

Présentée à
l'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA MER

par **Aurélië DEHOUCK**

pour obtenir le grade de
DOCTEUR

Spécialité : Géographie

Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)

Sous la direction de Françoise GOURMELON

soutenue le 3 octobre 2006
devant la commission d'examen composée de :

Mme Hélène DUPUIS, Chargée de recherche au CNRS, Université Bordeaux 1

Mme Françoise GOURMELON, Directrice de recherche au CNRS, IUEM

M. Arnaud HEQUETTE, Professeur à l'Université du Littoral Côte d'Opale

Mme Hélène HOWA, Maître de conférences à l'Université d'Angers

Mme Mireille PROVANSAL, Professeur à l'Université d'Aix-Marseille 1

M. Serge SUANEZ, Maître de conférences à l'Université de Bretagne Occidentale

examinatrice

directrice de thèse

rapporteur

rapporteur

examinatrice

examineur

Avant-propos

Par ces quelques mots, voici venu le temps de saluer et remercier ceux qui m'ont fait aimé ces quatre dernières années à Brest :

Les membres du jury, pour avoir accepté d'examiner ce travail de thèse ;

François Cuq, pour m'avoir installée à Brest, laissée partir en Antarctique à peine arrivée, avoir insufflé une dynamique nouvelle en géomorpho qui semble m'avoir contaminée. Ce travail ne doit pas tout à fait ressembler à ce que tu devais imaginer mais peut-être en aurais-tu été fier ;

Françoise Gourmelon, pour ton soutien et tes remontages de bretelles les fois où je ne t'ai pas prévenue que je partais en vacances ;

Serge Suanez, pour ta bonne humeur (!) ;

Et Hélène Dupuis, pour avoir su me communiquer ta passion et pour ton engagement dans l'encadrement de ces travaux ;

Ceux qui ont contribué pour une raison ou une autre à la concrétisation de ces recherches :

L'équipe du suivi morpho qui s'est souvent réduite à notre paire, Véro, et l'intervention de Serge les jours de beau temps ;

Hélène Dupuis, Patrice Bretel du labo EPOC-Bordeaux 1, en particulier pour votre généreuse participation à la manip hydro à Porsmilin. Je m'excuse d'avoir plié la potence du s4 et noué le cablage du vector ;

Gérard Goasguen, Alain Le Berre et Guy Amis du CETMEF pour l'énorme aide logistique, les coups de main et de pelle sur le terrain lors des manip ;

Nicolas Seube de l'ENSIETA pour accessoirement avoir rendu possible les levés bathy à Porsmilin et à l'aber Benoît ;

Fabrice Ardhuin et David Corman du SHOM pour le temps consacré aux runs de propagation des vagues et avoir participé aux manip ;

Didier Rihouey du Lasagec pour les codes des Empirical Orthogonal Functions ;

le patron du sémaphore Saint-Mathieu pour avoir court-circuité Météo-France et obtenu les données de vent ;

Tous les potes du labo : mes copines de bureau, Ingrid, Dorothée, Clotilde, Laure, Nico, Léna ; Mathias, Mathieu, Cyril (et Marianne) pour tous les jours, et le trip mémorable en Ecosse ; Caro & Guillaume ; Curill pour les échanges tennistiques et les sms lors des événements sportifs ; Tom ; Hernan ; Pierre ; Iwan ; Manu et Jacqueline.

Les potes de l'IUEM via MersciDoc : la promo 2004 Edhec « Xav, Gwen, Antoine, Mélu, Hélène » ; le bureau 2005 à sonorité Parapente « Isa, Essyllt, Carole, Carlos, Tom » ; et tous les autres qui ont gravité et gravitent autour de l'asso !

Une pensée particulière à tous les autres potes d'ailleurs, aux parisiens, aux bordelais, à mes parents pour m'avoir initié au plaisir de l'eau en barbotant petite dans mon bain, à mon grand petit frère, et à Mathieu, pour m'avoir encouragée à finir vite, m'avoir supportée depuis tout ce temps et pour l'avenir ...

SOMMAIRE

Introduction générale	3
Partie 1	11
Contexte scientifique et présentation des sites D'étude	11
Chapitre I. Contexte scientifique	13
Chapitre II. Présentation des sites d'étude	21
Conclusion de la première partie	37
Partie 2	39
Variabilité morpho-sédimentaire des plages et interactions dynamiques à moyen terme	39
Introduction de la seconde partie	41
Chapitre I	42
Méthodes de suivi et d'analyse des données	42
Chapitre II	53
Variabilité morpho-sédimentaire des plages sableuses.....	53
Chapitre III	86
Interactions entre la variabilité morphologique des estrans et les forçages dynamiques à moyen terme..	86
Conclusion de la seconde partie	105
Partie 3	109
Morphodynamique des plages à court terme	109
Chapitre I	112
Etat de l'art, méthodes d'acquisition et d'analyse des données	112
Chapitre II	135
Conditions d'agitation et processus hydrodynamiques sur les plages	135
Chapitre III	165
Evolution morpho-sédimentaire des estrans à court terme	165
Conclusion de la troisième partie	197
Conclusion générale	201
Références	209
Notations	223
Annexe A	225
Méthode d'analyse de photographies anciennes	225
Annexe B	227
Mobilité mi-séculaire du site des Blancs Sablons (1952-2005)	227
Annexe C	235
Mobilité mi-séculaire du littoral.....	235
de l'aber Benoît.....	235
Annexe D	247
Instrumentation de mesures topographiques et bathymétriques	247
Annexe E	249
Détermination des fréquences de coupure spectrales.....	249
Annexe F	251
Types de déferlement.....	251
Annexe G	253
Longueur d'onde et amplitude des croissants.....	253
de plage	253
Table des matières	255
Tables des illustrations	258

INTRODUCTION GENERALE

Les travaux exposés dans cette thèse s'intéressent à la morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise, avec pour ambition de comprendre comment les agents de forçage d'origine météorologique contrôlent leur fonctionnement morpho-sédimentaire à différentes échelles temporelles (illustration 1).

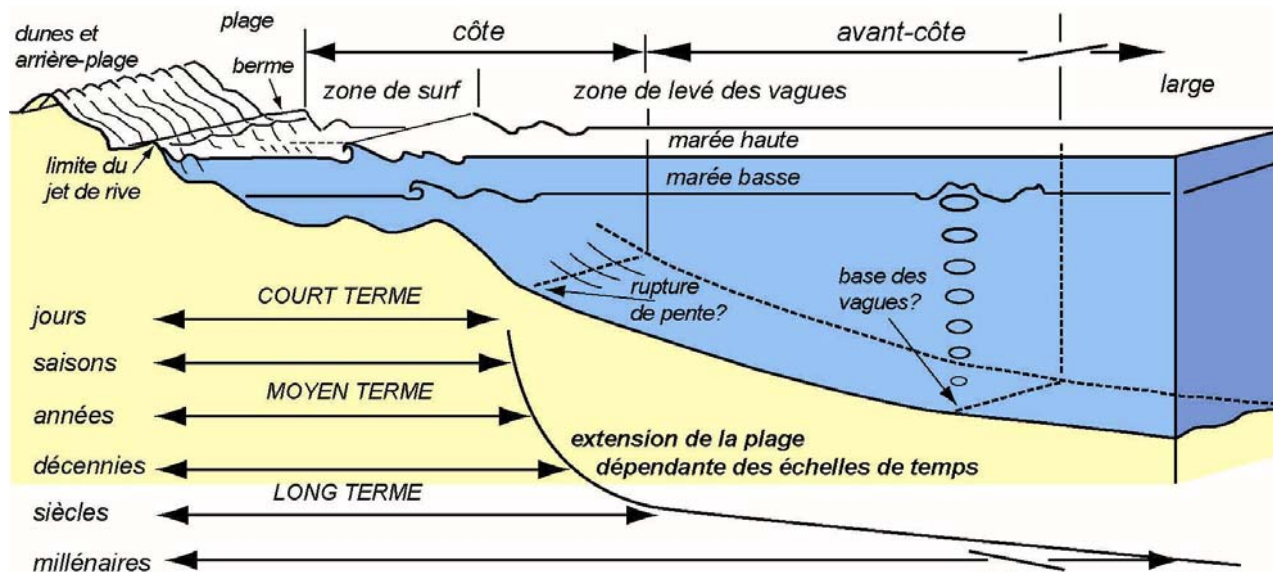


Illustration 1. Schéma de la zone littorale et des échelles de temps impliquées dans sa dynamique (d'après Cowell *et al.*, 1999 ; modifié).

Ces travaux sont fondés sur une approche résolument quantitative par la mesure et s'inscrivent dans l'évolution qu'a connu la démarche scientifique en géomorphologie littorale depuis les années 1980. Le développement d'une instrumentation adaptée à l'observation en milieu naturel (courantomètres, houlographes, tachéomètres, DGPS, écho-sondeur) et du traitement numérique des données ont révolutionné l'approche purement descriptive qui était jusqu'alors basée sur l'observation visuelle.

En France, la majorité des travaux en morphodynamique côtière concerne des littoraux sableux, quasi-rectilignes s'étendant fréquemment sur plusieurs dizaines de kilomètres. Les équipes des universités du Littoral-Côte d'Opale, de Caen, de Bordeaux, de Pau, de Perpignan et de Marseille-Provence ont particulièrement œuvré dans cette thématique de recherche à la demande des collectivités territoriales et dans le cadre de programmes nationaux¹ (PNOC, PNEC, PATOM) et internationaux² (COAST3D, INTERREG, 6^{ème} PCRD). En particulier, depuis 1999, le Programme National Environnement Côtier a cristallisé une partie de la recherche en dynamique sédimentaire côtière, formalisant les travaux réalisés depuis les années 1980 (Barusseau et Saint-Guily, 1981 ; Howa, 1987 ; Michel, 1997 ; Levoy, 1994, 2000 ; Levoy *et al.*, 1998, 2000, 2001 ; Pedreros, 2000) autour de trois sites-ateliers, Omaha beach en Normandie (Stépanian, 2002 ; Degryse-Kulkarni, 2003 ; Bretel, 2003), la plage du Truc Vert sur la côte aquitaine (Sénéchal, 2003 ; De Melo Apoluceno, 2003 ; Castelle, 2004 ; Desmazes, 2005) et la plage de Sète en Méditerranée (Certain, 2002). L'hydrodynamique sédimentaire des plages à barres a également fait l'objet de nombreux travaux sur la côte d'Opale (Levoy *et al.*, 1998 ; Sipka, 1998 ; Reichmüth, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004, 2005). Un grand nombre de ces travaux s'intéresse à la dynamique des barres sableuses qui

¹ Programmes financés par le CNRS : Programme National d'Océanographie Côtière (PNOC), Programme National d'Environnement Côtier (PNEC), Programme Atmosphère Océan Multi-échelles (PATOM)

² Programmes européens

constituent une protection naturelle contre l'érosion des plages et des dunes et participent ainsi à leur stabilité (Masselink *et al.*, 2006). Sur le littoral méditerranéen, les travaux de Suanez (1997) et de Sabatier (2001) se focalisent sur la compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire du littoral du delta du Rhône.

Sous la menace récurrente d'une submersion de leur littoral, les Pays-Bas, les Etats-Unis et l'Australie ont misé très tôt sur la recherche fondamentale en dynamique côtière. Les travaux sur les plages australiennes (Wright and Short, 1984 ; Masselink and Short, 1993), sur les sites expérimentaux de Duck aux Etats-Unis (Lippmann and Holman, 1990 ; Larson and Kraus, 1994, 1995 ; Thornton *et al.*, 1996 ; Lee *et al.*, 1995 ; 1998), d'Egmond ou de Terschelling aux Pays-Bas (Kroon, 1994 ; Ruessink and Kroon, 1994 ; Ruessink *et al.*, 1999 ; Aagaard *et al.*, 2005) sont aujourd'hui des références pour la communauté scientifique. En concentrant ses efforts sur quelques sites ateliers à travers le monde, de longues séries d'observation de l'évolution morphologique des plages ont été constituées, analysées et discutées (Ruessink *et al.*, 2000 ; Ruessink *et al.*, 2003 ; Van Enckevort *et al.*, 2004). Elles mettent en évidence des cycles pluri-annuels de migration des barres subtidales vers le large commandés par l'occurrence des tempêtes (Ruessink and Terwindt, 2000). Celles-ci se déplacent vers le large jusqu'à une profondeur limite dite « de fermeture » au-delà de laquelle la mobilité du profil devient négligeable (Birkemeier, 1985 ; Nicholls *et al.*, 1998). En parallèle, des campagnes ponctuelles de mesure ont permis d'évaluer la contribution relative des processus hydrodynamiques dans le transport sédimentaire sur les plages et notamment dans la dynamique des barres sableuses (Osborne and Greenwood, 1992 ; Aagaard and Greenwood, 1994, 1995 ; Thornton *et al.*, 1996 ; Gallagher *et al.*, 1998 ; Ruessink *et al.*, 1998, 1999). Ces travaux en milieu naturel ont progressivement conduit à l'amélioration des connaissances sur les processus contrôlant la dynamique des plages et à leur assimilation dans des modèles de transport sédimentaire (Bagnold, 1966 ; Battjes and Janssen, 1978 ; Bailard, 1981 ; Roelvink and Stive, 1989).

Tous ces travaux suggèrent de considérer les échelles spatio-temporelles impliquées dans la morphodynamique des plages comme un emboîtement de sous-systèmes (schématisé par l'illustration 2). En effet, la dynamique sédimentaire en zone littorale est contrôlée par des processus physiques, climatiques et anthropiques intervenant à des échelles temporelles et spatiales diverses. Plusieurs classifications présentes à travers la littérature (Terwindt and Kroon, 1993 ; Larson and Kraus, 1993 ; Stive *et al.*, 1991 ; Cowell and Thom, 1994 ; Levoy, 2000) sont fondées sur un découpage de la morphodynamique des plages selon trois à quatre principales échelles spatio-temporelles (ill. 2). L'échelle événementielle intègre les évolutions morphologiques s'effectuant sur un pas de temps de quelques heures à quelques semaines (le court terme). L'échelle saisonnière prend en considération les évolutions sur un pas de temps de quelques mois à quelques années (le moyen terme) et l'échelle décennale concerne un pas de temps de quelques dizaines d'années (le long terme). En plus de ces trois principales échelles, l'échelle géologique considère les évolutions morphologiques opérant sur quelques centaines d'années à centaines de milliers d'années, et intègre notamment les fluctuations millénaires du niveau marin.

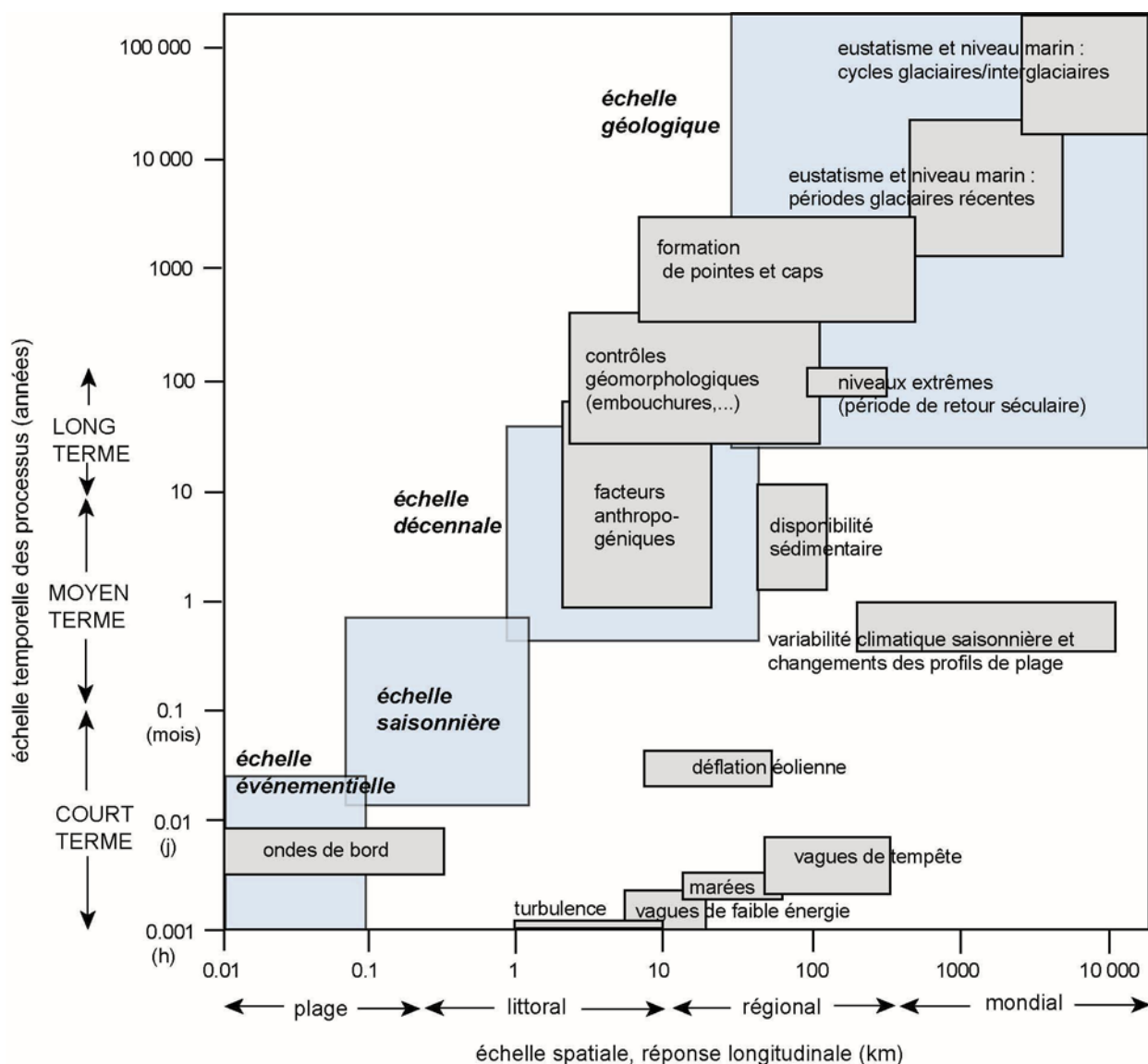


Illustration 2. Répartition spatio-temporelle des facteurs climatiques, hydrodynamiques, sédimentologiques et anthropiques impliqués dans la dynamique sédimentaire des littoraux (d'après Fenster *et al.*, 1993 ; modifié).

Ce projet de recherche concerne le littoral de la mer d'Iroise (Finistère) qui fournit, par ses caractéristiques géographiques et son contexte scientifique, un terrain expérimental propice à l'observation de la variabilité morphologique et hydrodynamique des plages macrotidales. Il possède un double objectif :

- déterminer les tendances actuelles d'évolution de la morphologie des plages en relation avec la variabilité du forçage hydrodynamique et la disponibilité sédimentaire en zone littorale. Des modèles empiriques du fonctionnement morphologique des plages seront élaborés et couplés aux agents de forçage météorologique dans le but de caractériser leur morphodynamique à moyen terme. Cet objectif a pour vocation de contribuer, à terme, à prédire l'évolution morphodynamique des plages par une modélisation empirique inverse ;
- mettre en évidence les processus physiques à l'origine du transport sédimentaire sur les plages et les mécanismes de rétroactions entre les forçages hydrodynamiques et les entités morphologiques, ceux-ci contribuant au développement et au maintien de formes d'accumulation sédimentaire et offrant une protection naturelle contre l'érosion des plages.

De manière à traiter cette problématique complexe, le mémoire est articulé autour de trois parties thématiques qui se justifient par le choix de décomposer le fonctionnement des plages en sous-systèmes temporels (du moyen terme au court terme) dans le but d'appréhender progressivement leurs interactions multi-échelles, temporelles et spatiales.

La première partie présente le contexte scientifique et les sites d'étude en mer d'Iroise à partir desquels a été mise en place une série d'observation de la morphologie des plages.

La seconde partie fait le point sur la dynamique morfo-sédimentaire des estrans à moyenne échéance (événementielle, saisonnière, pluri-annuelle) dans le but d'observer la variabilité naturelle des plages et d'identifier les forçages météorologiques et hydrodynamiques qui en sont responsables. La démarche repose sur la mise en place d'un protocole de suivi pluriannuel de la morphologie des plages et sur l'application de méthodes d'analyse adaptées (volumétrie, statistique descriptive, factorielle). Le suivi est constitué de séries de mesures topographiques et bathymétriques assurées par la répétitivité à haute fréquence des observations (hebdomadaire à bimensuel).

La troisième partie s'intéresse à la morphodynamique des plages à court terme (à l'échelle du cycle de marée et de l'événement de tempête) en s'appuyant sur une démarche expérimentale de courtes campagnes de mesures *in situ*. L'acquisition intensive de mesures morphologiques et hydrodynamiques a pour objectif de caractériser l'agitation et les processus hydrodynamiques sur les plages (courants induits par les vagues et la marée), de quantifier la variabilité morfo-sédimentaire des plages lors de conditions énergétiques variables et d'identifier les contrôles et rétroactions entre les processus physiques et la morphologie des plages. Les méthodes d'analyse sont fondées sur des techniques de traitement du signal, la production de Modèles Numériques de Terrain et la quantification des bilans sédimentaires volumiques.

Enfin la conclusion dresse la synthèse des principaux résultats acquis et proposent des perspectives à cette recherche.

Il est à noter que cette étude a suscité des collaborations avec plusieurs organismes tels que le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), le CETMEF (Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales) et l'Unité Mixte de Recherche EPOC (Université Bordeaux 1) pour les campagnes de mesures hydrodynamiques, l'ENSIETA (Ecole Nationale Supérieure d'Ingénieurs En Techniques de l'Armement) pour les levés bathymétriques. Outre leur apport décisif en matière de techniques, de matériel et de moyens humains, indispensables à l'accomplissement de ce projet de recherche, une certaine synergie des partenaires scientifiques brestois s'est réalisée autour d'une problématique commune en océanographie côtière.

PARTIE 1
CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET PRESENTATION DES SITES
D'ETUDE

Chapitre I. Contexte scientifique

1. L'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM

Cette thèse s'inscrit dans le contexte scientifique de l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC) mis en place par l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et labellisé par l'INSU, en 2005, Observatoire des Sciences de l'Univers (O.S.U).

Il a pour objectif d'établir un lien tangible entre l'analyse quantitative des facteurs environnementaux et la description qualitative du fonctionnement des sociétés humaines. Au-delà de cette problématique générale, il s'agit de mieux cerner le rôle de la variabilité climatique inter-annuelle dans les relations Homme/milieu. Deux analyses conjointes sont proposées pour répondre à ces interrogations :

- d'une part, l'observation à long terme de la variabilité des caractéristiques physiques, chimiques et biologiques de milieux littoraux typiques de l'ouest de l'Europe³ ;
- d'autre part, une série d'analyses destinée à déterminer le niveau d'influence des dynamiques climatiques à grande échelle dans cette variabilité et à la confronter à l'influence anthropique (Tissot *et al.*, 2004).

Ces deux axes de recherche regroupent des champs de compétences très divers (biologie, géochimie, géographie) qui enrichissent la démarche pluridisciplinaire de l'ODC. Centrés autour de l'analyse des interactions en milieu côtier, les thèmes de recherche développés ont pour mission de confronter des séries d'indicateurs physiques, chimiques, biologiques et anthropiques (issus de mesures *in situ* ou de simulations) aux fluctuations climatiques résultant de l'Oscillation Nord Atlantique.

Divers auteurs ont observé que la variabilité des vents dans l'ouest de l'Europe semble contrainte par l'Oscillation Nord-Atlantique (Lemasson, 1999 ; Pirazzoli *et al.*, 2004), phénomène climatique associé à la localisation géographique des grands centres dépressionnaires et anticycloniques en Atlantique Nord. L'indice ONA (ill. 3) est défini par le différentiel barométrique saisonnier entre l'Islande et les Açores. Les fluctuations de cet indice traduisent la variabilité de la circulation atmosphérique à l'échelle annuelle. Il est alternativement positif ou négatif selon si les flux sont dominés par une circulation zonale (W-E) ou méridienne (N-S).

Les séries météorologiques du sémaphore d'Ouessant révèlent deux grandes tendances d'évolution de la direction des vents conformes aux fluctuations de l'Oscillation Nord-Atlantique (Pirazzoli *et al.*, 2004) : la première de 1950 à 1975 caractérisée par une intensification de la circulation méridienne (vents de nord), la seconde de 1975 à 1997 par une diminution des vents de secteur nord et sud à la faveur d'une circulation zonale. Alors que la vitesse des vents forts de secteur sud augmente au cours de cette dernière période, la

³ Les données sont archivées dans le Système d'Information de l'Environnement Côtier (<http://www.univ-brest.fr/IUEM/observation/SIEC.htm>) assurant le stockage et le partage des données auprès de la communauté scientifique.

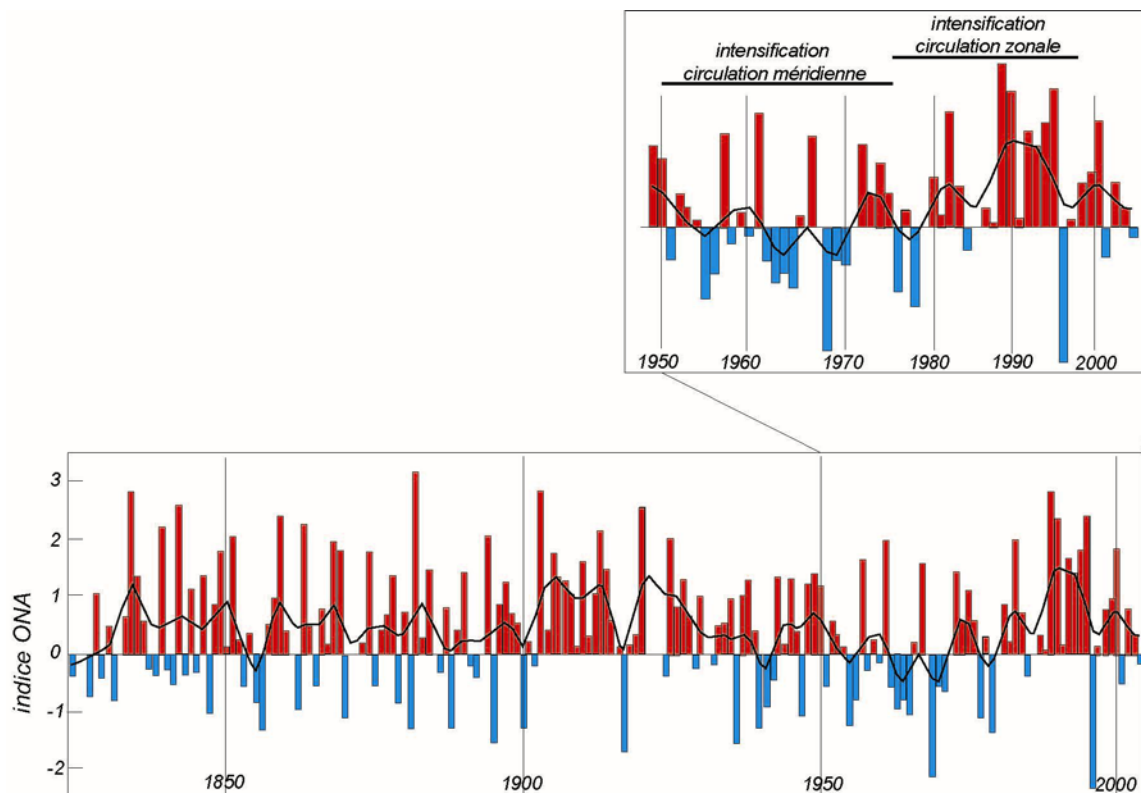


Illustration 3. Indice ONA (Oscillation Nord Atlantique) entre 1820 et 2004 (modifié d'après http://www.euronet.nl/users/e_wesker/nao.html).

fréquence des surcôtes marines associées baisse du fait de la réduction de la durée des tempêtes de surcôte (Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Bouligand et Tabeaud, 1999 ; Pirazzoli *et al.*, 2004). Ces observations témoignent du changement de la direction et de l'intensité des tempêtes en mer d'Iroise à partir des années soixante-dix. Dans le même temps, une légère augmentation de la hauteur des vagues en Atlantique est constatée (WASA, 1998 ; Kushnir *et al.*, 1997) laquelle semblerait corrélée à un indice positif de l'Oscillation Nord-Atlantique. Ces résultats sont toutefois contredits par l'étude de Goasguen (2006) qui indique une stationnarité du climat de houle et des surcotes sur la façade atlantique française entre 1979 et 2002. Sur la période récente (1975-2000), il semblerait donc que les houles extrêmes soient stationnaires tandis que la direction des vents et des tempêtes ait changé sous l'influence de l'Oscillation Nord-Atlantique. En mer d'Iroise, on peut ainsi soupçonner une variabilité dans l'évolution morpho-sédimentaire des plages à l'échelle pluri-annuelle selon leur exposition aux agents de forçage météo-marins.

