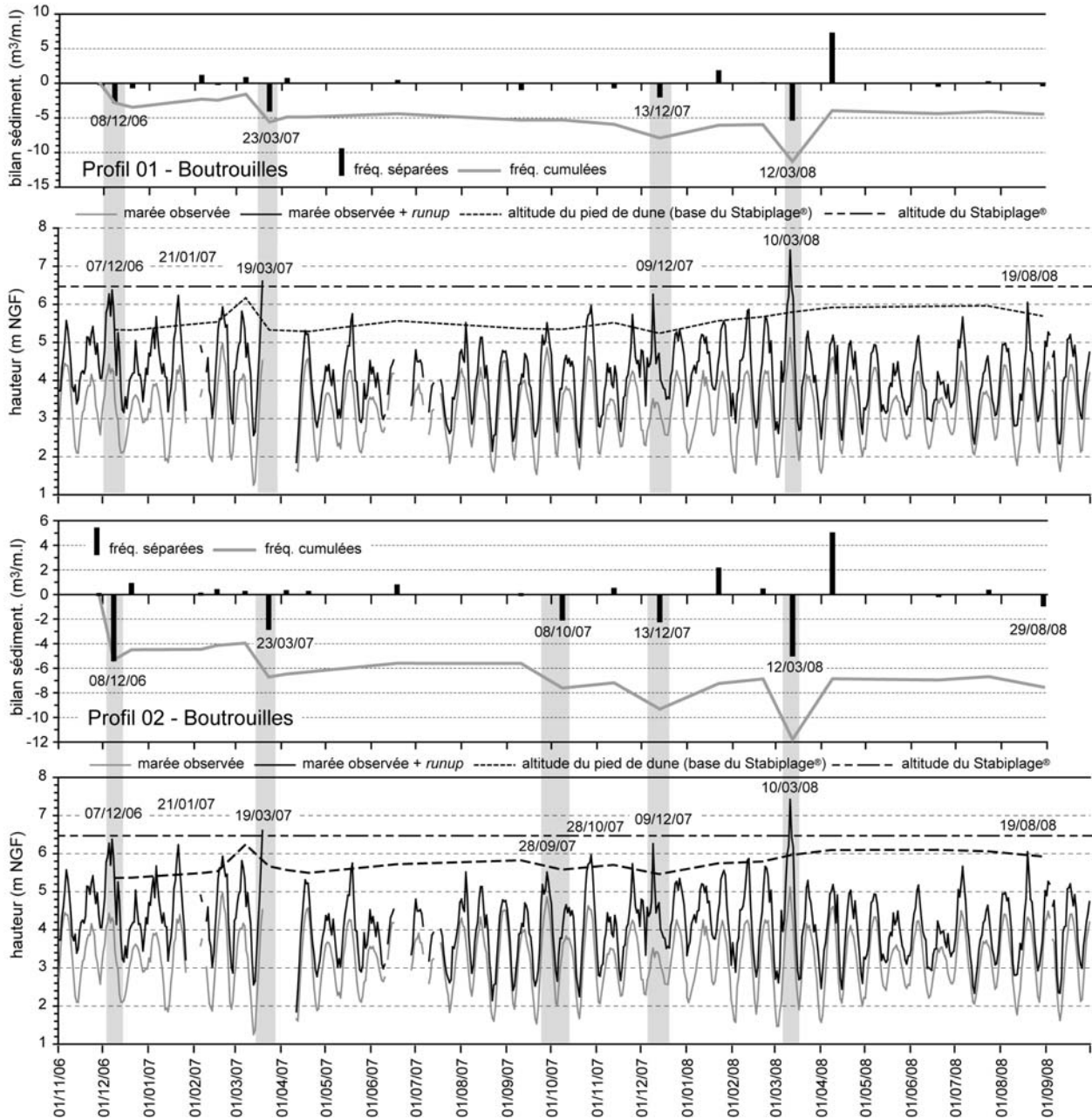


Figure 136. Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage de Boutrouilles au niveau des profils 1 et 2, en relation avec les niveaux d'eau extrêmes à la côte sur la période allant de novembre 2006 à septembre 2008 (d'après S. Suanez et J.-M. Cariolet, accepté)

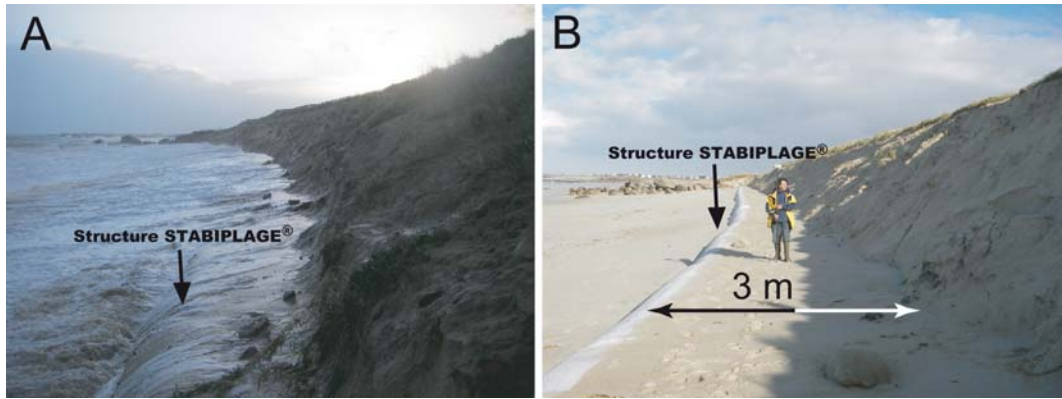


Photo 27. Submersion du StabiPlage[®] et érosion du cordon dunaire de la plage de Boutrouilles. A : cordon dunaire de la plage de Boutrouilles au matin du 10 mars 2008 à 7h00. B : recul de l'escarpement de dune mesuré le 12 mars 2008 (clichés S. Suanez et J.-M. Cariolet).

3-3-4 Bilan mitigé de l'efficacité du StabiPlage[®]

Nous avons montré par cette étude que la structure StabiPlage[®] longitudinale jouait pleinement son rôle de fixation du trait de côte. Toutefois, lors des plus fortes tempêtes des processus d'érosion liés à la réflexion des houles sur l'ouvrage pouvaient affecter le haut de plage comme l'ont indiqué les levés du 8 décembre 2006 et du 23 mars 2007 (figure 137). Pour autant, le suivi a également montré qu'après ces phases érosives suivait une période plus ou moins longue durant laquelle le matériel sédimentaire était remonté du bas d'estran par les petites houles de beau temps, permettant ainsi de cicatriser les effets des tempêtes en haut de plage (Cariolet, 2007). Dans les cas les plus exceptionnels, comme celui de la tempête du 10 mars 2008, le franchissement de l'ouvrage par les hauts niveaux d'eau pouvait éroder de façon irréversible le cordon dunaire obligeant ainsi les services techniques à intervenir en rechargeant la dune.

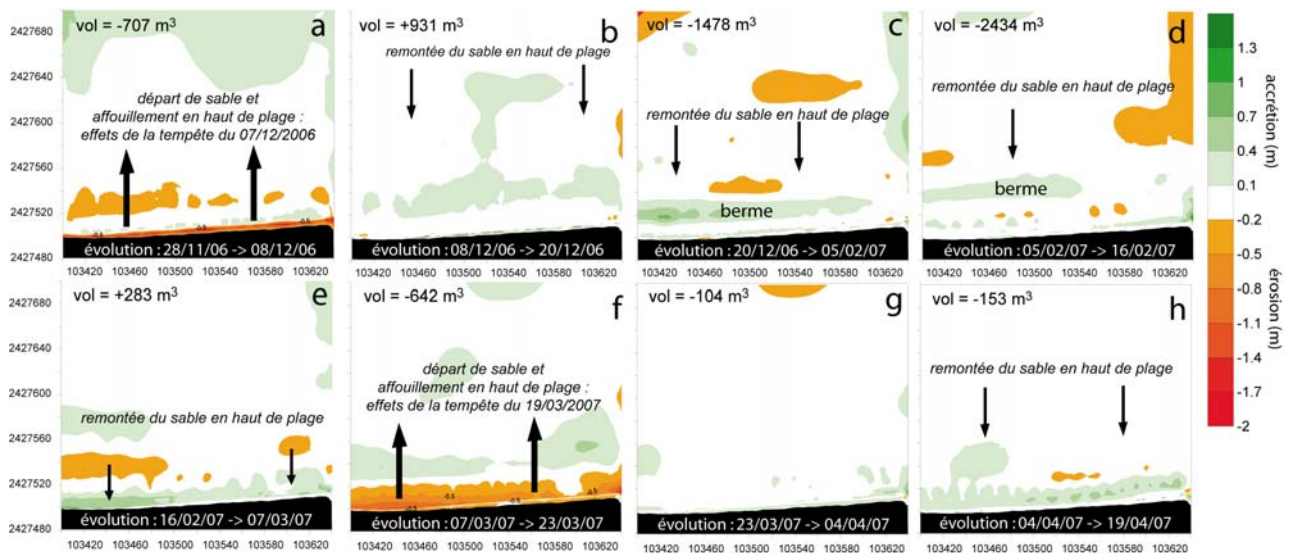
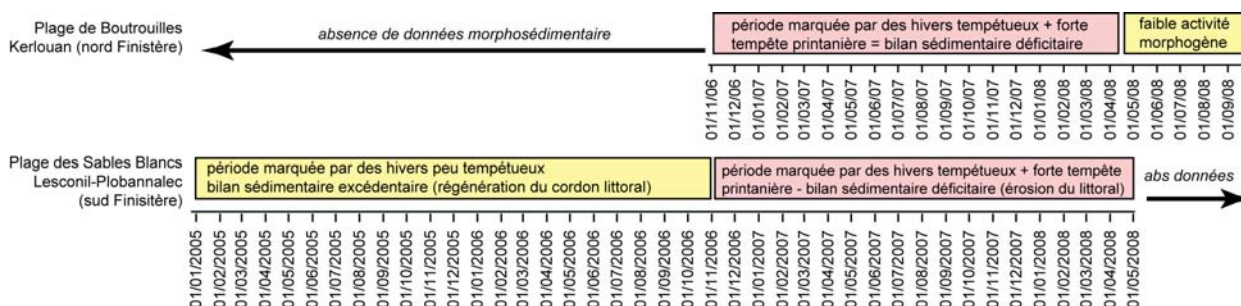


Figure 137. Déplacements sédimentaires entre le haut de plage et le bas d'estran enregistrés entre les mois de novembre 2006 et avril 2007 sur la plage de Boutrouilles (d'après J.-M. Cariolet, 2007)

3-4 Conclusion partielle : apport de ce travail à la question du bilan sédimentaire

Lorsque l'on replace les résultats acquis sur la question du bilan sédimentaires des deux plages des Sables Blancs et de Boutrouilles au sein de notre problématique, on distingue trois périodes bien distinctes qui s'opposent (figure 138). La première qui s'étant de l'hiver 2004-05, à l'automne 2006 est plutôt marquée par faible activité des épisodes tempétueux et une tendance à la régénération des cordons littoraux.

La seconde qui débute avec l'hiver 2006-2007, caractérisées par des tempêtes hivernales plus fréquentes et plus longues, auxquelles s'ajoutent des tempêtes printanières particulièrement morphogènes (cf. la tempête « Johanna » du 10 mars 2008). Cette deuxième période est plutôt marquée par une dynamique érosive des cordons littoraux. Depuis l'été 2008, il semblerait que l'on soit de nouveau rentré dans une période de faible activité morphogène. L'absence d'érosion de la dune de Boutrouilles durant l'hiver 2008-09 confirme l'existence de cette troisième phase.



Figures 138. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires pour la période allant du mois de janvier 2005 au mois de septembre 2008 établie à partir des suivis réalisés sur les plages des Sables Blancs (Lesconil-Plobannalec) et de Boutrouilles (Kerlouan)

4 – Expertise morphosédimentaire appliquée à la problématique de rechargement de plage

Ce travail d'expertise scientifique a été mené à la demande de la communauté de commune Brest Métropole Océane (BMO) dans le but de préciser la faisabilité en matière de rechargement en sable de deux plages de la rade de Brest : la plage de Sainte-Anne-du-Portzic située sur les deux communes de Brest et de Plouzané, et la plage de la Cantine sur la commune du Relecq Kerhuon (figure 139).

La démarche mise en œuvre a consisté à réaliser un diagnostic morphosédimentaire et hydrodynamique de ces deux plages afin de proposer une solution de rechargement la plus « environnementale » ; la priorité étant d'une part de s'assurer de la faisabilité de l'opération, et d'autre part, d'identifier une source de prélèvement sédimentaire dont la ponction n'aurait pas d'implication sur le site en lui-même. Dans le cadre de cet exposé nous ne présenterons que les données acquises sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (Fichaut et Suanez, 2008b).

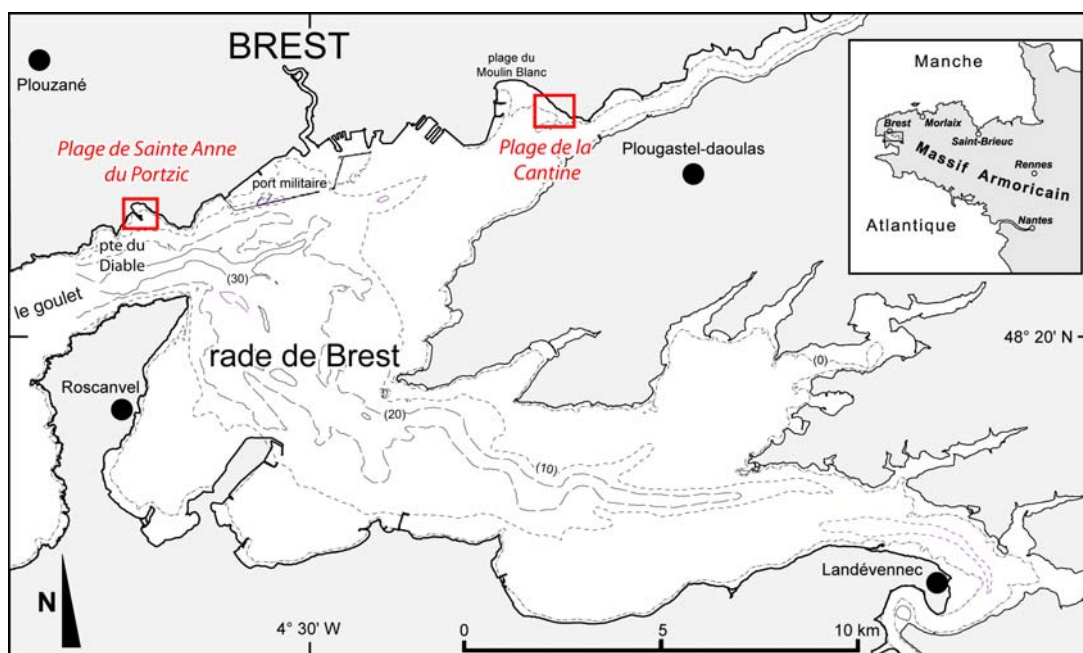


Figure 139. Localisation des plages de Sainte-Anne-du-Portzic et de la Cantine en rade de Brest

4-1 De l'aménagement au dysfonctionnement hydrosédimentaire de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic

Depuis les années 1910, la plage de Sainte-Anne-du-Portzic a constitué un lieu récréatif très prisé pour les brestois ; cet attrait a été renforcé entre les deux guerres avec la disparition de nombreuses plages situées directement en front de ville sous les remblais visant à étendre le port militaire vers l'ouest. Ceci s'est traduit par la mise en place de premiers aménagements qui ont modifié la dynamique hydrosédimentaire du site. En quelques années, plusieurs hôtels, restaurants, dancings sont construits en front de mer. Ainsi, entre le début du siècle et aujourd'hui, l'ensemble du linéaire côtier a été fixé par l'édification d'un perré maçonné à l'endroit même où se trouvait antérieurement un cordon de galets comme à l'ouest de la plage (figure 140).

En 1968, avec l'installation d'IFREMER à la pointe du Diable, une jetée longue de 350 m est édifiée perpendiculairement à l'axe du Goulet entraînant un bouleversement radical de l'hydrodynamisme, de la sédimentologie de l'estran. Cet ouvrage a généré un phénomène de diffraction de la houle engendrant une dérive littorale orientée du nord-est vers le sud-ouest alors qu'initialement les vagues déferlaient parallèlement au rivage après s'être réfractées en entrant dans l'anse de Sainte-Anne-du-Portzic (Guilcher *et al.*, 1957 ; SAUM, 1977) (figure 141).

Ainsi, depuis la construction de l'ouvrage, la sédimentologie de l'anse a été profondément modifiée passant d'une plage sableuse (figures 140A et 140B) à une plage constituée d'un pavage de cailloux et de blocs anguleux (figure 140C). À l'heure actuelle, les seuls placages sableux encore existants se situent à l'est en haut d'estran, là où aboutit la dérive littorale, et en bas de plage, à la limite et au-delà du niveau des plus basses mers de vives-eaux (figure 141).

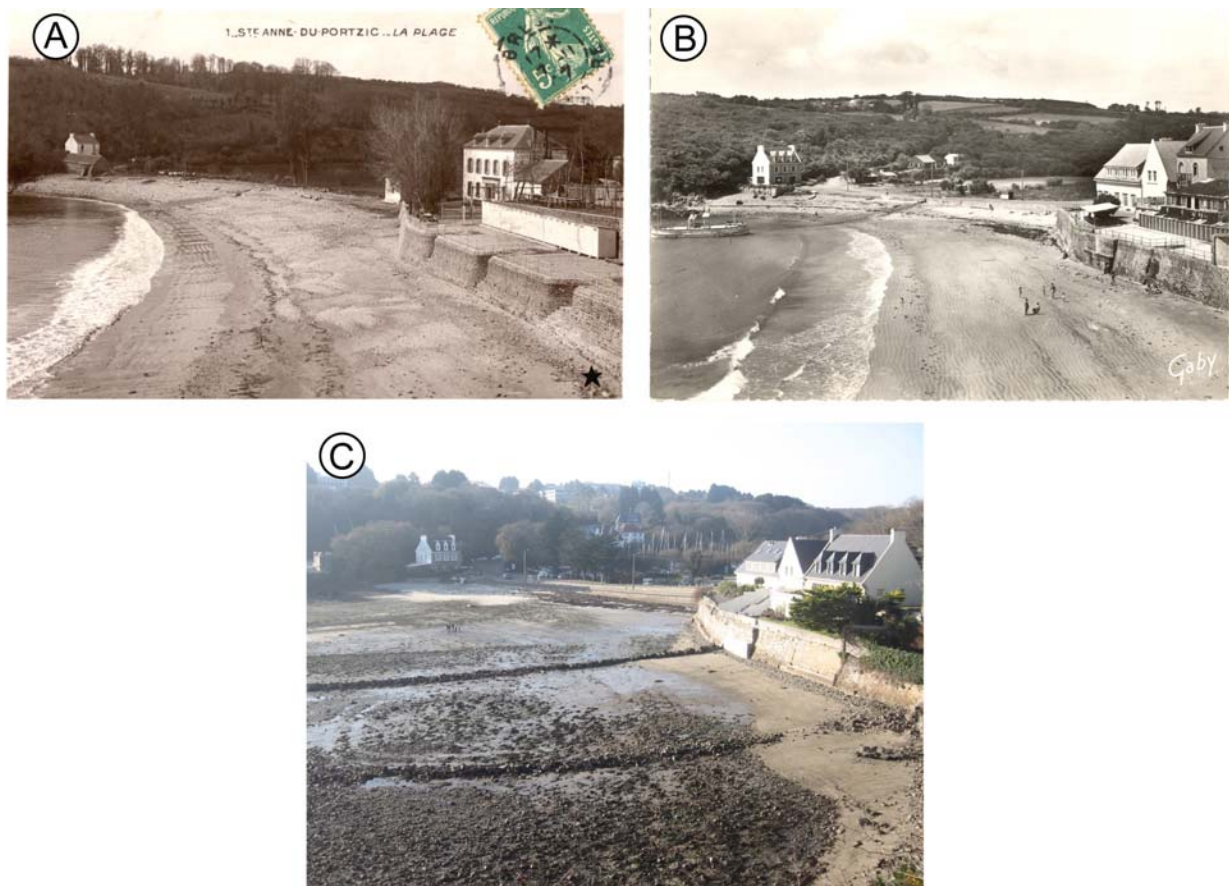


Figure 140. Images de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic vue vers l'ouest à différentes dates, illustrant l'importance des modifications qu'a connu le secteur au cours du temps et la disparition du sable. A : la plage vers 1910, on note la présence d'un cordon de galets fermant la plage à l'ouest sur laquelle débouchait un ruisseau drainant la vallée située en arrière. B : la plage à la fin des années 1950 où l'on peut voir l'édification d'un perré sur le cordon de galet. C : situation actuelle (2007), le perré a été dédoublé afin de le renforcer et l'exutoire du ruisseau a été busé jusqu'au niveau de la mi-marée.

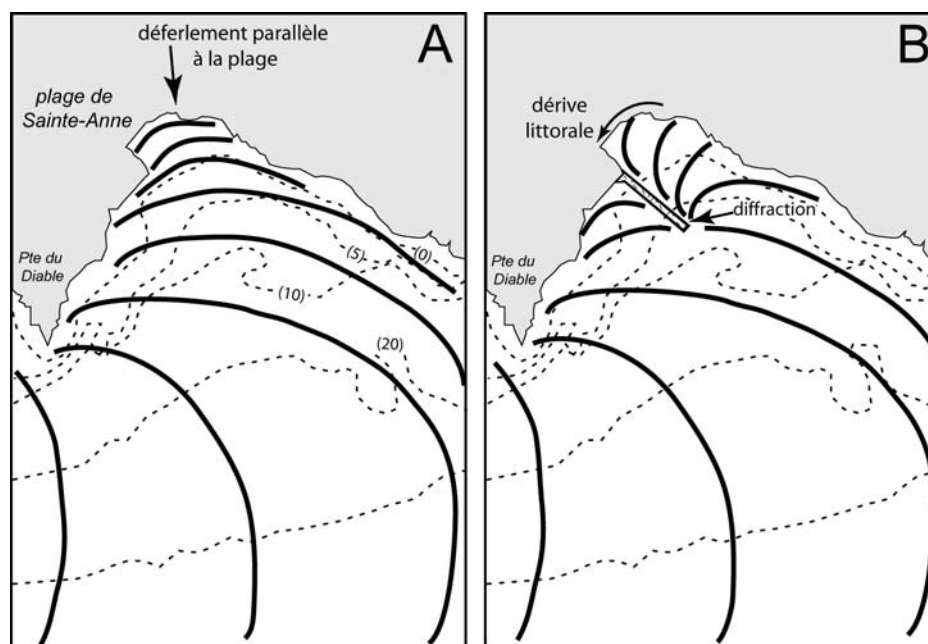


Figure 141. Plan de vagues dans l'anse de Sainte-Anne-du-Portzic réalisé par photo-interprétation. A : avant la construction de la jetée d'IFREMER. B : après sa construction (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)

Cette étude a également permis de montrer que la jetée d'IFREMER ne pouvait à elle seule expliquer la disparition des sables d'estran. Il fallait également faire intervenir le rôle de la réflexion des vagues sur le perré et les murs du haut de plage, auquel s'ajoutent les effets de chasse générés par les eaux fluviales au sortir de la buse. De surcroît, le débouché de la buse se situant dans le secteur où aboutit la dérive littorale, tout le sable transporté vers l'ouest est repris à cet endroit et exporté vers la zone sub-tidale (figure 142). Dans les années 1990, deux épis ont été mis en place à l'est de la plage dans le but de bloquer le transit littoral longitudinal en amont dérive (figure 140C et 143), mais les effets escomptés ont été vains du fait que l'essentiel du stock de sable avait déjà disparu de ce secteur.