Plusieurs séries d'observation sont acquises dans le cadre de l'ODC dont une série morphologique mobilisée pour cette thèse. L'intégration d'une série morphologique est justifiée par la mise en évidence d'une variabilité des paramètres météorologiques (Lemasson, 1999 ; Pirazzoli, 2000 ; Pirazzoli *et al.*, 2004 ; Pirazzoli, 2004) et la suggestion de son influence sur l'évolution morphologique des littoraux bretons (Regnauld and Louboutin, 2002 ; Hénaff, 2005).

En géomorphologie littorale, la démarche consiste à étudier la variabilité morpho-sédimentaire des plages et la mobilité du trait de côte à l'échelle pluri-annuelle. Son objectif est de détecter un signal climatique de type Oscillation Nord-Atlantique forçant l'évolution morpho-sédimentaire des plages à long terme. Un protocole de mesures a donc été mis en place depuis janvier 2003. Il est fondé sur l'acquisition de mesures

topographiques réalisées sur quelques plages sableuses de la mer d'Iroise, depuis le domaine supratidal jusqu'à la limite inférieure de la zone intertidale (niveau des plus basses mers de vives-eaux). Cet effort de mesure constitue le point de départ de nos recherches dans la mesure où le suivi topographique de la morphologie des plages est l'étape indispensable à l'appréhension de leur morphodynamique. En effet, cette méthodologie est utilisée sur tous les sites expérimentaux où des recherches en dynamique sédimentaire littorale sont réalisées, aussi bien en France (plage du Truc Vert sur la côte aquitaine, littoraux du Cotentin et du Calvados, côte d'Opale, côte méditerranéenne) qu'à l'étranger (à Egmond, Terschelling, Noordwijk aux Pays-Bas, à Duck aux Etats-Unis, à Hasaki au Japon).

2. Le cadre géographique de la mer d'Iroise

La mer d'Iroise, localisée à la pointe occidentale de la Bretagne, délimite un espace marin ouvert comprenant du nord au sud, l'île d'Ouessant, l'archipel de Molène, les abords de la rade de Brest, la baie de Douarnenez et le raz de Sein (ill. 4).

2.1. Contexte géomorphologique

C'est un littoral rocheux dont le découpage est hérité de la tectonique hercynienne et de l'érosion différentielle des roches induite par des degrés divers de dureté et d'exposition aux houles (Hallegouët, 1971). La bathymétrie du site est complexe de part les nombreux îles, îlots et écueils rocheux parsemés sur le plateau continental (ill. 4). Ce dernier est également incisé par des chenaux profonds (goulet de Brest, chenal de la Helle) dessinés par des failles tectoniques ou correspondant à des paléovallées fluviales. De plus, le plateau continental est relativement large, l'isobathe -100 m se situant à 30-40 km de la côte.

Les plages sableuses occupent les fonds d'anse (plages « de poche »). Les cordons dunaires du Bas-Léon (côte nord-ouest du Finistère) se sont formés lors des périodes de bas niveau marin à la faveur d'une intense érosion des formations meubles émergées. Par transport éolien, les sables se sont accumulés sur les paléo-continentaux. Ils sont datés des derniers épisodes de régression marine (Hallégouët, 1971 ; Hallégouët, 1978 ; Guilcher et Hallégouët, 1991), depuis l'Age du Fer (- 2600 ans) jusqu'à postérieurement à la transgression dunkerquienne (- 1100 ans). Les plages de la mer d'Iroise sont constituées de sables fins à grossiers issus de la mobilisation des dépôts sédimentaires sous-marins (lors de la transgression flamandaise) et de l'érosion continentale et marine des falaises rocheuses hercyniennes de nature granitique ou métamorphique (BRGM, 1980 ; BRGM, 1989). Les apports fluviaux sont inexistantes, l'Aulne et l'Elorn charriant des particules fines qui sédimentent en rade de Brest.

2.2. Contexte hydrodynamique

La mer d'Iroise est soumise à une agitation mixte caractérisée par un régime macrotidal semi-diurne, des houles océaniques et des vagues de mer du vent. Les houles sont formées en Atlantique nord par les systèmes dépressionnaires et se propagent vers les côtes bretonnes sous une incidence de secteur ouest.

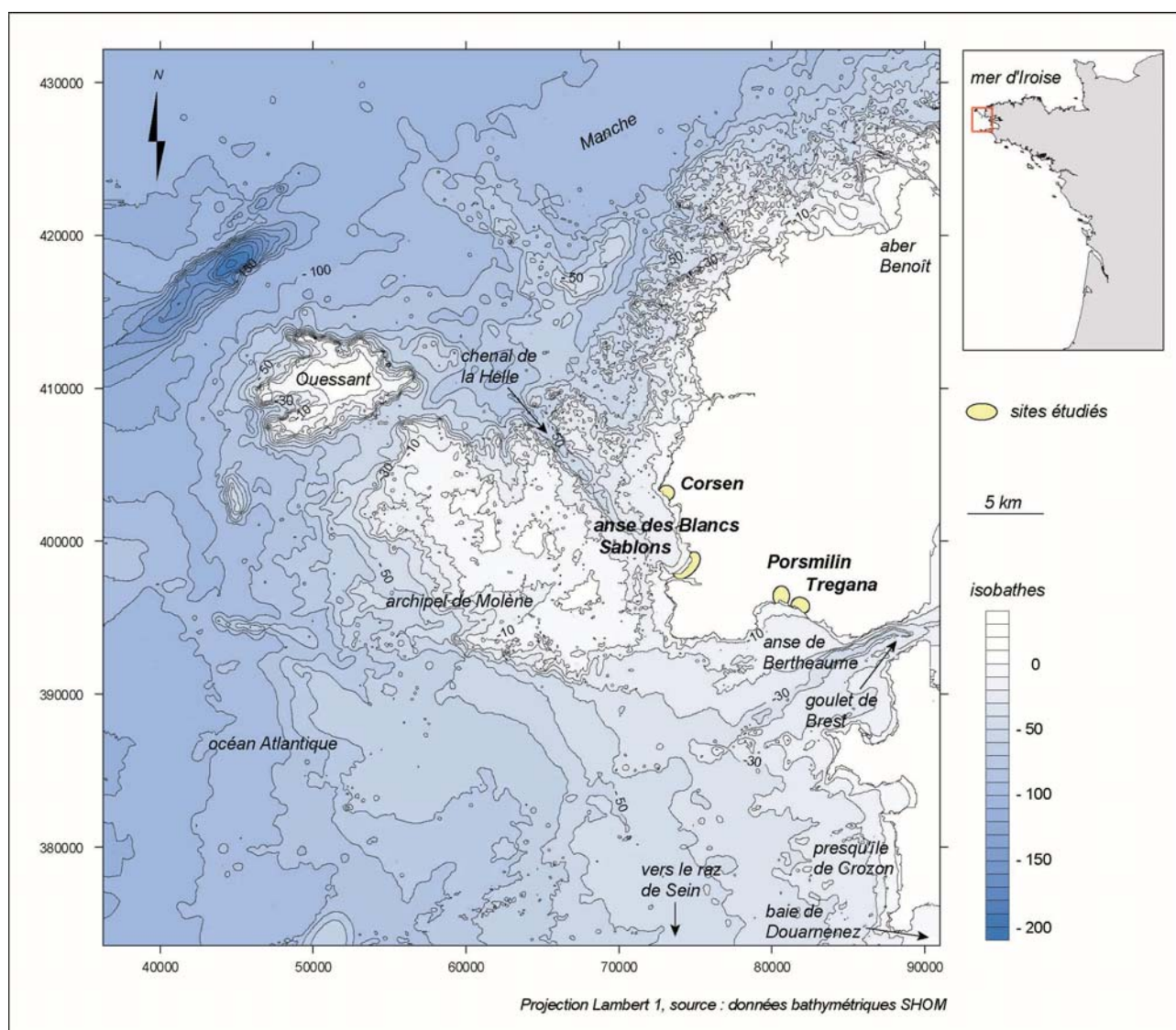


Illustration 4. Carte bathymétrique de la mer d'Iroise et localisation des sites étudiés.

La mer du vent est générée localement et se traduit par des vagues courtes d'incidence très variable, de secteurs sud, ouest et nord, selon la trajectoire des dépressions sur la pointe finistérienne. Les marnages moyens et exceptionnels d'équinoxe sont respectivement de 5,6 m et 7,3 m en vives-eaux (coefficients 90 et 120), 2,9 m et 1,2 m en mortes-eaux (coefficients 45 et 20). Les courants de marée sont alternatifs, globalement nord-sud sur la pointe finistérienne (dirigés vers le nord pendant le flot, vers le sud au jusant) et localement orientés selon l'axe des chenaux, comme dans le goulet de la rade de Brest (vers l'est durant le flot, vers l'ouest au jusant).

Les vents dominants (fig. 5B), d'origine océanique, couvrent de façon égale les secteurs nord, ouest et sud (de N160 à N40) tandis que les vents d'origine continentale sont associés aux vents de secteur est (N60 à N140). Les climats de vagues simulés au large de l'île d'Ouessant (fig. 5A) témoignent d'un environnement très énergétique ($H_{s,95\%}^4=5,9$ m ; $H_{s,99\%}=8,3$ m), exposé aux longues houles générées en Atlantique nord et aux vagues courtes créées par le passage des systèmes dépressionnaires. En effet, les hauteurs de vagues extrêmes associées à des périodes de retour annuelle, décennale et centennale sont respectivement

⁴ $H_{s,95\%}$ et $H_{s,99\%}$ sont les hauteurs significatives de vagues correspondant à une probabilité cumulée de 95 % et de 99 %.

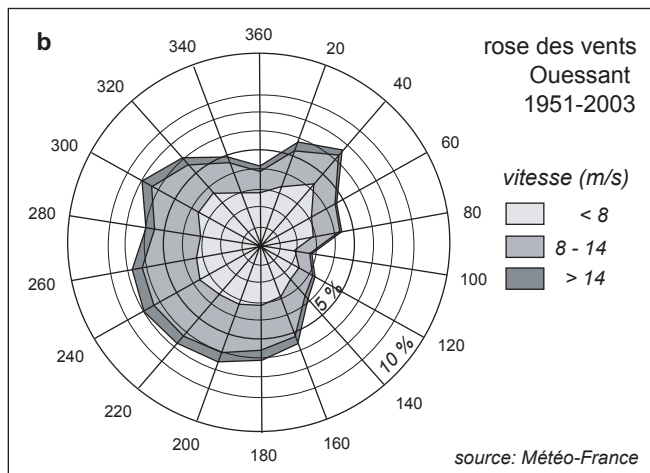
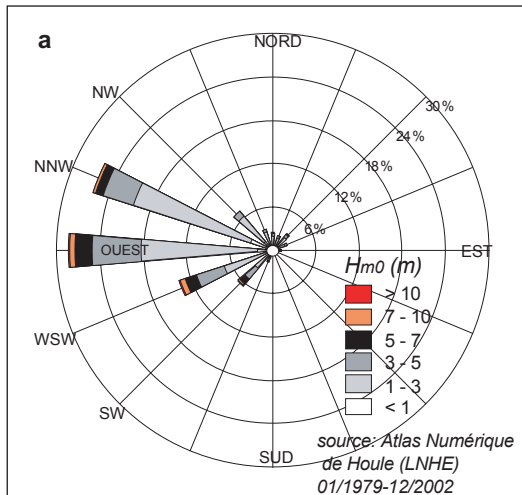


Illustration 5. (a) Rose des houles au large d'Ouessant à partir de données simulées d'état de mer (source : Atlas Numérique de houle 1979-2002, LNHE) ; (b) Rose des vents au sémaphore d'Ouessant 1951-2003 (source : données Météo-France, P. Pirazzoli)

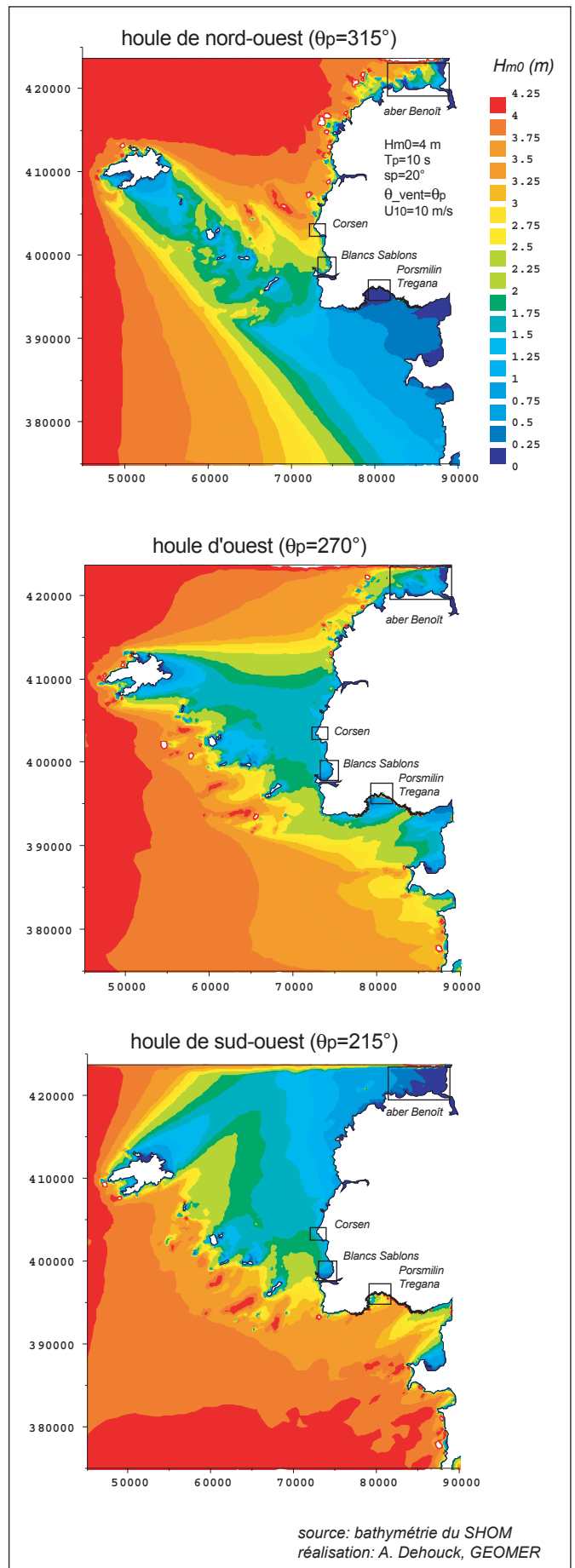


Illustration 6. Propagation de la houle en mer d'Iroise (code TOMAWAC) pour un forçage directionnel variable au large d'Ouessant (NO, O, SO). Les autres paramètres d'état de mer sont inchangés pour les trois simulations ($H_{m0}=4$ m, $T_p=10$ s, vent de 10 m/s dans le sens de l'incidence des vagues, niveau d'eau de pleine mer fixé à 6 m).

estimées à 11,3 m, 14,5 m et 16,7 m (données de l'Atlas Numérique de Houle du LNHE⁵ ajustées à une Loi Généralisée de Pareto⁶ ; non publiées). Par ailleurs, la propagation des vagues à l'approche du littoral est complexe, d'une part à cause des plate-formes rocheuses émergées qui modifient la direction des houles (phénomènes de réfraction et de diffraction) et d'autre part, à cause du découpage de la côte (ill. 6). Il en résulte des degrés d'agitation très diversifiés sur les plages selon leur exposition aux agents de forçage hydrodynamiques. Ce dernier point constitue un élément déterminant dans le choix des sites d'étude.

2.3. Evolution à long terme des estrans de la mer d'Iroise

A l'échelle pluri-décennale, la mobilité du trait de côte est évaluée à l'aide de photographies aériennes anciennes [annexe A]. L'analyse de l'évolution mi-séculaire des plages permet d'appréhender le contexte morphodynamique dans lequel sont réalisées les observations à court et moyen termes.

Sur le site des Blancs Sablons, trois phases d'évolution sont constatées entre 1952 et 2005 (ill. 7) [annexe B]. Elles sont contrôlées par deux agents de forçage, l'érosion marine des dunes et la fréquentation anthropique. La première phase correspond à une dégradation massive des dunes d'origine anthropique entre 1952 et 1978. La fréquentation touristique excessive et non réglementée provoque la disparition du couvert végétal sur 1,3 hectares de dunes lesquelles sont dès lors soumises à une forte déflation éolienne. Suite à l'acquisition des dunes, le Conservatoire du Littoral entreprend dès 1978 une phase de réhabilitation du cordon dunaire qui se traduit par sa revégétalisation sur 1,5 hectares. La phase actuelle (2000-2005) est caractérisée par un recul des dunes sans précédent, à une vitesse de 0,5 à 2 m/an [annexe B]. L'action conjuguée de la fréquentation anthropique et des hauts niveaux d'eau fragilise dans un premier temps le cordon dunaire dont les sédiments sont ensuite repris lors des marées de vives-eaux (disparition de 0,3 ha en 5 ans soit 10 000 m³ de sédiments dunaires). Malgré les mesures d'aménagement et d'entretien du site, la dégradation d'origine anthropique reste actuellement significative.

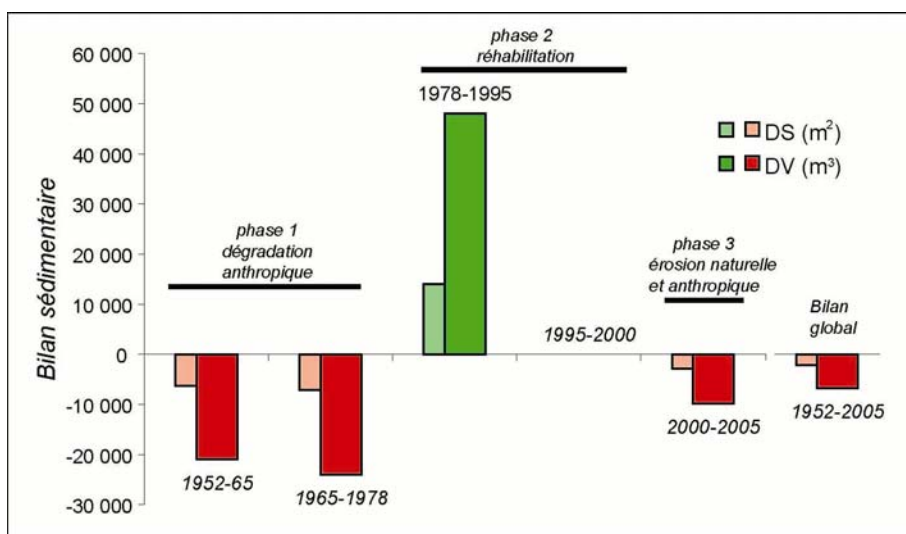


Illustration 7. Bilans sédimentaires surfacique (DS en m²) et volumique (DV en m³) du massif dunaire des Blancs Sablons de 1952 à 2005.

⁵ Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement, EDF R&D

⁶ Loi statistique adapté à l'analyse des événements extrêmes

Les autres principaux travaux en mer d'Iroise sont ceux de Hallégouët et Hénaff (1995) et Hénaff (1997) qui donnent des indications sur les tendances actuelles de l'évolution des plages de la presqu'île de Crozon (ill. 8). Les plages de Dinan (exposée ouest sud-ouest), de Lostmarc'h et de La Palue (ouvertes à toutes les incidences de vagues) sont stables ou en nette progradation. Ces trois plages sont très fréquentées et parmi les plus exposées aux houles du Finistère. Pourtant, elles expérimentent une évolution inverse à la plage des Blancs Sablons. Toutefois, ces tendances méritent d'être actualisées et quantifiées pour être efficacement comparées à l'évolution récente des dunes des Blancs Sablons.

Par ailleurs, l'étude de Hénaff (2005) utilise des objets géomorphologiques comme indicateurs naturels de la variabilité temporelle de la résultante locale des houles : les queues de comète⁷ de l'île de Béniguet, de l'île Ségat et la pointe sableuse se développant entre la plage de la Palue et l'îlot de Guénérin. Une succession de rotations de ces formes est mise en évidence jusque 30° de part et d'autre d'un axe orienté ouest-est (composante zonale des houles). Sur la période récente (1990-2000), l'incidence moyenne des houles serait plutôt ouest nord-ouest traduisant une intensification de la circulation méridienne par le nord. Ces observations suggèrent une agitation plus élevée sur la plage des Blancs Sablons entre 1990 et 2000 comparativement aux périodes où l'incidence moyenne des vagues est ouest ou ouest sud-ouest.

Aux abords de la mer d'Iroise, sur la côte des Abers (ill. 8), de nombreuses plages sont exposées aux houles de secteur nord comme aux Blancs Sablons. L'évolution mi-séculaire du littoral situé de part et d'autre de l'aber Benoît (communes de Lampaul-Ploudalmezeau, St Pabu, Landeda) a été analysée (Dehouck, 2004) [annexe C]. Comme aux Blancs Sablons, la mobilité du trait de côte résulte de l'impact des activités humaines et de l'érosion marine. Cependant, la présence d'une dérive littorale⁸ redistribue les sédiments érodés depuis les secteurs exposés vers les secteurs les plus abrités.

⁷ Accumulations sédimentaires décrites par Guilcher (1950, 1954) se formant en aval d'un écueil ou d'une île et dont l'axe s'oriente dans la direction résultante des houles locales.

⁸ Courant longitudinal induit par l'obliquité des houles à la côte

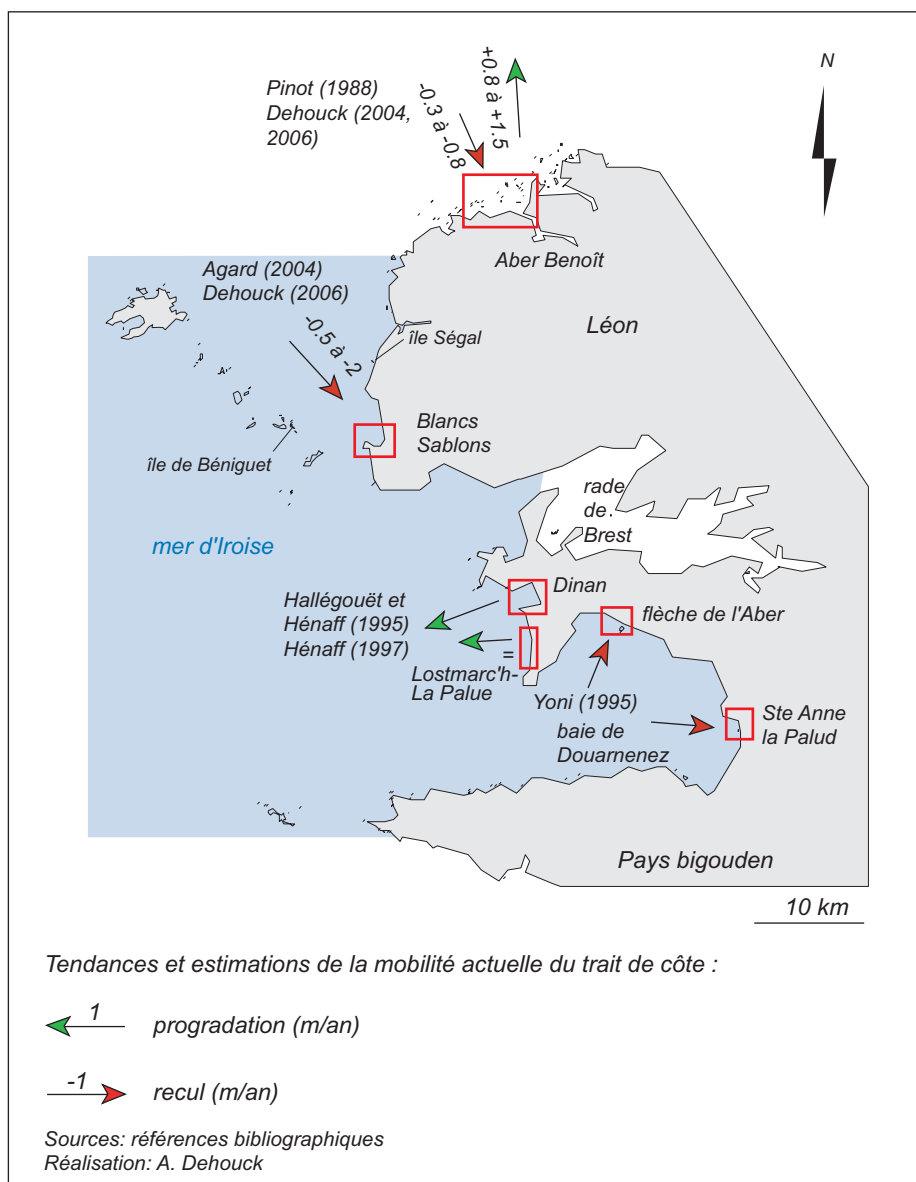


Illustration 8. Synthèse bibliographique non-exhaustive de la mobilité des cordons dunaires et flèches sableuses en mer d'Iroise et à ses abords.

Chapitre II. Présentation des sites d'étude

Préalablement à la présentation des sites d'étude, on introduit un état des connaissances synthétique des formes et des figures sédimentaires présentes sur les littoraux sableux. L'objectif est de définir certaines des formes qui sont observées sur les plages de la mer d'Iroise afin de comprendre les éléments caractéristiques de leur singularité ou de leur homogénéité. Cette synthèse donne les clés pour discuter ultérieurement leur variabilité morphologique et morphodynamique.

1. Typologie des plages : état de l'art

Davies (1964) a classé les environnements littoraux selon le marnage, quantifiant l'intensité du régime de marées sur les côtes. Il distingue les environnements microtidaux (marnage < 2 m ; mers intérieures semi-fermées : Méditerranée, mer Baltique), mésotidaux (marnage compris entre 2 et 4 m) et macrotidaux (> 4 m : littoraux bretons et de la Manche). Levoy (1994) a introduit une nouvelle dénomination pour les littoraux dont le marnage est supérieur à 8 m qu'il qualifie d'environnements mégatidaux (côte occidentale du Cotentin).