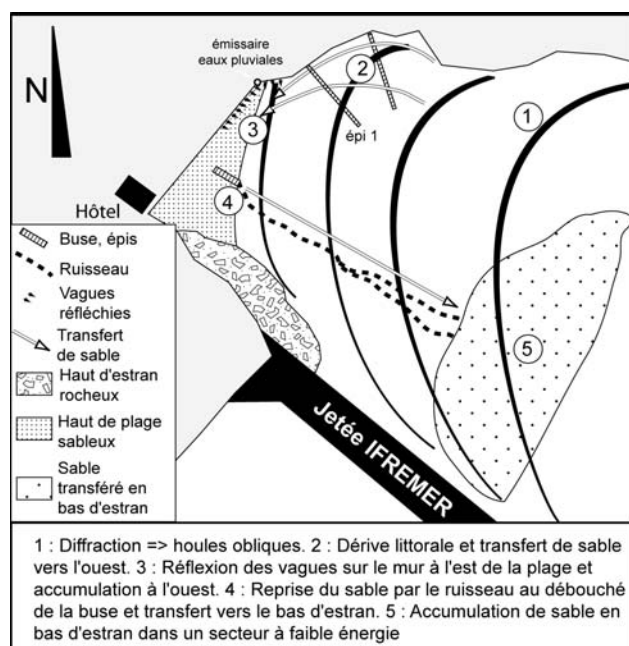


Figure 142. Dynamique hydrosédimentaire de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)

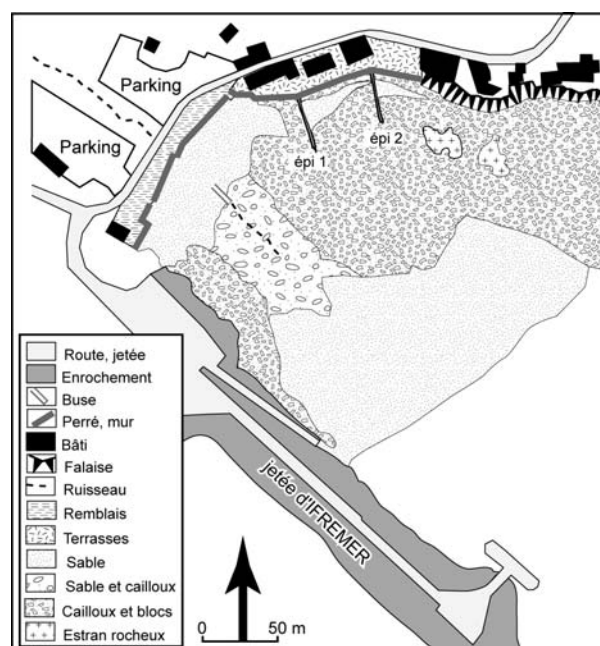


Figure 143. Sédimentologie et aménagement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (modifié d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)

4-2 Du travail de terrain à la proposition d'une solution de rechargement

4-2-1 Eléments d'observation morphologiques

Les données morphologiques acquises dans le cadre du suivi réalisé entre le mois d'avril 2007 et mars 2008 ont confirmé le fonctionnement hydrosédimentaire décrit précédemment. La plage, nettement décalée vers le sud-ouest de l'anse, fait face à l'est et aux houles diffractées (figure 144). Elle ne dépasse le niveau des pleines mers de vives-eaux qu'à l'ouest (profil 4), son altitude décroît ensuite régulièrement vers l'est, où elle se situe à environ 2 m sous le niveau des PMVE (profil 0). De même, la mesure du bilan sédimentaire entre les mois d'avril 2007 et mars 2008 a bien montré un déplacement du matériel sédimentaire d'est en ouest (figure 145).

Au regard de ces éléments, nous avons préconisé dans un premier temps de rallonger la buse afin d'éliminer les effets de chasse en haut d'estran. Cette première intervention a eu lieu au mois de septembre - octobre 2007, le débouché de la buse a été déplacé 35 m plus bas sur l'estran, bien au-delà de la rupture de pente qui marque la base du haut de plage (photo 28).

De cette manière, l'exutoire du ruisseau ne constitue plus un point de départ pour les sédiments au terme de la dérivation.

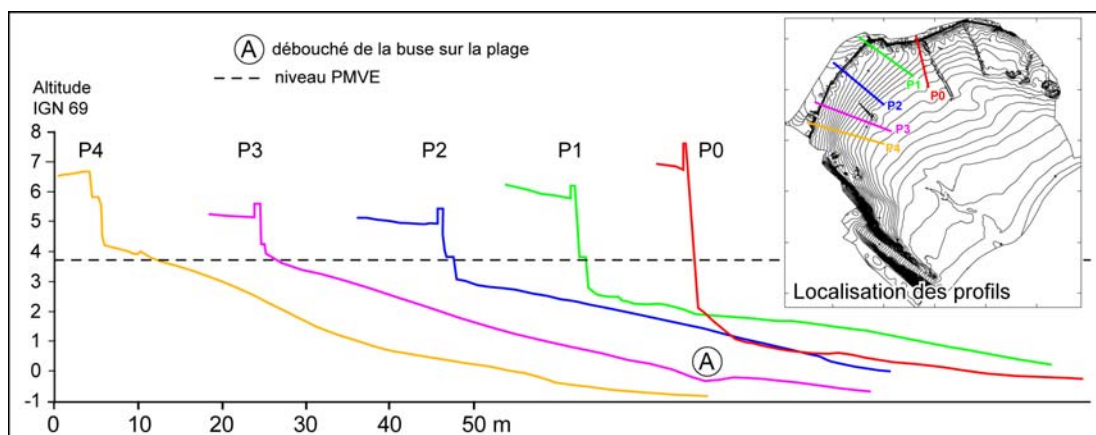


Figure 144. Morphologie de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)

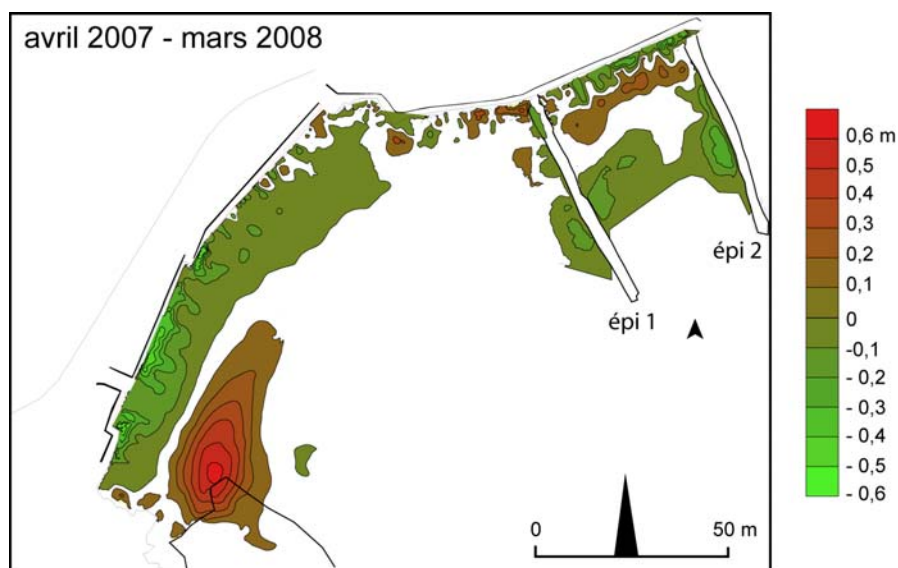


Figure 145. Evolution du bilan sédimentaire de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic entre les mois d'avril 2007 et 2008 (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)



Photo 28. Tavaux de rallongement de la buse d'évacuation des eaux fluviales sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (clichés S. Suanez, septembre 2007)

4-2-1 Eléments d'observation sédimentologiques

Un travail préalable au rechargement de la plage a été également mené, il a porté sur deux points : l'estimation du volume de sable à pourvoir et l'identification de la zone de prélèvement. Une simulation de la topographie post-rechargement a été réalisée en mettant la priorité sur l'exhaussement du haut de plage contre les perrés et murets de manière à diminuer les effets réfléchissants de la houle. Un volume équivalent à 1100 m³ a été jugé nécessaire afin de recharger les deux secteurs où la plage dépourvue de sable est la plus basse (figure 146).

Dans le même temps, la zone potentielle de prélèvement a été identifiée en bas d'estran, sous la cote -2,25 m (figure 147). Toute cette zone est constituée d'un banc de sable dont le volume mesuré jusqu'au niveau des plus basses mers de vive-eau a été estimé à 2200 m³. L'analyse sédimentologique de ce stock sableux a montré une forte similarité avec la taille des sables que l'on retrouve en haut de plage (figure 147), confirmant ainsi la possibilité de s'en servir pour le rechargement envisagé.

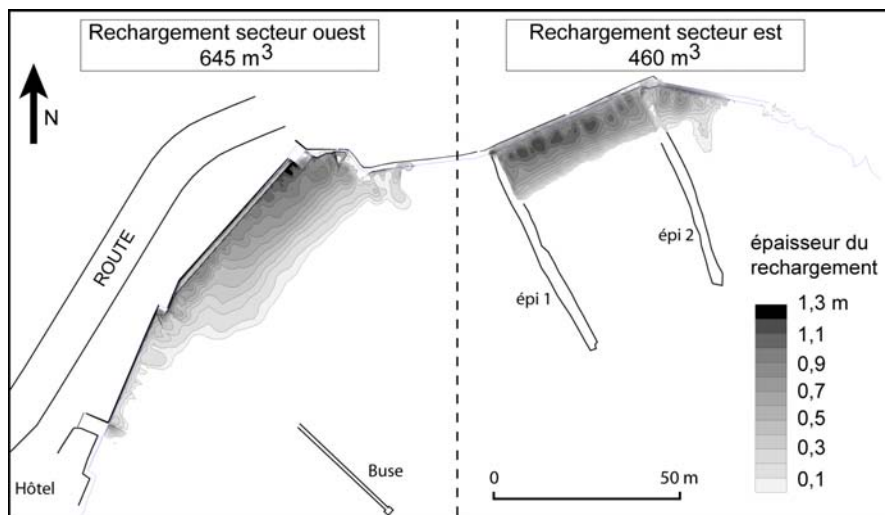


Figure 146. Estimation du volume nécessaire au rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)

4-3 Les suites données à ce travail d'expertise

Le travail d'expertise réalisé dans le cadre de cette étude a permis de donner une orientation résolument « environnementaliste » aux opérations de rechargement qui seront réalisées dans le courant de l'année 2010. À la solution généralement mise en oeuvre par les services de BMO, qui consiste à recharger à partir de sable prélevé sur des gisements sous-marins situés au large du Petit Minou (à la sortie du goulet de Brest), le choix de travailler sur la cellule de Sainte-Anne-du-Portzic en elle-même a été retenue. Ainsi, le volume de sable nécessaire au rechargement du haut de plage sera prélevé en bas d'estran. Cette solution aura le double avantage d'une part de ne pas affecter le bilan sédimentaire d'une cellule voisine, d'autre part, de permettre le « curetage » de cette zone qui sert également d'aire de mouillage pour la plaisance (photo 29).

De même, la compréhension des dynamiques morphosédimentaires largement commandées par les forçages anthropiques dès le début du 20^{ème} siècle, a permis de définir des mesures qui devraient permettre de ralentir fortement le désensablement du haut de l'estran. Le rechargement jusqu'à une altitude supérieure à celle des plus hautes mers limitera la réflexion des vagues sur le mur du haut de plage. Le rallongement de la buse canalisant le

débouché du ruisseau réduira l'exportation du sable vers le bas de la plage sans pour autant l'éliminer car l'action de la dérive littorale se poursuivra. Enfin, il a été aussi prévu d'imperméabiliser et de rehausser les deux épis situés à l'est de manière à améliorer le maintien des sédiments à l'intérieur des compartiments.

Les opérations de rechargement se feront au printemps lors des grandes marées du mois de mars 2010. Elles s'accompagneront d'un suivi morphosédimentaire qui permettra de mesurer précisément les changements intervenus et d'orienter les opérations de réajustement à venir.

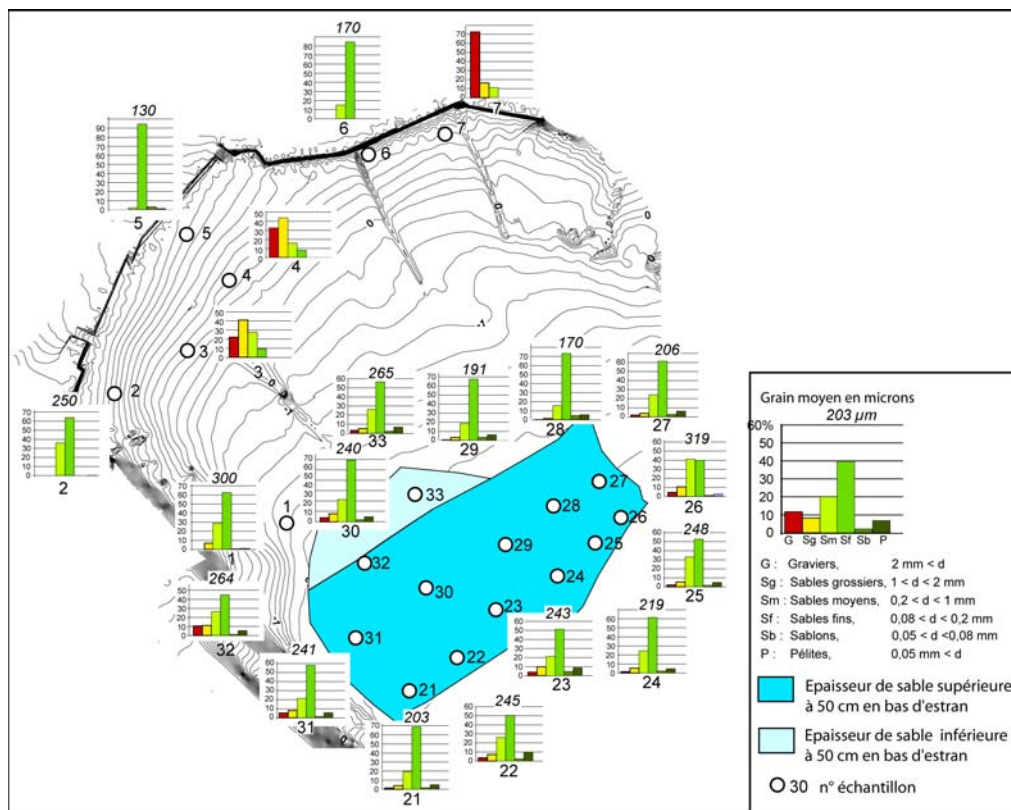


Figure 147. Analyse sédimentologique du stock de sable devant servir au rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (d'après B. Fichaut et S. Suanez, 2008b)

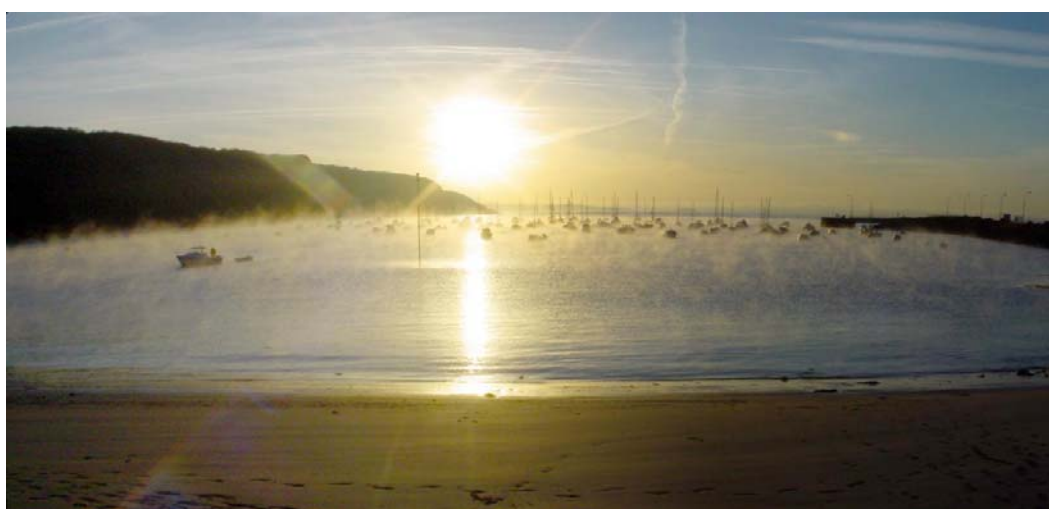


Photo 29. Aire de mouillage de l'anse de Sainte-Anne-du-Portzic (on aperçoit sur la droite de la photo la digue d'Ifremer)

Conclusion générale et perspectives

Ce travail de synthèse a été l'occasion de dégager quelques éléments de réponse à la problématique du bilan sédimentaire littoral. Cela étant, des interrogations demeurent. Elles nous obligent à nuancer certains résultats et représentent de futurs terrains scientifiques à défricher.

Vers une diminution et/ou un tarissement de l'alimentation littorale

La majeure partie des cordons littoraux étudiés montre un fonctionnement complexe commandé par des processus de réajustement morphologique dont la cause est avant tout liée à un défaut d'alimentation. Pour autant, il est très difficile de dire si le bilan sédimentaire de ces systèmes littoraux est globalement déficitaire, car dans la plupart des cas l'approche quantitative utilisée reste insuffisante. En effet, les observations ne reposent le plus souvent que sur l'étude de la cinématique du trait de côte qui n'offre qu'une vision partielle en deux dimensions du bilan sédimentaire, et lorsque la troisième dimension est prise en compte, elle n'atteint jamais la profondeur de fermeture du profil d'un point de vue de la sédimentation⁴⁰. La difficulté consiste alors à interpréter les dynamiques observées en gardant à l'esprit qu'une *cellule hydrosédimentaire*, telle que définie par F.W. Stapor (1971, 1973) ou J.L. Davies (1974), est toujours constituée d'une zone de départ, de transit et d'accumulation, et que ce fonctionnement intéresse aussi bien le profil longitudinal que transversal du cordon littoral (de Vriend, 1991 ; de Vriend *et al.*, 1993). Si cette approche systémique est généralement prise en compte dans les études scientifiques, elle est par contre difficilement perçue par les gestionnaires qui généralement ne considèrent le linéaire côtier qu'au travers d'un découpage administratif bien trop rigide au regard de ces limites spatiales fluctuantes. Ainsi, comme nous l'avons souligné dans le cadre du delta du Rhône, malgré la baisse des apports fluviaux, une quantité non négligeable de sédiments arrive encore à la mer, et pourtant les rivages de Faraman et de la Petite Camargue s'érodent inexorablement depuis des décennies. De même, l'équilibre du bilan sédimentaire des cordons de galets des îlots de l'archipel de Molène montre bien que le manque d'alimentation n'affecte pas pour autant le budget global, car les phénomènes de cannibalisation compensent l'érosion. Le cas de la baie de Saint-Michel-en-Grève est encore plus paradoxal car l'engraissement du haut de plage depuis plus de 100 ans ne peut à lui seul indiquer que le bilan sédimentaire à l'échelle de la baie tout entière est excédentaire.

Doit-on pour autant minimiser les effets à plus ou moins long terme de la baisse et/ou du tarissement de l'alimentation des cordons littoraux, qui plus est, dans le contexte actuel d'élévation croissante du niveau relatif de la mer ? La réponse n'est pas aisée car comme l'a montré M.-H. Ruz (2005), l'influence de la zonalité sur les dynamiques morphosédimentaires des littoraux meubles est à l'origine de situations tellement différentes qu'il est impossible de faire des généralités. De même, si l'on s'en tient, comme dans le cadre de ce travail, à un même domaine morpho-climatique, la complexité des processus où se combine l'action des forçages naturels et anthropiques brouille encore la grille de lecture. Ainsi, pour le delta du

⁴⁰ L'approche méthodologique visant à définir les profondeurs de fermeture dans le delta du Rhône ne reposait que sur les dynamiques morphosédimentaires liées à la houle agissant sur le prisme sableux. Les processus de sédimentation du domaine argilo-limoneux profond n'ont pas été pris en compte.

Rhône la baisse des apports fluviaux et leur redistribution inégale au littoral, en grande partie liées à l'action anthropique, pourraient être corrigées par une gestion volontariste visant à redonner un fonctionnement « naturel » à l'ensemble de ce géosystème. Il est toutefois peu probable qu'une telle politique gestionnaire soit mise en place, il faudra alors défendre le rivage avec plus d'acharnement ou se replier, option vers laquelle on s'achemine. Pour le littoral breton, où les apports grossiers charriés par les cours d'eau arrivant à la mer sont insignifiants, le déficit d'alimentation des plages sableuses et des cordons de galets relève bien plus de facteurs naturels qu'il est impossible de corriger. Il faut d'une part faire intervenir l'incapacité des dynamiques hydrologiques, notamment l'action tractrice de la houle à remonter du matériel grossier vers le rivage dans le contexte actuel de faible vitesse d'élévation du niveau marin (équilibre morphodynamique entre l'hydrodynamisme et la morphologie de l'avant côte). Il faut d'autre part, tenir compte du tarissement des stocks disponibles accumulés sur la plateforme continentale, notamment au cours du Würm, car le niveau marin actuel a pratiquement⁴¹ atteint celui de l'Éémien. L'alimentation spasmodique en matériaux vifs ne se fait plus que lors d'épisodes particulièrement morphogènes capables d'éroder à des niveaux très hauts les dépôts périglaciaires de versant. Dans ce contexte, les effets conjugués de la crise sédimentaire et de l'élévation du niveau marin peuvent en effet représenter un risque avec lequel les sociétés littorales devront composer à plus ou moins long terme.

L'évolution du bilan sédimentaire ou l'enregistrement d'un signal des variations des conditions météomarines

La similitude des réponses morphosédimentaires des cordons littoraux étudiés aux conditions météomarines a permis de mettre en évidence différentes phases morphodynamiques depuis ces dix dernières années. L'étude effectuée sur une période plus longue en baie de Saint-Michel-en-Grève nous autorise à pousser l'analyse jusqu'au début des années 1990. L'ensemble de cette période est en effet marquée par une succession de phases érosives commandées par une augmentation de la fréquence d'épisodes morphogènes associés à un bilan sédimentaire négatif, et de phases d'engraissement (ou de stabilité) se traduisant par une régénération des cordons littoraux dans un contexte morphogène beaucoup plus calme (figure 148).