Les littoraux à barres ont été décrits pour la première fois dans les travaux de King and Williams (1949). Récemment Wijnberg and Kroon (2002) ont établi une synthèse des morphologies rencontrées sur ces littoraux et des processus environnementaux et hydrodynamiques contrôlant leur variabilité transversale et longitudinale (développés dans la partie 3).

La connaissance de ces environnements implique l'acquisition de séries temporelles et spatiales longues supportée par des programmes nationaux et internationaux tels que COAST3D⁹, JARKUS¹⁰, le PNEC¹¹, DUCK. L'effort de mesure a débuté au début des années 1980 sur les côtes hollandaises et américaines avec la mise en place de sites-ateliers dédiés à l'observation de la dynamique sédimentaire des plages sableuses (Egmond et Terschelling aux Pays-Bas ; le Field Research Facility à Duck, en Caroline du Nord). Ces séries de données topographiques et bathymétriques ont donné lieu à de nombreuses publications à partir des années 1990 analysant la dynamique des systèmes de barres multiples (Larson and Kraus, 1994 ; Ruessink and Kroon, 1994 ; Ruessink *et al.*, 2004) et ses liens avec les fluctuations du trait de côte à l'échelle décennale (Wijnberg and Terwindt, 1995).

Sur la base de ces observations, les différentes morphologies en zones subtidale et intertidale sont présentées selon le caractère bi- ou tri-dimensionnel des corps sédimentaires.

⁹ Programme européen (1997-2001)

¹⁰ Programme européen supportant l'observation des côtes hollandaises à long terme

¹¹ Programme National Environnement Côtier, l'Action Thématique de Recherche 7 soutenait les recherches en hydrodynamique sédimentaire

1.1. Plages à barres subtidales

Les littoraux sableux sont souvent caractérisés par un système simple ou multiple de barres subtidales, lesquelles présentent une géométrie bi- ou tri-dimensionnelle selon qu'une variabilité longitudinale est observée ou non. Néanmoins les deux types de morphologies sont fréquemment observés sur un même site, des formes rythmiques se développant lors de périodes calmes et disparaissant lors de conditions énergétiques.

1.1.1. Les barres bi-dimensionnelles

Les barres longitudinales rectilignes sont orientées parallèlement à la côte et ne montrent pas ou peu de variabilité longitudinale (ill. 9a). De nombreuses études ont décrit leur variabilité spatiale (amplitude et longueur du système) et temporelle (Lippmann *et al.*, 1993 ; Ruessink and Kroon, 1994 ; Wijnberg and Terwindt, 1995 ; Plant *et al.*, 1999 ; Ruessink and Terwindt, 2000) mettant en évidence un cycle pluri-annuel de migration des barres vers le large. Ruessink and Terwindt (2000) ont établi un modèle conceptuel de fonctionnement du système de barres multiples à Terschelling (Hollande) expliquant le déclenchement de la migration vers le large de la barre interne, la plus proche du rivage, lorsque la barre externe diminue puis disparaît. Par ailleurs, l'étude comparative de six systèmes de barres subtidales en Hollande, aux Etats-Unis et au Japon (Ruessink *et al.*, 2003) indique une bonne corrélation entre la hauteur des brisants par tempête et la profondeur de la zone de barres.

1.1.2. Les barres tri-dimensionnelles

Les barres subtidales expérimentent une variété de caractères morphologiques complexes irréguliers (ill. 9B) ou pouvant montrer une périodicité longitudinale (barres en croissant, ill. 9c).

On observe des barres en croissant essentiellement sur les littoraux atidaux et microtidaux (Van Enckevort *et al.*, 2004) comme dans le Golfe du Lion en Méditerranée (Barusseau et Saint-Guily, 1981 ; Certain, 2002) et sur les littoraux mésotidaux aquitains (Lafon *et al.*, 2004) et hollandais (Egmond, Terschelling). Les barres en croissant, alternance de cornes et de baies sous-marines, forment des systèmes rythmiques de longueur d'onde variable (1-1000 m) parallèlement à la côte. Ces systèmes sont sujets à une très grande variabilité encouragée par leur migration transversale et longitudinale (Lippmann and Holman, 1990 ; Ruessink *et al.*, 2000) et l'irrégularité des croissants individuels lesquels peuvent s'auto-organiser (fusion, séparation) pour maintenir la stabilité du système (ill. 9c). L'étude comparative de Van Enckevort *et al.* (2004) met en avant la forte variabilité temporelle de ces systèmes dont la durée de vie est très variable (quelques jours à plusieurs années) et contrôlée par les conditions énergétiques. Les barres en croissant et les barres longitudinales rectilignes constituent les deux états morphologiques d'une séquence d'évolution continue : les barres en croissants se développent au retour de périodes calmes après un pic de tempête, et peuvent être détruites pendant des conditions énergétiques conduisant à une barre longitudinale rectiligne.

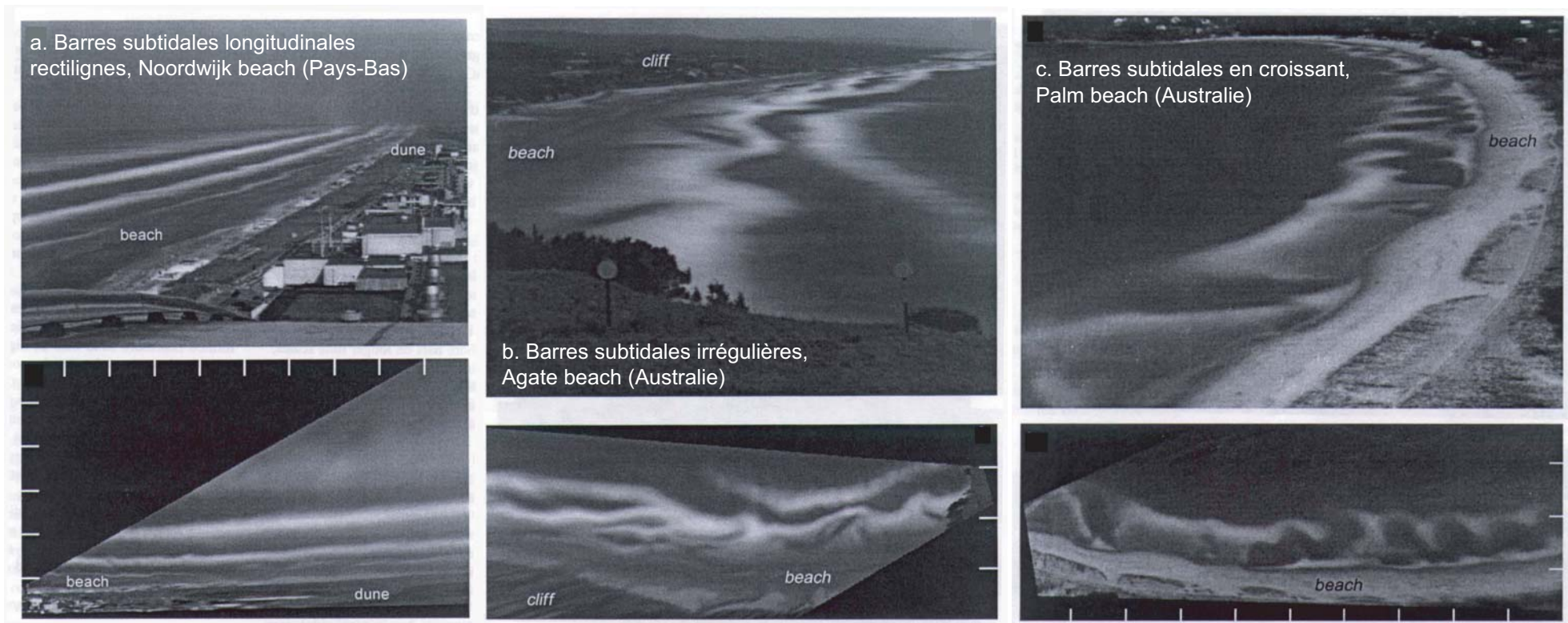


Illustration 9. Imagerie optique ARGUS : images brute et rectifiée de (a) Noordwijk beach (Pays-Bas), (b) Agate Beach (Etats-Unis) et (c) Palm beach en Australie (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).



Illustration 10. Barres subtidales transverses sur la côte ouest de la Floride, île d'Anna Maria (source : <http://coastal.er.usgs.gov/wfla/vft/annamaria/>)

Les barres transverses (ill. 10) sont moins étudiées que les barres en croissant (Carter, 1978 ; Suanez *et al.*, 1998 ; Konicki and Holman, 2000 ; Gelfenbaum and Brooks, 2003). Ces travaux indiquent que la mise en place de formes perpendiculaires à la côte serait liée aux forts courants longitudinaux induits par l'incidence des vents.

1.2. Plages à barres intertidales

1.2.1. Les barres bi-dimensionnelles

L'observation de systèmes barres-bâches, alternance transversale de systèmes intertidaux simple ou multiple de barres sableuses et de creux (ill. 11), a motivé de nombreuses recherches pour tenter d'expliquer les processus hydrodynamiques à l'origine de leur formation (King and Williams, 1949 ; King, 1972 ; Levoy, 1994 ; Masselink and Anthony, 2001 ; Anthony *et al.*, 2004). On rencontre ces formes d'accumulation sableuse sur les littoraux à faible pente et fort marnage (macro et mégatidaux) exposés à des vagues à fetch court (mer du vent), comme sur les côtes françaises de la Manche (Cotentin, Calvados, Nord), en Belgique et en Angleterre. Le nombre de barres intertidales est à première vue positivement corrélé au marnage tidal (Wijnberg and Kroon, 2002) mais négativement au degré d'exposition de la plage à l'énergie des vagues (Anthony *et al.*, 2004).

Ces systèmes de barres sont en général très stables nécessitant des événements tempétueux intenses pour être détruits (Stepanian, 2002 ; Stepanian et Levoy, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004). Lors des périodes de faible agitation, les changements morphologiques reposent sur des ajustements locaux des barres (Sipka and Anthony, 1999), celles-ci pouvant migrer vers le haut de plage (Kroon and Masselink, 2002). L'extension longitudinale de ces systèmes est limitée par la présence régulière de chenaux de drainage (ill. 11a, b).

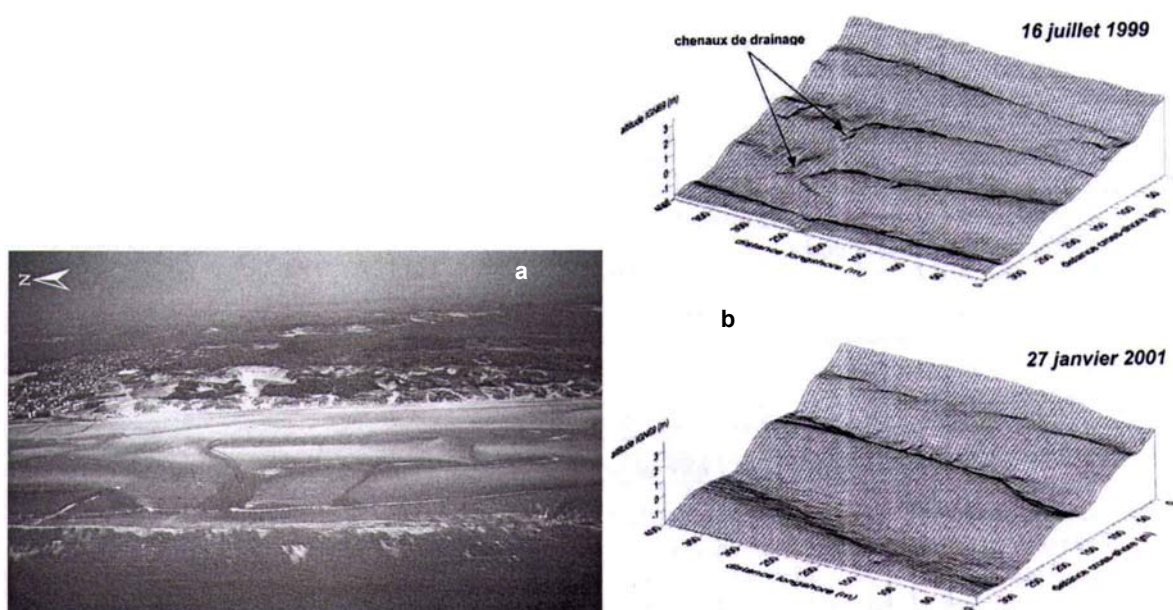


Illustration 11. (a) Vue aérienne de la plage de Merlimont, côte d'Opale (d'après Anthony *et al.*, 2004) ; (b) modèles numériques de terrain d'Omaha beach (d'après Stepanian, 2002).

Les barres de swash, peu amples et asymétriques, se développent sur les niveaux de pleine mer et de basse mer de mortes-eaux à la faveur d'une stationnarité de l'excursion tidale et de l'action des processus hydrodynamiques (Stepanian, 2002 ; Degryse-Kulkarni, 2003 ; Anthony *et al.*, 2004).

La berme est une forme d'accumulation sédimentaire quasi-plane séparant les zones intertidale et supratidale. Comme les barres de swash, ce sont les processus de swash qui contribuent majoritairement à son développement durant des conditions d'énergie faibles.

1.2.2. Les barres tri-dimensionnelles

Les barres et baïnes de la côte aquitaine forment des systèmes rythmiques de barres intertidales et de chenaux les intersectant appelés baïnes (ill. 12). L'orientation oblique de ces formes par rapport à la côte et leur migration (2 à 3 m/jour) sont induites par l'incidence des vagues et le sens de la dérive longitudinale (Lafon *et al.*, 2004 ; De Melo Apoluceno *et al.*, 2002). Ces systèmes de barres intertidales sont relativement stables, maintenus lors de conditions énergétiques faibles à modérées, détruits lors des tempêtes et se reformant dans les 5 à 9 jours suivants (Lafon *et al.*, 2005).



Illustration 12. Systèmes rythmiques obliques de barre-baïne sur la plage intertidale du Truc Vert, côte Aquitaine, lors de la campagne PNEC2001 (photo P. Larroudé)

1.3. Classification semi-quantitative de la morphologie des plages

Au début des années 1980, les observations réalisées sur plusieurs plages australiennes (Wright *et al.*, 1982 ; Short and Hesp, 1982 ; Wright and Short, 1984) ont conduit à l'élaboration d'un indice environnemental Ω (ill. 13) et au premier modèle empirique de classification de la morphologie des plages microtidales (ill. 14) à partir de caractères granulométriques (la vitesse de chute des particules ω_s) et dynamiques (la hauteur des brisants H_b , la période des vagues T).

Masselink and Short (1993) ont adapté ce modèle aux plages méso et macrotidales pour tenir compte de l'influence du marnage et donc de la modulation spatiale des processus hydrodynamiques (levé des vagues, déferlement, swash) sur l'estran. Ils introduisent un nouvel indice adimensionnel, le marnage relatif RTR (ill. 13), pour décliner les états morphologiques des plages (ill. 14) parmi les trois grands groupes (réfléchissant,

intermédiaire, dissipant) définis par Wright and Short (1984). Les stades morphologiques extrêmes (plages dissipantes et réfléchissantes) sont les plus stables expérimentant même parfois un « équilibre dynamique¹² » pendant les tempêtes les plus énergétiques (Short, 1991 ; Aagaard *et al.*, 2005), tandis que les états intermédiaires sont les plus dynamiques.

indices	paramétrisation	références
paramètre de réplication de la barre (<i>surf similarity parameter</i>)	$\xi_b = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}} \quad (1)$	Iribarren et Nogales (1949) Battjes (1974)
paramètre d'échelonnement de la barre (<i>surf scaling parameter</i>)	$\varepsilon = \frac{H_b \omega^2}{2g \tan^2 \beta} \quad (2)$	Guza and Inman (1975)
vitesse de chute adimensionnelle	$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad (3)$	Gourlay (1968) Dean (1973)
paramètre de Sunamura	$K = \frac{H_b^2}{g T^2 d_{50}} \quad (4)$	Sunamura (1986, 1988)
marnage relatif (<i>relative tidal range</i>)	$RTR = \frac{MSR}{H_b} \quad (5)$	Masselink and Short (1993)

Illustration 13. Paramétrisation des indices environnementaux les plus couramment utilisés.

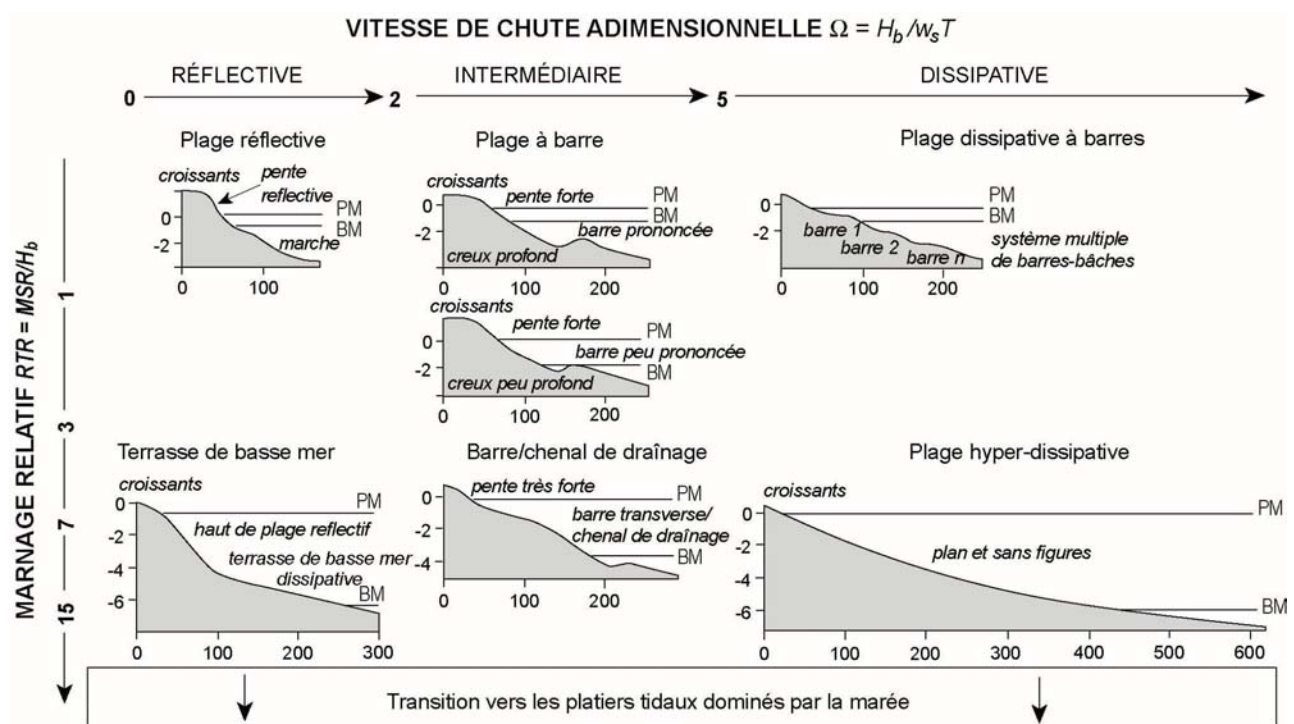


Illustration 14. Classification morphologique des plages selon les indices Ω et RTR (d'après Masselink and Short, 1993 ; modifié)

Néanmoins, la validité de ce modèle est discutée pour les plages mégatidales (côte ouest du Cotentin, Cable beach en Australie) caractérisées par de nombreuses ruptures de pente délimitant des domaines réfléchissants en haut de plage, intermédiaires à dissipants sur la mi-plage et souvent hyper-dissipant sur le

¹² parfois les plages restent très stables (peu d'érosion, pente constante) malgré des événements de tempête destructeurs

bas de plage (Levoy *et al.*, 2000 ; Masselink and Hegge, 1995). Alors que la morphologie du haut de plage et de la mi-plage s'intègre au modèle classique des plages méso-macrotidales, l'indice Ω n'est pas adapté au bas de plage hyper-dissipant d'Anneville-sur-mer (qu'il classe dans les domaines réfléchissants ou intermédiaires) et l'indice RTR (entre 60-200) mérite d'être ajusté pour tenir compte des environnements mégatidaux soumis à des conditions peu énergétiques.

Anthony (1998) souligne que les indices ε et ξ (illustrations 13 et 15), basés sur la pente de la plage et les paramètres des vagues (H_b , T), sont plus aptes à définir la morphodynamique des plages intermédiaires que les indices basés sur des caractères sédimentologiques (Ω et K). De même, de nombreux auteurs encouragent l'utilisation de ces deux indices dans les environnements macro et mégatidaux présentant une forte variabilité transversale de la topographie et de la granulométrie des sédiments (Anthony, 1998 ; Cohen *et al.*, 2002 ; Levoy *et al.*, 2000).

domaines	réfléchissant	intermédiaire	dissipant	hyper-dissipant
déferlement	frontal	mixte, plongeant	glissant	glissant
ξ_b	>1	0,23 - 1	< 0,23	-
ε	< 2,5	2,5 - 20	> 20	> 100
Ω	<1	1 - 6	> 6	-

Illustration 15. Caractérisation de la morphodynamique des plages et du type de déferlement selon les indices ε , ξ et Ω .

2. Caractéristiques des sites d'étude

Quatre sites situés dans les anses de Bertheaume (plages de Porsmilin et de Tregana), des Blancs Sablons et au sud de la pointe de Corsen sont étudiés dans le cadre de l'ODC. Ils constituent le terrain expérimental de cette thèse. Ils illustrent la diversité morphologique et hydrodynamique des plages de la mer d'Iroise en termes de pente, de granulométrie, de formes sédimentaires intertidales, de nature du domaine supratidal et d'exposition aux agents de forçage hydrodynamiques.

2.1. Caractéristiques morphologiques

2.1.1. Domaine supratidal

La présence et la nature du domaine supratidal sont les deux premières caractéristiques de la diversité morphologique des plages. Tandis qu'il est constitué par de larges dunes bordières aux Blancs Sablons (ill. 16a), il est inexistant sur la plage de Corsen (falaise granitique, ill. 16c), réduit à un talus dunaire à Porsmilin (ill. 16b) et à une falaise meuble à Tregana (ill. 16d). La plage des Blancs Sablons s'organise entre trois cellules séparées par éperons rocheux.



a



b



c



d

Illustration 16. Vues des quatre sites d'étude

2.1.2. Domaine intertidal

Le domaine intertidal est caractérisé par des formes et des figures sédimentaires qui modifient l'homogénéité de la pente des plages. Ces formes d'accumulation sédimentaire sont souvent des indicateurs de leur variabilité morphologique saisonnière.

A Porsmilin et à Tregana, des barres intertidales de faible amplitude (décimétrique) peuvent se former ponctuellement sur les niveaux de basse mer et d'amplitude métrique sur les niveaux de haute mer. Divers éléments, qui seront développés ultérieurement, attestent qu'il s'agit de barres de swash.

A Porsmilin, une berme se développe progressivement pendant le printemps et l'été sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux. Elle entraîne une réflectivité accrue du haut de plage (pente $\tan\beta$ de 0,05 à 0,08 ; ill. 17) et la formation d'une nette rupture de pente délimitant une terrasse dissipante sur la basse plage ($\tan\beta=0,02$). Cette rupture de pente correspond également à la localisation de chenaux d'exfiltration de la nappe phréatique. Sur la terrasse de basse mer affleurent parfois des tourbes holocènes, vestiges d'une ancienne ligne de rivage, et un cordon de galets (ill. 16b). A l'inverse, la pente de la plage est globalement homogène en hiver.

Sur la haute plage de Porsmilin, Corsen et Tregana se développent des systèmes de croissants de plage simples ou multiples. Ils sont eux aussi extrêmement ponctuels sur les plages de Porsmilin et Corsen tandis qu'ils sont pérennes à Tregana. Ces formes rythmiques constituent la caractéristique essentielle de la plage de Tregana du fait de leur amplitude exceptionnelle et de leur occupation totale du haut de plage (ill. 16d). Leur localisation est contrôlée par les marnages. Un premier système, généralement observé sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux, est pérenne car il est proportionnellement moins exposé à l'agitation que le système secondaire pouvant se développer sur les niveaux de pleine mer de mortes-eaux.

Les plages de Tregana et de Corsen sont de type réfléchissant ($\tan\beta=0,09$ à Tregana, $\tan\beta=0,12$ à Corsen ; ill. 17). Sur ces deux plages, des marches d'érosion sont régulièrement observées sur le haut de plage après des coups de vent. Aux Blancs Sablons, l'estran est plan et dissipant ($\tan\beta=0,02$). La seule forme sédimentaire est une banquette d'accumulation située sur le haut de plage lors de périodes de calme prolongées.

	$\tan\beta$
Porsmilin haut de plage	0,05 à 0,08
Porsmilin bas de plage	0,02 à 0,035
Corsen	0,12
Tregana	0,09
Blancs Sablons	0,02

Illustration 17. Pente moyenne des quatre plages

2.1.3. Domaine subtidal

La morphologie du domaine subtidal est dans l'ensemble mal connue sur ces quatre plages. Une rupture de pente est observée sur les niveaux de basse mer de vives-eaux à Corsen et Tregana présageant d'une

pente sous-marine plus douce. A Porsmilin, une ou deux barres subtidales d'amplitude décimétrique sont ponctuellement présentes. Comme nous le verrons ultérieurement, leur activité semble associée aux fluctuations saisonnières des conditions d'agitation.

2.2. Caractéristiques sédimentologiques

Sur ces plages, le matériel sédimentaire est majoritairement constitué de sables (ill. 18), fins aux Blancs Sablons ($d_{50} \approx 250 \mu\text{m}$), moyens à Porsmilin ($d_{50} \approx 320 \mu\text{m}$), grossiers à Corsen ($d_{50} \approx 450 \mu\text{m}$) et Tregana ($d_{50} \approx 600 \mu\text{m}$). La granulométrie des sédiments est globalement homogène dans la zone intertidale. Toutefois, des fractions de débris coquilliers sont présentes sur les lignes de rivage, en particulier au sommet des cornes des croissants de plage et sur la crête de la barre intertidale à Porsmilin. Sur l'ensemble des plages, les chenaux d'exfiltration de la nappe phréatique découvrent des fractions de sédiments graveleux. La partie septentrionale de la plage de Corsen est caractérisée par un cordon de galets permanent (ill. 16c), partiellement ou totalement visible au gré des mouvements de sable sur la plage.

	$\overline{d_{50}} (\mu\text{m})$
Porsmilin	320 sables moyens
Corsen	450 sables moyens à grossiers
Tregana	600 sables grossiers
Blancs Sablons	250 sables fins à moyens

Illustration 18. Médiane granulométrique d_{50} sur les quatre plages.

2.3. Caractéristiques hydrodynamiques

2.3.1. La marée

Les courants de marée sont orientés nord-sud au large des Blancs Sablons et NE-SO dans l'anse de Bertheaume (ill. 19 ; SHOM, 1994). Leur intensité est variable, maximale à mi-flot et mi-jusant, de l'ordre de 0,7 et 0,4 m/s respectivement au large des Blancs Sablons et de Bertheaume lors des marées de vives-eaux.

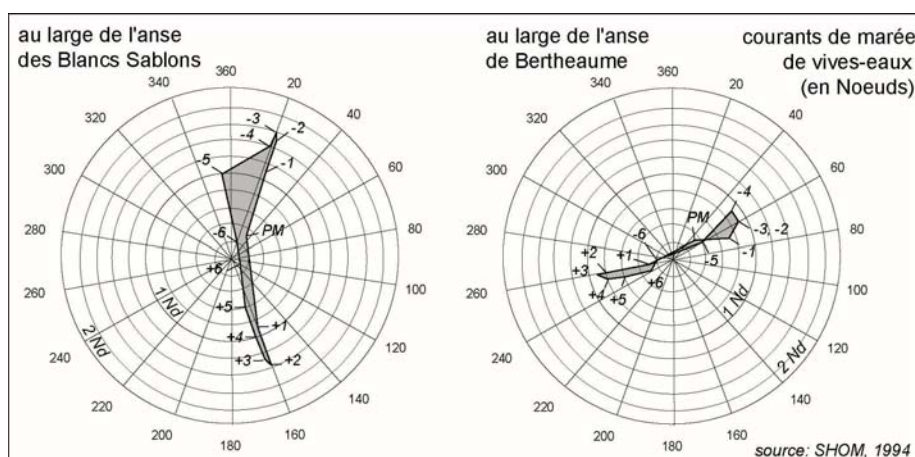


Illustration 19. Intensité et direction des courants de marée au large des anses des Blancs Sablons et de Bertheaume (source : SHOM, 1994)

2.3.2. Les vagues

Les quatre plages étudiées sont situées dans des anses dont l'orientation¹³ est définie par des grandes failles locales héritées de la tectonique post-hercynienne. Elles disposent d'un degré d'ouverture aux agents hydrodynamiques globalement homogène sur chaque site.

Chacun des sites a donc une exposition privilégiée à certaines incidences de vagues (ill. 20) lesquelles, lors des tempêtes, entraînent une agitation relativement élevée sur les plages ($H_s^{14} > 2$ m). Les quatre plages sont modérément exposées ($H_s \approx 1$ m) aux vagues de secteur ouest qui sont diffractées autour des pointes et parviennent quasiment normales sur les plages par le phénomène de réfraction¹⁵. Par contre, elles sont totalement abritées ($H_s \approx 0$) de certaines incidences de houles, de secteur nord pour les plages de Porsmilin et Tregana et de secteur sud pour la plage des Blancs Sablons. Malgré son ouverture sud-ouest, la plage de Corsen est susceptible de recevoir des houles d'incidence nord diffractées autour de la pointe de Corsen.

L'agitation sur les plages est globalement faible à l'échelle annuelle avec des hauteurs significatives de vagues inférieures à 0,5 m malgré des conditions hydrodynamiques fortes au large de l'île d'Ouessant. Cette particularité découle du contexte géomorphologique de la mer d'Iroise caractérisé par une bathymétrie complexe qui favorise une forte atténuation de la hauteur des vagues lors de leur propagation à la côte (ill. 20).

La richesse morphologique des plages est également encouragée par l'action de la marée qui induit une spatialisation des processus hydrodynamiques sur les plages. Avec les fluctuations du niveau d'eau, les diverses zones d'occurrence des processus hydrodynamiques (levé des vagues, déferlement, swash) se déplacent transversalement dans la zone intertidale. Sur les plages réfléchissantes (Corsen, Tregana), le déferlement est frontal. Sur les plages dissipantes (Blancs Sablons), il est glissant et sur les plages de type intermédiaire (Porsmilin), il est essentiellement plongeant mais tous les types de déferlement peuvent se produire (ill. 21).

¹³ Les plages de Porsmilin et de Tregana sont orientées vers le sud, la plage de Corsen vers le sud-ouest et les Blancs Sablons vers le nord-ouest.

¹⁴ Hauteur significative des vagues (cf glossaire) simulée pour un forçage au large de 4 m.

¹⁵ les mécanismes affectant la propagation des vagues vers la côte sont développés dans la partie 3.

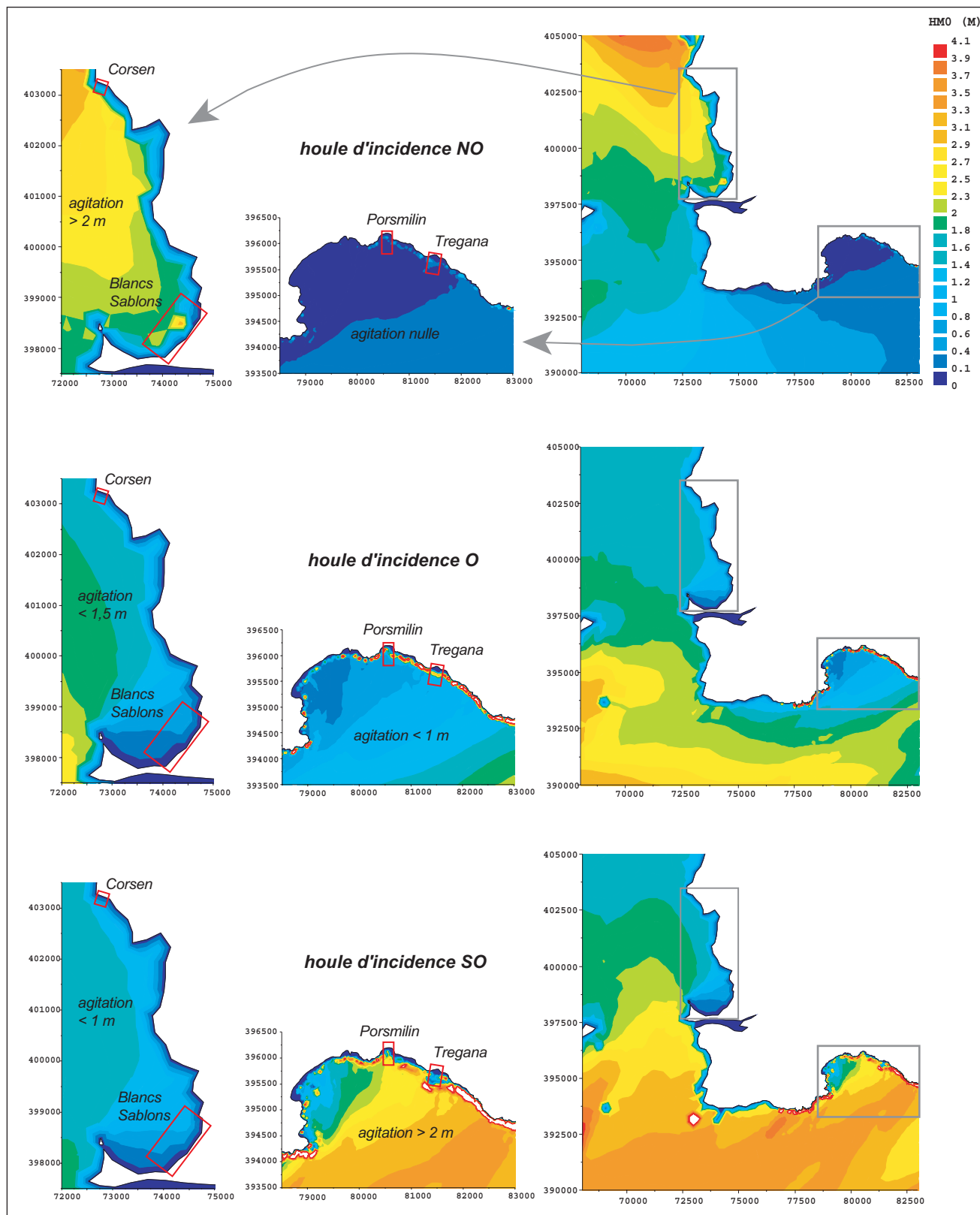


Illustration 20 . Propagation des vagues dans les anse de Bertheaume et des Blancs Sablons pour trois cas tests (houle d'incidence NO, O, SO). Les conditions aux limites sont identiques à celles de la fig. 6 ($H_{m0}=4$ m, $T_p=10$ s, vent de 10 m/s dans le sens de l'incidence des vagues, niveau d'eau de pleine mer fixé à 6 m).

	ε	ξ
Porsmilin Haut de plage	2,33-5,96 2,5-20 <i>(intermédiaire)</i>	1,03-1,65 >1 <i>(réfléchissant)</i>
Porsmilin Bas de plage	9,08-37,25 2,5-20 <i>(intermédiaire)</i>	0,41-0,72 0,23-1 <i>(intermédiaire)</i>
Corsen	0,44 <2,5 <i>(réfléchissant)</i>	3,03 >1 <i>(réfléchissant)</i>
Tregana	1,72 <2,5 <i>(réfléchissant)</i>	1,92 >1 <i>(réfléchissant)</i>
Blancs Sablons	40,73 >20 <i>(dissipant)</i>	0,32 0,23-1 <i>(intermédiaire)</i>

Illustration 21. Indices morphodynamiques moyens sur les quatre plages ; en gras calculés, en italique théoriques. Le type de domaine morphodynamique associé est indiqué entre parenthèses.

Enfin, les courants induits par les vagues sont les principaux agents du transport sédimentaire en zone intertidale. Sur les plages de Tregana et de Corsen, des courants sagittaux se développent dans les baies des systèmes de croissants de plage. Ils sont actifs jusqu'en arrière du déferlement où ils provoquent une remise en suspension des sédiments (ill. 22). Lors de fortes conditions d'agitation, le déferlement des vagues induit un courant de retour et une dérive longitudinale qui redistribuent les sédiments dans la zone intertidale et vers la plage subtidale.

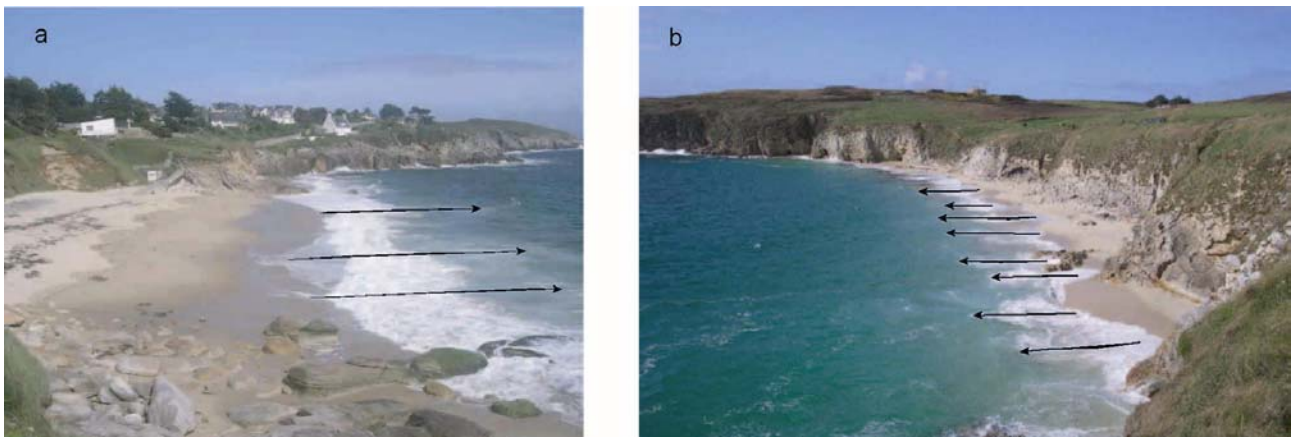


Illustration 22. Courants sagittaux se développant dans les baies des croissants de plage (a) à Tregana et (b) à Corsen, matérialisés par des panaches de forte turbidité en arrière du déferlement.

2.4. Caractéristiques anthropiques

Les principaux agents anthropiques sur le littoral de la mer d'Iroise sont l'urbanisation et la fréquentation touristique qui ont conduit à l'artificialisation de certaines plages par l'aménagement d'ouvrages côtiers ou à la mise en place de mesures de protection douce.

2.4.1. Les aménagements en dur

L'action anthropique sur les plages se traduit en premier lieu par la présence d'ouvrages bétonnés, témoins de la seconde guerre mondiale (mur de l'Atlantique à Porsmilin et à Tregana, blockhaus aux Blancs Sablons), de l'expansion de l'urbanisation (gainées d'évacuation des eaux usées à Porsmilin) et de la fréquentation du domaine littoral (cale d'accès nautique, parking, escaliers d'accès). Ils constituent la majorité des ouvrages côtiers recensés sur le littoral à l'exception des installations portuaires en rade de Brest (ill. 23). Certains de ces ouvrages (comme les cales d'accès, les buses d'évacuation) sont localisés en zone intertidale et peuvent donc avoir une incidence sur la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Par ailleurs, il n'existe pas d'ouvrages côtiers de protection sur les sites étudiés ce qui témoigne de problèmes d'érosion mineurs voire de leur absence (érosion estimée inférieure au mètre par an dans le Finistère ; LCHF, 1987).

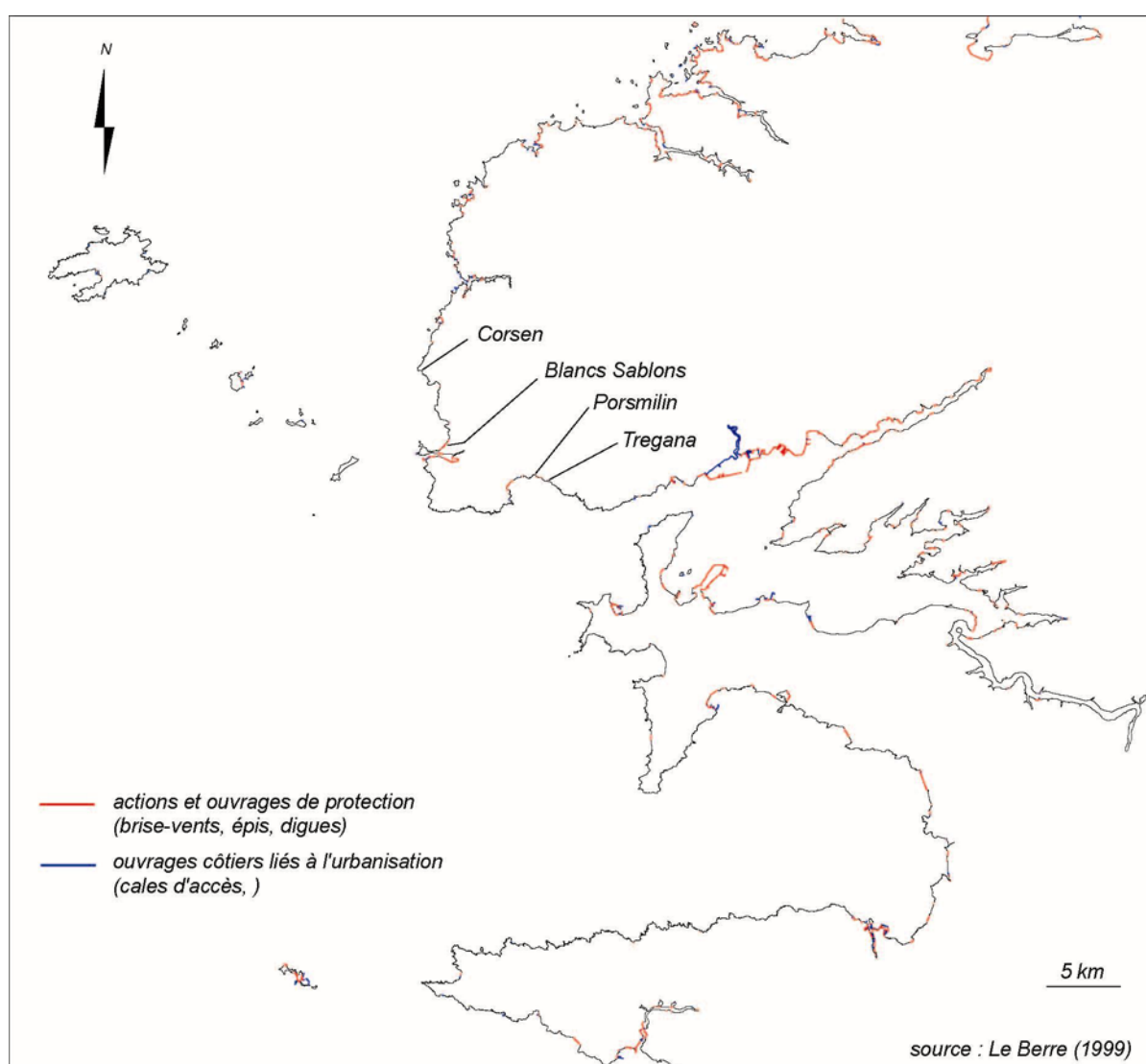


Illustration 23. Cartographie des ouvrages côtiers sur le littoral de la mer d'Iroise (source : Le Berre, 1999).

2.4.2. La fréquentation touristique

La fréquentation prend diverses formes sur les sites : essentiellement pédestre et nautique sur les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana, elle fut largement motorisée aux Blancs Sablons dans les années 1950 à 1970. A cette époque, des aires de camping sauvage s'installent sur les dunes (ill. 24). Pour le confort des campeurs, des aménagements sont réalisés (défrichages, trous pour le barbecue, « trous d'aisance »), activités les plus dégradantes pour le milieu (Agard, 2004). Leur installation prolongée provoque le tassement de la végétation dunaire, l'intensification de la déflation éolienne et la mise à nu des dunes. La multiplication des sentiers pédestres et la disparition du parcellaire agricole montrent l'évolution des usages en faveur du tourisme.

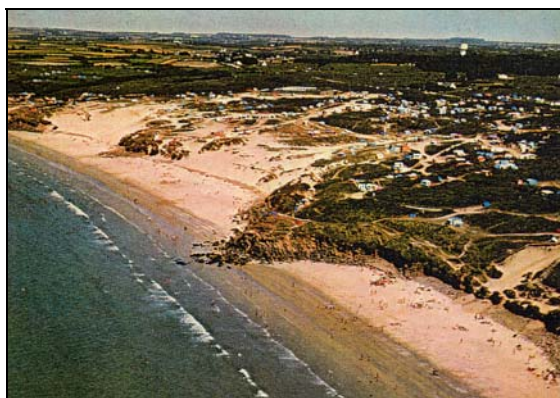


Illustration 24. Carte postale des Blancs Sablons dans les années 1970 (d'après De la Torre, 2000)

Face à l'ampleur de la dégradation du site, le Conservatoire du Littoral a acquis en 1978 44 hectares de dunes aux Blancs Sablons. Les travaux de réhabilitation du site ont consisté à restaurer le couvert végétal, à contrôler la circulation motorisée et piétonne et à canaliser les visiteurs sur des aires de stationnement adaptées. La restauration de la végétation est réalisée par la mise en place de séries de ganivelles associées à la plantation d'oyats sur les zones mises à nu. La circulation piétonnière et motorisée a été régulée par l'aménagement de chemins, d'escaliers d'accès et de parkings. Le classement du site a permis de réglementer les usages et en particulier d'interdire le camping, la circulation motorisée, la construction et la modification du terrain (Agard, 2004). Ces travaux ont donc permis de revégétaliser le cordon dunaire et de le stabiliser (Hallégouët *et al.*, 1986). Actuellement, la gestion du site est assurée par la Communauté de Communes du Pays d'Iroise qui entretient le site pour limiter l'impact de l'érosion (ill. 23).

Conclusion de la première partie

Les recherches s'inscrivent dans le contexte de l'Observatoire du Domaine Côtier, dont l'objectif est de détecter un signal climatique au sein de la variabilité des paramètres biologiques, chimiques, physiques du littoral de la mer d'Iroise. Quatre sites aux caractères morphologiques, sédimentologiques et hydrodynamiques contrastés (illustration 25) ont été choisis dans le but de constituer une série d'observation de l'évolution morpho-sédimentaire des plages sableuses à l'échelle pluri-annuelle.

Caractéristiques		Porsmilin	Corsen	Tregana	Blancs Sablons
Morphologiques	zone supratidale	talus dunaire	falaise rocheuse	falaise meuble	cordon dunaire
	zone intertidale	Berge barre de swash d' Ø métrique sur les niveaux de PMME, Ø décimétrique sur BMVE	croissants de plage non permanents	croissants de plage permanents barre de swash sur BMVE	berge/ banquette
	zone subtidale	barres subtidales d' Ø décimétrique	pente plus dissipante	?	barres subtidales ?
	type morphodynamique de l'estran	intermédiaire à réfléchissant	réfléchissant	réfléchissant	dissipant à intermédiaire
Sédimentologiques granulométrie (d50, µm)		320	450	600	250
Hydrodynamiques	exposition	S-SO	O-SO	S-SO	O-NO
	agitation maximale (H _s , m)	1,5	1	1,5	2
	courants induits par les vagues	courant de retour dérive longitudinale	courant de retour courants sagittaux dérive longitudinale	courant de retour courants sagittaux dérive longitudinale	courant onshore par l'asymétrie des vagues
	courants de marée (m/s) sur la plage au large	- 0,4	-	- 0,4	0,1-0,2 0,7
Anthropiques	aménagements	buse d'évacuation des eaux, cale d'accès, sentier côtier, parking Mur de l'Atlantique	cale d'accès	cale d'accès, parking Mur de l'Atlantique	parkings, sentiers côtiers, escaliers d'accès, blockhaus
	fréquentation touristique	modérée	modérée	modérée	forte
	restauration /conservation	-	-	-	acquisition par le Conservatoire du Littoral, restauration dans les années 1980, gestion souple (ganivelles, oyats)

Illustration 25. Principales caractéristiques des plages étudiées.

PARTIE 2

VARIABILITE MORPHO-SEDIMENTAIRE DES PLAGES ET INTERACTIONS DYNAMIQUES A MOYEN TERME

TABLE DES MATIERES DE LA PARTIE 2

Introduction de la seconde partie	41
Chapitre I	42
Méthodes de suivi et d'analyse des données.....	42
1. Méthodologie du suivi morpho-sédimentaire.....	42
1.1. Le suivi topographique.....	42
1.2. Le suivi bathymétrique	45
2. Méthodes d'analyse	48
2.1. L'analyse volumétrique	48
2.2. Les modèles linéaires EOF (Empirical Orthogonal Functions).....	49
Chapitre II	53
Variabilité morpho-sédimentaire des plages sableuses	53
1. Morphologie de la zone intertidale	53
1.1. Analyse descriptive	53
1.2. Analyse factorielle.....	57
1.3. Analyse volumétrique : bilans sédimentaires.....	71
1.4. Discussion.....	73
2. Morphologie de la zone subtidale : site de Porsmilin	76
2.1. Caractères morphologiques généraux et profondeur de fermeture du profil.....	76
2.2. Variabilité événementielle et saisonnière de la plage subtidale	79
2.3. Discussion.....	84
Chapitre III	86
Interactions entre la variabilité morphologique des estrans et les forçages dynamiques à moyen terme	86
1. Méthode : une analyse factorielle des données morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques	86
1.1. Problématique.....	86
1.2. Préparation des données.....	87
1.3. Analyse factorielle.....	89
2. Contextes hydrodynamique et climatique de la mer d'Iroise au cours du suivi à moyen terme	91
2.1. Forçage météorologique	91
2.2. Forçage par les vagues	92
3. Réponse morphologique aux forçages hydrodynamiques et météorologiques : les résultats de l'ACP	93
3.1. Variances relatives et cumulées	93
3.2. Porsmilin	94
3.3. Corsen.....	95
3.4. Tregana.....	96
3.5. Blancs Sablons	97
3.6. Discussion.....	98
4. Classification de la morphodynamique des plages.....	99
4.1. Calcul des indices	99
4.2. Domaines morphodynamiques	100
4.3. Discussion.....	102
Conclusion de la seconde partie	105

Introduction de la seconde partie

Le premier objectif de cette seconde partie est d'observer et d'analyser la variabilité morpho-sédimentaire des plages, intertidales et subtidales, à l'échelle événementielle, saisonnière et pluri-annuelle par un suivi topographique et bathymétrique. Ceci implique de répondre à des questions intermédiaires : sachant qu'elle est un bon indicateur de l'intensité des conditions d'agitation sur les plages, quelle est la profondeur de fermeture des profils c'est-à-dire la profondeur limite de mobilité du profil ? Quelle est la contribution relative des flux sédimentaires transversaux et longitudinaux dans l'évolution morphologique des plages, en particulier à l'échelle pluri-annuelle ? le système formé par les profils de plage est-il ouvert ou fermé ? s'il est ouvert, quels sont les autres sources et puits potentiels de sédiments ?

Le second objectif est d'identifier les agents de forçage de cette variabilité en couplant la variabilité morphologique des plages aux variables climatiques, hydrodynamiques, marégraphiques dans une analyse en composantes principales.

Cette seconde partie se décline en trois chapitres traitant de la morphodynamique des plages de la mer d'Iroise à l'échelle saisonnière (moyen terme). Le chapitre 1 expose les méthodes d'observation mises en œuvre pour mesurer l'évolution topographique et bathymétrique des plages intertidales et subtidales. Les méthodes statistiques d'analyse des données morphologiques sont introduites. Le chapitre 2 décrit et analyse la variabilité morphosédimentaire des quatre plages intertidales de la mer d'Iroise (Porsmilin, Corsen, Tregana et les Blancs Sablons) ainsi que celle de la plage subtidale de Porsmilin, à l'échelle saisonnière et événementielle. Les relations entre les forçages hydrodynamiques et l'évolution morphologique des plages sont explorées dans le chapitre 3 par le biais d'une analyse factorielle en composantes principales. Enfin, on donne des éléments pour qualifier la morphodynamique de ces plages à l'aide d'indices environnementaux basés sur des caractères morphologiques, sédimentologiques et hydrodynamiques.

Chapitre I

Méthodes de suivi et d'analyse des données

1. Méthodologie du suivi morpho-sédimentaire

L'observation de l'évolution morphosédimentaire des plages est réalisée par la mise en place d'un suivi topographique et bathymétrique.

1.1. Le suivi topographique

1.1.1. Instrumentation et protocole de levé

Le suivi morphologique est fondé sur l'acquisition de séries temporelles de mesures topographiques des estrans à l'aide d'un tachéomètre laser (NIKON DTM300, LEICA TCR303) ou d'un GPS différentiel (TRIMBLE 5800). Le protocole de levé se décompose en plusieurs étapes.

- L'équipement de l'estran : des clous topographiques sont installés sur des invariants (cale bétonnée, blockhaus, ouvrages côtiers, platiers rocheux) [annexe D, fig. 176a] de manière à identifier sans aucun doute possible le point de mise en station, la(les) tête(s) de profil, les points de calage à chaque levé. Les profils topographiques sont matérialisés, en milieu dunaire, par deux tubes en galva donnant l'orientation du profil, en milieu rocheux par un clou topographique et des repères visuels.

- Le géoréférencement du point de mise en station pour un levé réalisé au DGPS : on effectue le rattachement du point de mise en station local (mobile DGPS) à une borne IGN-NTF (coordonnées géographiques connues) sur laquelle est disposée la station de référence. L'acquisition continue du positionnement géographique du mobile (30 minutes en mode RTK) conduit au géoréférencement du point de mise en station local.

- La mise en station [annexe D, fig. 176b et c] : la station DGPS ou le tachéomètre est positionné sur le clou topographique de mise en station en prenant soin de s'assurer de l'horizontalité de la plateforme de mesure (bullage), de définir le système de référence (sélection de l'azimut) et de paramétrer les coordonnées du point de mise en station, la hauteur du réflecteur ou du mobile DGPS sur la canne topographique.

- Le levé topographique consiste à mesurer la topographie de l'estran le long d'un profil depuis le haut de plage jusqu'à la ligne de rivage (ill. 26). Les lignes de rupture au niveau du pied de dune ou de falaise, des formes sédimentaires (barres sableuses, croissants de plage) et des points d'inflexion du profil sont minutieusement levées de façon à ce que le profil mesuré s'ajuste parfaitement à la topographie observée.