Ainsi, entre l'hiver 2002-2003 et l'hiver 2006-2007 une tendance à l'engraissement des cordons littoraux sableux a été observée, dans le même temps, une absence de phénomènes d'écrêtement ou de *rollover* des flèches de galets a été notée. Globalement, il est possible de dire que durant cette période la frange littorale a été peu agressée. Inversement, durant les hivers 2006-2007 et 2007-2008 la tendance a été à l'érosion. Les cordons littoraux ont enregistré un déficit sédimentaire plus ou moins important, lorsque la tendance à long terme était à l'érosion, cette dernière a été beaucoup plus forte durant cette période. Cette évolution tient à l'augmentation de la fréquence des épisodes morphogènes hivernaux, mais surtout printaniers, ayant généré des très hauts niveaux d'eau à la côte (cf. la tempête du 10 mars 2008). Enfin, l'hiver 2008-2009 marqué par une absence de tempêtes virulentes combinées à des pleines mers de vives-eaux, a été favorable à la régénération des cordons littoraux. Les hautes pressions anticycloniques qui ont stagné sur l'ouest de la France entre les mois de décembre et de mars expliquent cette clémence des conditions météomarines.

⁴¹ Nous utilisons volontairement le terme de « pratiquement » car il existe de nombreuses plages éémienne perchées « ou soulevées » qui témoignent d'un niveau marin plus haut qu'à l'Holocène, ou à un soulèvement du massif armoricain.

Ces différentes phases ont également été observées dans le cadre du suivi morphosédimentaire des estrans sableux que le laboratoire Géomer réalise au sein l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) de l'IUEM. Elles ont aussi été indentifiées par P. Stéphan (2008) à partir du suivi à haute fréquence de quelques flèches de galets de la rade qu'il a réalisé entre 2004 et 2008.

L'analyse des données remontant au-delà de l'année 2002 montre que la première phase d'engraissement (2002-2003 – 2006-2007) se distingue de la précédente, notamment entre 1999 et 2002, où la tendance a été à l'érosion (figure 148). Ces observations, reposant principalement sur le suivi du trait de côte en baie de Saint-Michel-en-Grève, ont indiqué que cette période avait été marquée par une augmentation de la fréquence d'épisodes morphogènes (à l'exemple des tempêtes de décembre 1999 et 2000, ou de novembre 2001). Bien plus encore, ce suivi a permis de voir que ces conditions météomarines tempétueuses caractérisaient la majeure partie de la décennie allant de l'hiver 1989-90 à l'hiver 2002-2003, les tempêtes de l'hiver 1989-90 ayant été les plus dévastatrices. B. Hallégouët et A. Hénaff (2006) ont montré que l'ensemble des littoraux meubles de la Cornouaille occidentale (de la pointe du Raz à celle de Combrit) avait enregistré la même évolution. L'analyse morphodynamique qu'ils ont effectuée sur les dernières décennies a indiqué que la période 1990-2000 était marquée par un nombre important de tempêtes hivernales violentes se succédant sur des intervalles de temps courts (hivers 1994-95, 1995-96, 1997-98 et 1999-2000) ; le point d'orgue ayant été atteint avec des tempêtes de l'hiver 1989-90. Les auteurs ont indiqué que « *ces tempêtes n'avaient pas toutes eu des effets dommageables sur ces rivages mais les périodes d'accalmie intermédiaires n'avaient toutefois pas été suffisamment longues pour permettre aux littoraux fragilisés de se renforcer et de se réparer naturellement [...]* », et de conclure sur le fait que « *l'érosion des littoraux d'accumulation de l'Ouest-Cornouaille s'était poursuivie durant cette décennie* ». Les auteurs ont souligné qu'à l'inverse, durant la période 2000-2006 les événements tempétueux majeurs avaient été bien moins fréquents. De même, l'analyse des conditions hydrodynamiques enregistrées au large de Ouessant pour les années antérieures à l'hiver 1989-90 a montré que la décennie 1979-1989 avait été là encore caractérisée une fréquence importante d'épisodes morphogènes (figure 96). Ces conditions ont aussi été observées dans le sud Finistère par B. Hallégouët et A. Hénaff (2006) qui soulignent « *que les tempêtes dévastatrices de l'hiver 1989-90 succédaient à des décennies marquées par des hivers tempétueux et ponctuellement par de violentes tempêtes (1966, 1974, 1978, 1984, 1987 notamment)* ». Aucun suivi morphosédimentaire suffisamment fin n'a pu signer l'impact de ces épisodes, toutefois nous faisons l'hypothèse que durant cette période, l'érosion des formes d'accumulation a prévalu.

Il convient maintenant de tenter d'expliquer l'origine de ces variations météomarines, et à travers elles, les différentes phases morphogéniques que nous venons d'identifier. Il semblerait qu'elles soient rattachées à l'alternance des stades positifs et négatifs de l'Oscillation Nord Atlantique (figure 149).

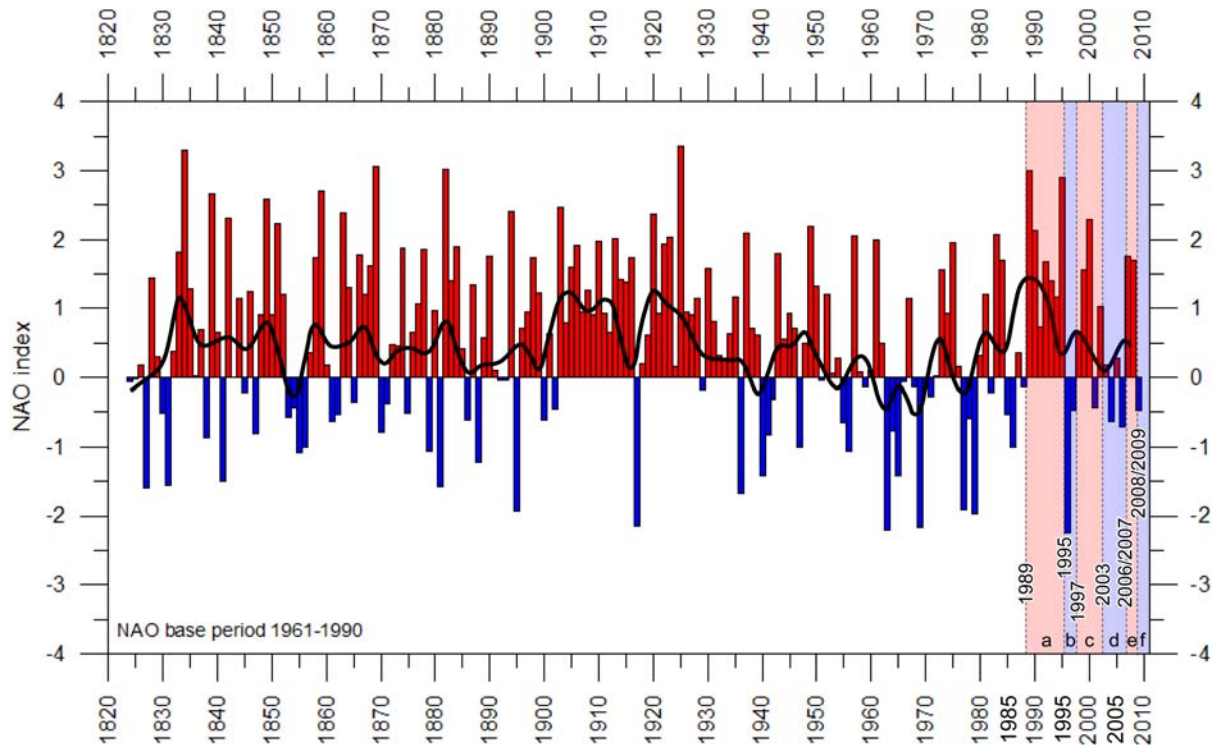


Figure 149. Indice d'Oscillation Nord Atlantique (ONA) pour la période 1825-2009 (source : <http://www.climate4you.com/>)

Comme le montre la figure 149, lorsque l'on se rapporte à la période qui nous concerne (1989-2009), on observe six phases alternant un indice ONA positif et négatif que l'on peut rattacher à « nos » périodes morphogènes (ONA+), et « nos » périodes d'accalmie (ONA-). Ainsi, les phases « a » (1989-1995), « c » (1997-2003), et « e » (2006-2008) seraient marquées par une augmentation de la fréquence des tempêtes particulièrement dommageables pour les cordons littoraux. L'indice fortement positif autour de l'année 1990 concorderait bien avec la virulence des tempêtes de l'hiver 1989-1990. Inversement, les phases « b » (1995-1997), « d » (2003-2006) et « f » (2008-2009) durant lesquelles l'indice ONA est plutôt négatif, correspondraient très bien avec l'observation des conditions morphogènes beaucoup plus calmes associées à une régénération et/ou une stabilité du bilan sédimentaire des formes d'accumulation.

Le rôle de l'oscillation nord atlantique dans le changement des conditions anémométriques a été souligné par P. Pirazzoli *et al.*, (2004). À partir de l'étude des données de vent enregistrées à Ouessant, les auteurs ont montré qu'entre 1975 et 1997, la fréquence des vents d'est et dans une moindre mesure d'ouest avait augmenté, alors que celle des vents de nord et de sud avait significativement baissé. Les auteurs ont interprété ces changements survenus autour du milieu des années 1970 comme le résultat du passage d'un indice négatif à positif, ce que montre en effet la figure 149. Dans le même temps, les auteurs expliquent que le renforcement des vents d'est serait associé à des conditions atmosphériques de plus en plus fréquentes durant lesquelles des hautes pressions bloquées sur la Mer du Nord et l'Europe centrale génèrent des hivers froids et peu tempétueux sur la pointe bretonne. Cette dernière analyse apparaît contradictoire avec le fait qu'un indice ONA positif est plutôt associé à des hivers humides et plus tempétueux. La question du lien entre l'oscillation nord atlantique et la fréquence des épisodes morphogènes érosifs ou constructifs reste toutefois complexe et sujette à critique. A. Hénaff dans le cadre du projet DISCOBOLE a montré que l'orientation des houles associées aux vents dominants avait plusieurs fois changé de direction

au cours des dernières décennies (Hénaff, 2008). Ces changements ont été décrits par l'alternance de phases durant lesquelles la composante zonale ou méridienne de ces directions s'est renforcée en fonction très probablement de la position des centres d'action (anticyclone des Açores et dépression d'Islande). Pour autant, l'auteur ne montre aucune relation de cause à effet entre ces phases (qu'elles soient de composante zonale ou méridienne) et la fréquence des tempêtes. La seule réponse à ces changements réside dans le fait que la morphologie de certaines formes littorales, et notamment les formes fuyantes (queue de comète, tombolo, flèche, etc.), s'est adaptée à ces nouvelles conditions hydrodynamiques. De même, l'étude des conditions météo-atmosphériques à l'origine des surcotes enregistrées à Brest entre 1950 et 1992 a montré que l'oscillation nord atlantique intervenait pour une très faible part dans les processus observés (Betts *et al.*, 2004). Les auteurs ont expliqué cette absence de relation par le fait que le calcul de l'ONA, effectué sur les mois de janvier, février et mars, lissait la forte variabilité des paramètres dynamiques agissant sur la déformation du plan d'eau à l'échelle de l'épisode. Ainsi, l'action particulièrement morphogène d'un épisode tempétueux durant quelques heures peut ne pas transparaître à la lecture d'un indice moyenné sur les trois mois d'hiver.

Enfin, il convient de signaler que les conditions de marée jouent également un rôle important dans caractère le morphogénique d'un événement. Les années 2002, 2006 et 2007 ont été marquées par un nombre important de marées de vives-eaux d'un coefficient supérieur à 100 (tableau 20).

2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
59	51	27	45	55	54	36	42

Tableau 20. Nombre de pleines mers de vive-eau d'un coefficient ≥ 100

Cet élément joue un rôle important dans la hauteur des niveaux d'eau extrêmes à la côte car pour des coefficients de 90, 100 et 110, les hauteurs des pleines mers varient respectivement de 6,80 m, 7,10 m et 7,50 m⁴². Ainsi, la forte occurrence de grandes marées augmente la probabilité d'apparition conjointe d'une pleine mer de vive-eau et d'une tempête. Comme nous l'avons rappelé, l'épisode tempétueux du 10 mars 2008, survenu lors d'une marée de 106, illustre parfaitement ce phénomène. Il est donc important de souligner que si les conditions météomarines à l'origine des tempêtes déterminent à elles seules l'importance d'un événement morphogène en domaine micro à mésotidal, sur les côtes macro et mégatidales les conditions de marée doivent également être prises en compte. Comme le montre l'année 2003, malgré la forte occurrence des pleines mers de vives-eaux supérieures à 100 (tableau 20), les épisodes morphogènes ont été très rares car il n'y a pas eu de conjonction avec une tempête virulente, notamment durant l'hiver, ce qui s'est traduit par une faible dégradation des cordons littoraux. Inversement, durant l'année 2008 l'érosion importante qui a affecté l'ensemble des sites étudiés ne repose principalement que sur un événement combinant une « forte » tempête et une grande marée, dont la probabilité en terme d'occurrence est, comme le rappelait P. Pirazzoli (2000), fort heureusement rare.

Vers une meilleure gestion de l'érosion littorale

Par ce travail, nous avons également démontré l'intérêt d'une recherche « contractuelle » dans le domaine de l'application. Les expertises scientifiques réalisées à la demande des collectivités ont permis d'orienter les politiques de gestion, notamment pour ce qui concerne la lutte contre l'érosion marine. Que ce soit pour les plages du Vougot et de

⁴² Cet exemple repose sur des valeurs qui proviennent du marégraphe du Conquet (source : SHOM).

Sainte-Anne-du-Porzic, ou de la baie de Saint-Michel-en-Grève, la réalisation d'un diagnostic scientifique s'appuyant sur des mesures de terrain a contribué à apporter des éléments scientifiques objectifs qui ont été par la suite présentés et débattus en réunion publique. Cette démarche participative, associant les élus, les services de l'État, les acteurs locaux, les riverains et les scientifiques a permis de définir entre autre, les interventions les plus appropriées en matière d'ingénierie. Elle a aussi conduit à réorienter les choix techniques qui avaient été faits, et à éviter de ce fait des dépenses inutiles pour la collectivité. La réaction des élus et des services départementaux après la tempête du 10 mars 2008 a été dans un premier temps de renforcer (et/ou mettre en place lorsque ce n'était pas le cas), les ouvrages de défense côtière. Toutefois, les suivis topo-morphologiques à haute fréquence que nous avons réalisés sur l'ensemble des sites ont permis d'indiquer que cet épisode revêtait un caractère exceptionnel d'une probabilité d'occurrence très faible. Or, comme l'ont montré plusieurs auteurs, ces événements extrêmes sont rarement représentatifs d'une évolution tendancielle, il est alors très difficile d'établir des politiques prospectives qui en tiennent compte (Fenster *et al.*, 1993 ; Crowell *et al.*, 1997 ; Douglas *et al.*, 1998 ; Zuzek *et al.*, 2003). De plus, la résilience des cordons littoraux est aussi un élément déterminant avec lequel il faut composer. Les phénomènes de régénération qui ont été observés durant l'année 2008-09 ont dans certains cas « gommé » les effets de la tempête du 10 mars sans qu'aucune intervention humaine n'ait été nécessaire. Ces éléments soulignent l'utilité de l'expertise et du suivi scientifique dans la mise en place de politiques de défense du littoral raisonnées (Leatherman, 2003 ; Meur-Férec *et al.*, 2008) ; cette démarche sert aussi à anticiper de la manière la plus cohérente les réponses gestionnaires face aux risques côtiers (Miossec, 1998b ; Ruggiero *et al.*, 2000 ; Rieb et Walker, 2001 ; Hamm *et al.*, 2002 ; Roberts *et al.*, 2002).

Perspectives de recherche

La synthèse réalisée dans le cadre de ce mémoire d'habilitation suggère des perspectives de recherche, notamment sur le littoral breton. La question du bilan sédimentaire, qui pour l'instant n'a été abordée qu'à partir de quelques cordons littoraux, ne permet pas de dessiner une image globale à l'échelle régionale. De même, nous n'avons pour l'instant qu'une vision partielle de ce bilan car l'évolution des fonds marins n'a pas été prise en compte. À ce titre, j'ai pour projet de déposer pour l'année 2010 un sujet de thèse portant sur cette problématique. Il s'agira de reprendre cette question à l'échelle des 50 dernières années en travaillant sur l'ensemble des formes d'accumulation situées entre la baie du Mont Saint-Michel et l'estuaire de la Loire. De même, ce travail aura pour objectif de réaliser une analyse diachronique de l'évolution des fonds marins à partir des données bathymétriques anciennes et récentes du SHOM. À ce titre, une demande de financement INSU a été déposée dans le cadre d'un projet intitulé *BathyDiff3D* porté par le laboratoire « Domaine Océanique - UMR 6538 CNRS », ayant pour objectif le suivi et la quantification du bilan sédimentaire des fonds marins à partir de mesures au *Sondeur Multi-Faisceaux*. Il conviendra également de pousser l'analyse des relations entre « dynamiques atmosphériques et tempêtes ». Le travail s'attachera enfin à quantifier la probabilité d'occurrence des événements morphogènes « majeurs » ayant combiné une « grande » marée et une « forte » houle de tempête.

L'étude des processus hydrodynamiques intervenant dans l'arrachement, le transport et le dépôt des blocs cyclopéens de l'île de Banneg, et dans le déplacement des cordons de galets des îlots de Trielen et de Lez ar Chriztienn, a apporté des résultats limités par le fait que la méthode mise en œuvre reposait principalement sur une approche théorique. Pour pallier ces insuffisances, nous avons réalisé en collaboration avec le SHOM une campagne de mesure

des conditions hydrodynamiques aux abords de ces sites entre les mois d'octobre 2008 et de juin 2009 (figure 150). Ce travail a reposé sur l'utilisation de capteurs de pression permettant d'enregistrer les caractéristiques de houle et la hauteur du plan d'eau (*setup*), et de courantomètres afin de mesurer les vitesses d'écoulement, notamment dans la passe de la Chimère (photo 30). Le traitement de ces données sera réalisé dans l'année qui vient, et sera confronté à l'approche théorique utilisée dans les précédentes études (Fichaut et Suanez, 2008a ; Suanez *et al.*, 2009).

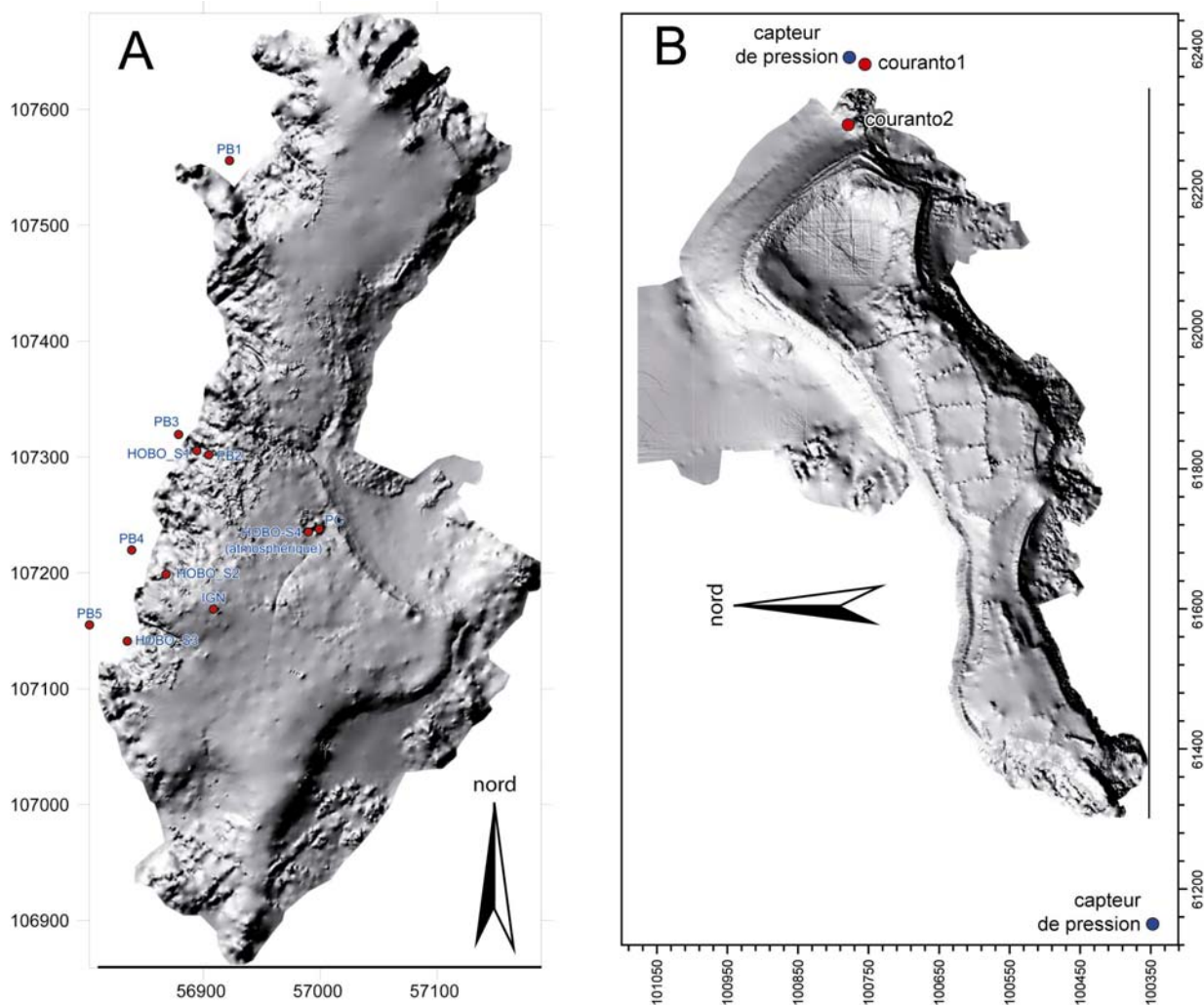


Figure 150. Localisation des capteurs de pressions et des courantomètres ayant servi à la mesure des conditions hydrodynamiques au large de l'île de Banneg (A) et de Trielen (B)

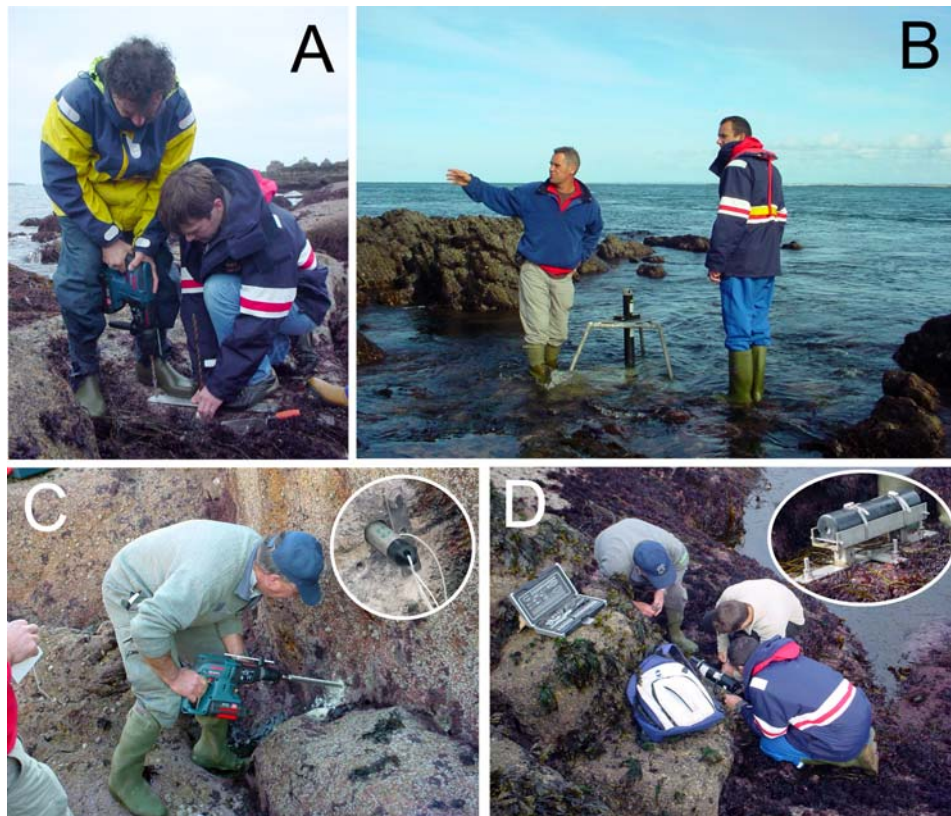


Photo 30. Campagne d'installation des capteurs de pression et des courantomètres. A : mise en place des supports en inox. B : courantomètre acoustique - ADV Nortek. C : capteur de pression de hauteur d'eau - HOBO data logger Water Level U20. D : capteur de pression de houle et de marée - Wave Gauge OS I-010-003B (Ocean Sensor Systems).