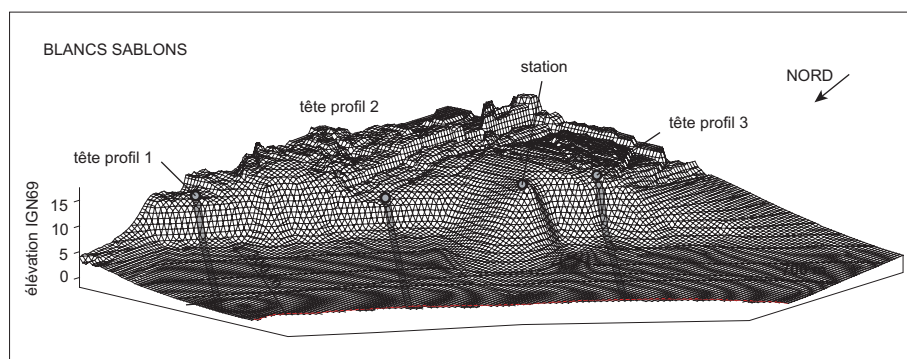
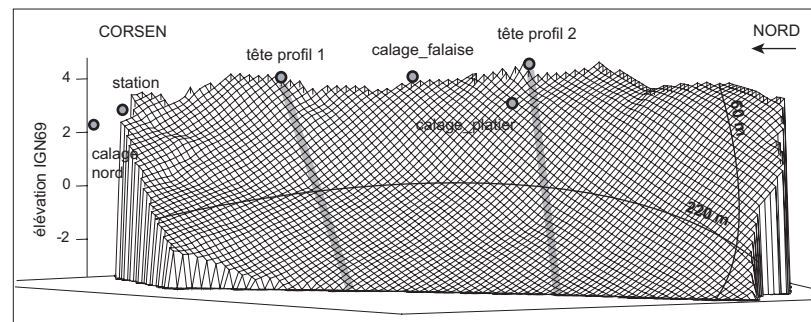
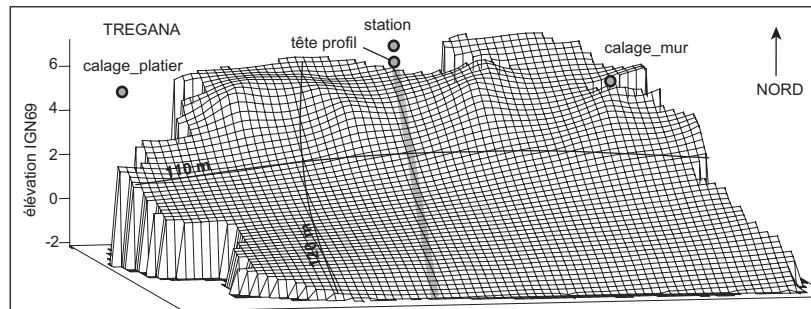
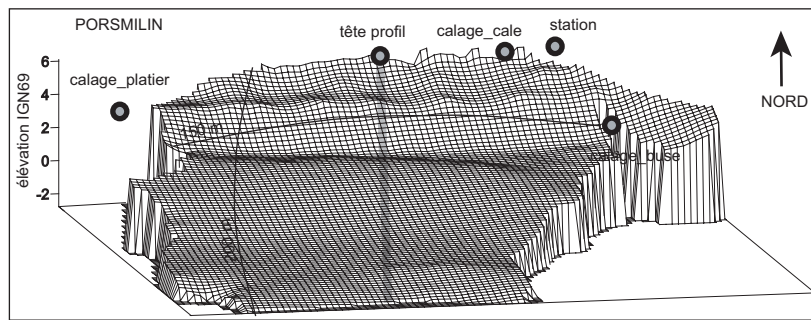


Illustration 26. Localisation des profils topographiques et des points géoréférencés

- Le géoréférencement *a posteriori* des têtes de profil : il permet de passer d'un référentiel relatif dans lequel l'altitude de la tête de profil est fixée à zéro à un référentiel absolu des élévations (IGN69-NGF).

1.1.2. Résolutions temporelle et spatiale

La fréquence des levés topographiques est hebdomadaire lors de la première année du suivi morphologique des plages de Porsmilin et de Corsen puis bi-hebdomadaire de novembre 2003 à juin 2005 pour l'ensemble des quatre plages. Le rythme exigeant des levés, facilité par la proximité des sites d'étude, autorise l'analyse de la variabilité morphologique des plages à l'échelle saisonnière et événementielle (à l'échelle d'un événement de tempête). Au terme de vingt à trente mois de suivi, on a réuni sept séries constituées respectivement de 28 à 84 profils de plage (ill. 27).

		Nombre de levés topographiques	Emprise temporelle
Porsmilin		84	janvier 2003 à juin 2005
Corsen	Profil 1	72	janvier 2003 à juin 2005
	Profil 2	70	
Tregana		42	novembre 2003 à juin 2005
Blancs Sablons	Profil 1	26	novembre 2003 à juin 2005
	Profil 2	28	
	Profil 3	28	

Illustration 27. Caractéristiques des séries morphologiques à moyen terme

Sur les plages de Corsen et des Blancs Sablons, la variabilité morphologique longitudinale de l'estran (Corsen) et l'étendue du site (Blancs Sablons) justifient la mise en place de plusieurs profils (ill. 26). Lorsque les plages semblent avoir une faible variabilité longitudinale, on a restreint les levés à un unique profil central.

1.1.3. Précision de la mesure

A partir des points de calage et des têtes de profil, la précision horizontale et verticale de la mesure topographique est calculée sur chacun des sites en fonction des instruments utilisés (ill. 28). On constate une qualité variable de la mesure : mauvaise (de l'ordre de 4 cm en X,Y ; 3 cm en Z) avec le tachéomètre NIKON, nettement meilleure avec le tachéomètre électronique LEICA (de l'ordre de 2 cm en X,Y,Z) et un net gain en précision verticale (inférieure au centimètre) avec le DGPS. Outre l'estimation de la précision de la mesure, ces marges d'erreur verticales permettront de proposer un seuil de significativité des bilans sédimentaires en-dessous duquel le changement d'élévation du profil entre deux dates n'est pas significatif.

		X	Y	Z
Tacheo_Nikon	Porsmilin	3,6	3,9	2,2
	Corsen	4,4	4,0	2,9
Tacheo_Leica	Porsmilin	2,1	1,8	1,4
	Corsen	2,1	1,8	1,5
	Blancs Sablons	3,0	3,2	1,2
	Tregana	2,4	1,5	1,7
DGPS		2,2	2,5	0,7

Illustration 28. Erreurs moyennes horizontale et verticale (écart-type, en cm) sur la mesure topographique

1.2. Le suivi bathymétrique

1.2.1. Pré-acquisition

Comparativement à un levé topographique terrestre, les levés bathymétriques sont plus difficiles à mettre en œuvre du fait de la multiplicité des moyens à mobiliser et des contraintes inhérentes à la mesure. La collaboration avec l'ENSIETA a donné lieu à une série de levés bathymétriques sur la plage de Porsmilin. L'observation d'une dynamique morphologique forte de l'estran a motivé le prolongement des levés topographiques jusque sur la plage subtidale. Par ailleurs, les difficultés d'accès aux plages de l'anse des Blancs Sablons par la mer (forts courants, temps-trajet) ont restreint les levés à la plage de Porsmilin. Nous ne disposons donc d'aucun levé bathymétrique sur les plages de Tregana, Corsen et des Blancs Sablons.

L'instrumentation embarquée est constituée des équipements suivants [annexe D, ill. 177]:

- Un sonar monofaisceau bi-fréquence à balayage mécanique (TRITECH) est utilisé, émettant des ondes acoustiques à une fréquence 580 hz, puis recevant le signal retour. Les temps de trajet aller-retour des ondes émises/réceptionnées par le capteur sont convertis en distances puis en sondes.
- Le sonar est couplé à une antenne DGPS (dont la station référence est à terre) et à une centrale inertielle, mesurant le positionnement absolu de la vedette et ses mouvements relatifs (roulis, tangage).
- Une embarcation stable, à coque rigide et à faible tirant d'eau pour favoriser les conditions d'acquisition de la mesure jusqu'à proximité de la ligne de rivage.

Les mesures sont fortement conditionnées par les conditions météorologiques puisqu'une agitation faible du plan d'eau et l'absence de clapot sont nécessaires pour obtenir une bonne précision.

Avant l'acquisition, les capteurs sont calibrés : le magnétomètre dans l'espace en effectuant une rotation de la vedette sur elle-même, le sonar dans les eaux locales pour s'affranchir des variations de la célérité des ondes acoustiques liées à la densité de l'eau.

1.2.2. Acquisition

1.2.2.1. Résolution temporelle du suivi bathymétrique

D'une fréquence initiale fixée à un levé bathymétrique mensuel, ce sont les créneaux de mer calme pendant l'hiver qui ont décidé du rythme des levés. Ainsi on dispose d'une série de six levés bathymétriques s'échelonnant de septembre 2003 à mai 2004 au rythme d'un levé mensuel au début de l'automne et au printemps, et d'un levé unique au cours de l'hiver. Malgré une fréquence hétérogène, les levés cernent relativement bien les variations des conditions d'agitation sur la plage de Porsmilin (ill. 29). Les deux premiers levés en septembre et octobre ont lieu consécutivement à une longue période d'agitation très faible pendant l'été et au début de l'automne. Les levés de janvier et avril sont postérieurs à une succession de tempêtes et coups de vent, tandis que les levés de mars et fin mai reflètent des conditions d'agitation relativement calmes.

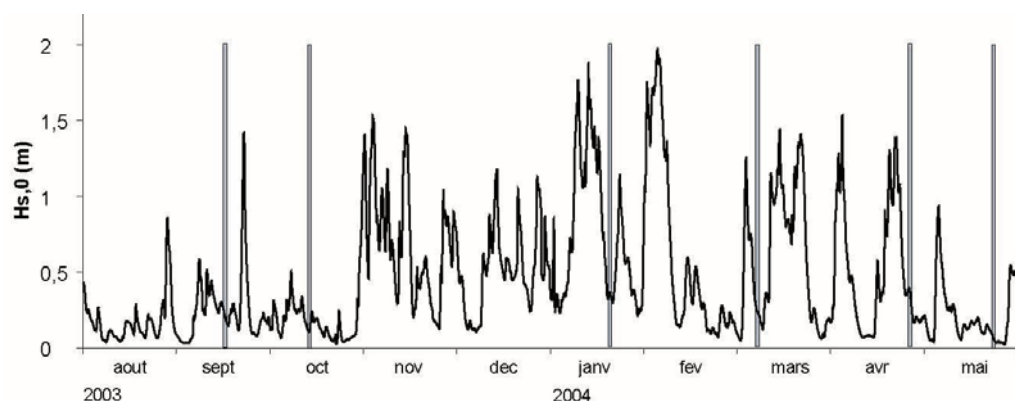


Illustration 29. Hauteur significative des vagues au large de la plage de Porsmilin, dans l'anse de Bertheaume au cours du suivi bathymétrique (source : données de la Datawell). Les levés bathymétriques sont indiqués par les barres verticales grisées.

1.2.2.2. Résolution spatiale

Les levés bathymétriques se sont déroulés en suivant une radiale depuis la plage vers le large sur 1300 m dans l'anse de Bertheaume (jusqu'à -11 m C.M.). Concrètement, la radiale est pré-enregistrée dans l'interface cartographique du logiciel embarqué du DGPS et suivie visuellement en temps réel sur le retour écran. De manière à s'affranchir des portions mal levées (difficulté à maintenir un cap, dérive par les courants) et à obtenir une bonne résolution spatiale des sondes, la radiale est couverte en plusieurs aller-retour. La fréquence d'émission du sondeur et la vitesse de l'embarcation conditionnent le nombre d'impacts au sol (~ 60 par seconde) et ainsi la résolution spatiale du levé (métrique). Lors des deux derniers levés, la radiale est raccourcie à 600 m (- 5 m C.M.) car aucune variabilité de la topographie du fond ne fut observée lors des levés précédents.

	longueur (m)	profondeur (m C.M.)
16/09/03	1291	-10,8
14/10/03	1282	-10,6
19/01/04	1281	-10,6
9/03/04	1279	-10,4
27/04/04	563	-5,4
25/05/04	597	-5,0

Illustration 30. Caractéristiques des levés bathymétriques.

1.2.3. Traitements en post-acquisition

Les données acoustiques, de positionnement absolu et relatif sont assimilées par la chaîne de traitement automatisée de l'ENSIETA. La qualité des données est estimée en comparant les doublons de sondes lors des passages répétitifs. Sur l'ensemble des levés bathymétriques, la précision hydrographique est bonne, estimée à ± 7 cm, dans les ordres de grandeur reportés dans la littérature ($\pm 9,1$ cm et $\pm 5,2$ cm respectivement dans Clausner *et al.*, 1986 ; Gibeaut *et al.*, 1998) mais plus élevée que les levés effectués avec la plateforme CRAB¹⁶ ($\pm 1,8$ cm ; Birkemeier et Mason, 1984).

¹⁶ Coastal Research Amphibious Buggy (<http://www.frf.usace.army.mil/vehicles2.stm>)

Les traitements sont ajustés de manière à obtenir en sortie des données facilement assimilables aux profils topographiques (élevations fonction d'une distance transversale). Seules les sondes acquises dans une bande de 10 m de part et d'autre de la radiale sont conservées, réduites à une moyenne et projetées sur une grille régulière. Les données livrées par l'Ensieta sont de la forme $h(x)$, avec un point d'origine constitué par la tête de profil topographique ($x=0$), échantillonnées tous les mètres depuis la ligne de rivage vers le large ($x=1300$ m).

2. Méthodes d'analyse

Trois méthodes quantitatives sont utilisées pour décrire l'évolution morphologique des plages :

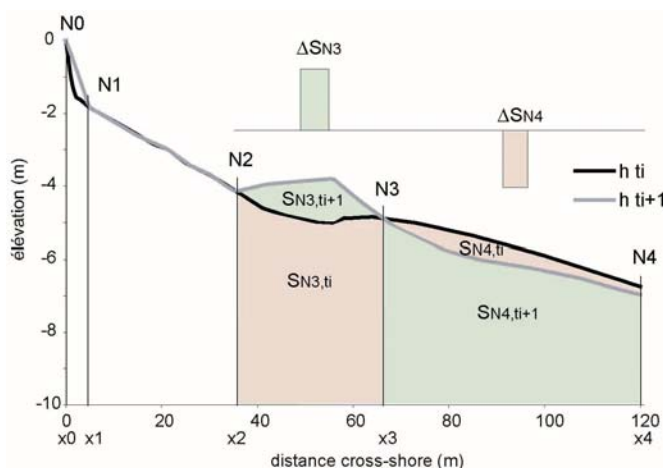
- les méthodes statistiques standard décrivant la variabilité des profils à l'aide de paramètres simples (moyenne, écart-type),
- l'analyse volumétrique quantifiant les mouvements sédimentaires de la plage,
- les méthodes statistiques avancées mettant en œuvre des analyses factorielles linéaires (*Empirical Orthogonal Functions*) ou non linéaires complexes dans le but d'extraire l'information de longues séries de données.

Ces trois approches sont complémentaires (Winant *et al.*, 1975 ; Aubrey, 1979 ; Larson and Kraus, 1994 ; Reeve *et al.*, 2001). Elles apportent une description complète de la variabilité de la morphologie côtière. Puisque les méthodes statistiques simples sont relativement aisées à mettre en œuvre, on propose de porter notre attention sur l'analyse volumétrique et l'utilisation des modèles linéaires et non linéaires appliquée aux données morphologiques et hydrodynamiques.

2.1. L'analyse volumétrique

Les bilans sédimentaires entre deux levés consécutifs sont calculés en utilisant une macro développée sous Visual Basic. On raisonne sur des surfaces verticales en mouvement entre deux profils, assimilées à des volumes par mètre linéaire. Au préalable, on choisit le pas de ré-échantillonnage transversal du profil et la longueur de coupure commune à tous les profils. La macro se décompose en plusieurs étapes de calcul :

- le ré-échantillonnage des profils selon un pas transversal régulier fixé arbitrairement à 1 m,
- le calcul avec l'équation (6) de chacune des surfaces (ou intégrales) comprises entre le profil à date t_i et une élévation de référence (-10 m), et entre chaque nœud d'intersection N_j (x_j) entre les deux profils (ill. 31),



$$SN_{j,ti} = \int_{-10}^{h_{ti}} dz \int_{x_j}^{x_{j+1}} dx \quad (6)$$

où $j=0$, n_j et x_j est la position transversale du nœud N_j ($x_0=0$ et x_{n_j} =longueur de coupure)

Illustration 31. Méthode de calcul des volumes en mouvement et des bilans sédimentaires

- la soustraction des surfaces date à date et à chaque nœud qui s'écrit :

$$\Delta S_{Nj, ti+1} = \int_{-10}^{h_{ti+1}} dz \int_{x_j}^{x_{j+1}} dx - \int_{-10}^{h_{ti}} dz \int_{x_j}^{x_{j+1}} dx \quad (7)$$

On obtient des bilans surfaciques nœud à nœud quantifiant les volumes relatifs érodés ou déposés (négatifs ou positifs) localement sur le profil. Ces bilans nœud à nœud, sommés sur l'ensemble du profil, donnent un bilan volumique relatif ΔV_{ti+1} .

$$\frac{\Delta V_{ti+1}}{1} = \Delta S_{ti+1} = \sum_1^n S_{Nj, ti+1} \quad (8)$$

Le bilan volumique cumulé $\sum_i \Delta V_{ti+1}$ est la somme des bilans sédimentaires date à date sur la période du suivi morpho-sédimentaire. Il permet de juger du caractère conservatif (stabilité) ou dissipatif du système (érosion/accrétion) en estimant le bilan sédimentaire de la plage à moyen terme. Sur les plages à forte variabilité longitudinale (Corsen), on somme les bilans volumiques des deux profils pour s'affranchir des échanges sédimentaires longitudinaux et quantifier les volumes sortants ou entrants de l'estran. Dans le tableau ci-dessous, on rappelle les erreurs moyennes associées aux bilans volumiques ΔV_{ti+1} sur chaque site.

	erreur moyenne volumique
Porsmilin (lc ₁ =120 m, lc ₂ =160 m)	1,8-2,4
Corsen profil 1 (lc=50m)	0,55
Corsen profil 2 (lc=37 m)	0,75
Tregana (lc=70m)	1,05
Blancs Sablons (lc=220 m)	3,3

Illustration 32. Erreur moyenne (écart-type) en m³/m.l associée aux bilans volumiques globaux (sur l'ensemble du profil) sur la base d'une erreur altimétrique de ± 0.015 m et d'une longueur de profil lc (longueur de coupe).

2.2. Les modèles linéaires EOF (Empirical Orthogonal Functions)

2.2.1. Introduction

La plupart de ces méthodes sont issues de la recherche en climatologie (Lorenz, 1956) et ont été employées à partir des années 1970 en morphologie cotière (Winant *et al.*, 1975 ; Aubrey, 1979 ; Aubrey *et al.* 1980). Elles sont mieux adaptées à l'analyse de longues séries de données que les méthodes standard (bilans volumiques) dans la mesure où elles compressent toute l'information utile et disponible en quelques variables.

La méthode s'apparente à une Analyse en Composantes Principales en travaillant directement avec les données morphologiques brutes (profils, modèles numériques de terrain). Elle consiste à séparer les composantes spatiales et temporelles des données en plusieurs fonctions linéaires empiriques. Pour cela, on extrait les vecteurs propres de la matrice des corrélations des données brutes, lesquels composent les fonctions empiriques du modèle linéaire. En recombinaison des modes morphologiques avec leurs coefficients temporels, on reconstitue le profil initial de la plage (ill. 33).

Dans les années 1980-1990, ces modèles linéaires ont connu des développements (Uda and Hashimoto, 1982 ; Hsu *et al.*, 1994) permettant de les appliquer à des séries de données morphologiques à deux dimensions (cross-shore et longshore). Plusieurs études récentes (Wijnberg and Terwindt, 1995 ; Reeve *et al.*, 2001 ; Rihouey and Maron, 2003 ; Rihouey, 2004) ont utilisé ces modèles linéaires 2D sur des séries de données bathymétriques à long terme dans le but d'extraire et d'identifier les caractères morphologiques des plages, leur comportement cyclique et leur variabilité spatiale à grande échelle.

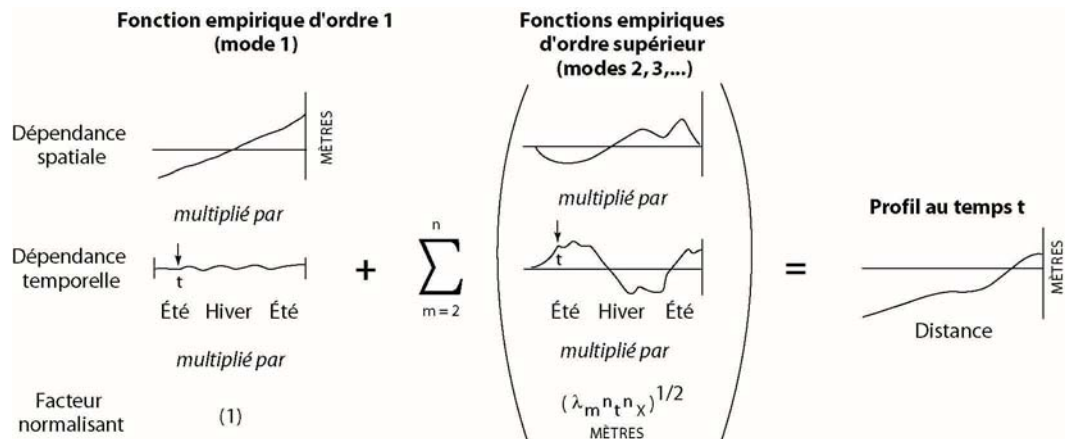


Illustration 33. Décomposition des profils de plage en fonctions empiriques (d'après Aubrey, 1979 ; modifié)

Ces modèles linéaires empiriques sont également très appréciés pour leur capacité prédictive de l'évolution morphologique des plages lorsque les données morphologiques sont couplées à des forçages hydrodynamiques. Dès les premiers temps de leur utilisation en morphologie côtière, de nombreuses études (Aubrey *et al.*, 1980 ; Hsu *et al.*, 1994 ; Larson *et al.*, 2000) ont testé l'efficacité des paramètres des vagues (hauteur, énergie moyenne et maximale des vagues, nombre d'Iribaren, taux de vagues déferlant) dans la prédiction de la morphologie des plages. L'opération consiste à établir une matrice des corrélations entre les données morphologiques et hydrodynamiques puis à introduire de nouveaux forçages dans la matrice de régression empirique. Larson *et al.* (2000) utilisent une approche dérivée, l'Analyse Canonique des Corrélations (*Canonical Correlation Analysis*), pour prédire de façon satisfaisante la morphologie de la plage de Duck (Caroline du Nord). Comme le rappelle Rihouey (2004), la qualité de la prédiction dépend de la longueur des séries de données et de la représentativité des forçages hydrodynamiques introduits dans l'analyse. Ce dernier a testé la capacité prédictive des modèles linéaires et de l'analyse canonique des corrélations sur les plages du PNEC (Truc Vert, Omaha beach) avec un succès mitigé (illustration 34).

2.2.2. Application aux séries de profils

La méthode statistique utilisée est une analyse basée sur l'utilisation des *Empirical Orthogonal Functions* (Winant *et al.*, 1975 ; Aubrey, 1979 ; Larson and Kraus, 1994 ; Wijnberg and Terwindt, 1995 ; Rihouey, 2004). Chaque série de profils forme une matrice de données brutes, de dimension $L \times K$ (L étant l'échantillonnage transversal, K le nombre de date) dont les éléments sont les données d'élévation $h(y_i, t_k)$. La série de profils est transformée en une fonction $h(y_i, t_k)$, combinaison linéaire de positions transversales ($e_p(y_i)$) et de dates ($C_p(t_k)$). Les données s'expriment telles que :

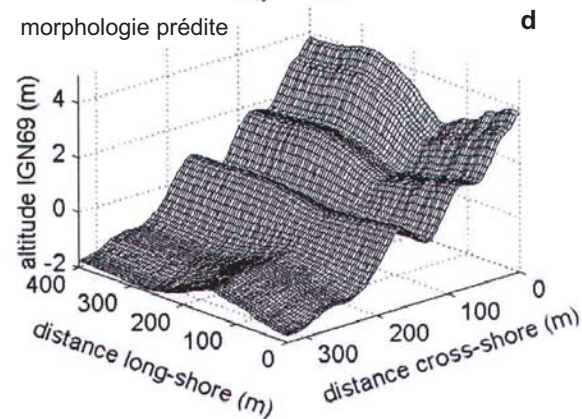
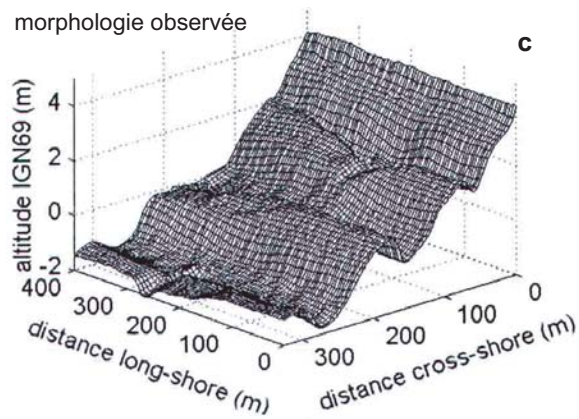
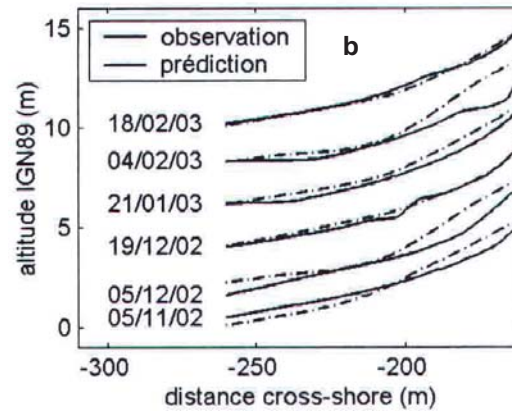
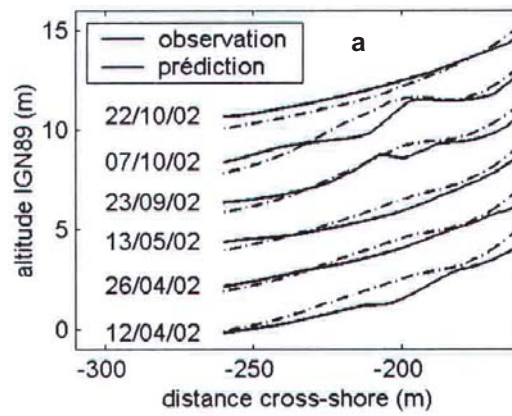


Illustration 34. Morphologie observée et prédite par une analyse canonique des corrélations (a,b) du haut de plage au Truc Vert, (c,d) d'Omaha beach d'après Rihouey (2004)

$$h(y_l, t_k) = \sum_{p=1}^L C_p(t_k) \cdot e_p(y_l) \quad (9)$$

où e_p sont les L vecteurs propres de la matrice d'inertie A , C_p les coefficients temporels associés à chacune des p fonctions.