Enfin, nous avons également pour objectif d'archiver l'ensemble des données topomorphologiques acquis dans le cadre des suivis qui ont été présentés. Ce projet, commencé au mois de janvier 2009, est toujours en cours de réalisation. Il concerne l'élaboration d'une base de données interactive, directement accessible sur internet, et mettant à la disposition des usagers (gestionnaires, scientifiques, politiques, etc.) les données topomorphologiques brutes et des informations sur l'évolution du bilan sédimentaire obtenues grâce à du posttraitement de première catégorie. Ce projet de base de données appelée MADDOG (*Mise À Disposition de Données d'Observations Géomorphologiques – Littoral*) s'inscrit dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) de l'IUEM labellisé OSU et financé par l'INSU. Il réunit le laboratoire Géomer pour tout ce qui concerne l'acquisition, la mise en forme des métadonnées, et l'archivage de l'information, et le département d'informatique de l'UBO pour les aspects relevant de la programmation et des calculs.

Bibliographie

- Aagard T., Davidson-Arnott R., Greenwood B., Nielsen J. (2004) – Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution, *Geomorphology*, vol. 60, n° 1-2, p. 205-224.
- Aernouts D., Héquette A. (2006) – L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 1, p. 49-64.
- Aloisi J.C. (1973) – Les facteurs de la sédimentation récente sur le plateau continental languedocien, *C.R. Acad. Sci. Paris*, tome 277, série D, n° 2, p. 145-148.
- Aloisi J.C., Duboul-Ravazet C.A. (1974) – Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en méditerranée: les deltas du Rhône et de l'Ebre, *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, vol. 8, n° 1, p. 227-240.
- Aloisi J.C., Monaco A., Thommeret J., Thommeret Y. (1975) – Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent, *Revue de Géographie physique et Géologique Dynamique*, 2, vol. XVII, fasc. 1, p. 13-22.
- Aloisi J.C., Cauwet G., Gadel F., Got H., Monaco A., Vile F., Causse C., Pagnon M. (1976) – Contribution à l'étude de la sédimentation récente et de la pollution sur le plateau continental du golfe du Lion entre Fos-sur-Mer et Sète, *Bulletin du B.R.G.M. (2^{ème} Série)*, vol. IV, n° 2, p. 69-83.
- Aloisi J.C., Auffret G.A., Auffret J.P., Barusseau J.P., Hommeril P., Larsonneur C., Monaco A. (1977) – Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français, *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. XIX, fasc. 2, n° 7, p. 183-195.
- Andrews E.D. (1986) – Downstream effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River, Colorado and Utah, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 97, n° 8, p. 1012-1023.
- Anthony E.J. (2000) – Marine sand supply and Holocene coastal sedimentation in northern France between the Seine estuary and Belgium, *In* Pye K., Allen J.R.L. (Eds), *Coastal and estuarine environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*, Special Publication of the Geological Society of London, n° 175, p. 87-97.
- Anthony E.J., Dolique F. (2001) – Natural and human influences on the contemporary evolution of gravel shoreline between the Seine estuary and Belgium, *In* Packham J.R., Randall R.E., Barnes R.S.K., Neal A. (Eds), *The ecology and geomorphology of coastal shingle*, Westbury Academic and Scientific Publishers, p. 132-148.
- Anthony E.J. (2002) – Long-term marine bedload segregation and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel, *Marine Geology*, vol. 187, n° 3-4, p. 221-234.
- Anthony E. J., Vanhee S., Ruz M.-H. (2006) – Short-term beach-dune sand budgets on the north sea coast of France: Sand supply from shoreface to dunes, and the role of wind and fetch, *Geomorphology*, vol. 81, n° 3-4, p. 316-329.
- Antonelli C. (2002) – *Flux sédimentaires et morphogenèse récente dans le chenal du Rhône aval*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 274 p.
- Antonelli C., Provansal M., Vella C. (2004) – Recent morphological changes of a channel in a deltaic environment. The case of the Rhône River, France, *Geomorphology*, vol. 57, n° 3-4, p. 385-402.
- Arnaud-Fassetta G., Provansal M. (1993) – *Etude géomorphologique du delta du Rhône : évolution holocène des milieux de sédimentation fluviales. Construction deltaïque, processus morphosédimentaires, méthode d'étude*, Mémoire de DEA, Université d'Aix-Marseille I, 157 p.
- Arnaud-Fassetta G., Provansal M. (1993) – Etude géomorphologique du delta du Rhône : l'évolution des milieux de sédimentation fluviale au cours de l'Holocène récent, *Méditerranée*, tome 78, n° 3-4, p. 31-42.
- Arnaud-Fassetta, G. (1997) – Evolution du plancher alluvial du Petit Rhône à l'échelle pluriannuelle (delta du Rhône, France du sud), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 3, p. 237-256.
- Arnaud-Fassetta G. (1998) – *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 329 p.
- Arnaud-Fassetta, G. (2003) – River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management, *Catena*, vol. 51, n° 2, p. 141-172.

- Artière O., Bougis J., Dunand M., Durant F., Vassal. (2005) – *Protection côtière par tubes filtre conteneurs – Cas de la plage de l' « Amélie »*. Actes du colloque des VIIIème Journée Nationales Génie Civil - Génie Côtier, Compiègne 7-9 septembre 2004, D. Levacher, P. Sergent, A. Ouahsine et le Centre Français du Littoral (Eds), tome 2, p.769-775.
- Aubrey D.G. (1979) - Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement, *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, n°C10, p. 6347-6354.
- Augris C., Clabaut P., Costa S., Gourmelon F., Latteux B. (2004) – *Evolution morphosédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime*, Ifremer, Conseil général de la Seine-Maritime, EDF, édit. Ifremer (Plouzané), Bilans & Perspectives, 159 p.
- Bawedin V., Hoeblich J.-M. (2006) – Les Bas-Champs de Cayeux (Somme, France) : vers une gestion intégrée ? Enjeux et perspectives de l'ouverture à la mer d'un espace jusque là protégé, *Vertigo*, vol. 17, n° 3, p. 1-11.
- Ballais J.-L., Jorda M., Provansal M., Covo J. (1993) – Morphogenèse holocène sur le périmètre des Alpilles, *In* Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles, Université de Provence, p. 515-547.
- Battiau-Queney Y. (2004) – Haut de plage et front dunaire : enregistrement morphologique de la dynamique éolienne et marine dans un système macrotidal, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 3, p. 393-404.
- Battjes, J.A. (1974) – *Surf similarity*, Proceeding of the 14th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, p. 466-479.
- Bellomo D., Pajak M.J., Sparks J. (1999) – Coastal flood hazards and the National Flood Insurance Program. *Journal of Coastal Research*, Special Issue n° 28, p. 21-26.
- Benavente J., Del Río L., Gracia F.J., Martínez-del-Pozo J.A. (2006) – Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain), *Continental Shelf Research*, vol. 26, n° 9, p. 1061–1076.
- Benoît M., Lafon F., Goasguen G. (2007) – *Construction et exploitation d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises par simulation numérique sur 23 ans*, Actes du colloque des IXème Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier – Brest 12-14 septembre 2006, J. L'Her, D. Levacher et le Centre Français du Littoral (Eds), Tome 1, p 21-30.
- Bertrand J.P., Guy M., L'Homer A. (1974) – Complexité de la sédimentation récente et actuelle du delta du Rhône et de la côte méditerranéenne française (projet Golion), *Europ. Earth. Res. Satellite. Congr. Frascati*, p. 121-133.
- Bertrand J.P., L'Homer A. (1975) – *Les deltas méditerranéens du nord : le delta du Rhône*, IXème Congrès International de Sédimentologie, Nice, guide d'excursion, 65 p., non publié.
- Betts N.L., Orford J.D., White D., Graham C.J. (2004) – Storminess and surges in the south-western approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms, *Marine Geology*, vol. 210, n° 1-4, p. 227-246.
- Bird E.C.F. (1978) – The nature and source of beach materials on the Australian coast, *In* Davis J.L., Williams M.A.J. (Eds), *Landform Evolution in Australasia*, Canberra, p. 144-157.
- Bird E.C.F. (1985) – *Coastline changes, a global review*, John Wiley & Sons, Chichester, 219 p.
- Bird E.C.F. (2000) – The impact of mining waste on the rivers draining into Georges Bay, Northeast Tasmania, *In*: Brizga S., Finlayson B.L. (Eds), *River management: the Australian experience*, John Wiley & Sons, Chichester, p. 151-172.
- Blanc J.-J. (1977) – *Recherches de sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi*, CNEXO, Contrat 75/1193, 69 p.
- Blanc J.J. (1979) – *Protection des littoraux sableux. Méthodes d'études. L'exemple de la Camargue*, CNEXO, Contrat 78/4104, 56 p.
- Blanc J.J., Froget C.H. (1981) – Mesure et méthode d'étude quantitative de l'érosion des littoraux meubles, exemple de la Camargue, *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, vol. 18, n° 5, p. 47-52.
- Blanc J.J., Jeudy de Grissac A. (1982) – Dangers d'érosion littorale en Petite Camargue (aire occidentale du delta du Rhône, France), *TETHYS*, vol. 10, n° 4, p. 349-354.
- Blanc J.J. (1985) – Ruptures d'équilibre au littoral de Provence occidentale : l'action des tempêtes, relations avec les aménagements, *TETHYS*, vol. 11, n° 3-4, 350-359.
- Blanc, J.J., Poydenot, F. (1993) – Le rivage de Faraman en Camargue (SE France) : un géosystème côtier en déséquilibre ; méthodes d'étude - conséquences pratiques, *Géologie Méditerranéenne*, vol. XX, n° 2, p. 75-87.

- Blanc, J.J. (1996) – Plages en recul et dynamique des profils littoraux à Faraman (Camargue, delta du Rhône). Méthodes d'études. Essai d'analyse prévisionnelle, *Quaternaire*, vol. 7, n° 1, p. 53-62.
- Blanc X., Pinteur F., Sanchis T. (1989) – Conséquences de l'enfoncement du lit de l'Arve sur les berges et les ouvrages ; bilan général des transports solides sur les cours d'eau, *La Houille Blanche*, n° 3-4, p. 226-230.
- Bobrovitskaya N.N., Kokorev A.V., Lemeshko N.A. (2003) – Regional patterns in recent trends in sediment yields of Eurasian and Siberian rivers, *Global and Planetary Change*, vol. 39, n° 1-2, p. 127-146.
- Bodéré J.-C., Hallégouët B., Piriou N. (1983) – *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, Communes de Guissény et de Plouguerneau, Zone du Curnic*. Rapport d'étude, Faculté des Lettres et des Sciences Sociales, Université de Bretagne Occidentale, 81 p., non publié.
- Bodéré J.-C., Hallégouët B. (1989) – Dynamique et protection des côtes en pays bigouden, *Bulletin du centre de géomorphologie de Caen*, n° 36, p. 171-176.
- Bodéré J.-C., Hallégouët B., Yoni C. (1993) – Erosion et protection des côtes entre Penmarc'h et l'Odet, Actes du colloque « *Le pays bigouden à la croisée des chemins* », 19-21 novembre 1992, Pont LAbbé, *Revue Cap Caval*, Suppl. n° 17, p. 295-306.
- Bowen A.J., Inman D.L. (1966) – *Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California, U.S.* Army Coastal Engineering Research Center, Tech. Memorandum, n° 19, 41 p. non publié.
- Bouligand R., Tabeaud M. (1998) – Cent ans de surcotes à Brest, *Met Mar*, n° 180, p. 12-16.
- Bouligand R., Pirazzoli P.A. (1999) – Les surcotes et les décotes à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta*, vol. 22, n° 2, p. 153-166.
- Bouvier P. (1994) – *Morphogenèse et morphosédimentologie des vastes estrans plans en Bretagne septentrionale*, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 395 p.
- Bravard, J.-P. (1989) – La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Age et à l'Epoque Moderne, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, vol. 25, p. 145-157.
- Bravard J.-P. (1991) – La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux: quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières ? *La Houille Blanche*, n° 7-8, p. 515-521.
- Bravard J.P., Peiry J.L. (1993) – La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20ème siècle), *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl.-Bd. 88, p. 67-79.
- Bravard J.-P. (1994) – L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles, *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 69, n° 1, p. 5-10.
- Bray M.J., Carter D.J., Hooke J.M. (1995) – Littoral cell definition and budgets for central south England, *Journal of Coastal Research*, vol. 11, n° 2, p. 381-400.
- Bray M.J. (1997) – Episodic shingle supply and the modified development of Chesil beach, England, *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n° 4, p. 1035-1049.
- Bruce M.R., Fletcher C.H., Grossman E.E., Gibbs A.E. (2001) – Islands at risk: coastal hazard assessment and mapping in the Hawaiian Islands, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n° 1, p. 21-37.
- Brunel C., Sabatier F. (2009) – Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast, *Geomorphology*, vol. 107, n° 1-2, p. 47-57.
- Bruun P. (1962) – Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, vol. 88, n° 1-3, p. 117-130.
- Bruzzi C. (1998) – *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 325 p.
- Burcharth H.F., Hawkins S.J., Zanuttigh B., Lamberti A. (2007) – *Environmental design guidelines for low crested coastal structures*, Elsevier, Great Britain, 400 p.
- Bush D.M., Richmond B.M., Neal W.J. (2001) – Coastal-zone hazard maps and recommendations: eastern Puerto Rico, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n° 1, p. 38-60
- Caillaud A., Boudet G., Gieulles D., Briand O. (1990) – Le littoral de Salin-de-Giraud (Commune d'Arles), évolution et programme de travaux de stabilisation, *Comptes-Rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne, EUROCOAST*, Marseille, 9-13 Juillet 1990, 729-733.
- Cann C. (1994) – *Etude de l'évolution des flux de phosphore apportés au littoral par le cours d'eau du Yar en baie de Lannion*, Rapport du Centre National du Machinisme Agricole du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Rennes, 134 p., non publié.
- Cariolet J.-M. (2007) – *Eléments de réflexion autour de la mise en place du procédé StabiPlage® dans un contexte de risque de submersion d'une côte basse (plage de Boutrouilles, Kerlouan, Finistère)*, Mémoire de

- Master 2 E.G.E.L., mention recherche, Institut Universitaire Européen de la Mer (Université de Bretagne Occidentale), 69 p.
- Cariolet J.-M., Suanez S., (2008) – Rapport d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire de la plage de Boutrouilles et sur l'efficacité du procédé StabiPlage® (commune de Kerlouan) pour l'année 2007-2008, Géomer – LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 15 p., non publié.
- Cariolet J.-M., Suanez S., Carol F., Magne R. (2008) – *Evaluation de la technique STABIPLAGE® mise en place sur deux plages du Finistère : les Sables Blancs à Plobannaec-Lesconil-Loctudy, et Boutrouilles à Kerlouan*, Actes du colloque des Xème Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Sophia-Antipolis (Nice) 14-16 octobre 2008, P. Gaufres, D. Levacher et le Centre Français du Littoral (Eds), Tome 1, p. 201-210. (http://www.paralia.fr/jngcgc/10_19_cariolet.pdf).
- Cariolet J.-M., Suanez S. (2009) – Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses, *La Houille Blanche*, n° 2, p. 52-58.
- Cariolet J.-M., Costa S., Caspar R., Ardhuin F., Magne R., Goasguen G. – Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique, *Norois*, (accepté).
- Carter R.G.W., Hesp P.A., Nordstrom K.F., 1990. Erosional landforms in coastal dunes, *In* Nordstrom K., Psuty N., Carter B. (Eds), *Coastal dunes. Form and process*, Edit. John Wiley & Sons, England, p. 217-250.
- Carrquiry J.D., Sánchez A. (1999) – Sedimentation in the Colorado River delta and upper gulf of California after nearly a century of discharge loss, *Marine Geology*, vol. 158, n° 1-4, p.125-145.
- Chapman D.M. (1981) – Coastal erosion and the sediment budget, with special reference to the Gold Coast, Australia, *Coastal Engineering*, vol. 4, n° 3, p. 207-227.
- Chappell J., Thom B.G. (1986) – Coastal morphodynamics in North Australia: review and prospect, *Australian Geographical Studies*, n° 24, p. 110-127.
- Chauris L. (1989) – Origine des sables terrigènes des plages : intérêt de la représentation cartographique des pourcentages en différents minéraux lourds. L'exemple de la baie de Lannion (Bretagne septentrionale), *Norois*, tome 36, n° 144, p. 391-406.
- Clairefond P. (1977) – *Le golfe des Saintes-Maries-de-la-Mer (Camargue). Etude sédimentologique, aménagement et protection*, Doctorat de Spécialité en Océanographie, Université d'Aix-Marseille II, 141 p.
- Clayton K.M. (1980) – Beach sediment budgets and coastal modification, *Progress in Physical Geography*, vol. 4, n° 4, p. 471-486.
- Clayton K.M. (1989) – Sediment input from Norfolk cliffs, Eastern England—a century of coast protection and its effect, *Journal of Coastal Research*, vol. 5, n° 3, p. 433-442.
- Colas S. (2006) – Le quart du littoral recule du fait de l'érosion, *Le 4 pages Ifen*, n° 113, (Institut Français de l'Environnement), p. 1-4.
- Cooper N.J. Pethick J.S. (2005) – Sediment budget approach to addressing coastal erosion problems in St. Ouen's Bay, Jersey, Channel Islands, *Journal of Coastal Research*, vol. 21, n° 1, p. 112-122.
- Costa S. (1997) – *Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme*, Thèse de doctorat de géographie physique, Université de Paris I, 376 p.
- Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., Davidson R., Laignel B., Di Nocera L.D. (2002) – Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises et des apports en galets corrélatifs (Haute-Normandie, France), Actes du colloque Geomorphology: from expert to modelling, Delahaye D., Levoy F., Macquaire O. (eds), Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques, Strasbourg, p. 205-214.
- Costa S., Lageat Y., Hénaff A., Delahaye D., Plessis E. (2003) – Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du Bassin de Paris. L'exemple du littoral haut-normand (France), *Hommes et Terres du Nord*, n° 1, p. 22-31.
- Costa S., Davidson R. (2004) – Ouvrages transversaux portuaires et impacts hydro-sédimentaires : le cas du port de Dieppe (Haute-Normandie), *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 3, p. 321-333.
- Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., Di Nocera L.D., Davidson R., Pleissis E. (2004) – Quantification of the Normandy and Picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis, *In* Mortimore R.N., Duperret A. (Eds), *Coastal chalk cliff instability*, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, vol. 20, p. 139-148.
- Costa S. (2005) – *Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne Occidentale, 310 p.

- Costa S., Le Cœur Charles, Lageat Y. (2007) – Vers une quantification du budget sédimentaire des plages de galets du littoral haut-normand, *In* Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard), Presses Universitaires de Clermont-Ferrand, p. 457-468.
- Cowell P.J., Thom B.G. (1994) – Morphodynamic of coastal evolution, *In* Carter R.W.G. et Woodroffe C.D. (Eds), *Coastal evolution: late quaternary shoreline*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 33-86.
- Crowell M., Douglas B.C., Leatherman S.P. (1997) – On forecasting future U.S. shoreline positions: a test of algorithms, *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n° 4, p. 1245-1255.
- Cruz-Colín M.E., Cupul-Magaña L.A. (1997) – Erosion and sediment supply of sea cliffs of Todos Santa Bay, Baja California, from 1979 to 1991, *Ciencias Marinas*, vol. 23, n° 3, p. 303-315.
- Cruz de Oliveira S., Catalã O.J., Ferreira O., Alveirinho Dias J.M. (2008) – Evaluation of cliff retreat and beach nourishment in southern Portugal using photogrammetric techniques, *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n°4C, p. 184-193.
- Cuadrado D.G., Perillo M.E. (1997) – Principal component analysis applied to geomorphologic evolution, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 44, n° 4, p. 411-419.
- Davidson-Arnott, R.G.D., Law, M.N. (1990) – Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie, dans Nordstrom K., Psuty N., Carter B. (Eds), *Coastal dunes. Form and process*, Edit. John Wiley & Sons, England, p. 177-200.
- Davies J.L. (1974) – The coastal sediment compartment, *Australian Geological Studies*, vol. 12, n° 2, p. 139-151.
- Dean, R.G., Malakar, S.B. (1999) – Projected flood hazard zones in Florida, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, n° 28, p. 85-94.
- Dehouck A. (2006) – *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université de Bretagne Occidentale, 262 p.
- Delacourt C., Allemand P., Jaud M., Deschamps A., Ammann J., Cuq V., Suanez S. (2009) – DRELIO: an unmanned helicopter for imaging coastal areas, *Journal of Coastal Research*, Special Issue n° 56, p. 1489-1493.
- den Heijer C., van de Graaff J., van Gelder P. (2008) – *Probabilistic sensitivity of dune erosion calculations*, 4th International Symposium on Flood Defence (Toronto, Ontario, Canada, May 6-8, 2008), Institute for Catastrophic Loss Reduction (ICLR), Toronto (Ontario), Canada, p. 69.1-69.8.
- De Pippo T., Donadio C., Pennetta M., Petrosino C., Terlizzi F., Valente A. (2008) – Coastal hazard assessment and mapping in Northern Campania, Italy, *Geomorphology*, vol. 97, n° 3-4, p. 451-466.
- de Ruig J.H.M., Louisse C.J. (1991) – Sand budget trends and changes along the Holland Coast, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n° 4, p. 1013-1026.
- de Vriend H.J. (1991) – Mathematical modelling and large scale coastal behaviour, *Journal of Hydraulic Research*, vol. 29, n° 6, Part 1 and 2, p. 727-753.
- de Vriend H.J., Capobianco M., Chesher T., De Swart H.E., Latteux B., Stive M.J.F. (1993) – Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review, *Coastal Engineering*, vol. 21, n° 1-3, p. 225-269.
- Dobosiewicz J. (2001) – Applications of digital elevation models and geographic information systems to coastal flood studies along shoreline of Raritan Bay, New Jersey, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n° 1, p. 11-20.
- Dolan R. (1970) – Sand waves. Cap Hatteras, North Carolina, *Shore and Beach*, vol. 38, n° 1, p. 22-25.
- Dolan R., Hayden B., Howard A., Johson R. (1977) – Environmental management of the Colorado River within the Grand Canyon, *Environmental Management*, vol. 1, n° 5, p. 391-400.
- Dolan T.J., Castens P.G., Sonu C.J., Egense A.K. (1987) – Review of sediment budget methodology: Oceanside littoral cell, California, *Coastal Sediment '87*, ASCE, p. 1289-1304.
- Dolique F., Anthony E. (1999) – Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets : la flèche de Cayeux (Picardie, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 1, p. 23-38.
- Douglas B.C., Crowell M., Leatherman S.P. (1998) – Considerations for shoreline position prediction, *Journal of Coastal Research*, vol. 14, n° 3, p. 1025-1033.
- Duboul-Razavet C. (1956) – Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône, *Mémoire de la Société Géologique de France*, vol. 76, 234 p.
- Dugas F. (1989) – *Etude du transit sédimentaire par charriage dans le Rhône entre Beaucaire et Arles*, ORSTOM et C.N.R., Montpellier, 65 p., non publié.

- Durand, P., Heurtefeux, H. (2006) – Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire : une méthode d'évaluation. Exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France), *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, vol. 50, n° 2, p. 221-244.
- Durrieu de Madron, X., Abassi, A., Heussner, S., Monaco, A., Aloisi, J.C., Radakovitch, O., Giresse, P., Buscail, R., Kerhervé, P. (2000) – Particulate matter and organic carbon budgets for the Gulf of Lions (NW Mediterranean), *Oceanol. Acta*, vol. 23, n° 6, p. 717-730.
- Edelman, T. (1968) – *Dune erosion during storm conditions*, Proceeding of the 11th Conference on Coastal Engineering, ASCE, vol. 1, p. 719-722.
- Edelman, T. (1972) – *Dune erosion during storm conditions*, Proceeding of the 13th Conference on Coastal Engineering, ASCE, vol. 2, p. 1305-1311.
- El Habr H., Golterman H.L., (1987) – Input of nutrient and suspended matter into the Golfe du Lion and the Camargue by river Rhône, *Revue des Sciences de l'Eau*, n° 6, p. 393-402.
- Eliot I.G., Clarke D.J. (1982) – Temporal and spatial variability of the sediment budget of the subaerial beach at Warilla, New South Wales, *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, vol. 33, p. 945-969.
- Eliot I.G., Clarke D.J. (1989) – Temporal and spatial bias in the estimation of shoreline rate-of-change statistics from beach survey information, *Coastal Management*, vol. 17, p. 129-156.
- Erchinger H.F. (1992) – Conservation of barrier dunes as a smooth, natural method of coastal protection on the East Friesian Islands, Germany, In Carter R.W.G., Curtis T.G.F., Sheehy-Skeffington M.J. (Eds), *Coastal dunes. Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*, Proc. 3rd European Dune Congress, Balkema, Rotterdam, p. 389-396.
- Estéoule J. (1994) – *Etude des transferts de nutriments alimentant l'eutrophisation en milieu continental et littoral sur le bassin versant du Yar en baie de Lannion*, Rapport du Centre National du Machinisme Agricole du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Rennes, 48 p., non publié.
- European Commission (2004) - *Living with Coastal Erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability*, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, Part I "Major findings and Policy Recommendations of the EUROSION project", 10 May 2004, 54 p., Part II "Maps and statistics", 29 May 2004, 25 p.
- Evans A.W. (1992) – The application of geomorphology in coastal management studies, *Ocean and Coastal Management*, vol. 17, n° 1, p. 47-55.
- Fan H., Huang H., Zeng T. (2006) – Impacts of anthropogenic activity on the recent evolution of the Huanghe (Yellow) river delta, *Journal of Coastal Research*, vol. 22, n° 4, p. 919-929.
- Fanos A.M. (1995) – The impact of human activities on the erosion and accretion of the Nil delta coast, *Journal of Coastal Research*, vol. 11, n° 3, p. 821-833.
- Faye I.B.Nd., Hénaff A., Hallégouët B. (2007) – Evolution récente de la ligne de ravage en baie d'Audierne : de Penhors à la pointe de la Torche, *Penn ar Bed*, n° 199/200, p. 50-61.
- Faye I.B.Nd., Hénaff A., Gourmelon F., Diaw A.T. (2008) – Evolution du trait de côte à Nouakchott (Mauritanie) de 1954 à 2005 par photo-interprétation, *Noréis*, n° 208, p. 11-27.
- Fenster M.S., Dolan R., Elder J.F. (1993) – A new method for predicting shoreline positions from historical data, *Journal of Coastal Research*, vol. 9, n° 1, p. 147-171.
- Fenster M.S., Dolan R. (1993) – Historical shoreline trends along the outer banks, North Carolina: processes and responses, *Journal of Coastal Research*, vol. 9, n° 1, p. 172-188.
- Fichaut B., Hallégouët B. (1989) – Banneg : une île dans la tempête, *Penn ar Bed*, n° 135, p. 36-43.
- Fichaut B., Suanez S. (2005) – Mise en place d'un suivi morphosédimentaire dans l'archipel de Molène : exemple de l'îlot de Trielen, In P. Durand et L. Goeldner-Gianella (Eds), *Milieux littoraux. Nouvelles perspectives d'étude*, L'Harmattan, p. 53-74.
- Fichaut B., Suanez S. (2007a) – Plage fuyante à Trielen, *Penn ar Bed*, n° 199/200, p. 2-12.
- Fichaut B., Suanez S. (2007b) – Les blocs cyclopéens de Banneg, *Penn ar Bed*, n° 199/200, p. 13-24.
- Fichaut B., Suanez S. (2008a) – Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 1, p.15-32.
- Fichaut B., Suanez S. (2008b) – 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, *Noréis*, n° 208, p. 29-44.

- Fichaut B., Suanez S. (2008c) – *Etude de faisabilité du rechargement en sable de la plage de la Cantine (commune du Relecq-Kérhuon)*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 24 p., non publié.
- Fichaut B., Suanez S., Prigent M. (2008) – *Suivi morpho-sédimentaire de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic (communes de Brest et Plouzané) dans le cadre des opérations de réhabilitation*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 23 p., non publié.
- Fichaut B., Suanez S., Dynamiques d'arrachement, de transport et de dépôt de blocs cyclopéens par les tempêtes. Exemple de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère), *Norois*, (accepté).
- Fisher N., Dolan R., Hayden B.P. (1984) – Variations in large-scale beach amplitude along the coast, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 54, n° 1, 73-85.
- Fleming C.A. (1992) – The development of coastal engineering, In M.G. Barrett (Eds), *Coastal Zone Planning and Management*, Thomas Telford, London, p. 5-20.
- Fleitour J.-B., Suanez S., Goudédranche L. (2005) – *Expertise scientifique du procédé StabiPlage® mis en place sur la plage des Sables Blancs – commune de Plobannaec – Lesconil (Finistère). Période de suivi : janvier 2005 – juin 2005*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 32 p., non publié.
- Fletcher C.H., Richmond B.M., Barnes G.M., Schroeder T.A. (1995) – Marine flooding on the coast of Kauai during Hurricane Iniki: hindcasting inundation components and delineating washover, *Journal of Coastal Research*, vol. 11, n° 1, p. 188-204.
- Fleury M.-C. (1992) – *Le littoral camarguais, inventaire des aménagements, évolution géographique, économique et juridique entre 1970 et 1992*, Mémoire de DESS, Universités de Montpellier I, II et III, Réserve Nationale de Camargue, tomes 1 et 2, 135 p., non publié.
- François Louis (1937) – Étude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue, *Les Études Rhodaniennes*, Vol. 13, n° 2, 71-126.
- French P.W. (2001) – *Coastal defences: processes, problems and solutions*, Routledge, London, 366 p.
- Frihy O.E., Fanos A.M., Khafagy A.A., Komar P.D. (1991) – Patterns of nearshore sediment transport along the Nile delta, Egypt, *Coastal Engineering*, vol. 15, p. 409-429.
- Gad L. (1999) – *Dynamique morphosédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève. Eléments d'analyse pour le suivi d'aménagements dans un espace littoral sous influence fluvio-marine : la poche du Yar*, Mémoire de maîtrise, Université de Bretagne Occidentale, 186 p.
- Gad L., Hénaff A., Morel V., Pinot J.P., Suanez S. (1999a) – *Rapport sur le guidage de l'évolution des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 1998*, Géolittomer-Brest LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 29 p. + Atlas (non publié).
- Gad L., Hénaff A., Pinot J.P., Suanez S. (1999b) – *Rapport sur le suivi des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 1999 - Baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor)*, Géolittomer-Brest LETG UMR 6554 CNRS (IUEM), 13 p. (non publié).
- Gad L., Suanez S., Hénaff A., Lidou F., Morel V. (2003) – Apport de la géomorphologie à une problématique environnementale : comment faciliter le ramassage des algues vertes (*Ulva armoricana*) en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor) ? , *Les Cahiers Nantais*, n° 59, p. 89-102.
- Garaboeuf M.-F., (1990). *Le littoral guissenien*, Mémoire de DEA de géographie, Université de Bretagne Occidentale, 73 p. et annexes.
- Garès P.A. (1990) – Predicting flooding probability for beach/dune systems, *Environmental Management*, vol. 14, n° 1, p. 115-123.
- Garry, G., Graszak, E., Toulemont, M., Levoy, F. (1997) – *Plans de prévention des risques littoraux (PPR). Guide méthodologique*. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, La documentation Française, 54 p.
- Gautier E., (1994) – Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine - l'exemple du Buëch (Alpes du Sud), *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 69, n° 1, p. 57-61.
- Gibb J.G., Adams J. (1982) – A sediment budget for the east coast between Oamaru and Banks Peninsula, South Island, New Zealand, *New Zealand of Geology and Geophysics*, vol. 25, n° 3, p. 335-352.
- Gómez-Pina G., Muñoz-Pérez J.J., Ramírez J.L., Ley C. (2002) – Sand dune management problems and techniques, Spain, *Journal of Coastal Research*, Special Issue n° 36, p. 325-332.
- Guilcher A., Vallantin P., Angrand J.-P., Gallois P. (1957) – Les cordons littoraux de la rade de Brest, *Cahiers Océanographiques et d'Étude Côtière*, n° 1, p. 21-54.
- Guilcher A., (1959) – L'archipel de Molène (Finistère). Étude morphologique. *Revue de géographie Physique et de Géologie Dynamique*, tome II, n° 2, p. 81-96.

- Guilcher A., Hallégouët B. (1991) – Coastal dunes in Brittany and their management, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n° 2, p. 517-533.
- Guillen J., Palanques A. (1992) – Sediment dynamics and hydrodynamics in the lower course of a river highly regulated by dams: the Ebro delta, *Sedimentology*, vol. 39, n° 4, p. 567-579.
- Guillen J., Palanques A. (1994) – Short-time evolution of a micro-tidal barrier-lagoon system affected by storm overwashing: the Trabucador bar (Ebro delta, NW Mediterranean), *Z. Geomorph. N.F.*, vol. 38, n° 3, p. 267-281.
- Guy M. (1973) – La complexité de la sédimentation Holocène dans le delta du Rhône, *Photo-Interprétation*, vol. 1, n° 6-7-8, p. 35-47.
- Hall A.M., Hansom J.D., Williams D.M., Jarvis J. (2006) – Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland, *Marine Geology*, vol. 232, n° 3-4, p. 131-155.
- Hallégouët B. (1971) – *Le Bas-Léon (Finistère, France). Étude géomorphologique*, Thèse de 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale, 260 p.
- Hallégouët B., Moign A. (1976) – Historique d'une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulven (Finistère), interactions entre forces naturelles et interventions humaines, *Penn ar Bed*, vol. 10, n° 84, p. 263-276.
- Hallégouët B. (1978) – L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon, *Penn ar Bed*, vol. 11, n° 95, p. 417-430.
- Hallégouët B. (1981) – Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaïn : formation et évolution, *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 35, n° 2, p. 205-218.
- Hallégouët B. (1982a) – L'archipel de Molène. *Penn ar Bed*, n° 110, p. 79-82.
- Hallégouët B. (1982b) – Géomorphologie de l'archipel de Molène. *Penn ar Bed*, n° 110, p. 83-97.
- Hallégouët B. (1984) – Contribution à l'étude morphologique de l'archipel de Molène (Finistère). *Actes du 107^e Congrès National des Sociétés Savantes, Brest 1982, Secteur de Géographie, Etudes géographiques sur la Bretagne et questions diverses*. Paris, CTHS, p. 61-77.
- Hallégouët B., Van Vliet-Lanoë B. (1989) – Héritages glaciels sur les côtes du Massif Armoricaïn, France, *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 43, n° 2, p. 223-232.
- Hallégouët B. (1989) – Problèmes d'érosion côtière et ouvrage de protection contre la mer sur le littoral breton, *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, n° 36, p. 181-184.
- Hallégouët B., Bodéré J.-C. (1993) – Un littoral fragilisé : le sud de la baie d'Audierne, Actes du colloque « *Le pays bigouden à la croisée des chemins* », 19-21 novembre 1992, Pont L'Abbé, *Revue Cap Caval*, Suppl. n° 17, p. 263-271.
- Hallégouët B., Hénaff A. (1993) – Evolution du littoral septentrional du pays bigouden entre Penhors et Pors Poulhan, Actes du colloque « *Le pays bigouden à la croisée des chemins* », 19-21 novembre 1992, Pont L'Abbé, *Revue Cap Caval*, Suppl. n° 17, p. 273-280.
- Hallégouët B., Hénaff A. (1995) – L'engraissement des plages de l'anse de Dinan à l'ouest de la presqu'île de Crozon (Bretagne Occidentale), *Norois*, tome 42, n° 165, p. 131-152.
- Hallégouët B., (1998). *Etude du site portuaire du Curnic, propositions pour améliorer le site et réduire les impacts négatifs liés aux ouvrages existants, commune de Guissény, Finistère*, Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 21 p., non publié.
- Hallégouët B. (1999) – Le littoral [breton]. La côte et son évolution, *Géologues*, n° 121, p. 94-100.
- Hallégouët B., Yoni C., (1999). *La digue du polder du Curnic (Guissény, Finistère), état des lieux et propositions pour sa restauration*, Rapport d'étude, Université de Bretagne Occidentale, 53 p., non publié.
- Hallégouët B., Hénaff A. (2006) – *Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'ouest Cornouaille*, Les Actes des rencontres de l'ouest Cornouaille « *Quelles pistes de développement pour le territoire ?* », Mai – juin 2005, Association Ouest Cornouaille Promotion (AOCP), Pont-L'Abbé, p. 20-34.
- Hamm L., Capobianco M., Dette H.H., Lechuga A., Spanhoff R., Stive M.J.F. (2002) – A summary of European experience with shore nourishment, *Coastal Engineering*, vol. 47, n° 2, p. 237-264.
- Hanson H., Kraus N.C. (1989) – *Genesis: generalized model for simulating shoreline change*, Technical Report CERC-89-19, Department of the Army, Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Mississippi, Report 1, 185 p.
- Hart B.S., Long B.F. (1990) – Recent evolution of the Outardes Estuary, Quebec, Canada: consequences of dam construction on the river, *Sedimentology*, vol. 37, n° 3, 495-507.

- Hénaff A., Jégu O. (1995) – Conséquences des aménagements portuaires sur la sédimentation dans l'avant-port d'Audierne, *Norois*, tome 42, n° 165, p. 119-129.
- Hénaff A., Le Berre I. (2003) – Fonctionnement hydro-sédimentaire et artificialisation du littoral. Le cas de la côte occidentale du Finistère, *Les Cahiers Nantais*, n° 59, p. 75-88.
- Hénaff A. (2004) – Les aménagements des littoraux de la région Bretagne en vue de leur défense contre l'érosion depuis 1949, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 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.
- Hesp P.A. (1981) – The formation of shadow dunes, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 51, n° 1, p. 101-112.
- Heurtefeux H., Lanzellotti P. (2008) – La Camargue, terre d'enjeux, première étape d'une gestion intégrée des zones côtières, *Vertigo*, vol. 8, n° 1, p. 1-12.
- Holeman J.N. (1968) – The sediment yield of major rivers of the world, *Water Resources Research*, vol. 4, n° 4, p. 737-747.
- Howd, P.A., Birkemeir, W.A. (1987) – *Beach and nearshore survey data: 1981-1984*, CERC Field Research Facility: Technical Report CERC-87-9, U.S. Army Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, non publié.
- Ibáñez C., Prat N., Canicio A. (1996) – The environmental impact of the Spanish national hydrological plan on the lower Ebro river and delta, *Water Resources Development*, vol. 19, n° 3, p. 485-500.
- Ibáñez C., Prat N. (2003) – Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary, *Regulated Rivers: Research & Management*, vol. 12, n° 11, p. 51-62.
- Inman D.L., Brush B.M. (1973) – The coastal challenge, *Science*, n° 181, p. 20-32.
- Inman D.L., Frautschy J.D. (1966) – Littoral processes and the development of shorelines, *Proceedings Coastal Engineering Speciality Conference*, Santa Barbara, CA: Amer. Soc. Civil Engrs., p. 511-536.
- Inman D.L. (1985) – Damming of rivers in California leads to beach erosion, *Oceans '85 – Ocean Engineering and the Environment*, Conference Record, Nov. 12-14 1985, San Diego, California, Marine Technology Society & IEEE (Eds), p. 22-26.
- Inman D.L., Dolan R. (1989) – The outer banks of North Carolina: budget of sediment and inlet dynamics along a migrating barrier system, *Journal of Coastal Research*, vol. 5, n° 2, p. 193-237.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2007) – *Climate change 2007: The physical science basis. Summary for policymakers*. February 2007, Suisse, 18 p. <http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>.
- IRS (2000) – *Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide, 1^{ère} étape, rapport de synthèse*, Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône, Valence, 5 volumes, 469 p.
- Jarrett J.T. (1977) – *Sediment budget analysis, Wrightsville beach to Kure beach*, N.C., Proc. Coastal Sediments'77, 5th Symposium of the Waterway, Port Coastal and Ocean Division of ASCE, Charleston, South Carolina, November 2-4, 1977, ASCE, New York, p. 986-1005.
- Jimenez J-A., Sánchez-Arcilla A., Bou J., Ortiz M.A. (1997) – Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta using aerial photographs, *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n° 4, 1256-1266.
- Jimenez J.A., et Sánchez-Arcilla A., 1993 – Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain, *Marine Geology*, vol. 114, n° 1-2, p. 105-118.
- Johnson J.W., Asce M. (1959) – The supply and loss of sand to the coast, *Journal of the Waterways and Harbors Division, Amer. Soc. Civil Engrs*, 85(WW3), p. 227-251.
- Jorda M. (1980) – Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le tardiglaciaires. Facteurs naturels et facteurs anthropiques, *B.A.G.F.*, n° 472, p. 295-304.
- Jorda M. (1985) – La torrencialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution, *Cahiers ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, n° 2, p. 11-28.
- Jorda M., Magnin F., Provansal M. (1991) – Un témoin de l'anthropisation progressive en Basse-Provence : la nappe holocène du Vallat Neuf (Etang de Berre), *C.R. Acad. Sci. Paris*, tome 312, série II, p. 921-927.
- Jorda M. (1992) – Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du Sud, de l'Age du Bronze au haut Moyen-Âge, *Les Nouvelles de l'Archéologie*, n° 50, p. 14-20.
- Jorda M., Rosique T. (1994) – Le tardiglaciaire des Alpes françaises du sud : rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques, *Quaternaire*, vol. 5, n° 3-4, p. 141-149.

- Jorda M., Provansal M. (1996) – Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence), *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 167, n° 1, p. 159-168.
- Juniet F. (1962) – *Littoral de Camargue de la pointe de Beauduc au golfe de Fos. Evolution des profondeurs de 1959 à 1962 et orientation des études à venir*, Ponts et Chaussées, Service Maritime des Bouches du Rhône, 92 p., non publié.
- Kana T.W. (1995) – A mesoscale sediment budget for Long Island, New York, *Marine Geology*, vol. 126, n° 1-4, p. 87-110.
- Klingeman C., Bravard J.P., Giuliani Y. (1994) – Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation : le Rhône en Chautagne (France), *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 69, n° 1, p. 73-87.
- Komar P.D. (1996) – The budget of littoral sediments. Concepts and applications, *Shore & Beach*, vol. 64, n° 3, p. 18-26.
- Komar P.D. (1998) – *Beach processes and sedimentation*. Printice Hall, New Jersey, second edition, 544 p.
- Koster M.J., Hillen R. (1995) – Combat erosion by law: coastal defence policy for The Netherlands, *Journal of Coastal Research*, vol. 11, n° 4, p. 1221-1228.
- Kriebel D.L., Dean R.G. (1985) – Numerical simulation of time-dependant beach and dune erosion, *Coastal Engineering*, vol. 9, n° 3, p. 221-245.
- Kriebel D.L., (1986) – Verification study of a dune erosion model, *Shore & Beach*, vol. 54, n° 3, p. 13-21.
- Kruit C. (1955) – Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna, *Verhand. Kononk. Neder. Geol. Minjnbouw.*, Dell XV BLZ., p. 359-501.
- Krumbein W.C. (1938) – Local areal variation of beach sands, *Geological Society of America Bulletin*, 49, p. 653-658.
- Kumar V.S., Babu V.R., Babu M.T., Dhinakaran G., Rajamanickam G.V. (2008) – Assessment of storm surge disaster potential for the Andaman Island, *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n° 2B, p. 171-177.
- Landon N., Piégay H. (1994) – L'incision de deux affluents sub-méditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche, *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 69, n° 1, p. 63-72.
- Larson M., Kraus N.C. (1989) – *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change, Report 1: Empirical foundation and model development*, Technical Report CERC-89-9, USAEWES, Vicksburg.
- Larson M., Krauss N.C. (1994) – Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina, *Marine Geology*, vol. 117, n° 1-4, p. 75-94.
- Larson M., Erikson L., Hanson H. (2004) – An analytical model to predict dune erosion due to wave impact, *Coastal Engineering*, vol. 51, n° 8-9, p. 675– 696.
- Leatherman S.P. (2003) – Shoreline change mapping and management along the U.S. East coast, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 38, p. 5-13.
- Lee, G.-h., Birkemeir, W.A. (1993) – *Beach and nearshore survey data: 1985-1991, CERC Field Research Facility: Technical Report CERC-93-3*, U.S. Army Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 26 p., non publié.
- Lemasson L., Régnault H. (1997) – Evolution trentenaire des vents littoraux sur le Grand Ouest français, *Norois*, n° 175, p. 417-431.
- Leveau P., Provansal M. (1991) – Construction deltaïque et histoire des systèmes agricoles, le cas d'un petit delta : l'Arc, Etang de Berre, *Revue Archéologique de Narbonnaise*, n° 23, p. 11-131.
- Levoy F., Monfort O. (2009) – Détermination des aléas littoraux : outils et méthodes pour la délimitations des zonages, *La Houille Blanche*, n° 1, p. 24-31.
- L'Homer A., Bazile F., Thommeret J., Thommeret Y. (1981) – Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000BP à nos jours ; variation du niveau marin, *OCEANIS*, vol. 7, n° 4, p. 389-408.
- L'Homer A. (1992) – Sea level changes and impacts on the Rhone delta coastal lowlands, *In Tooley M.J., Jelgersma S. (Eds), Impacts of sea-level rise on European coastal lowlands*, Blackwell, UK, p. 136-152.
- Li G., Wei H., Han Y., Chen Y. (1998) – Sedimentation in the Yellow River delta, part I: flow and suspended sediment structure in the upper distributary and estuary, *Marine Geology*, vol. 149, n° 1-4, p. 93-111.
- List J.H., Jaffé B.E., Sallenger Jr. A.H., Hansen M.E. (1997) – Bathymetric comparisons adjacent to the Louisiana barrier island: processes of large-scale change, *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n° 3, p. 670-678.
- Longé J.-P. (1990) – *Rehabilitation of "la flèche de la Gracieuse*, Comptes-Rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne, EUROCOAST, Marseille, 9-13 Juillet 1990, p. 719-723.