La matrice d'inertie A est calculée à partir du produit des données brutes. Ces éléments sont :

$$a_{ij} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K h(y_i, t_k) \cdot h(y_j, t_k) \quad (10)$$

Pour une synthèse méthodologique complète, le lecteur peut se référer à Rihouey (2004).

Chapitre II

Variabilité morpho-sédimentaire des plages sableuses

Ce chapitre présente les résultats obtenus dans le cadre du suivi morpho-sédimentaire à moyen terme des plages intertidales et subtidales de la mer d'Iroise. Dans un premier temps, l'analyse des données topographiques est conduite à l'aide des méthodes introduites précédemment : une analyse descriptive de la variabilité morpho-sédimentaire des profils basée sur des paramètres statistiques simples, une analyse factorielle donnant lieu à des modèles empiriques locaux de l'évolution morphologique des plages, conclue par une analyse volumique quantifiant les flux sédimentaires entrants et sortants du profil. Dans un second temps, on s'intéresse à la variabilité morphologique de la plage sous-marine et à la profondeur de fermeture du profil à Porsmilin.

1. Morphologie de la zone intertidale

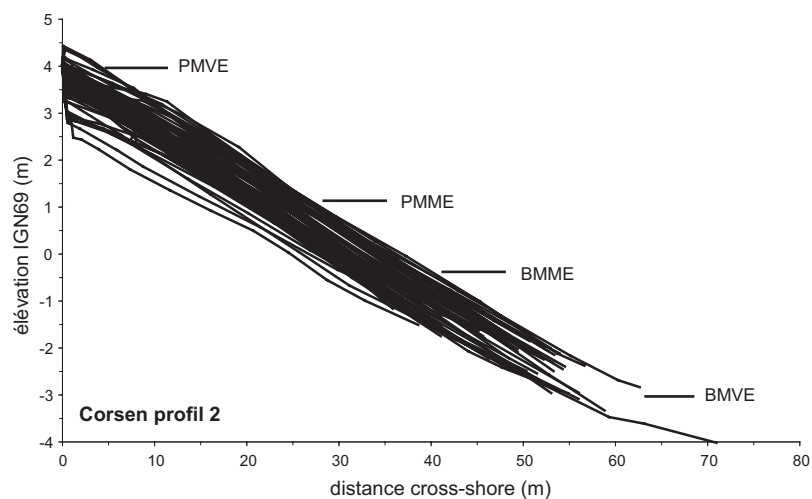
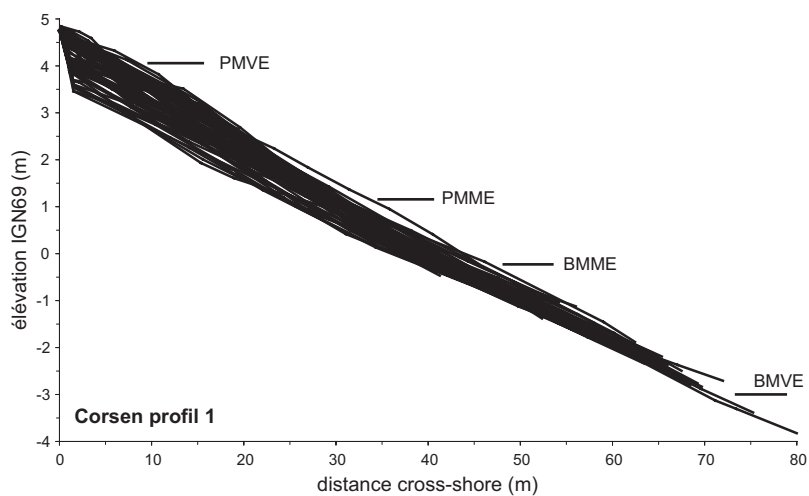
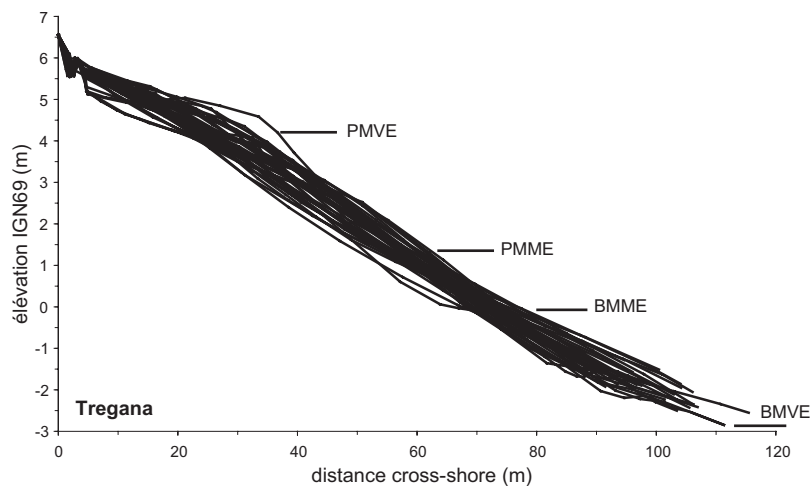
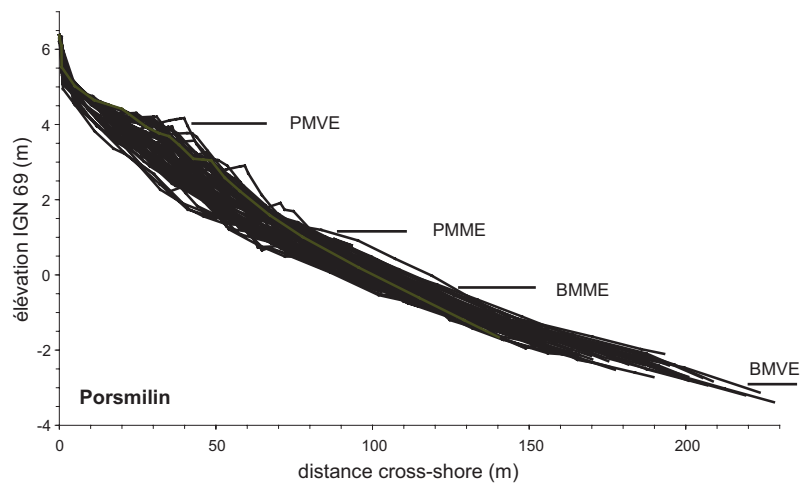
1.1. Analyse descriptive

Dans un premier temps, l'évolution morphologique des plages est décrite en utilisant des paramètres statistiques simples à partir des séries de profils de plage. On a représenté l'ensemble des profils acquis sur chaque plage (ill. 35), ce qui permet de distinguer l'enveloppe maximale et minimale de chaque série (ill. 36a). Ces enveloppes rendent compte de la forte variabilité morphologique des estrans avec une élévation différentielle de l'ordre de 0,7 à 1 m entre les enveloppes minimale et maximale sur la plupart des plages. Localement, on constate même une variabilité atteignant 1,5 à 2 m sur le haut d'estran à Porsmilin, Corsen et Tregana. La plage des Blancs Sablons est la seule à observer une faible variabilité de son profil de plage (inférieure à 0,5 m).

La variabilité morpho-sédimentaire de ces quatre estrans se traduit également par la distribution de l'écart-type des élévations le long du profil (ill. 36b). L'écart-type quantifie la variabilité verticale moyenne autour du profil moyen depuis le domaine supratidal (dune, talus dunaire, pied de falaise) jusqu'au bas d'estran. La variabilité moyenne des plages intertidales est de 10 à 40 cm tandis que le front dunaire des Blancs Sablons (entre 5 et 12 m depuis la tête de profil) expérimente une variabilité verticale inégalée de 0,5 à 1,2 m selon le profil considéré.

On s'attache à décrire en détail la variabilité maximale (élévation différentielle entre les enveloppes minimale et maximale) et moyenne (écart-type) des séries de profils sur chacune des quatre plages.

A Porsmilin, le profil expérimente une variabilité maximale croissante depuis le bas d'estran (0,7 à 1 m) vers le haut d'estran (1,5 à 2,3 m). Ceci se traduit par une augmentation brutale de l'écart-type de 20 cm à 40-45 cm sur le haut de plage. La variabilité maximale du haut de plage est associée à des formes



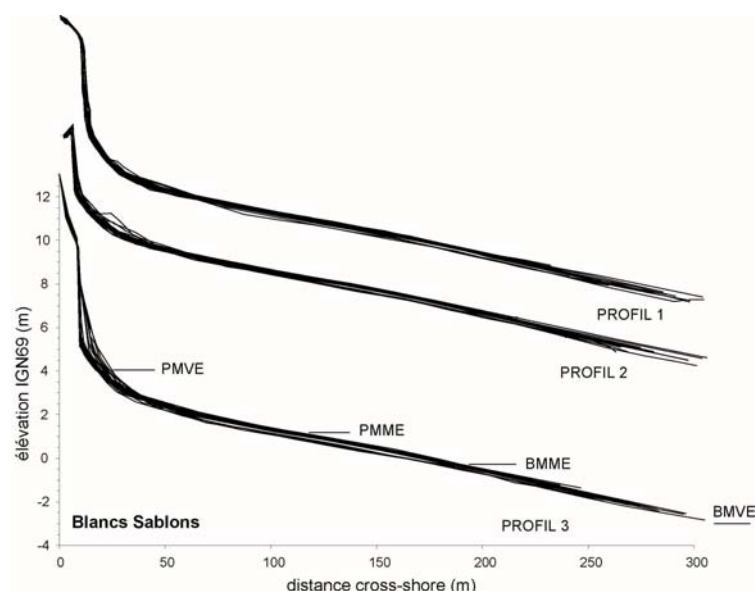


Illustration 35. Enveloppe des profils topographiques des plages de Porsmilin, Tregana, Corsen et des Blancs Sablons. Les niveaux d'eau de pleine mer et de basse mer de vives-eaux (HMVE, BMVE) et de mortes-eaux (HMME, BMME) sont indiqués.

d'accumulation sédimentaire visibles sur la série de profils (ill. 35) et sur l'enveloppe maximale (ill. 36a), lesquelles conduisent à une réflectivité accrue du haut de plage ($\tan\beta=0,05-0,08$). On y associe une rupture de pente au niveau des pleines mers de mortes eaux (60-70 m) marquant la transition avec le bas de plage plan à pente homogène ($\tan\beta=0,02-0,035$). L'enveloppe minimale constitue le niveau d'affleurement d'un platier ligneux sur le bas de plage, longuement découvert au cours de l'hiver 2005 (ill. 37a).



Illustration 37. (a) Présence de tourbes en bas de plage à Porsmilin en février 2005, (b) cordon de galets affleurant sur la partie nord de l'estran à Corsen fin février 2005.

A Tregana, on constate une variabilité maximale du profil en deux endroits, sur le haut de plage (1,6 m à 35 m depuis la tête de profil) et sur le bas de plage (1,1 m à 90 m), associés aux maxima de l'écart-type (variabilité moyenne de 30 à 35 cm autour du profil moyen). Seuls deux à trois profils isolés expliquent ces pics de variabilité maximale et sont associés aux enveloppes minimale et maximale. Dans l'ensemble, la variabilité sédimentaire est relativement forte (0,7 à 1,2 m) et homogène sur l'estran. Néanmoins, les deux zones de forte variabilité induisent des ruptures de pente, sur le bas de plage entre la plage subtidale ($\tan\beta=0,03-0,045$) et l'estran ($\tan\beta=0,07-0,10$), entre le haut de plage et la plage supratidale, moins réflective voire quasi-horizontale.

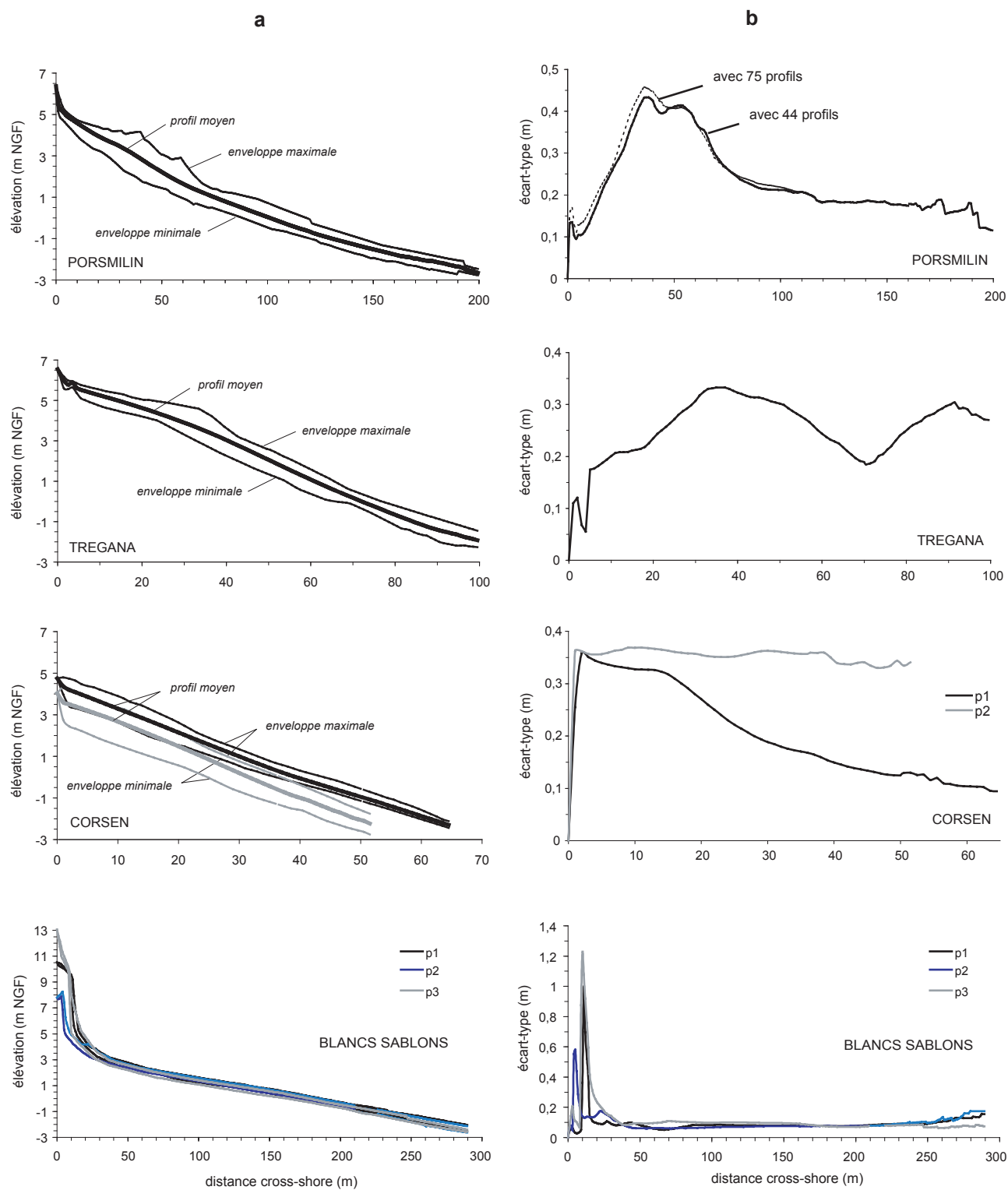


Illustration 36. (a) Profil moyen, enveloppes minimale et maximale des profils, (b) écart-type des élévations des profils des plages de Porsmilin, Corsen, Tregana et des Blancs Sablons

A Corsen, on observe également une variabilité du profil de plage croissante depuis le bas d'estran vers le haut d'estran, faible à modérée en bas d'estran selon le profil (0,5 m sur le profil 1, 1 m sur le profil 2), très forte en haut de plage (1,3 m sur le profil 1 ; 1,8 m sur le profil 2). L'hétérogénéité longitudinale de la plage se traduit par l'écart-type, constant sur tout le profil 2 (35 cm), dégressif vers le bas de plage sur le profil 1 (35 à 10 cm). La faible variabilité sédimentaire du bas de plage du profil 1, et de la partie nord de l'estran de manière générale, est induite par la présence d'un cordon de galets (ill. 37b) difficilement mobilisable. Ceci explique que la pente soit plus variable au niveau du profil 2 (0,09-0,13) qu'au niveau du profil 1 (0,09-0,11).

Aux Blancs Sablons, le profil de l'estran évolue peu, la variabilité maximale étant de l'ordre de 30 cm et l'écart-type de 10 cm. Elle s'accroît en haut de plage (≈ 50 cm, écart-type de 15-20 cm) avant d'exploser au niveau du front dunaire (variabilité maximale de 1 à 3 m en pied de dune, écart-type de 0,5-1,2 m) du fait de son recul continu. La pente de l'estran est homogène ($\tan\beta=0,02$), plus réfective et variable en haut de plage ($\tan\beta=0,025-0,04$).

On a ainsi décrit la variabilité sédimentaire du profil des quatre plages en utilisant des paramètres statistiques simples (profil moyen, enveloppes minimale et maximale des séries de profils, écart-type des élévations) et en associant les zones de forte variabilité sédimentaire à des unités morphologiques distinctes soulignées par des ruptures de pente dans le profil.

1.2. Analyse factorielle

Dans un second temps, on cherche à extraire l'information qualitative contenue dans les séries morphologiques à l'aide d'une analyse factorielle. La démarche consiste à établir un modèle morphologique empirique de chaque plage à partir de la variabilité naturelle des profils. Les composantes spatiales et temporelles de ce modèle identifieront la dynamique des corps et figures sédimentaires, les échanges transversaux dans le profil, les échelles et les cycles temporels associés (pluri-annuel, saisonnier, événementiel, tidal).

1.2.1. Mise en forme des données

Avant d'effectuer l'analyse factorielle, chaque série de données morphologiques est préparée sous la forme d'une matrice de profils ré-échantillonnés et de même longueur (illustration 38). La longueur de coupe des profils est choisie de manière à garder le maximum de levés possible et de façon à représenter au mieux la variabilité des données. Ainsi, 80 à 100 % des profils sont pris en compte dans l'analyse factorielle. Néanmoins, en adoptant une longueur commune relativement courte, on écarte automatiquement de l'analyse la variabilité morphologique du bas de plage. A l'exception des Blancs Sablons, les plages de Porsmilin, Tregana et Corsen expérimentent une variabilité sédimentaire significative sur le bas d'estran (ill. 36). Dans certains cas, on a donc opté pour de nouvelles analyses intégrant des profils plus longs mais évidemment moins nombreux. Au détriment d'une description moins réaliste de la variabilité du haut de plage et de la mi-plage, ces séries restreintes de profils tiennent compte de l'évolution morphologique du bas de plage.

Les données sont mises en forme et analysées en utilisant une boîte à outils sous MATLAB (Rihouey, 2004) permettant de créer la matrice des données brutes avec chaque jeu de profils et de calculer ses fonctions empiriques.

	Porsmilin	Tregana	Corsen 1	Corsen 2	Blancs Sablons 1	Blancs Sablons 2	Blancs Sablons 3
profils	75/44	37	62	57/32	26	28	27
longueur	120/160	70	50	37/45	225	210	220
date	01/2003-05/2005	11/2003-05/2005	01/2003-05/2005	01/2003-05/2005	11/2003-05/2005	11/2003-05/2005	11/2003-05/2005

Illustration 38. Nombre et longueur de coupe de profils sélectionnés dans l'analyse factorielle.

1.2.2. Inertie et variance des modes morphologiques

A l'issue de l'analyse factorielle, on retient les trois fonctions empiriques (modes 1 à 3) rassemblant le maximum de l'inertie des profils (ill. 39). Le mode principal (mode 1) associé au profil moyen, explique plus de 99 % de l'inertie des profils. Les modes secondaire et tertiaire représentent les fluctuations de l'élévation autour du profil moyen et comptent à eux deux pour 80 à 95 % de la variance résiduelle. Par la suite, on ne s'intéresse pas aux modes d'ordre supérieur (modes 4, 5,...) difficiles à interpréter.

	Porsmilin	Tregana	Corsen		Blancs sablons		
			P1	P2	P1	P2	P3
mode 1	99,7	99,76	99,67	99,52	99,98	99,98	99,98
mode 2	(61,6%)	(44,8%)	(86,3)	(91,4)	(72,1)	(47,3)	(80)
mode 3	(24,2%)	(36,6)	(8,0)	(6,1)	(10,4)	(31,5)	(10,8)

Illustration 39. Inertie associée au mode principal et variance résiduelle pour les modes secondaire et tertiaire (en %).

Les modes morphologiques secondaire et tertiaire mettent en évidence les échanges sédimentaires au sein de l'estran en corrélant la variabilité morpho-sédimentaire de certaines zones avec d'autres. Selon les caractères morphologiques des plages, ils peuvent être associés à la dynamique de corps et de figures sédimentaires (barres, berme, croissants de plage). Les coefficients temporels pondèrent l'évolution de chacun des modes morphologiques identifiant les événements responsables de leur variabilité et révélant les échelles de temps impliquées.

1.2.3. Résultats

Les résultats de l'analyse factorielle sont présentés par deux jeux de figures :

- les premières présentent les modes morphologiques spatiaux (modes 1 à 3). On interprète les maxima et minima comme des formes sédimentaires ou des zones de forte variabilité morpho-sédimentaire respectivement corrélées et anti-corrélées entre eux.
- les secondes présentent les coefficients temporels associés aux modes morphologiques. On attache de l'importance au signe du coefficient, à ses maxima et minima (identification des événements extrêmes) et à la fréquence de ses fluctuations (cyclicité).

1.2.3.1. Porsmilin

Le mode 2 (ill. 40b) montre un maximum positif entre 30 et 45 m depuis la tête de profil. Puis le mode décroît et change de signe à partir de 60 m pour trouver un maximum négatif entre 110 et 160 m. Ce pic positif en haut de plage correspond à la présence d'une berme. Celle-ci accentue la réflectivité du haut de plage et conduit à une franche rupture de pente à mi-estran avec le bas de plage dissipatif (« terrasse de basse mer »).

Le mode 3 (ill. 40b) présente un pic négatif sur le haut de plage (15-30 m), un pic positif en aval de la dynamique de berme (50-65 m). Ce pic positif présente des similitudes avec le pic du mode 2 : il correspond à une dynamique de barre intertidale pouvant se développer à mi-estran au niveau de la laisse de haute mer. La décroissance du mode 2 pour former un minimum négatif autour de 150-160 m suggère des échanges sédimentaires avec le bas d'estran.

Le mode 2 montre une cyclicité dans le temps (ill. 40d) : les coefficients temporels sont successivement négatifs (01-05/2003, 01-03/2004) et positifs (07-10/2003, 05-09/2004, 11/2004-5/2005). Cette variabilité saisonnière est tout à fait caractéristique de la dynamique de berme en haut de plage. Absente pendant l'hiver du fait de conditions énergétiques dominantes, elle prend peu à peu forme à partir du printemps, entretenue par la quasi-permanence des faibles houles de beau temps.



Illustration 41. Porsmilin le 10/11/04 lors de l'apparition de la barre de swash à mi-estran

Le mode 3 représente la dynamique d'une barre intertidale ponctuellement présente sur les laisses de haute mer de mortes-eaux (14/02/03, 7/01/04, 4/05/04, 1/06/04, 10/11/04). A l'automne 2004, le coefficient temporel du mode 3 est maximal correspondant à l'observation d'une barre intertidale de grande amplitude (ill. 41). Cette forme d'accumulation sableuse est une barre de swash. Sa dénomination fait référence aux processus de jet de rive (*swash* en anglais) lesquels, avec le déferlement des vagues, sont à l'origine de sa formation (Carter, 1988 ; Masselink *et al.*, 2006). Elle présente des caractères morphologiques particuliers, classiquement reportés dans la littérature (King, 1972 ; Greenwood and Davidson-Arnott, 1979 ; Carter, 1988 ; Masselink *et al.*, 2006) : une forme asymétrique très prononcée avec une face externe à pente douce, une face interne à pente forte, une structure verticale sur la face interne marquée par des laminations de sables grossiers indiquant les lignes de rivage successives (ill. 42a), un creux dans lequel des figures sédimentaires bi- ou tri-dimensionnelles se développent (rides de courant visibles sur l'illustration 42b).

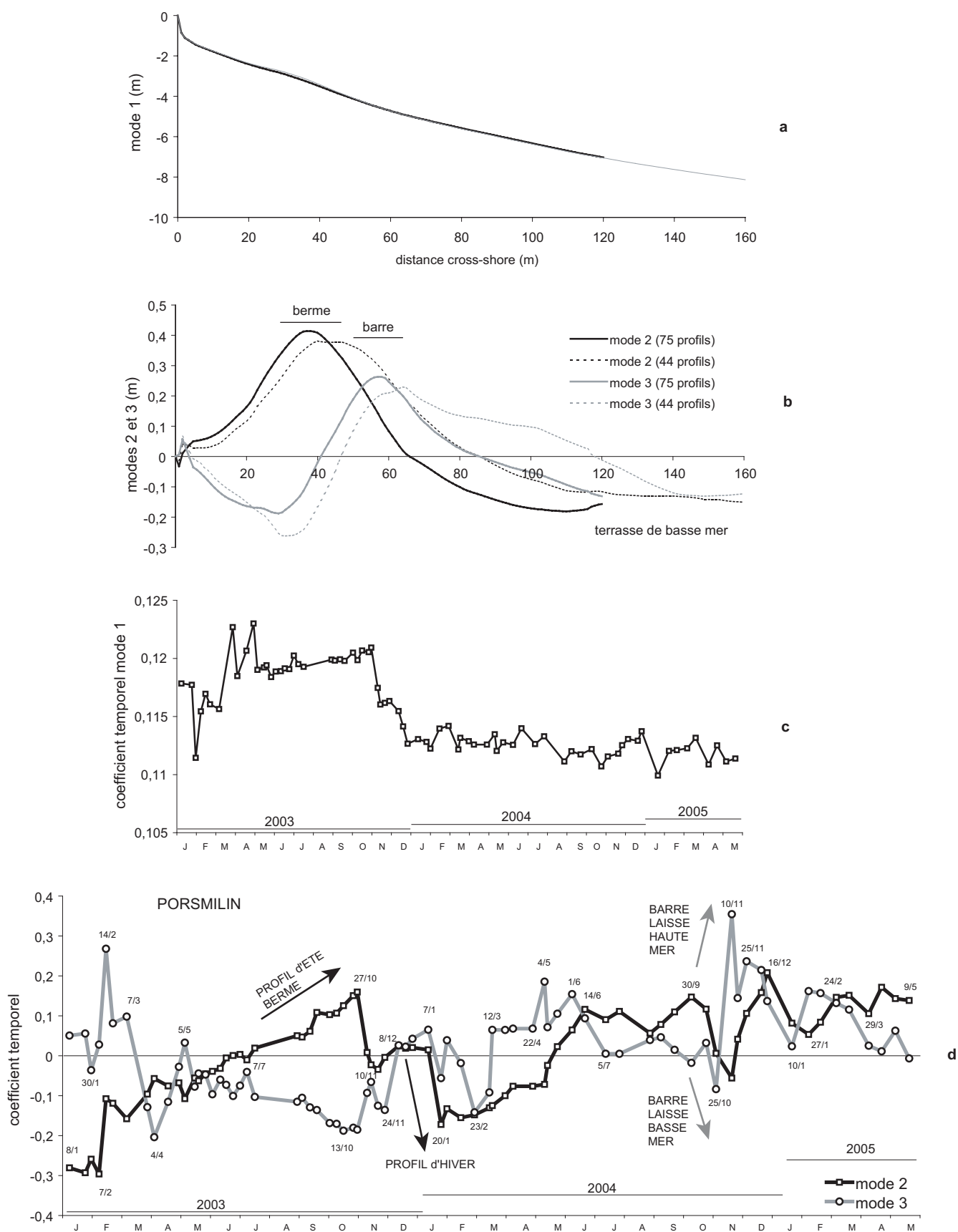


Illustration 40. (a,b) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Porsmilin ; (c,d) leurs composantes temporelles.