- Louisse C.J., van der Meulen F. (1991) – Future coastal defence in the Netherland: strategies for protection and sustainable development, *Journal of Coastal Research*, vol. 7, n° 4, p. 1027-1041.
- Ly C.K. (1980) – The role of the Akosombo dam on the Volta River in causing coastal erosion in central and eastern Ghana (West Africa), *Marine Geology*, vol. 37, n° 3-4, p. 323-332.
- McLean R., Shen J.-S. (2006) – From foreshore to fordune: Foredune development over the last 30 years at Moruya beach, New South Wales, Australia, *Journal of Coastal Research*, vol. 22, n° 1, p. 28-36.
- Magilligan F.J., Nislow K.H., Graber B.E. (2003) – Scale-independent assessment of discharge reduction and riparian disconnectivity following regulation by dams, *Geology*, vol. 31, n° 7, p. 569-572.
- Maillet G. (2005) – *Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal : exemple de l'embouchure du Rhône*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 301 p.
- Maillet G., Sabatier F., Rousseau D., Provansal M., Fleury T.J. (2006a) – Connexions entre le Rhône et son delta (partie 1) : évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du XIX^e siècle, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 2, p. 111-124.
- Maillet G., Vella C., Provansal M., Sabatier F. (2006b) – Connexions entre le Rhône et son delta (partie 2) : évolution de l'embouchure du Rhône depuis le début du XVIII^e siècle, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 2, p. 125-140.
- Mase H. (1989) – Random wave runup height on gentle slopes, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, vol. 115, n° 5, p. 649-661.
- Mason C. (1985) – Recent R&D accomplishments at the coastal engineering research centre field research facility, *Oceans*, n° 17, p. 78-84.
- Mason S.J., Hanson J.B. (1988) – Cliff erosion and its contribution to a sediment budget for part of the Holderness Coast, England, *Shore and Beach*, vol. 56, n° 4, 30-38.
- Maron P., Rihouey D., Dubranna J. (2005) – Méthode d'analyse factorielle appliquée au suivi bathymétrique de l'embouchure de l'Adour, Actes du colloque des VIII^{ème} Journée Nationales Génie Civil – Génie Côtier, Compiègne, 7-9 septembre 2004, D. Levacher, P. Sergent, A. Ouahsine & Centre Français du Littoral (Eds), tome 1, p. 261-271.
- May V.J. (1971) – The retreat of Chalk cliffs, *Geographical Journal*, vol. 137, n° 2, p. 203-206.
- Meur-Férec C., Morel V. (2004) – L'érosion sur la frange côtière : un exemple de gestion des risques, *Natures Sciences Sociétés*, n° 12, p. 263-273.
- Meur-Férec C. (2006) – *De la dynamique naturelle à la gestion intégrée de l'espace littoral : un itinéraire de géographe*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Nantes, 253 p.
- Meur-Férec C., Deboudt P., Morel V. (2008) – Coastal risks in France: an integrated method for evaluating vulnerability, *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n° 2B, p. 178-189.
- Milliman J.D., Meade R.H. (1983) – World-wide delivery of river sediment to the oceans, *Journal of Geology*, vol. 91, n° 1, p. 1-21.
- Milliman J.D., Syvitski P.M. (1992) – Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers, *Journal of Geology*, vol. 100, n° 5, p. 525-544.
- Miossec A. (1998a) – *Le littoral de la Camargue, état des lieux et propositions d'action en matière de lutte contre l'érosion marine*, Rapport d'expertise, PNRC, Arles, 17 p., non publié.
- Miossec A. (1998b) – Erosion marine, les réponses, *Mappemonde*, vol. 52, n° 4, p. 1-6.
- Miramont C., Guilbert X. (1997) – Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en moyenne Durance (France, S-E), *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, n° 4, p. 325-338.
- Miramont C. (1998) – *Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la Moyenne Durance (Alpes française du Sud)*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 286 p.
- Miramont C., Jorda M., Pichard G. (1998) – Evolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du SE), *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 52, n° 3, p. 381-392.
- Moberly R. Jr., Bayer L.D. Jr., Morrison A. (1965) – Source and variation of Hawaiian littoral sand, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 35, n°3, 589-598.
- Monaco A. (1971) – *Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (golfe du Lion)*, Thèse d'Etat, Université des Sciences et techniques du Languedoc, 295 p.

- Morhange C. (1994) – *La mobilité holocène des littoraux provençaux, étude géomorphologique*, Thèse de doctorat de géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 269 p.
- Morhange C., Hesnard A., Laborel J., Prone A., (1995) - Déplacement des lignes de rivage et mobilité du plan d'eau sur la rive nord du Lacydon de Marseille, *Méditerranée*, tome 82, n° 3-4, p. 71-76.
- Morhange C., Provansal M., Hesnard A. (1996a) - Les origines de Marseille, Morphogenèse et impacts anthropiques sur les rives du Lacydon (6000 av. J.-C. – 500 ap. J.-C.), *Annales de Géographie*, n° 587, p. 32-46.
- Morhange, C., Hesnard A., Arnaud P., Bourcier M., Carbonel P., Chevillot P., Laborel J., Lafont R., Provansal M., Weydert P. (1996b) – Anthropisation, sédimentation marine et morphogenèse sur la rive nord du Lacydon de Marseille depuis le Néolithique (chantier J. Verne), *Z. Geomorph. N.F.*, vol. 40, n° 1, p. 71-84.
- Moreira M.E.S.A. (1988) – Seasonal processes of the beach-dune system on the western coast of Portugal, *Journal of Coastal Research*, Special Issue n° 3, p. 47-51.
- Morel V. (1997) – *De la géomorphologie à la gestion des cordons de galets littoraux de bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, sud Angleterre) et réflexions générales*, thèse de doctorat en géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 386 p.
- Morel V. (1999) – Cordons de galets et actions anthropiques sur les côtes de la Manche au XXe siècle, *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 74, n° 1, p. 45-57.
- Morton R.A. (1979) – Temporal and spatial variations in shoreline changes and their implications, exemples from the Texas Gulf coast, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 49, n° 4, p. 1101-1112.
- Morton R.A. (2002) – Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches—a preliminary basis for real-time forecasting, *Journal of Coastal Research*, vol. 18, n° 3, p. 486-501.
- Moulis D. (1992) – *Flèche de la Gracieuse. Evolution générale du milieu, suivi de l'évolution de la dune expérimentale*, CEPREL, Montpellier, 12 p. + annexes.
- Moulis D. (1995) – *Flèche de la Gracieuse. Ouvrages de protection contre l'érosion, compte-rendu de la mission de suivi réalisé en 1993 et 1994*, CEPREL, Montpellier, 27 p. + annexes.
- Moulis D. (1996) – *Flèche de la Gracieuse. Ouvrages de protection contre l'érosion, compte-rendu de la mission de suivi réalisé en 1995 et 1996*, CEPREL, Montpellier, 37 p. + annexes.
- Moulis D., Loubié S., (1998a) – *Flèche de la Gracieuse. Ouvrages de protection contre l'érosion, compte-rendu de la mission de suivi réalisé en 1997*, IARE, Montpellier, 30 p. + annexes.
- Moulis D., Loubié S., (1998b) – *Flèche de la Gracieuse. Ouvrages de protection contre l'érosion, compte-rendu de la mission de suivi réalisé en 1998*, IARE, Montpellier, 44 p. + annexes.
- Neboit R. (1983) - *L'Homme et l'érosion. L'érosion des sols dans le monde*. Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand), Fasc. 34, 269 p.
- Nicholls R.J., Webber N.B. (1987) – The past, the present and future evolution of Hurst Castle Spit, Hampshire, *Progress in Oceanography*, vol. 18, n° 1-4, p. 119-137.
- Nicholls R.J., Hoozemans M.J. (1996) – The Mediterranean vulnerability to coastal implication of climate change, *Ocean and Coastal Management*, vol. 31, n° 2-3, p. 105-132.
- Norris R.M. (1963) – Dams and beach-sand supply in Southern California, dans Shepard Commemorative Volume, Miller R.L. (Eds), *Marine Geology*, p. 154-171.
- Oh Y.I., Shin E.C. (2006) – Using submerged geotextile tubes in the protection of the E. Korean shore. *Coastal Engineering*, n° 53, n° 11, p. 879-895.
- Ould el Moustapha A., Levoy F., Monfort O., Koutitonsky V.G. (2007) – A numerical forecast of shoreline evolution after harbour construction in Nouakchott, Mauritanie, *Journal of Coastal Research*, vol. 23, n° 6, p. 1409-1417.
- Palanques A., Plana F., Maldonado A. (1990) – Recent influence of man on the Ebro margin sedimentation system, northwestern Mediterranean Sea, *Marine Geology*, vol. 95, n° 3-4, p. 247-263.
- Palanques A., Guillén J. (1998) – Coastal changes in the Ebro delta: natural and human factors, *Journal of Coastal Conservation*, vol. 4, n° 1, p. 17-26.
- Pardé M. (1925) – *Le régime du Rhône, étude hydrologique*, Thèse pour le Doctorat, Université de Grenoble, 2 volumes : vol. 1, 887 p., vol. 2, 440 p.
- Paskoff R. (1998a) – La crise des plages : pénurie de sédiments, *Mappemonde*, vol. 52, n° 4, p. 11-15.
- Paskoff R. (1998b) – *Le littoral du Parc Naturel Régional de la Camargue après la grande tempête de décembre 1997*, PNRC, Arles, 15 p. + annexes., non publié.

- Paskoff R. (2001) – *L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers*, Institut océanographique, Paris, 190 p.
- Paskoff R. (2004a) – Potential implications of sea-level rise for France, *Journal of Coastal Research*, vol. 20, n° 2, p. 424-434.
- Paskoff R. (2004b) – Les littoraux sableux et dunaires : de l'abondance à la pénurie en sédiments, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 3, p. 373-382.
- Pauc H. (1970) – Contribution à l'étude dynamique et sédimentologique des suspension solides au large de l'embouchure du Rhône (Grau de Roustan). Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Montpellier, 134 p.
- Pauc H. (1976) – Comportement dynamique des matériaux en suspension. Etude de divers secteurs côtiers du Golfe du Lion, *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord*, vol. 67, n° 3-4, p. 151-169.
- Peiry J.-L., Salvador P.-G., Nouguier F. (1994) – L'incision des rivières des Alpes du Nord : état de la question, *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 69, n° 1-2, p. 47-56.
- Petit-Maire N., Marchand J. (1991) – La Camargue au XXI^e siècle, *La Recherche*, vol. 22, n° 234, p. 976-978.
- Pichard G. (1995) – Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, tome 3, n° 4, p. 105-116.
- Picon B., Provansal M. (2002) – Faut-il se protéger de la mer ? Instabilités naturelles et politiques publiques dans le delta du Rhône, *Faire Savoir*, n° 2, p. 75-80.
- Pierce J.W. (1969) – Sediment budget along a barrier island Chain, *Sedimentary Geology*, vol. 3, n° 1, p. 5-16.
- Pinot J.-P. (1987) – Des îles disparues sur la Lieue de Grève, *Iles du Trégor*, n° 2, p. 17-21.
- Pinot J.-P. (1993) – *Rapport sur l'évolution du littoral autour de la baie de Lannion et sur la Côte de Granit Rose, Rapport présenté pour le Schéma de Mise en Valeur de la Mer (SMVM)*, Université de Bretagne Occidentale, 115 p., non publié.
- Pinot J.-P. (1994) – Fixer le plan ou gérer le profil : l'exemple du Sillon du Talbert, *Cahiers Nantais*, n° 41-42, p. 307-316.
- Pinot J.-P. (1995) – Quelques plages en voie d'accrétion dans la région de Lannion, *Norois*, n° 165, p. 99-117.
- Pinot J.-P. (1998). - *La gestion du littoral, Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*, tome 1, édit. Institut Océanographique, Paris, 399 p.
- Pirazzoli P.A. (2000) – Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France, *Oceanologica Acta*, vol. 23, n° 6, p. 643-661.
- Pirazzoli P.A. (2001) – L'élévation du niveau de la mer aujourd'hui et les prévisions pour le XXI^e siècle. In Paskoff R. (dir.), *Le changement climatique et les espaces côtiers*, Mission interministérielle de l'effet de serre, Paris, p. 10-13., non publié.
- Pirazzoli P.A., Régnault H., Lemasson L. (2004) – Changes in storminess and surges in western France during the last century, *Marine Geology*, vol. 210, n° 1-4, p. 307-323.
- P.N.O.C. (1994) – *Programme National d'Océanographie Côtière*. Rapport d'activité 1994, Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines, Université de Perpignan, 16 p., non publié.
- Poinsard D. (1992) – *Effets des aménagements fluviaux sur les débits liquides et solides. L'exemple du Rhône dans les plaines de Miribel-Jonage et de Donzère-Mondragon*, Thèse de 3^{ème} cycle, Université Lyon III, 501 p.
- Pont D., Bombléd B. (1995) – Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure durant l'année hydrologique 1994-1995, 7^{ème} Rencontres de l'Agence Régionale pour l'Environnement, PACA, 24-30 octobre 1995, Dignes-les-Bains, p. 282-292.
- Pont D. (1997) – Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure : données récentes (1994-1995), *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 72, n° 1, p. 23-33.
- Pont D., Simonnet J.P., Walter A.V. (2002) – Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône river, France), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 54, p. 1-18.
- Pringle A.W. (1985) – Holderness coast erosion and the significance of ords, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 10, n°2, p. 107-124.
- Provansal M. (1992) – Le rôle du climat dans la morphogénèse à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité en Basse Provence, *Les Nouvelles de l'Archéologie*, n° 50, p. 21-26.
- Provansal M. (1993) – Les sédiments holocènes de l'étang de Berre témoins de la morphogénèse récente des paysages, In *Archéologie et Environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles*, Université de Provence, p. 421-424.

- Provansal M. (1995) – Holocene deltaic sequences in Basse Provence. The Arc delta and the Etang de Berre, *In* J. Lewin, M. Maklin, Woodward J. (Eds), *Quaternary Mediterranean River Environment*, Balkema, Rotterdam, p. 159-165.
- Provansal M., Morhange C. (1996) – Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse Provence depuis 5000 ans, *Quaternaire*, vol. 5, n° 3-4, p. 113-118.
- Provansal M., Arnaud P.M., Vella C., Oberlin C., Sistach D. (1998) – Les sédiments de l'étang de Berre (Provence, France), témoins de la mobilité du niveau marin holocène, *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 169, n° 1, p. 127-135.
- Psuty N.P. (1988) – Sediment budget and beach/dune interaction, *Journal of Coastal Research*, Special Issue n° 3, p. 1-4.
- Psuty N.P. (1992) – Spatial variation in coastal Foredune development, dans Carter R.W.G., Curtis T.G.F., Sheehy-Skeffington M.J. (Eds), *Coastal dunes. Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*, Proc. 3rd European Dune Congress, Balkema, Rotterdam, p. 3-13.
- Purvis M.J., Bates P.D., Hayes C.M. (2008) – A probabilistic methodology to estimate future coastal flood risk due to sea level rise, *Coastal Engineering*, vol. 55, n° 12, p. 1062-1073.
- Pye K., Blott S.J. (2008) – Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: an investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK, *Geomorphology*, vol. 102, n° 3-4, p. 652-666.
- Quartel S., Kroon A., Ruessink B.G. (2008). Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach, *Marine Geology*, vol. 250, n° 1-2, p. 19-33.
- Radakovitch, O., Charmasson, S., Arnaud, M., Bouisset, P. (1999) – ²¹⁰Pb and caesium accumulation in the Rhône delta sediments, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 48, n° 1, p. 77-92.
- Rapport Camargue (1970) – *Rapport Camargue : étude hydrologique, pédologique et de salinité*, DDA et Compagnie National d'Aménagement du Bas-Rhône Languedoc, 4 vol., 262 p., non publié.
- Rasid H. (1979) – The effects of regime regulation by the Gardiner Dam on downstream geomorphic processes in the south Saskatchewan river, *Canadian Geographer*, vol. XXIII, n° 2, p. 140-158.
- Reeve D., Li Y., Lark M., Simmonds D. (2007) – An investigation of the multi-scale temporal variability of beach profiles at Duck using wavelet packet transforms, *Coastal Engineering*, vol. 54, n° 5, p. 401-415.
- Régnauld H., Binois S., Fouqué C., Lemasson L. (1999) – Micro- to mesoscale evolution of beaches in response to climatic shift: observation and conceptual modelling (Brittany, France), *Geologie en Mijnbouw*, vol. 77, n° 3-4, p. 323-332.
- Régnauld H., Pirazzoli P.A., Morvan G., Ruz M. (2004) – Impacts of storms and evolution of the coastline in western France, *Marine Geology*, vol. 210, n° 1-4, p. 325-337.
- Regrain R. (1992) – Le risque naturel pose la question de l'aménagement : protéger le littoral ouest des Bas-Champs de Cayeux ? *In* Flament J., Miossec A., Regrain R., Flament E. (Eds), *Les littoraux en France, risques et aménagements*, Editions APHG, Amiens, p. 49-78.
- Richmond B.M., Fletcher C.H., Grossman E.E., Gibbs A.E. (2001) – Island at risk: coastal hazard assessment and mapping in the Hawaiian Islands, *Environmental Geosciences*, vol. 8, n° 1, p. 21-37.
- Rieb G., Walker P. (2001) – Suivi morphologique du littoral, *Géologues*, n° 129, p. 75-79.
- Roberts H.H. (1997) – Dynamic changes of the Holocene Mississippi river delta plain: the delta cycle, *Journal of Coastal Research*, vol. 13, n° 3, p. 605-627.
- Roberts I., Orr S., Mehaffey P., Roddy G., McCann A. (2002) – Monitoring and management of the Northern Ireland Sea defences using a risk based approach, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 36, p. 622-633.
- Robinson A.H.W. (1980) – Erosion and accretion along part of the Suffolk Coast of East Anglia, England, *Marine Geology*, vol. 37, p. 133-146.
- Roditis J.-C. (1993) – *Caractérisation de la charge solide en suspension et alluvionnement du Rhône dans le secteur Beaucaire-Arles. Crues et transferts sédimentaires. Bilan actuel et évolution récente*. Mémoire de DEA, Université d'Aix-Marseille I, 130 p.
- Roditis J.-C., Pont D. (1993) – Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du Rhône à l'amont immédiat de son delta, *Méditerranée*, tome 78, n° 3-4, p.5-18.
- Rodriguez E.L., Dean R.G. (2009) – A sediment budget analysis and management strategy for Fort Pierce Inlet, Florida, *Journal of Coastal Research*, vol. 25, n° 4, p. 870-883.
- Ruessink B.G., Jeuken M.C.J.L. (2002) – Dunefoot dynamics along the Dutch coast, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 27, n° 10, p. 1043-1056.

- Ruggiero P., Voigt B., Kaminsky G. (2000) – *Beach monitoring for enhanced decision-making*, Coastal Society 17th Conference Coasts at the Millennium, 9-12 July 2000, Portland, Oregon, non paginé.
- Ruggiero P., Komar P.D., McDouglas W.G., Marra J.J., Beach R.A. (2001) – Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches, *Journal of Coastal Research*, vol. 17, n° 2, p. 407-419.
- Ruz M.-H., Meur-Ferec C. (2004) – Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France, *Geomorphology*, vol. 60, n° 1-2, p. 73-87.
- Ruz M.-H. (2005) – *Des côtes arctiques aux ravages tempérés : la question de l'influence de la zonalité sur la géomorphologie de littoraux meubles*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université du Littoral – Côte d'Opale, 131 p.
- Sabatier F. (1997) – *Les dynamiques sédimentaires du littoral occidental du delta du Rhône*, Mémoire de DEA, Université de Provence, Aix-Marseille I, 106p.
- Sabatier F., Arnaud-Fassetta G. (1999) – Premières données sur la contribution des apports sableux du Petit Rhône aux plages du Golfe de Beauduc. *Méditerranée*, n° 4, p. 11-18.
- Sabatier F. (2001) – *Fonctionnement et dynamiques morphosédimentaires du littoral du delta du Rhône*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille III, 272 p.
- Sabatier F., Provansal M. (2002) – La Camargue sera-t-elle submergée ? *La Recherche*, n° 355, p. 72-73.
- Sabatier F., Provansal M., Fleury T.-J. (2005) – Discussion of: Paskoff, R., 2004. Potential implications of sea-level rise for France, *Journal of Coastal Research*, vol. 21, n° 4, p. 860-864.
- Sabatier F., Suanez S. (2003) – Evolution of the Rhone Delta coast since the end of the 19th century, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4, p. 283-300.
- Sabatier F., Maillet G., Provansal M., Fleury T.-J., Suanez S., Vella C. (2006) – Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century, *Marine Geology*, vol. 234, n° 1-4, p. 143-157.
- Sabatier F., Samat O., Ullmann A., Suanez S. (2009) - Connecting large-scale behaviour with coastal management of the Rhone delta, *Geomorphology*, vol. 107, n° 1-2, p. 79-89.
- Sabatier F., Anthony E., Héquette A., Suanez S., Musereau J., Régnauld H., Ruz M. (2009) – Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 1, p. 3-22.
- Samat O., Sabatier F., Lambert A. (2007) – Bathymetric impacts of a seawall on a micro-tidal beach, Gulf of Lions, France, *Méditerranée*, n° 108, p. 119-124.
- Samat O. (2007) – *Efficacité et impacts des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 341 p
- Sánchez-Arcilla A. (dir) (1996a) – *Impact of climatic change on northwestern Mediterranean deltas, Volume I – The Past and the Present*, Final Workshop, Venezia, Italy - October 2-6, 1996, Edit. Tecnomare, Venezia, Italy, non publié.
- Sánchez-Arcilla A. (dir) (1996b) – *Impact of climatic change on northwestern Mediterranean deltas, Volume II – The Present and the Future*, Final Workshop, Venezia, Italy - October 2-6, 1996, Edit. Tecnomare, Venezia, Italy, non publié.
- Sanders B.F. (2007) – Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modelling, *Advances in Water Resources*, vol. 30, n° 8, p. 1831-1843.
- SAUM. (1977) – *Schéma d'Aptitude et d'Utilisation de la Mer (S.A.U.M.) : Rade de Brest- 1977 Etude analytique et méthodologique*, Direction Départementale de l'Équipement, Département du Finistère, Quimper, 169 p., non publié.
- Savey P., Deleglise R. (1967) – Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par charriage et par suspension, *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. (IAHS)*, n° 75, p. 462-476.
- Saye S.E., van der Wal D., Pye K., Blott S.J. (2005) – Beach-dune morphological relationships and erosion/accretion at five sites in England and Wales using LIDAR data, *Geomorphology*, vol. 72, n° 1-4, p. 128-155.
- Sherman D.J., Bauer B.O. (1993) – Dynamics of beach-dune systems, *Progress in Physical Geography*, vol. 17 n° 4, p. 413-447.
- Short A. (1999) – *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, Wiley, Chichester (UK), 379 p.
- Short A.D., Hesp P.A., (1982) – Wave, beach and dune interactions in southeast Australia, *Marine Geology*, vol. 48, n° 3-4, p. 259-284.