Illustration 42. Photographies (10/11/04) illustrant la structure et la forme (a) de la face interne et (b) des figures sédimentaires dans le creux de la barre de swash.

La rythmicité saisonnière du mode 2 est interrompue à deux reprises (12/2003-01/2004 et 11-12/2004) alors que la morphologie de l'estran commence à s'orienter vers un profil hivernal plus dissipatif (décroissance du mode 2). Ces interruptions sont associées à la formation d'une barre de swash sur la laisse de haute mer (mode 3 positif) susceptible de migrer vers le haut de plage (croissance du mode 2) à la faveur de faibles conditions d'énergie et d'un revif de la marée. Au cours du suivi, on a observé deux séquences d'interaction entre les modes 2 et 3 (dynamiques de berme/ de barre de swash). Elles correspondent à la migration d'une barre de swash depuis les niveaux de haute mer de mortes-eaux vers le haut de plage, l'une donnant naissance à une berme (ill. 43a), l'autre s'amplifiant à la faveur des petites houles de beau temps avant d'être détruite par la première tempête hivernale (ill. 43b). Les conditions hydrodynamiques favorables à la formation de ces formes sédimentaires sont étudiées plus en avant dans le chapitre III puis dans la partie 3.

Le mode 3 illustre aussi la dynamique de barre en bas de plage (150-160 m) semblant fonctionner inversement et non simultanément avec la dynamique de la barre de mi-estran (ill. 44). On suppose que le même stock de sable peut intervenir dans la création de ces deux barres intertidales. La présence de barres intertidales à Porsmilin, aussi ponctuelles soient-elles, suscitent de nouvelles interrogations à propos de l'origine des sédiments impliqués dans leur formation (quelle disponibilité sédimentaire ?) et de la possible existence de barres sableuses en domaine subtidal (leur nombre ? quelle variabilité ? quelle participation à la dynamique de la plage intertidale ?). Certaines réponses seront apportées dans le § 2. avec l'analyse des levés bathymétriques, d'autres dans la partie 3 grâce à l'étude de l'évolution conjointe de la morphologie de la plage, des conditions d'agitation et des processus hydrodynamiques.

1.2.3.2. Corsen

Sur la figure 45, on constate que les modes morphologiques 2 et 3 fonctionnent de manière similaire pour les deux profils (p1 et p2). Néanmoins, la légère obliquité du profil 1 par rapport à la pente de la plage est répercutée dans la distribution spatiale des modes 2 et 3, avec un décalage de 5 m entre les deux profils (ill. 45b,c).

Le mode 2 (ill. 45b) met en évidence des échanges transversaux dans le profil avec un point d'inflexion autour des niveaux de haute mer de mortes-eaux (25-30 m). Le mode est positif sur le haut de plage (0-20

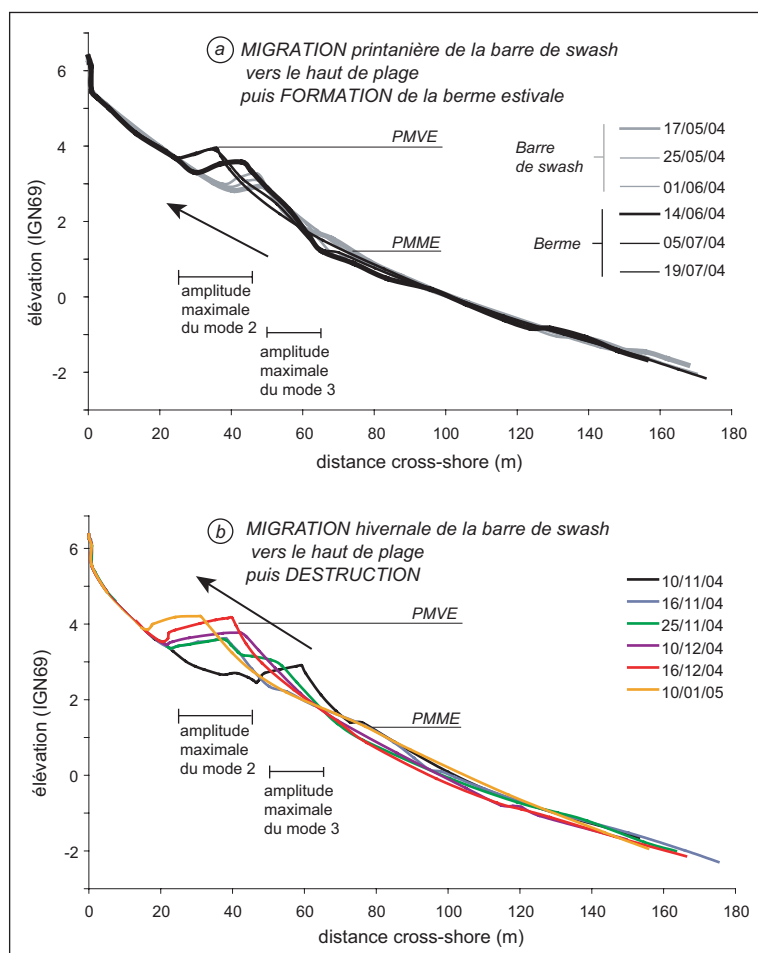


Illustration 43. Séquences de migration de la barre de swash vers le haut de plage à Porsmilin (a) au printemps 2004 et (b) à l'hiver 2005.

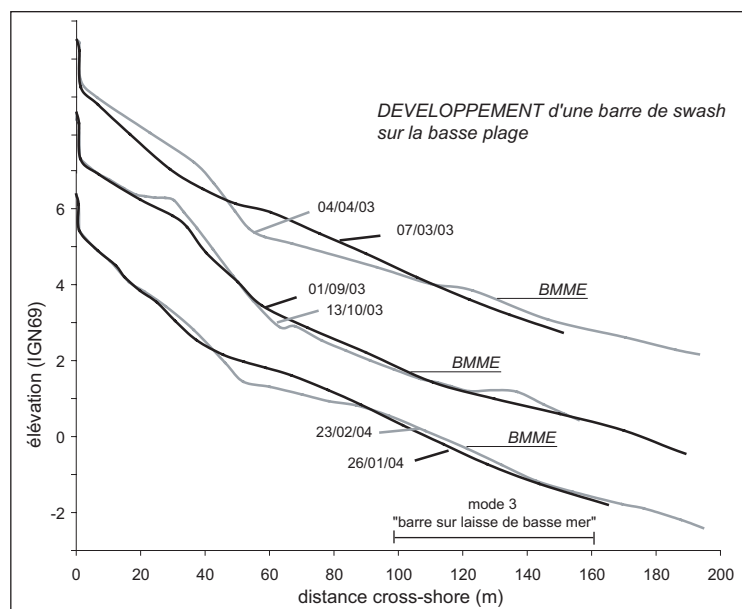


Illustration 44. Séquences de développement d'une barre de swash en bas de plage

m) représentant son engraissement, puis bascule vers des amplitudes négatives sur la mi-plage et le bas de plage (> 30 m). Le comportement du mode 2 joue sur le caractère réfléchissant de la plage : un haut de plage engraisé induit un profil très réfléchissant (ill. 46a), un bas de plage engraisé, une pente moins forte (ill. 46b).



Illustration 46. Plage de Corsen, (a) début mars 2005, (b) fin mai 2005

Les fluctuations temporelles du mode 2 (ill. 45e) suggèrent une cyclicité saisonnière, avec des coefficients temporels tendant à croître de mars à septembre (profils d'été), et à décroître au cours de l'automne et de l'hiver (profils d'hiver). Ces tendances sont interrompues par des fluctuations brutales liées à des événements pouvant retarder (5/05/03) l'évolution vers un profil d'été ou l'accélérer vers un profil d'hiver (15/10/04). De plus, on constate une variabilité longitudinale de la réponse morphologique de la plage à ces événements lorsque les coefficients évoluent inversement. A plusieurs reprises (en octobre 2003, début mai 2004), le profil 2 s'engraisse tandis que le profil 1 démaigrit et vice-versa (mai 2003, début février 2004). On peut assimiler ces évolutions différentes des profils à l'existence d'une dérive longitudinale sur la plage sous l'effet de vagues d'incidence oblique, lors des coups de vent et tempêtes.

Cependant, les fluctuations du mode 2 au cours de l'hiver 2004/2005 n'obéissent pas à la dynamique saisonnière dans la mesure où les modes évoluent vers des coefficients positifs précocement, dès novembre 2004. A l'exception d'une fin d'année tempétueuse, l'hiver est caractérisé par des coups de vent peu nombreux et tardifs (décembre 2004, mars 2005). Les longues périodes de calme ont entraîné un engraissement précoce du haut de plage pondérant l'impact des coups de vent hivernaux.

L'expression du mode 3 est très semblable à celle du mode 2 impliquant des échanges sédimentaires plus modérés (amplitude ± 15 cm) entre le haut de plage et le reste de l'estran. Le mode 3 est néanmoins négatif sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux (0 à 10 m) suggérant une possible influence de l'excursion tidale sur la morphologie de la plage.

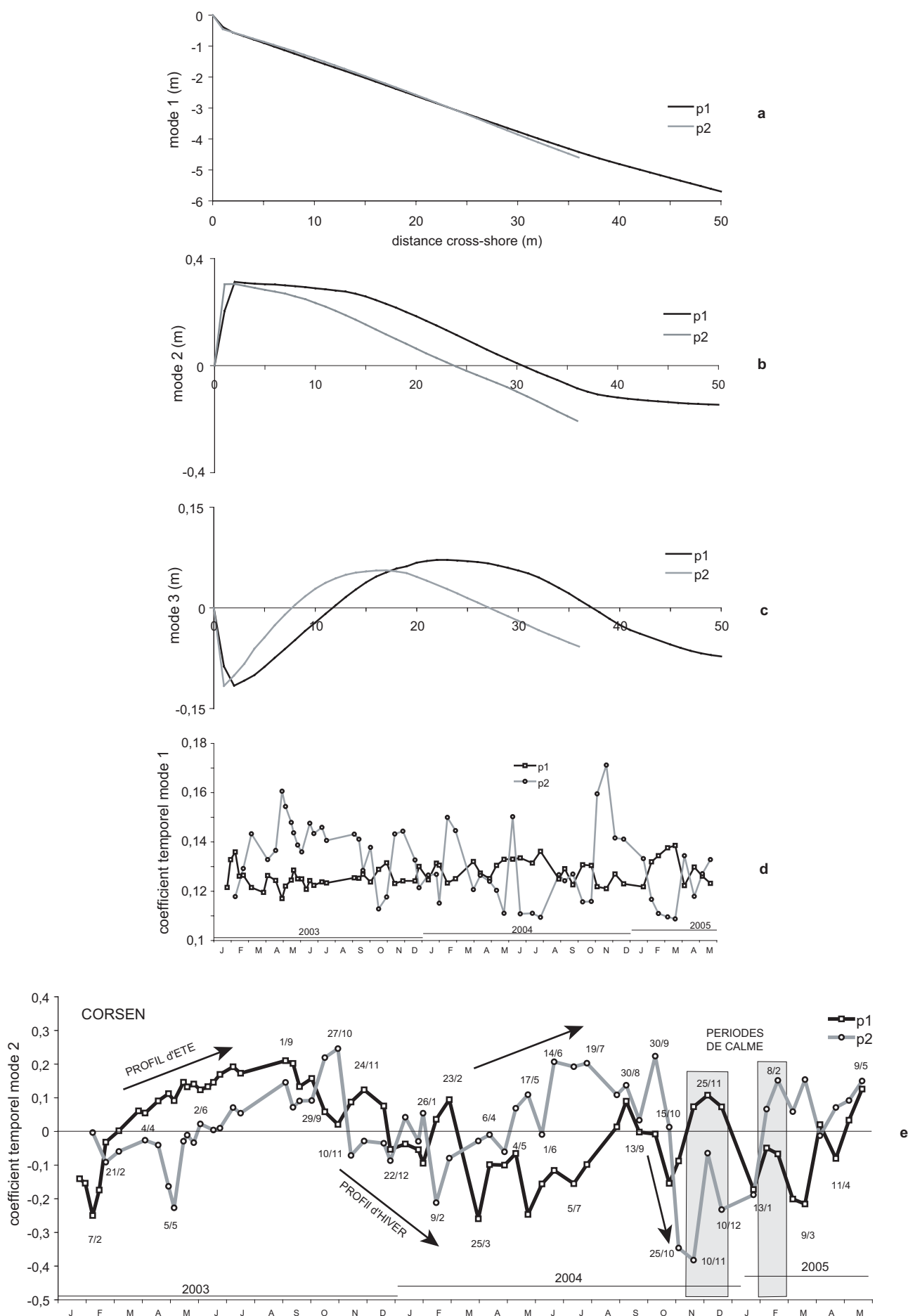


Illustration 45. (a,b,c) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Corsen ; (d,e,f) leurs composantes temporelles.

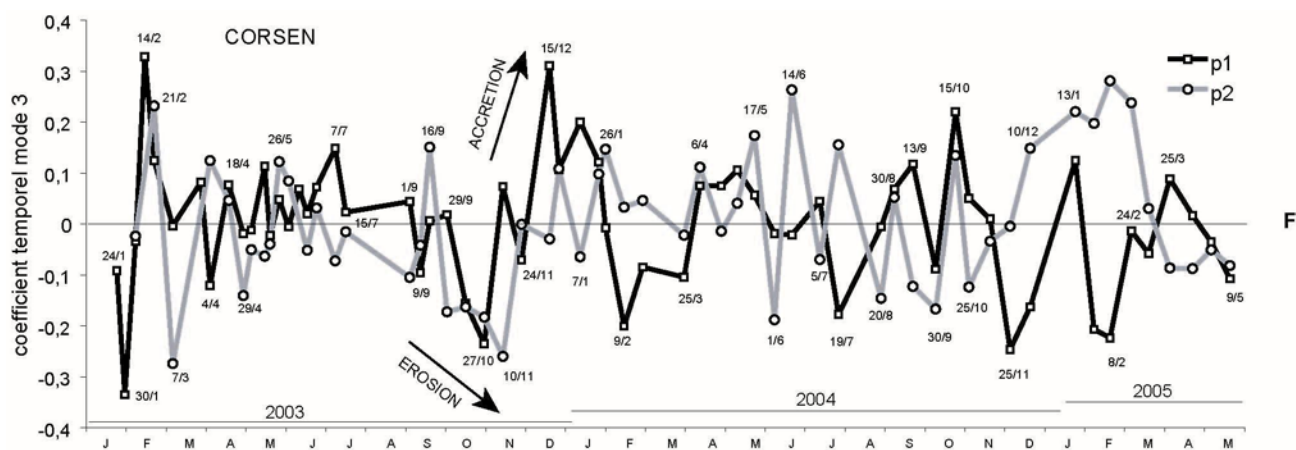


Illustration 45. (a,b,c) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Corsen ; (d,e,f) leurs composantes temporelles

Les fluctuations très rapides du mode 3 rendent son interprétation plus délicate (ill. 45f). En plus d'une variabilité morphologique saisonnière incarnée par le mode 2, il semble que des ajustements sédimentaires soient observés selon les conditions d'agitation, le marnage et l'incidence des flux.

A partir de ces constatations, on cherche à corréler le sens de la réponse morphologique des profils (accrétion, érosion) avec les variables du forçage hydrodynamique sur la plage (chap. III). Les fluctuations conjointes du mode 3 pour les deux profils doivent être associées à des vagues d'incidence normale à la plage, des fluctuations opposées à des vagues d'incidence obliques. Les fluctuations négatives du mode 3 correspondent à une érosion localisée du profil lors d'une forte agitation, avec des sédiments exportés en aval de la zone d'érosion. A l'inverse, les fluctuations positives sont davantage associées à des périodes d'accrétion lors des périodes de calme.

En somme, les deux modes morphologiques ont une signification identique à des échelles de temps différentes.

1.2.3.3. Tregana

Les modes morphologiques 2 et 3 (ill. 47b) présentent les mêmes caractéristiques spatiales, le mode 3 étant décalé d'une quinzaine de mètres vers l'aval de la plage. Ils mettent en évidence des zones d'accumulation sédimentaire sur le haut de plage matérialisées par des maxima à 30-35 m (mode 2) et 45-50 m (mode 3). Ils correspondent à l'emplacement des cornes des croissants de plage. Chaque mode morphologique est associé à la dynamique d'un système de croissants, le mode 2 au système localisé sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux, le mode 3 à celui sur les niveaux de mortes-eaux.

Les fluctuations des coefficients temporels des modes 2 et 3 (ill. 47d) illustrent la variabilité du (des) système(s) de croissants par rapport au profil. L'illustration 48 discute le signe et l'amplitude des modes 2 et 3 selon que le profil coupe obliquement un système unique de croissants au niveau d'une baie ou d'une corne (situation A ou B) ou un double système dont les lignes de croissants sont en phase ou pas (situation A' ou B').

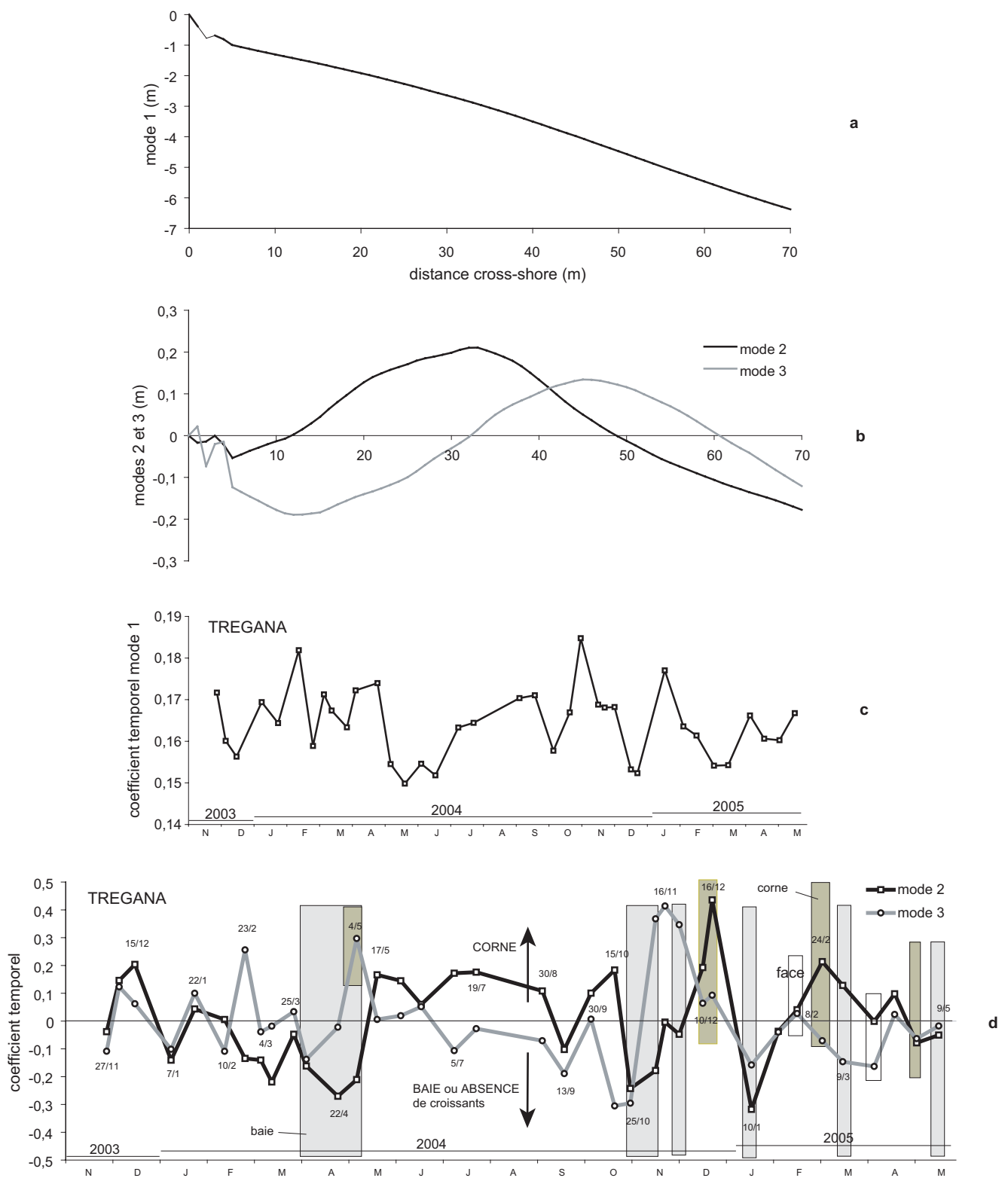


Illustration 47. (a,b) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Tregana; (c,d) leurs composantes temporelles. La localisation du profil issue des observations de terrain est indiquée par les barres grisées (dans une baie), incolores (sur une face), foncées (sur une corne).

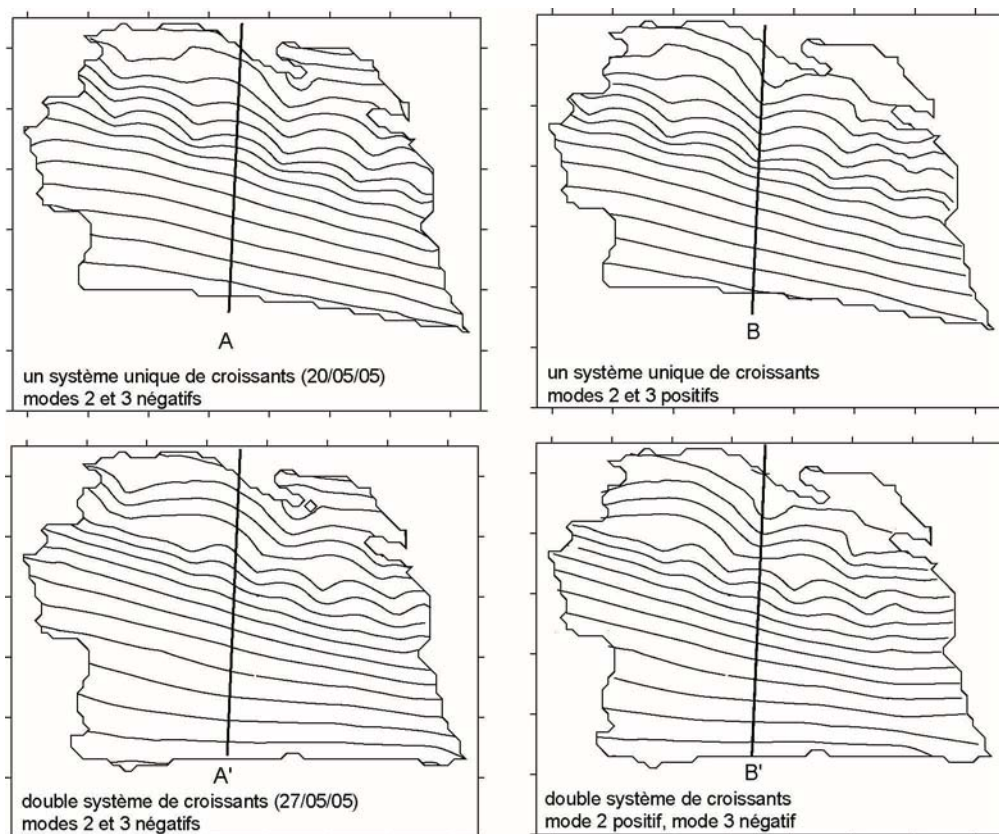


Illustration 48. Fonctionnement des modes morphologiques en fonction de la localisation du profil par rapport au(x) système(s) de croissants.

Néanmoins, si le système de croissants ne s'étend pas jusqu'aux niveaux de pleine mer de mortes-eaux, le mode 3 est nul ou négatif. Selon l'incidence des vagues, le système peut migrer longitudinalement dans une direction ou une autre ce qui se traduit par une évolution de même sens des coefficients temporels des deux modes.

Au cours de l'été 2004, les coefficients temporels restent stables (ill. 47d) du fait d'une agitation limitée de la plage. Dès les premiers coups de vent (début octobre), la partie aval du système de croissants est lessivée (décroissance du mode 3) puis la partie supérieure est ensuite partiellement érodée (chute du mode 2) lors de niveaux d'eau plus hauts (marnage et surcôte associés). A la faveur de périodes de calme, le mode 3 augmente rapidement suggérant le développement d'un nouveau système lors de pleines mers de mortes-eaux (début novembre 2004). Quant au mode 2, sa progression graduelle vers des coefficients temporels positifs (décembre 2004) représente la formation d'un autre système sur les niveaux de vives-eaux.

La contrainte majeure de cette analyse est la difficulté à interpréter de façon réaliste les pics négatifs simultanés des modes 2 et 3. Sans les observations de terrain, on ne peut distinguer l'absence totale de croissants de plage, d'un profil localisé dans une baie. Par ailleurs, les résultats de l'analyse factorielle sont assez confus dans la mesure où la description de la dynamique des croissants de plage implique de nombreuses variables qui se superposent (conditions d'agitation, multiplicité des systèmes de croissants, longueur d'onde variable, migration longitudinale).

1.2.3.4. Blancs Sablons

Les modes morphologiques 2 et 3 concernent les échanges sédimentaires entre le front dunaire, le haut de plage et le reste de l'estran (ill. 49b,c). Le mode 2 est caractérisé par un pic négatif très abrupt comptant pour l'érosion du front dunaire (entre 10-15 m) au cours de la période du suivi. Celle-ci est très intense au niveau des secteurs latéraux du massif dunaire (profils 1 et 3), plus modérée au niveau des segments centraux (profil 2). Elle est contre-balançée par une faible sédimentation du haut de plage (25 à 100 m).

Les fluctuations temporelles du mode 2 (ill. 49e) soulignent une grande tendance de recul généralisé du front dunaire à l'échelle pluri-annuelle. L'inflexion vers des coefficients temporels positifs s'opère au printemps 2004 avec la succession de trois grosses tempêtes de noroît (20-23/03, 18-21/04, 4-7/05) conjuguées à des marées de vives-eaux. Cette dernière est la plus destructrice, mettant à nu la falaise meuble (ill. 50a). La disparition irréversible des sédiments dunaires sur le secteur sud (profil 3) lui confère par la suite une relative stabilité avec des fluctuations très réduites des coefficients temporels à partir de mai 2004.