- Shuisky Y.D., Schwartz M.L. (1983) – Basic principles of sediment budget study in the coastal zone, *Shore & Beach*, vol. 51, n° 1, p. 34-40.
- Simon B. (1994) – *Statistiques des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France*, Rapport d'étude du SHOM n° 001/94, EPSHOM Brest, 77 p., non publié.
- Simon B. (1996) – Détermination des hauteurs d'eau extrêmes pour la délimitation du domaine public maritime, *Annales Hydrographiques*, vol. 20, n° 167, p. 17-43.
- Singer M.B. (2007) – The influence of major dams on hydrology through the drainage network of the Sacramento River basin, California, *River Research and Applications*, vol. 23, n° 1, p. 55-72.
- Slagel M.J., Griggs G.B. (2008) Cumulative Losses of Sand to the California Coast by Dam Impoundment. *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n° 3, 571-584.
- Smith S.E., Abdel-Kader A. (1988) – Coastal erosion along the Egyptian Delta, *Journal of Coastal Research*, vol. 4, n° 2, p. 245-255.
- SOGREAH (1984a) – *Stabilité de l'embouchure du Rhône*, Rapport d'étude, Port Autonome de Marseille (La Fossette), Réf. 35 1544 R2, 8 p., non publié.
- SOGREAH (1984b) – *They de la Gracieuse. Etude préliminaire des ouvrages de contrôle de l'évolution du littoral*, Rapport d'étude, Port Autonome de Marseille (La Fossette), Réf. 45 0015 R1, 10 p., non publié.
- SOGREAH (1987) – *Suivi des évolutions sédimentologiques dans le golfe de Fos. Evolutions récentes, définition d'un programme de suivi sur le terrain*, Rapport d'étude, Port Autonome de Marseille (La Fossette), Réf. 5 1085 R1, 11 p., non publié.
- SOGREAH (1988a) – *Suivi des évolutions sédimentologiques dans le golfe de Fos. Protection de la partie terrestre de la flèche de la Gracieuse. Recherche de solutions et recommandations pour un tronçon expérimental de restauration*, Rapport d'étude, Port Autonome de Marseille (La Fossette), Réf. 5 1085 R3, 9 p., non publié.
- SOGREAH (1988b) – *Suivi des évolutions sédimentologiques dans le Golfe de Fos. Nature des sédiments entre l'embouchure du Rhône et les darses du port de Fos*, Rapport d'étude, Port Autonome de Marseille (La Fossette), Réf. 5 1085 R4, 45 p., non publié.
- SOGREAH (1991) – Littoral des Bas-Champs, mission d'expertise sur la faisabilité d'un recul contrôlé du littoral, Rapport général, DDE Subdivision Maritime, 57 p. + annexes, non publié.
- Solomon S.M., Forbes D.L. (1999) – Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands, *Ocean and Coastal Management*, vol. 42, n° 6-7, p. 523-554.
- Southgate H.N. (2008) – Data-based forecasting of beach volumes on monthly to yearly timescales, *Coastal Engineering*, vol. 55, n° 12, p. 1005-1015.
- Sparfel L., Suanez S. (2007) - Le Vougot à l'épreuve des flots, *Penn ar Bed*, n° 199/200, p. 39-49.
- Stapor F.W. (1971) – Sediment budgets on a compartmented low-to-moderate energy coast in northwest Florida, *Marine Geology*, vol. 10, n° 2, p. 1-7.
- Stapor F.W. (1973) – History and sand budgets of the barrier island system in the Panama City, Florida, Region, *Marine Geology*, vol. 14, n° 4, p. 277-286.
- Stauble D.K., Eiser W.C., Birkemeier W.A., Hales L.Z., Seabergh W.C. (1990) – Erosion characteristics of Hurricane Hugo on the beaches of South Carolina, *Shore & Beach*, vol. 58, n° 4, p. 23-36.
- Stauble D.K. (2003) – The use of shoreline change mapping in coastal engineering project assessment, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, n° 38, p. 178-206.
- Stéphan P. (2003) – *Dynamiques morphosédimentaires récente et actuelle des cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève*, Mémoire de maîtrise de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 309 p.
- Stéphan P., Suanez S. (2004) – Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor) entre 1990 et 2003, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 3, p. 438-448.
- Stéphan P., Fichaut B., Suanez S. (2005) – Les cordons littoraux de Mengleuz (Logona-Daoulas) et du Loc'h de Landévennec : aspects récents et actuels de l'érosion de deux flèches de galets en rade de Brest, *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, Série D, n° 2, p. 1-19.
- Stéphan P. (2007) – Mobilité des flèches de galets en rade de Brest, *Penn ar Bed*, n° 199/200, p. 25-38.
- Stéphan P. (2008) – *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université de Bretagne Occidentale, 558 p.

- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. – Franchissement et recul des cordons de galets par *rollover*. Impact de la tempête du 10 mars 2008 dans l'évolution récente du Sillon de Talbert (Côtes d'Armor, Bretagne), *Noréis*, (accepté).
- Stive M.J.F., Roelvink J.A., de Vriend H.J. (1990) – Large-scale coastal evolution concept, *In* Edge W. (Eds), *Proceeding 22nd International Conference on Coastal Engineering*, ASCE New-York, p. 1962-1974.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howd P.A., Sallenger A.H. (2006) – Empirical parametrization of setup, swash and runup, *Coastal Engineering*, vol. 53, n° 7, p. 573-588.
- Stockdon H.F., Thompson D.M. (2007) – *Vulnerability of National Park Service Beaches to Inundation during a Direct Hurricane Landfall: Cape Lookout National Seashore*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 2007-1376, 8 p.
- Stouthamer E. (2001) – Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands, *Sedimentary Geology*, vol. 145, n° 1-2, p. 73-92.
- Suanez S. (1993) – *Etude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône : plages de Piémanson et Napoléon*, Mémoire de DEA, Université d'Aix-Marseille I, 128 p.
- Suanez S., Provansal M. (1993) – Etude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône : plages de Piémanson et Napoléon, *Méditerranée*, tome 78, n° 3-4, p. 43-56.
- Suanez S. (1995) – Quelques données nouvelles sur l'évolution mi-séculaire du littoral camarguais à l'embouchure du Rhône (France, Sud-Est), *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 5, p. 440-454.
- Suanez S., Provansal M. (1996) – Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the Rhone delta, *Quaternary Science Reviews*, vol. 15, p. 811-818.
- Suanez S. (1997) - *Dynamiques sédimentaires actuelles de la frange littorale orientale du delta du Rhône*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 283 p.
- Suanez S., Simon B. (1997) - Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral du delta du Rhône (France, Sud-Est), *Photo-Interprétation*, vol. 35, n° 3-4, 147-158.
- Suanez S., Prosper V., Provansal M. (1997) – Variation relative du niveau marin dans le delta du Rhône. Implication climatique et/ou tectonique, *C.R. Acad. Sci. Paris.*, tome 234, Série IIa, p. 639-646.
- Suanez S., Provansal M. (1998) – Large scale evolution of the littoral of the Rhone delta (Southeast France), *Journal of Coastal Research*, vol. 14, n° 2, p. 493-501.
- Suanez S., Bruzzi C., Arnoux-Chiavassa S. (1998) – Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4, p. 291-312.
- Suanez S., Sabatier F. (1999) – Eléments de réflexion pour une gestion plus cohérente d'un système anthropisé : exemple du littoral du delta du Rhône. *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 74, n° 1, p. 7-25.
- Suanez S., Bruzzi C. (1999a) – Aménagements de défense littorale et dynamique côtière : exemple de la partie orientale du delta du Rhône (France Méridionale), dans « *Littoraux entre environnement et aménagement* » dir. A. Coudé., G. Coudé-Gaussen, *Actes du Colloque de Caen (Commission de Géographie de la Mer et du Littoral)*, MRSB 8-10 mai 1997, Les Documents de la MRSB, n°10, décembre 1999, p. 101-112.
- Suanez S., Bruzzi C. (1999b) – Shoreline management and its implications for the coastal processes on the eastern part of the Rhone delta, *Journal of Coastal Conservation*, vol. 5, n° 1, p. 1-12.
- Suanez S., Gad L., Hénaff A. (2001) – *Rapport sur le suivi des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2000-2001 - Baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor)*, Géolittomer-Brest LETG UMR 6554 CNRS (IUEM), 41 p., non publié.
- Suanez S., Gad L., Hénaff A., Lidou F. (2002) – Géomorphologie appliquée et algues vertes : l'exemple en baie de Saint-Michel-en-Grève, *Penn Ar Bed*, n° 187, p. 1-13.
- Suanez S. (2002) – *Rapport sur le suivi des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat et des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder au cours de l'année 2001-2002 - Baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor)*, Géolittomer-Brest LETG UMR 6554 CNRS (IUEM), 26 p., non publié.
- Suanez S., Stéphan P. (2003) – *Rapport sur le suivi des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder et des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2002-2003 (Baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor)*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, (IUEM), 43 p., non publié.
- Suanez S. (2004) - Modifications morphodynamiques et phénomènes rétroactifs en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes-d'Armor), *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, n° 3, p. 334-345.

- Suanez S., Stéphan P. (2005) – *Rapport sur le suivi de l'évolution des dunes de Saint-Michel-en-Grève et de Tréduder et des travaux de rectification des filières du Yar et du Roscoat au cours de l'année 2003-2004 (Baie de Saint-Michel-en-Grève - Côtes d'Armor)*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, (IUEM), 31 p., non publié.
- Suanez S., Sparfel L. (2005) – *Rapport d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (Commune de Guissény) pour l'année 2004-2005*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 24 p., non publié.
- Suanez S., Stéphan P. (2006) - Forçages météo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 2, p. 91-110.
- Suanez S., Fichaut B., Sparfel L. Goudédranche L. (2006a) - *Rapport d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény) pour l'année 2005-2006 et sur l'étude du risque de submersion*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 20 p., non publié.
- Suanez S., Cariolet J.-M., Hénaff A., Goudédranche L. (2006b) - *Expertise scientifique du procédé StabiPlage® mis en place sur la plage des Sables Blancs – commune de Plobannaec – Lesconil (Finistère). Période de suivi : janvier 2005 – septembre 2006*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 16 p., non publié.
- Suanez S. (2007) - *Rapport d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény) pour l'année 2006-2007*, Géomer - LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 9 p., non publié.
- Suanez S., Fichaut B., Goudédranche L., Sparfel L. (2007a) – *Niveaux marins extrêmes et érosion du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény, Finistère). De la mesure à la réponse gestionnaire*, Actes du colloque des IX^{ème} Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtier – Brest 12-14 septembre 2006, J. L'Her, D. Levacher et le Centre Français du Littoral (Eds), Tome 2, p. 439-446.
- Suanez S., Fichaut B., Sparfel L. (2007b) – *Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne)*, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 4, p.319-334.
- Suanez S., Cariolet J.-M. (2008) - *Rapport final d'activité sur le suivi morpho-sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (commune de Guissény) entre 2004 et 2008*, Géomer-LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 17 p., non publié.
- Suanez S., Fichaut B., Magne R. (2009) – *Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean*, *Sedimentary Geology*, vol. 220, n° 1-2, p. 12-28.
- Suanez S., Cariolet J.-M., Fichaut B. – *Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS*, *Shore & Beach*, (soumis).
- Suanez S., Cariolet J.-M., *L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008, Norois*, (accepté).
- Sunamura T., Horikawa K. (1977) – *Sediment budget in Kujyokuri coastal area, Japan*, *Proceeding of the 16th Coastal Engineering Conference - Coastal Sediments '77*, ASCE, p. 475-487.
- Surell M. (1847) – *Mémoire sur l'amélioration des Bouches du Rhône*, Imprimerie Cévenole, Nîmes, France, 148 p.
- Syvitski J.P.M. (2003) – *Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century*, *Global and Planetary Change*, vol. 39, n° 1-2, p. 1-11.
- Syvitski J.P.M., Vörösmarty C.J., Kettner A.J., Green P. (2005) – *Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean*, *Science*, vol. 308, n° 5720, p. 376-380.
- Syvitski J.P.M., Milliman J.D. (2007) – *Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean*, *Journal of Geology*, vol. 115, n° 1, p. 1-19.
- Terwindt J.H.J., Battjes J.A. (1991) – *Research on large-scale coastal behaviour*, *Proceeding 22nd International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, New York, p. 1975-1982.
- Thom B.G., Hall W. (1991) – *Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated period*, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 16, n° 2, p. 113-127.
- Touzani, A., Giresse, P., (2002) – *The Rhône river prodelta: short-term (100–103 year) sedimentation patterns and human impact*, *Journal of Coastal Research*, vol. 18, n° 1, p. 102-117.
- Valentin H. (1971) – *Land loss at Hoderness*, *Applied Coastal Geomorphology*, In: Steers J.A. (Eds), *Applied Coastal Geomorphology*, MacMillan, London, p. 116–137.
- van de Graaff J., 1977. *Dune erosion during a storm*, *Coastal Engineering*, n° 1, p. 99-134.

- van de Graaff, J., 1986. Probabilistic design of dunes; an example from the Netherlands, *Coastal Engineering*, vol. 9, n° 5, p. 470-500.
- van der Meulen, T., Gourlay, M.R., 1968. *Beach and dune erosion test*, Proceeding of the 11th Conference on Coastal Engineering, ASCE, vol. 1, p. 701-707.
- Van Straaten L.M.J.U. (1959) – Littoral and submarine morphology of the Rhone delta, 2nd Coastal Geogr. Conf., Baton Rouge - Louisiana State University, Proc., (Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council), p. 233-264.
- Vella C. (1999) – *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 217 pp.
- Vellinga P., 1982. Beach and dune erosion during storm surges, *Coastal Engineering*, vol. 6, n° 4, p. 361-387.
- Vellinga P., 1984. Movable-bed modelling law for coastal dune erosion, *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering*, vol. 11, n° 4, p. 495-504.
- Verdier M. (2009) – Face à la mer, la Camargue organise son repli stratégique, *La Croix* (Lundi 6 juillet 2009), p. 2-3.
- Vernier E., (1972) – *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Fos*, Thèse de 3^{ème} cycle d'océanographie spécialité : sédimentologie, UFR des Sciences de la Mer et de l'Environnement, Université d'Aix-Marseille, 69 p.
- Vernier E. (1976) – Edification et évolution de la flèche de la Gracieuse, Ouest du golfe de Fos, *Bull. B.R.G.M.* (2^{ème} Série), IV, 2, p. 103-115.
- Vespremeanu-Stroe A., Preteasa L. (2007). Beach-dune interactions on the dry-temperate Danube delta coast, *Geomorphology*, vol. 86, n° 3-4, p. 267-282.
- Vinchon C., Aubie S., Balouin Y., Closset L., Garcin M., Idier D., Mallet C. (2009) – Anticipate response of climate change risks at regional scale in Aquitaine and Languedoc Roussillon (France), *Ocean and Coastal Management*, vol. 52, n° 1, p. 47-56.
- Wang H., Yang Z., Saito Y., Liu J.P., Sun X. (2006) – Interannual and seasonal variation of the Huanghe (Yellow River) water discharge over the past 50 years: connections to impacts from ENSO events and dams, *Global and Planetary Change*, n° 50, p. 212-225.
- Warner R.F. (2000) – Gross channel changes along the Durance River, southern France, over the last 100 years using cartographic data, *Regulated River – Research & Management*, vol. 16, n° 2, p. 141-157.
- Williams D.M., Hall, A.M. 2004. Cliff-top megaclasts deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic-storms or tsunamis?, *Marine Geology*, vol. 206, n° 1-4, p. 101-17.
- Willis C.M., Griggs G.B. (2003) – Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability, *Journal of Geology*, vol. 111, n° 2, p. 167-182.
- Winant C.D., Inman D.L., Nordstrom C.E. (1975) – Description of seasonal beach changes using empirical eigenfunctions, *Journal of Geophysical Research*, vol. 80, n° 15, p. 1979-1986.
- Wright L.D., Thom B.G. (1977) – Coastal depositional landforms a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, vol. 1, n° 3, p. 412-459.
- Wright L.D., Chappell J., Thom B.G., Bradshaw M.P., Cowell P. (1979) – Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems : Southeastern Australia, *Marine Geology*, vol. 32, n° 1-2, p. 105-140.
- Wright L.D., Short A.D. (1984) – Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis, *Marine Geology*, vol. 56, n° 1-4, p. 93-118.
- Xiqing C. (1998) – Changjian (Yangtze) river delta, China, *Journal of Coastal Research*, vol. 14, n° 3, 838-858.
- Xiqing C., Erfeng Z., Hongqiang M., Zong Y. (2005) – A preliminary analysis of human impacts on sediment discharges from the Yangtze, China, into the sea, *Journal of Coastal Research*, vol. 21, n° 3, 515-521.
- Xu J. (2005) – The water fluxes of the Yellow River to the sea in the past 50 years, in response to climate change and human activities, *Environmental Management*, vol. 35, n° 5, p. 620-631.
- Yoni C., Hallégouët B. (1998) – Extractions d'aménagements marins et recul de la ligne de rivage en baie de Goulven (Finistère). Les paradoxes de la gestion d'un site, *Norois*, tome 45, n° 177, p. 63-73.
- Yu L. (2002) – The Huanghe (Yellow) River: a review of its development, characteristics, and future management issues, *Continental Shelf Research*, vol. 22, n° 3, p. 389-403.
- Zuzack P.J., Nairn R.B., Thieme S.J. (2003) – spatial and temporal considerations for calculating shoreline change rates in the Great Lakes Basin, *Journal of Coastal Research*, Special Issue n° 38, p. 125-146.

Listes des tables

Tables des figures

Figure 1. Schéma de synthèse illustrant les différents éléments intervenant dans le bilan sédimentaire littoral.....	8
Figure 2. Interactions entre les processus de transport transversaux et longitudinaux commandant le bilan sédimentaire littoral.....	8
Figure 3. Synthèse des paramètres relatifs aux forçages naturels et anthropiques intervenant dans le bilan sédimentaire littoral.....	9
Figure 4. Découpage de la côte méridionale de la Californie (de Santa Barbara à San Diego) en différentes cellules littorales.....	10
Figure 5. Budget sédimentaire et cellules littorales de la côte méridionale de la Californie au nord de Santa Barbara.....	10
Figure 6. Hiérarchisation des frontières en tant que limites du transport sédimentaire littoral.....	11
Figure 7. Modèle de conservation de masse sédimentaire établi le long de la côte du centre de la Hollande.....	12
Figure 8. Echelles temporelles et spatiales des changements du littoral.....	13
Figure 9. Relations entre les différentes unités morphodynamiques du domaine côtier et les échelles temporelles des processus auxquels elles sont soumises.....	13
Figure 10. Variation du budget sédimentaire et changement du profil de plage de Moruya (sud de Sydney, Australie).....	14
Figure 11. Comparaison de la charge solide fluviale obtenus par des mesures <i>in situ</i> et par simulation à partir du modèle de prédiction ART pour quelques grands fleuves mondiaux.....	17
Figure 12. Comparaison de la charge solide fluviale de 217 organismes avant (<i>pre-Anthropocene</i>) et après (<i>Anthropocene</i>) la construction des barrages.....	18
Figure 13. Variations des débits liquides et solides du Nil depuis le milieu du 19 ^{ème} siècle en relation avec la construction du bas et haut barrage d'Assouan.....	19
Figure 14. Evolution du rivage des promontoires de Rosette et Damiette (delta du Nil) depuis le 17 ^{ème} siècle en relation avec la construction des barrages hydro-électriques sur le Nil.....	20
Figure 15. Localisation des principaux barrages (plus de 1400) qui ont été construits sur l'ensemble des bassins versants drainés par les cours d'eau se jetant dans le Pacifique le long de la côte californienne.....	21
Figure 16. Alimentation et transport sédimentaire le long du littoral de la baie de Christchurch, Hampshire.....	22
Figure 17. Erosion des falaises de Cromenach et alimentation de la flèche de Bétahon (Morbihan) depuis les années 1950.....	23
Figure 18. Vitesse de recul des falaises du pays de Caux (Côte d'Albâtre, Seine-Maritime).....	24
Figure 19. Evolution de la ligne de rivage aux abords du port de Nouakchott (Mauritanie) entre 1980 et 2005.....	25
Figure 20. Rôle des ouvrages transversaux dans le compartimentage de la côte de Seine-Maritime.....	26
Figure 21. Relation entre la présence des ouvrages transversaux favorisant le blocage du transit longitudinal et le recul des falaises du littoral de Seine-Maritime.....	27
Figure 22. Schéma de la convergence des dynamiques du trait de côte et de l'occupation du rivage : l'émergence des risques côtiers.....	27
Figure 23. Linéaire côtier en érosion, stable ou progradant en fonction du type de côtes rocheuse, sableuse ou vaseuse.....	29
Figure 24. Part du linéaire côtier en érosion, stable ou progradant par départements littoraux de la France métropolitaine.....	30
Figure 25. Synthèse de l'évolution du trait de côte de la baie d'Audierne (entre les points de Penhors et de la Torche) depuis le la fin du 18 ^{ème} siècle.....	31
Figure 26. Bilan des superficies gagnées ou perdues par les flèches de galets de la rade de Brest entre 1952 et 2006.....	32
Figure 27. Evolution du rivage breton entre 1998 et 2003, et dommages subis par ce dernier entre 1949 et 2003.....	33
Figure 28. Evolution comparée des interventions de protection des rivages contre l'érosion et des dommages enregistrés sur les littoraux de la région Bretagne entre 1949 et 2003.....	34
Figure 29. Evolution des fonds marins entre 0 et 40 m du secteur de l'embouchure du Grand Rhône entre 1895 et 1962.....	40
Figure 30. Mobilité de la ligne de rivage du littoral situé à l'est du Grand Rhône entre 1947 et 1972.....	41
Figure 31. Mobilité de la ligne de rivage du littoral du delta du Rhône entre 1744 et 1975.....	42
Figure 32. Evolution de la ligne de rivage du littoral du delta du Rhône entre 1947 et 1984.....	43

Figure 33. Inventaire des ouvrages de défense côtière mis en place sur le littoral du delta du Rhône depuis le 19 ^{ème} siècle.....	44
Figure 34. Cinématique de la ligne de rivage du littoral du delta du Rhône entre 1895 et 2000.....	49
Figure 35. Evolution du bilan sédimentaire du littoral du delta du Rhône exprimé en surfaces entre 1895 et 2000.....	50
Figure 36. Changements morphosédimentaires des fonds marins du delta du Rhône entre 1841 et 1974.....	52
Figure 37. Bilan sédimentaire de la zone infralittorale soumise à l'action principale de la houle et des courants entre 1872 et 1974.....	53
Figure 38. Diminution des apports rhodaniens en MES à la mer (A) ; diminution de la fréquence des crues majeures du Rhône depuis le 16 ^{ème} siècle (B).....	54
Figure 39. Principales étapes de la construction du delta du Rhône depuis 7000 ans (A), et de l'embouchure du Grand Rhône depuis le milieu du 19 ^{ème} siècle.....	56
Figure 40. Largeur de plage ayant été préservée depuis la mise en place des ouvrages de défenses du littoral au droit des Saintes-Maries-de-la-Mer (Petite Camargue) et de la compagnie des salins de Giraud (littoral de Faraman).....	57
Figure 41. Schéma général de la circulation hydrosédimentaire littorale du delta du Rhône (A), et carte bathymétrique montrant la présence (ou l'absence) des stocks fossiles immergés.....	58
Figure 42. Quantification du recul du trait de côte du littoral du delta du Rhône liée à la remontée du niveau relatif de la mer.....	61
Figure 43. Evolution du rivage du littoral de Faraman depuis le 19 ^{ème} siècle à nos jours, et scénario prospectif pour l'an 2050.....	62
Figure 44. Photographie IGN de 1992 de la baie de Saint-Michel-en-Grève en baie de Lannion.....	65
Figure 45. Comparaison entre les vieilles cartes postales du début du 20 ^{ème} siècle et la situation actuelle.....	66
Figure 46. Localisation des quatre cordons dunaires ayant servi à l'analyse diachronique de la cinématique du trait de côte en baie de Saint-Michel-en-Grève (A). Localisation de la zone de mesure dans le secteur de Tréduder, et positionnement des quatre radiales (B).....	67
Figure 47. Evolution du trait de côte dans le secteur de Saint-Efflam entre 1990 et 2001 et dans les secteurs du Grand Rocher, de Tréduder, et de Saint-Michel-en-Grève entre 1990 et 2003.....	68
Figure 48. Enveloppes des profils de plages réalisés le long des quatre radiales situées au niveau de « la poche du Yar » entre 1998 et 2003.....	69
Figure 49. Evolution des volumes de sables accumulés en haut d'estran entre 1998 et 2003 dans le secteur de Tréduder « poche du Yar ».....	70
Figure 50. Pourcentage de fractions carbonatées au sein des sables de plage de la baie de Saint-Michel-en-Grève.....	71
Figure 51. Evolution des volumes de sables accumulés en haut d'estran entre 1998 et 2009 dans le secteur de l'ancienne « poche du Yar ».....	72
Figure 52. Evolution morphosédimentaire et différents stades de construction du cordon dunaire de Tréduder à l'endroit de l'ancienne « poche du Yar » entre 1998 et 2003 (A) ; et entre 2004 et 2009 (B).....	73
Figure 53. Taux d'érosion et d'accrétion mesurés entre 1998 et 2009 dans le secteur de Tréduder et du Grand Rocher (baie de Saint-Michel-en-Grève).....	76
Figure 54. Cinématique du trait de côte de baie de Saint-Michel-en-Grève entre 1986/90 et 2009.....	77
Figure 55. Evolution des surfaces dunaires calculées à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte entre 1990 et 2009 en baie de Saint-Michel-en-Grève.....	78
Figure 56. Analyse des conditions météomarines et hydrodynamiques entre 1990 et 2009 en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor).....	80
Figure 57. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires entre 1990 et 2009 établie à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte et des agents météomarins en baie de Saint-Michel-en-Grève.....	81
Figure 58. Carte de localisation des îles de l'archipel de Molène.....	83
Figure 59. Localisation des cellules hydrosédimentaires de l'île de Trielen (archipel de Molène).....	85
Figure 60. Vue aérienne et topographie de l'îlot de Lez ar Chrienn.....	86
Figure 61. Changements morphosédimentaires de la forme fuyante située au nord de l'île de Trielen entre 2002 et 2004, et entre 2004 et 2005.....	87
Figure 62. Calcul du bilan sédimentaire sur la période 2002-2005 de la forme fuyante située au nord de l'île de Trielen.....	88
Figure 63. Changements morphosédimentaires du cordon de galets de Penn Biliog situé au nord de l'île de Trielen entre 2002 et 2009.....	89
Figure 64. Calcul du bilan sédimentaire et établissement des transferts de matériel sur la période 2002-2009 du cordon de galets de Penn Biliog situé au nord de l'île de Trielen.....	90
Figure 65. Modèle de réfraction de la houle d'ouest en mer d'Iroise pour l'épisode tempétueux du 10 mars 2008.....	91

Figure 66. Cinématique du trait de côte entre Aod Allamm et la plage de Porz (île de Trielen) entre 2002-2009.....	92
Figure 67. Analyse des conditions météomarines en mer d'Iroise pour la période 2002-2009.....	92
Figure 68. Changements morphosédimentaires du cordon de galets de Lez ar Chrizienn entre 2005 et 2009.....	93
Figure 69. Calcul du bilan sédimentaire et établissement des transferts de matériel sur la période 2005-2009 du cordon de Lez ar Chrizienn.....	94
Figure 70. Cinématique du trait de côte de Lez ar Chrizienn entre 2005 et 2009.....	95
Figure 71. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires entre 2002 et 2009 établie à partir de l'analyse de la cinématique du trait de côte et des agents météomarins des îlots de l'archipel de Molène.....	95
Figure 72. Carte de localisation des dunes de la baie de Saint-Michel-en-Grève.....	99
Figure 73. Localisation des profils de dune/plage intertidale utilisés pour la mesure en baie de Saint-Michel-en-Grève entre les mois d'octobre 2002 et septembre 2003.....	100
Figure 74. Evolution des cordons dunaires du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève entre le mois d'octobre 2002 et le mois de septembre 2003.....	101
Figure 75. Evolution du bilan sédimentaire (m ³ /m.l) des cordons dunaires du Grand Rocher (profils 1 et 2), et de Saint-Michel-en-Grève (profils 3, 4, 5 et 6).....	102
Figure 76. Analyse statistique en composantes principales visant à corrélérer le bilan sédimentaire des cordons dunaires et les conditions météomarines enregistrées pendant la période d'observation.....	103
Figure 77. Cordons dunaires de Saint-Michel-en-Grève et du Grand Rocher replacés au sein du modèle de formation et d'évolution des cordons dunaires de N.P. Psuty (1992).....	104
Figure 78. Conditions de vent et de pression atmosphérique enregistrées au stations de Penmarc'h, Lorient, Lannion et de l'île d'Yeu entre le 9 mars et le 11 mars 2008.....	105
Figure 79. Surcotes enregistrées par les marégraphes de Roscoff, du Conquet, de Concarneau, et de Saint-Malo durant la tempête du 10 mars 2008.....	106
Figure 80. Conditions météomarines enregistrées entre le 08 et le 13 mars 2008 au niveau de l'archipel de Molène.....	107
Figure 81. Cartographie (non exhaustive) des principaux dégâts recensés après le passage de la tempête du 10 mars 2008.....	108
Figure 82. Carte de localisation de la plage du Vougot (commune de Guissény, Finistère).....	109
Figure 83. Carte de localisation et carton géomorphologique de la plage du Vougot.....	110
Figure 84. Cinématique du front de dune (m/an) de la partie orientale du cordon dunaire de la plage du Vougot pour deux périodes : 1978-2000 et 2000-2009.....	111
Figure 85. Evolution du littoral de part et d'autre de la jetée du Curnic entre 1952 et 2000.....	111
Figure 86. Evolution du bilan sédimentaire des plages du Vougot et du centre nautique entre 2005 et 2009.....	112
Figure 87. Recul du front de dune de la plage du Vougot mesuré deux jours après la tempête du 10 mars 2008.....	114
Figure 88. Profils de plage/dune effectués avant et après la tempête du 10 mars 2008 sur la plage du Vougot.....	115
Figure 89. Relation entre les niveaux d'eau extrêmes atteints durant la tempête du 10 mars 2008 et l'altitude du pied de dune pour la plage du Vougot.....	115
Figure 90. Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot au niveau des profils 1, 2 et 3, en relation avec les niveaux d'eau extrêmes à la côte sur la période juillet 2004 – avril 2009.....	116
Figure 91. Bilans sédimentaires (en m ³ /m.l) de la dune et de la haute plage intertidale de la plage du Vougot pour les phases érosives majeures enregistrées depuis 2004.....	118
Figure 92. Situation géographique des îles de l'archipel de Molène, carte l'île de Banneg, et rose des houles en mer d'Iroise.....	119
Figure 93. Cartographie des impacts morphogéniques générés sur l'île de Banneg durant les fortes tempêtes de l'hiver 1989-90.....	121
Figure 94. Caractéristiques des amas cyclopéens de l'île de Banneg.....	123
Figure 95. Hauteurs « calculées » des niveaux d'eau extrêmes par rapport à l'altitude des falaises durant les tempêtes de l'hiver 1989-1990.....	124
Figure 96. Hauteurs calculées des niveaux d'eau extrêmes à la côte par rapport à l'altitude des falaises pour la période allant du 1 ^{er} janvier 1979 au 4 juin 2007.....	124
Figure 97. Submersion de la partie centrale de l'île de Banneg lors de la tempête du 10 mars 2008.....	125
Figure 98. Analyse diachronique des modifications morphosédimentaires de la gorge et de ses abords situés au centre de l'île de Banneg, lors de la tempête du 10 mars 2008.....	125
Figure 99. Localisation des cicatrices d'arrachement ou d'enlèvement de blocs sur la côte ouest de Banneg.....	127
Figure 100. Cartographie des cicatrices d'arrachement et des trajectoires des blocs arrachés lors de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg.....	128

Figure 101. Schéma de l'évolution spatio-chronologique des amas et barrages cyclopéens sur l'île de Banneg.....	130
Figure 102. Localisation du Sillon de Talbert.....	131
Figure 103. Quatre unités morphosédimentaires composant le sillon de Talbert identifiées à partir du levé topomorphologique « Lidar » d'octobre 2002.....	132
Figure 104. Evolutions morphologiques mesurées sur le Sillon de Talbert entre le mois de septembre 2007 et la fin mars 2008.....	133
Figure 105. Conditions météomarines dans le secteur du Sillon de Talbert entre le 08 et le 13 mars 2008.....	133
Figure 106. Evolutions morphologiques mesurées sur le sillon de Talbert entre les mois d'octobre 2002 et de septembre 2007.....	134
Figure 107. Chronologie des niveaux d'eau extrêmes à la côte, de l'énergie des vagues lors des épisodes de franchissement et de l'évolutions morphologiques le long des transects P006, P048, P075 et P100.....	135
Figure 108. Evolutions morphologiques mesurées sur le Sillon de Talbert entre les mois de mars 2008 et de septembre 2008.....	136
Figures 109. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires pour la période allant du mois de juillet 2004 au mois de mai 2009 établie à partir des suivis réalisés sur la plage du Vougot (Guissény).....	136
Figures 110. Chronologie des périodes de forte et faible activité morphogène observées à partir de l'analyse des dynamiques morphosédimentaires sur l'île de Banneg entre 1979 et 2007.....	137
Figures 111. Dynamiques morphosédimentaires et conditions morphogéniques contrôlant l'évolution du sillon de Talbert (Côtes d'Armor) sur la période allant du mois de septembre 2002 au mois de mai 2009.....	137
Figure 112. Etudes des changements morphologiques de la baie de Saint-Michel-en-Grève antérieurs au 20 ^{ème} siècle réalisée à partir des cartes anciennes.....	141
Figure 113. Evolution morphologique et sédimentaire récente de la baie de Saint-Michel-en-Grève réalisée par interprétation des photographies aériennes de 1952 à 1996.....	142
Figure 114. Evolution morphosédimentaire de « la poche du Yar » en baie de Saint-Michel-en-Grève entre 1998 et 2002.....	144
Figure 115. Recul des dunes du Grand Rocher et de Saint-Michel-en-Grève entre 1999 et 2002.....	146
Figure 116. Schématisation de la circulation hydrosédimentaire avant et après les interventions de rectification des filières du Yar et du Roscoat.....	147
Figure 117. Illustration de la procédure préconisée par le PPR-SM pour l'établissement de la cartographie du risque de submersion.....	150
Figure 118. Référentiel altitudinal de la zone du Vougot – Curnic obtenu à partir de levés topographiques au DGPS.....	151
Figure 119. Cartographie des zones potentiellement submersibles pour niveau d'eau extrême de référence égal à 5,95 m NGF.....	152
Figure 120. Comparaison de la cartographie de l'aléa et du risque de submersion réalisée pour le secteur du Vougot à partir de l'approche PPR-SM et de celle présentée dans cette étude.....	154
Figure 121. Cinématique du trait de côte de la plage du Vougot, vitesses de recul du trait de côte à l'échelle des 50 dernières années, et position calculée (et simulée) du rivage en 2100.....	155
Figure 122. Cartographie prospective des zones inondables du secteur du Vougot – Curnic en tenant compte de l'élévation du niveau marin et de l'érosion du trait de côte pour 2100.....	156
Figure 123. Localisation des dépressions intra-dunaires d'origine anthropique sur la dune du Vougot faisant l'objet d'un rechargement afin d'être comblées.....	157
Figure 124. Organigramme illustrant les différents stades de la méthode mise en œuvre dans cette étude pour la quantification de l'aléa « submersion » et la cartographie du risque de submersion.....	159
Figure 125. Localisation des sites d'étude de la plage des Sables Blancs et de Boutrouilles dans le Finistère.....	160
Figure 126. Coupe transversale et longitudinale d'un Stabiplate® avec ancrage.....	161
Figure 127. Contexte géographique de la plage des Sables Blancs.....	162
Figure 128. Evolution morphologique de la plage des Sables Blancs dans la zone des Stabiplate® entre les mois de janvier 2005 et de décembre 2006.....	163
Figure 129. Variation du profil transversal de la plage des Sables Blancs entre les mois de janvier 2005 et de janvier 2008 à l'intérieur des quatre compartiments délimités par les cinq Stabiplate®.....	164
Figure 130. Evolution du profil longitudinal de la plage étendue aux zones périphériques des Stabiplate® dans entre le mois de janvier 2005 et le mois de décembre 2006.....	165
Figure 131. Conditions d'agitation observées au large de la plage des Sables Blancs durant la période d'observation.....	165
Figure 132. Localisation de la plage de Boutrouilles.....	166
Figure 133. Localisation des levés planaires (A) et des deux profils de la plage (B) utilisés pour le suivi morphosédimentaire de la plage de Boutrouilles.....	168

Figure 134. Evolution du bilan sédimentaire du système plage intertidale/cordon dunaire de Boutrouilles au niveau des deux profils entre les mois de novembre 2006 et de septembre 2008.....	169
Figure 135. Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de Boutrouilles au niveau des deux profils entre les mois de novembre 2006 et de septembre 2008.....	169
Figure 136. Evolution du bilan sédimentaire du cordon dunaire de la plage de Boutrouilles au niveau des profils 1 et 2, en relation avec les niveaux d'eau extrêmes à la côte sur la période allant de novembre 2006 à septembre 2008.....	170
Figure 137. Déplacements sédimentaires entre le haut de plage et le bas d'estran enregistrés entre les mois de novembre 2006 et avril 2007 sur la plage de Boutrouilles.....	171
Figures 138. Synthèse des dynamiques morphosédimentaires pour la période allant du mois de janvier 2005 au mois de septembre 2008 établie à partir des suivis réalisés sur les plages des Sables Blancs (Lesconil-Plobannalec) et de Boutrouilles (Kerlouan).....	172
Figure 139. Localisation des plages de Sainte-Anne-du-Portzic et de la Cantine en rade de Brest.....	173
Figure 140. Images de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic vue vers l'ouest à différentes dates, illustrant l'importance des modifications qu'à connu le secteur au cours du temps et la disparition du sable.....	174
Figure 141. Plan de vagues dans l'anse de Sainte-Anne-du-Portzic réalisé par photo-interprétation.....	174
Figure 142. Dynamique hydrosédimentaire de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic.....	175
Figure 143. Sédimentologie et aménagement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic.....	175
Figure 144. Morphologie de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic.....	176
Figure 145. Evolution du bilan sédimentaire de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic entre les mois d'avril 2007 et 2008.....	176
Figure 146. Estimation du volume nécessaire au rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic.....	177
Figure 147. Analyse sédimentologique du stock de sable devant servir au rechargement de la plage de Sainte-Anne-du-Portzic.....	178
Figure 148. Synthèse de l'évolution morphodynamique des différents cordons littoraux étudiés à l'échelle des dernières décennies.....	181
Figure 149. Indice d'Oscillation Nord Atlantique (ONA) pour la période 1825-2009.....	183
Figure 150. Localisation des capteurs de pressions et des courantomètres ayant servi à la mesure des conditions hydrodynamiques au large de l'île de Banneg (A) et de Trielen (B).....	186

Tables des photographies

Photo 1. Changements morphosédimentaires des dunes de la plage de Piémanson (delta du Rhône).....	2
Photo 2. Illustration des divers ouvrages de défense du littoral mis en place sur le littoral du delta du Rhône....	45
Photo 3. Brèche ouverte au niveau du grau de Véran lors des tempêtes du mois de décembre 1997.....	46
Photo 4. Illustration de l'évolution morphosédimentaire de « la poche du Yar » dans le secteur de Tréduder entre 1998 et 2003.....	70
Photo 5. Différents stades de construction du cordon dunaire de Tréduder entre 1998 et 2009.....	75
Photo 6. Cordon dunaire de Saint-Michel-en-Grève le 15/09/2000 (A) et le 12/09/2002 (B).....	81
Photo 7. Illustration de l'érosion des dunes de la baie de Saint-Michel-en-Grève occasionnée durant l'épisode du 10 mars 2008.....	82
Photo 8. Vues aériennes des quatre îlots de la Réserve Naturelle de la mer d'Iroise.....	84
Photo 9. Attaque du cordon dunaire de la plage du Vougot par les hauts niveaux d'eau durant la tempête du 10 mars 2008.....	113
Photo 10. Vue aérienne de l'île de Banneg (source : Le Télégramme).....	119
Photo 11. Amas de blocs cyclopéens de l'île de Banneg.....	120
Photo 12. Modifications morphosédimentaires de la gorge et de ses abords situés au centre de l'île de Banneg, lors de la tempête du 10 mars 2008.....	126
Photo 13. A : cicatrices d'arrachement et déplacements de blocs. B : dôme rocheux formant un saillant entre les rentrants du centre sud et du sud de l'île.....	127
Photo 14. Vue aérienne du sillon de Talbert.....	131
Photo 15. Vue aérienne du haut de plage situé entre les exutoires du Yar et Roscoat.....	140
Photo 16. A et B : Engins mécaniques en train de ramasser les ulves échouées en haut d'estran de la baie de Saint-Michel-en-Grève.....	140
Photo 17. Travaux de rectification du tracé des cours d'eau du Yar et du Roscoat.....	143
Photo 18. « Armement » de la rive droite du Yar par la construction d'un bourrelet artificiel constitué de matériaux grossiers issus du curutage du fond du lit.....	143

Photo 19. Construction d'une banquette pré-dunaire (sables vifs clairs soulignés par la ligne en pointillé) et installation d'une végétation halonitrophile.....	143
Photo 20. Photographies obliques prises entre 2000 et 2009 illustrant l'érosion de la dune du Grand Rocher en baie de Saint-Michel-en-Grève	148
Photo 21. Vue oblique du secteur oriental de la plage du Vougot et du marais du Curnic.....	149
Photo 22. « La résidence du Vougot » constituée d'un lot de 18 maisons en cours de construction à l'arrière du cordon dunaire dans la zone potentiellement inondable.....	154
Photo 23. Rechargement et comblement de l'ancien chemin d'accès au camping au travers du cordon dunaire du Vougot.....	157
Photo 24. Reprofilage de la dune du Vougot à l'endroit de l'ancien chemin d'accès au camping et pose d'un escalier d'accès à la plage.....	158
Photo 25. Vue aérienne des 5 Stabiplate® transverses mis en place sur la plage des Sables Blancs.....	160
Photo 26. Cordon dunaire de la plage de Boutrouilles.....	167
Photo 27. Submersion du Stabiplate® et érosion du cordon dunaire de la plage de Boutrouilles.....	171
Photo 28. Tavaux de rallongement de la buse d'évacuation des eaux fluviales sur la plage de Sainte-Anne-du-Portzic.....	176
Photo 29. Aire de mouillage de l'anse de Sainte-Anne-du-Portzic (on aperçoit sur la droite de la photo la digue d'Ifremer).....	178
Photo 30. Campagne d'installation des capteurs de pression et des courantomètres.....	187

Tables des tableaux

Tableau 1. Inventaire des différentes sources d'apport et de perte en sédiment	7
Tableau 2. Inventaire des différentes sources de gain et de perte en sédiment définissant le bilan sédimentaire des plages	7
Tableau 3. Définition des différentes échelles spatio-temporelles associées aux processus morphosédimentaires.....	14
Tableau 4. Estimation de la charge solide fluviale mondiale arrivant à la mer.....	16
Tableau 5. Estimations de la charge solide fluviale mondiale arrivant à la mer obtenues par différents auteurs depuis le début des années 1950.....	16
Tableau 6. Données quantitatives sur l'érosion du rivage en Europe.....	28
Tableau 7. Différentes estimations de la charge solide en MES transportée par le Rhône à la mer depuis la fin du 19 ^{ème} siècle.....	38
Tableau 8. Inventaire des données utilisées pour l'analyse de la cinématique du trait de côte du littoral du delta du Rhône entre 1895 et 2000.....	48
Tableau 9. Inventaire des cartes bathymétriques utilisées pour l'étude de l'évolution des fonds marins à l'est du delta du Rhône.....	50
Tableau 10. Inventaire des données bathymétriques utilisées pour l'analyse de l'évolution des fonds marins du delta du Rhône à l'échelle du dernier siècle.....	51
Tableau 11. Vitesses de progradation du talus prodeltaïque actuel (Roustan) entre 1934 et 1995.....	51
Tableau 12. Vitesses d'accrétion du talus prodeltaïque actuel (Roustan) depuis 1 siècle.....	51
Tableau 13. Vitesses d'érosion des fonds marins au large de la Petite Camargue et de Faraman entre 1841 et 1974.....	52
Tableau 14. Cinématique du trait de côte de la baie de Saint-Michel-en-Grève entre 1990 et 2003.....	69
Tableau 15. Inventaire des relevés topo-morphologiques effectués entre 2002 et 2009 sur les îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn.....	86
Tableau 16. Inventaire des levés topo-morphologiques effectués entre les mois d'octobre 2002 et septembre 2003.....	100
Tableau 17. Positionnement des cicatrices d'arrachement générées par la tempête du 10 mars 2008 sur la côte occidentale de l'île de Banneg.....	129
Tableau 18. Calcul des différents paramètres, pour une période de retour centennale (T = 100 ans), ayant servi à estimer les niveaux d'eau extrêmes sur la plage du Vougot.....	151
Tableau 19. Dimension temporelle du risque de submersion (tenant compte du recul du rivage) calculée le long des profils les plus représentatifs de la dynamique morphosédimentaire du cordon dunaire de la plage du Vougot (* > 1000 ans).....	155
Tableau 20. Nombre de pleines mers de vive-eau d'un coefficient ≥ 100	184