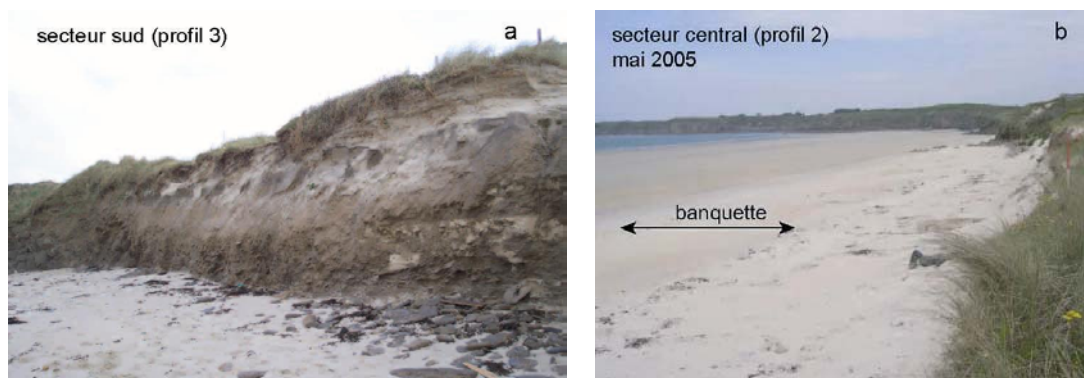
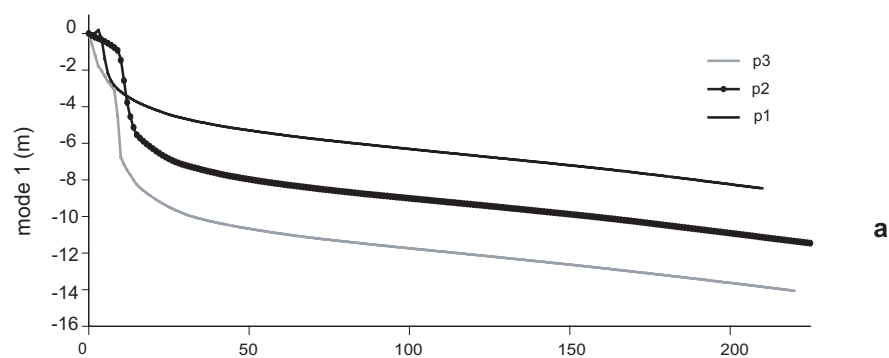


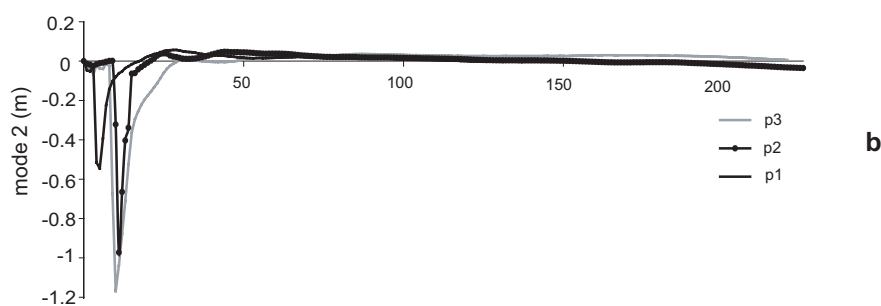
Illustration 50. (a) Ablation du front dunaire au niveau du profil 3 (SO du massif), (b) bourrelet en haut de plage au printemps 2005.

A l'exception d'une brève période de recouvrement sédimentaire en septembre 2004, la tendance au recul du front dunaire se poursuit sur les autres secteurs (profils 1 et 2).

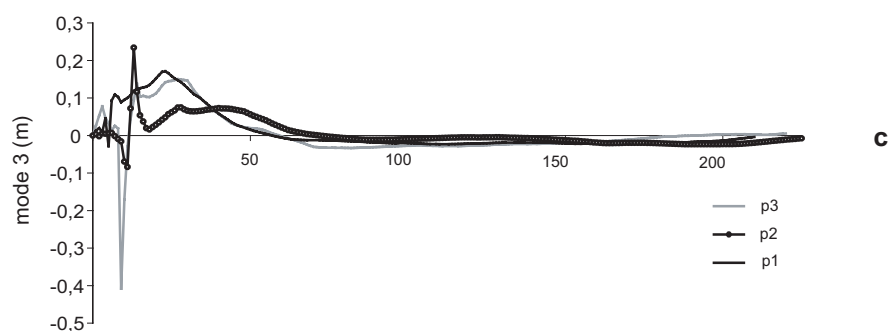
Le mode 3 est caractérisé par des échanges sédimentaires peu intenses entre le haut de plage et la mi-plage (ill. 49c). Ces derniers répondent à une cyclicité saisonnière (ill. 49f) avec des coefficients temporels (dé)croissants vers des valeurs positives (négatives) respectivement au printemps (et en hiver). Le profil d'été présente une accumulation de sable en haut de plage sous la forme d'une banquette ou d'un bourrelet (ill. 50b) tandis que le profil d'hiver est plus dissipatif. L'évolution saisonnière du profil est donc liée au sens du transport sédimentaire dirigé vers le haut de plage lors des périodes calmes, vers le bas de plage lorsque l'agitation est forte.



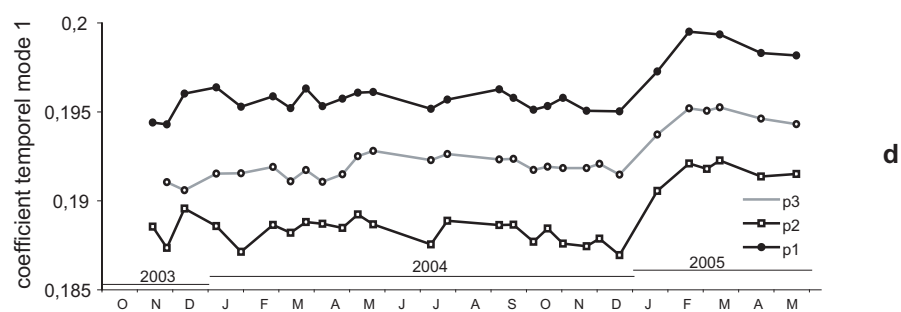
a



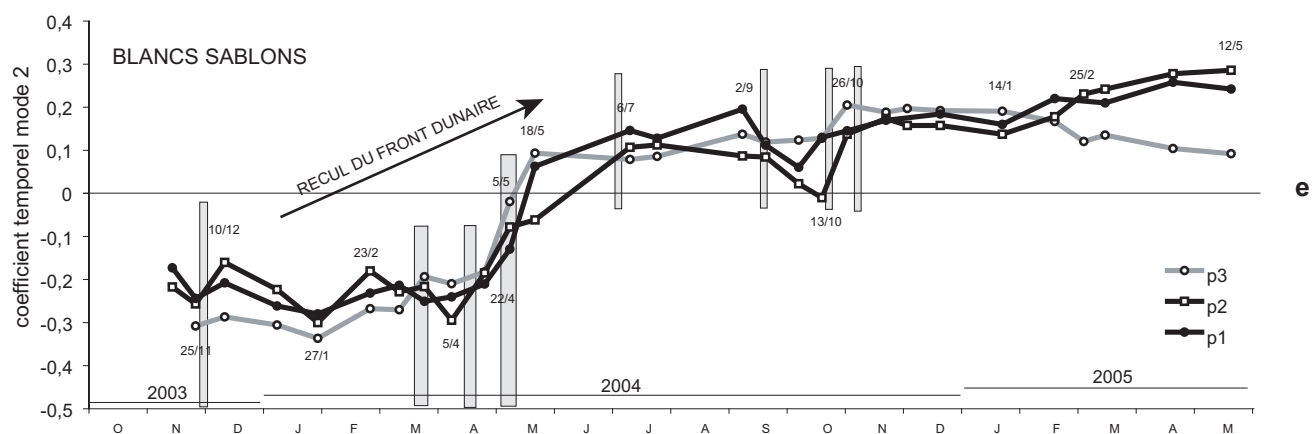
b



c



d



e

Illustration 49. (a,b,c) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils des Blancs Sablons ; (d,e,f) leurs composantes temporelles.

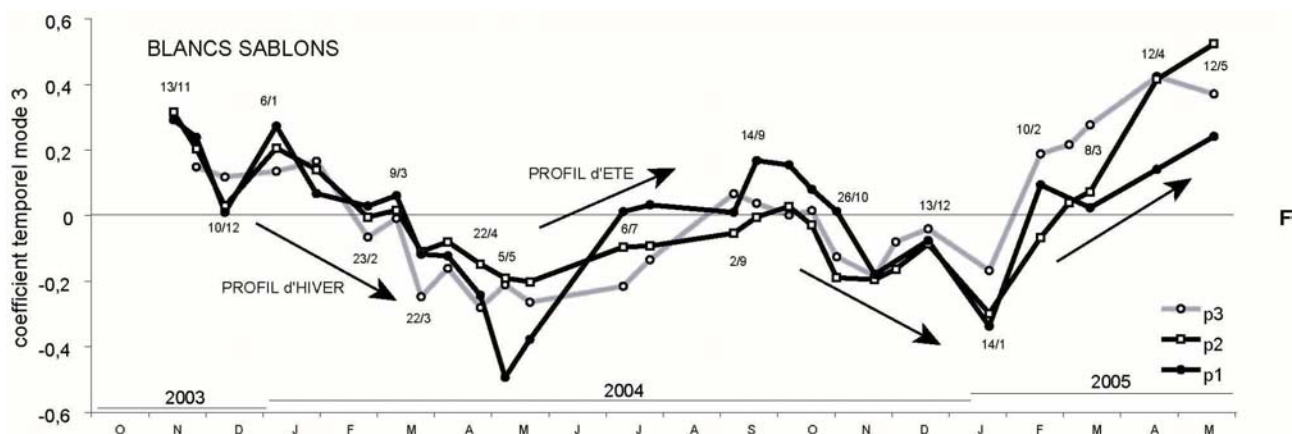


Illustration 49. (suite)

1.2.4. Discussion

L'analyse factorielle des séries de profils a mis en évidence l'évolution de la morphologie des quatre plages, de ses formes et des figures sédimentaires à des échelles de temps variées (Dehouck and Rihouey, *soumis*). Les fluctuations événementielles concernent la dynamique de la barre intertidale de swash à Porsmilin (24 % de la variance), la dynamique des croissants de plage à Tregana pour 81 % de la variabilité des profils, et les ajustements mineurs du profil à Corsen (6 à 8 %). La mise en place et l'évolution de ces formes doivent être interprétées de concert avec la variabilité événementielle des conditions d'agitation sur les plages.

La morphologie des plages de Porsmilin, Corsen et des Blancs Sablons est caractérisée par une cyclicité saisonnière plus ou moins marquée (respectivement pour 61 %, 85-90 % et 10 à 30 % de la variance). Les profils évoluent progressivement vers un mode estival ou hivernal dont le degré de réflectivité de la plage est un bon marqueur. Les profils d'été sont caractérisés par un haut de plage très engraisé pouvant former une berme tandis que les profils d'hiver ont une pente plus dissipative.

De la série de profils des Blancs Sablons, l'évolution pluri-annuelle du domaine supratidal monopolise 50 à 80 % de la variabilité des profils. La tendance actuelle est au recul progressif du front dunaire et à la régression du massif.

Selon la morphologie des plages, l'analyse factorielle se montre plus ou moins performante et pertinente. Elle est bien adaptée pour décrire les morphologies contrôlées par des mouvements sédimentaires dans le profil. Dès lors que la morphologie est tri-dimensionnelle, elle ne permet pas de discerner la part de variance accordée à la dynamique longitudinale de celle dans le profil. A Tregana, la variabilité du profil est contrôlée par la migration des croissants de plage dans les deux dimensions, transversale et longitudinale, rendant très confuse l'interprétation des résultats. Comme les séries morphologiques sont réduites à des profils, elles ne nous permettent pas non plus de mettre en œuvre une analyse factorielle à deux dimensions pour faire la part entre les variabilités transversale et longitudinale. Cependant, plusieurs auteurs ont noté que la variance associée à la dynamique longitudinale des formes, prépondérante à court terme (Ruessink *et al.*, 2000), devient de moins en moins significative avec des séries temporelles longues (Lippmann and Holman, 1990 ;

Clarke and Eliot, 1988). On devrait donc s'attendre à l'expression dominante de la variabilité transversale des systèmes de croissants de plage à l'échelle pluri-annuelle.

Par ailleurs, il semble que la méthode statistique linéaire utilisée ne soit pas non plus bien adaptée à la description de la dynamique de la barre intertidale à Porsmilin (Dehouck and Rihouey, *soumis*). Les deux modes morphologiques inter-agissent ensemble à deux reprises lors de la migration de la barre de swash vers le haut de plage. Dès lors, l'indépendance et l'orthogonalité des modes peut être remise en question. Malgré le développement récent de modèles non linéaires (Ruessink *et al.*, 2000 ; Ruessink *et al.*, 2004), ces améliorations sont soumises à caution par l'étude de Merrifield and Guza (1990), lesquels ne sont pas parvenus à condenser la variabilité des formes propagatives en une seule fonction.

1.3. Analyse volumétrique : bilans sédimentaires

1.3.1. Porsmilin

Les volumes relatifs date à date sont de l'ordre de ± 10 à $15 \text{ m}^3/\text{m.l.}$ sur la période du suivi (ill. 51a), à l'exception des quatre premiers mois (janvier à avril 2003) durant lesquels 20 à $30 \text{ m}^3/\text{m.l.}$ de sédiments entrent/sortent alternativement du système. Alors que le bilan sédimentaire cumulé est stable lors des premiers mois (autour de $+ 5 \text{ m}^3$), il augmente brutalement début novembre 2003 et progresse jusqu'à la fin du suivi. Ce point d'inflexion du bilan sédimentaire correspond exactement à la translation verticale des profils au-dessus du profil moyen (décroissance du mode 1).

Le bilan sédimentaire global sur la période de suivi est largement positif ($+ 50$ à $60 \text{ m}^3/\text{m.l.}$ selon la longueur de fermeture du profil). On remarque également que le bas d'estran est une zone sédimentaire très active, les bilans volumiques relatifs incluant le bas de plage ($V_{\text{rel}, 0-160 \text{ m}}$) étant très différents de ceux limités à la plage moyenne ($V_{\text{rel}, 0-120 \text{ m}}$).

En répercutant l'estimation de $+ 50 \text{ m}^3/\text{m.l.}$ à la largeur de l'estran, le bilan sédimentaire de l'estran avoisine $+ 7500 \text{ m}^3$ sur la période de suivi.

1.3.2. Corsen

Les bilans sédimentaires relatifs date à date sont de l'ordre de $\pm 10 \text{ m}^3$ (ill. 51b). On observe deux situations lors des périodes de forte variabilité morpho-sédimentaire : les bilans relatifs sommés sur les deux profils peuvent être quasi-nuls lorsque le transport est dominé par des flux longitudinaux, ou largement négatif/positif lorsque l'évolution du profil est dominée par des mouvements transversaux. Le bilan sédimentaire global est quasi-nul sur la période du suivi.

1.3.3. Tregana

Les bilans relatifs date à date sont globalement de l'ordre de $\pm 20 \text{ m}^3$ (ill. 51c). On remarque deux grandes périodes lors desquelles le bilan cumulé est positif (mai à août 2004, janvier à mai 2005) auxquelles s'ajoutent des périodes plus brèves de faible agitation (nov-déc. 2004 ; déc. 2003 ; sept. 2004). A l'inverse,

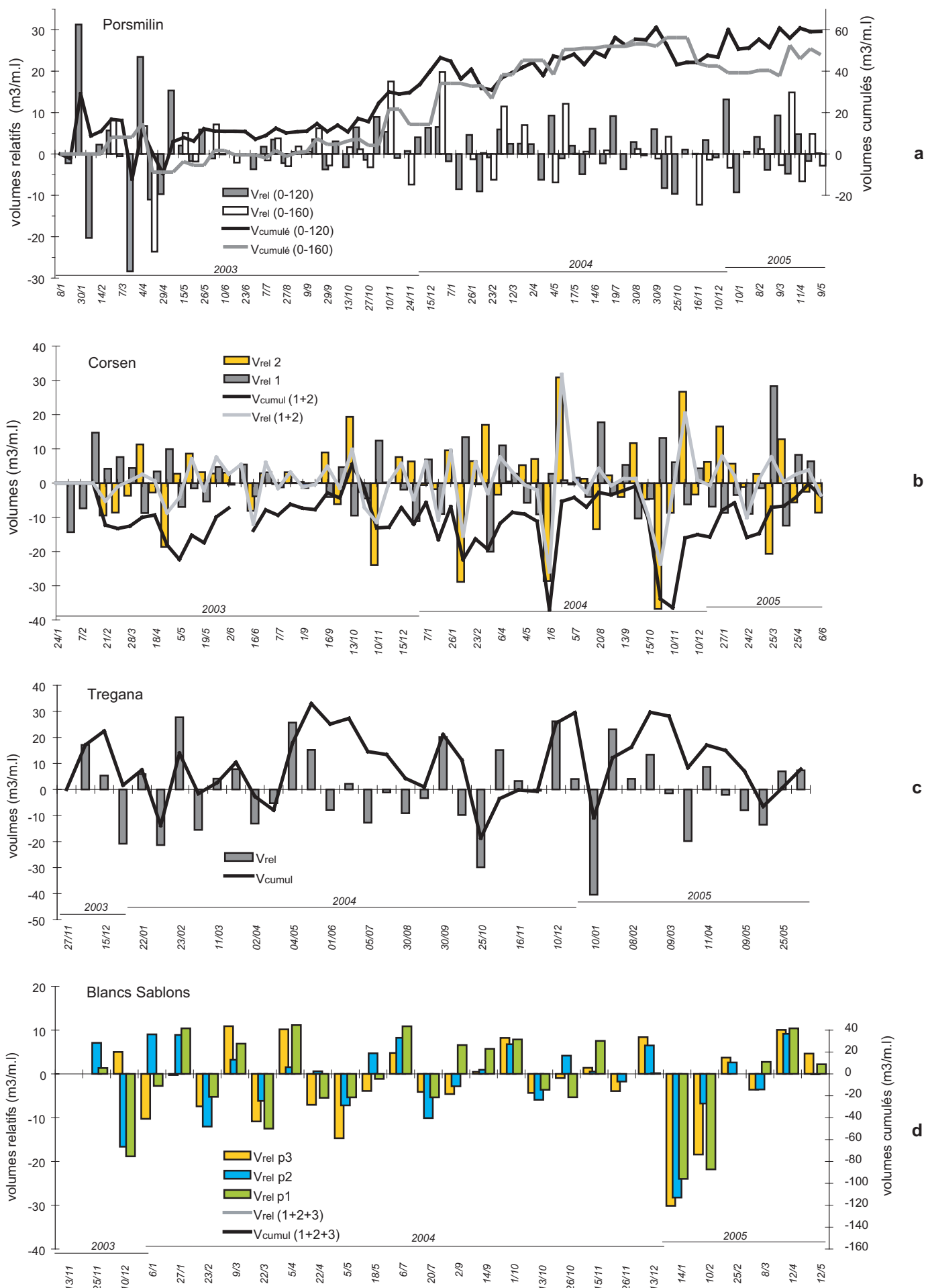


Illustration 51. Bilans sédimentaires volumiques relatifs date à date (V_{rel}) et cumulés (V_{cumul}) sur la période du suivi morphologique des estrans de (a) Porsmilin, (b) Corsen, (c) Tregana, (d) Blancs Sablons. Pour Corsen et les Blancs Sablons, les courbes grises et noires représentent respectivement la somme des bilans relatifs et cumulés sur l'ensemble des profils.

le bilan sédimentaire de la plage est déficitaire lors d'événements épisodiques d'exportation de sédiments en dehors du profil. Ces derniers sont tous associés à des pics négatifs des modes 2 et/ou 3 indiquant que le profil est localisé dans une baie. Ainsi les bilans sédimentaires représentent les volumes associés à la migration longitudinale du(des) système(s) de croissants de plage et pas forcément aux flux entrant/sortant de l'estran. Le bilan sédimentaire global, sur la période du suivi, est quasi-nul ce qui pourrait suggérer que la variabilité longitudinale des croissants de plage constitue une partie prépondérante de la variabilité morpho-sédimentaire de la plage.

1.3.4. Blancs Sablons

Les bilans sédimentaires relatifs date à date sont globalement de l'ordre de $\pm 10 \text{ m}^3/\text{m.l}$ sur la période du suivi (ill. 51d). Le bilan cumulé est déficitaire mais relativement stable ($- 40 \text{ m}^3$) jusqu'en décembre 2004 avant de massivement s'accroître en janvier-février 2005 ($- 150 \text{ m}^3$). Ces deux séquences d'érosion prononcée de la plage correspondent pour la première ($- 80 \text{ m}^3$ en janvier) à une érosion du haut de plage (pic négatif du mode 3), et pour la seconde ($- 50 \text{ m}^3$ en février), à une reprise de l'érosion du front dunaire (croissance du mode 2). Par comparaison, les événements destructeurs d'avril-mai 2004 n'induisent qu'une exportation limitée des sédiments vers le bas de plage ($- 20$ à 30 m^3 sur les profils 1 et 2, $- 50 \text{ m}^3$ sur le profil 3).

Le calcul des bilans sédimentaires à l'aide des profils les plus longs ($> 260 \text{ m}$) permet de connaître la proportion de sédiments exportés vers la plage subtidale. Sur six intervalles de temps communs, les bilans relatifs, avec une longueur de coupure variable sur le bas de plage (220 et 260 m), sont identiques pour quatre d'entre eux, et légèrement plus déficitaires pour les deux autres. Ceci traduit également une érosion du bas de plage renforçant l'exportation de sédiments vers la plage subtidale. On peut estimer que la totalité des sédiments sortant du système (dune-haute plage-mi plage) est exportée vers la plage subtidale.

Le bilan sédimentaire global de la plage est déficitaire ($- 110 \text{ m}^3/\text{m.l}$) sur la période de suivi pour l'ensemble des trois profils. Les profils 1 et 2 contribuent de manière égale aux flux sortants ($- 27 \text{ m}^3$) comparativement au profil 3 ($- 57 \text{ m}^3$). En admettant un bilan sédimentaire moyen de $35 \text{ m}^3/\text{m.l}$, on peut estimer que $21\,000 \text{ m}^3$ de sédiments d'origine dunaire ont été transportés vers la plage subtidale. Ce dernier chiffre permet de souligner la nécessité d'intégrer un suivi bathymétrique à la série d'observation morphologique sur la plage des Blancs Sablons.

1.4. Discussion

A l'issue de l'analyse des séries morphologiques, on constate deux grandes tendances d'évolution morphologique des estrans (Dehouck and Rihouey, *soumis*), la première associée aux plages à forte variabilité transversale (Porsmilin, les Blancs Sablons), la seconde aux plages à forte variabilité longitudinale (Corsen et Tregana). La complémentarité des méthodes d'analyse (factorielle et volumique) permet de faire le lien entre le fonctionnement des modes morphologiques (et en particulier le mode 1) et les inflexions des bilans volumiques à moyen terme.

Sur les plages de Corsen et Tregana, les bilans sédimentaires à moyen terme sont globalement nuls (ill. 52), le profil moyen inchangé (mode1 stable sur le profil 1 de Corsen) ou très variable sur la plage de Tregana et dans le secteur sud de la plage de Corsen (fluctuations mensuelles du mode 1). La réactivité variable du profil moyen sur l'estran de Corsen est étonnante, nulle dans le secteur nord, très fluctuante dans le secteur sud. D'une manière générale, la présence de fluctuations rapides du profil moyen semble être une caractéristique commune aux deux plages dont la variabilité morpho-sédimentaire est contrôlée par une forte dynamique longitudinale.

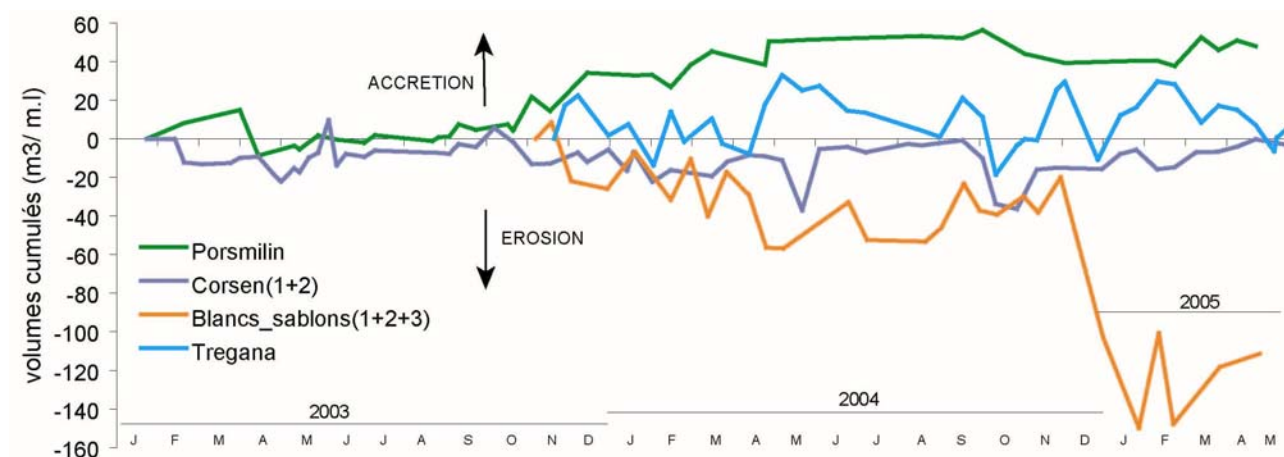


Illustration 52. Cumul des bilans sédimentaires date à date sur la période du suivi morphologique des estrans.

A l'inverse, sur la plage des Blancs Sablons, l'exportation massive de sédiments vers le large (décembre 2004-février 2005) conduit à creuser le déficit sédimentaire de l'estran (ill. 52) lequel est associé à une nette croissance du mode 1 soit à une translation négative du profil moyen et à son recul. Ces translations verticales du profil moyen, bien que de très faible amplitude (de l'ordre de quelques centimètres), indiquent une variabilité temporelle d'un ordre supérieur (pluri-annuelle) à celles décrites par les modes secondaires et tertiaires (saisonnière, événementielle). Ces considérations prennent toute leur importance dans le contexte climatique actuel d'élévation du niveau marin. La plage des Blancs Sablons semble expérimenter un équilibre dynamique, mis à part les fluctuations saisonnières de son profil, dans le sens où Bruun l'entend (1962, 1988). L'ajustement morpho-sédimentaire du profil moyen de la plage (translation) répond au recul du front dunaire. Sans directement mettre en cause l'élévation du niveau marin, la morphologie de l'estran *via* son profil moyen s'adapte donc aux conditions d'agitation, les hauts niveaux d'eau de tempête conduisant au recul dunaire et à la translation du profil moyen de la plage. Il est surprenant de noter que la translation du profil moyen aux Blancs Sablons intervient lors d'une période de relative stabilité du front dunaire (mode 2 inchangé ; ill. 49e) associée à des fluctuations événementielles du profil (mode 3 décroissant puis croissant ; ill. 49f). A l'inverse, la période de recul massif du front dunaire (avril-mai 2004) est associée à une stabilité du profil moyen. On peut donc s'interroger sur l'événement déclencheur de la translation du profil moyen et/ou sur l'existence d'un retard de la réponse du profil moyen (de l'ordre de 7 mois) aux événements du printemps 2004 ayant provoqué le recul du front dunaire.

Sur la plage de Porsmilin, l'engagement de la phase d'accrétion de l'estran (cumul sédimentaire croissant) à partir d'octobre 2003 (ill. 52) correspond à la décroissance du mode 1, c'est-à-dire à une

translation verticale positive du profil moyen et à sa progradation vers la mer. En effet, cette tendance à l'accrétion depuis l'hiver 2003 est visible sur la figure 53, suggérant l'importation de sédiments sableux depuis le large. De ce fait, l'étude de la variabilité morphologique de la plage sous-marine va permettre de caractériser la profondeur de fermeture du profil cross-shore (profondeur limite de mouvement des sables) et d'identifier les structures sédimentaires, sources potentielles de matériel sableux.

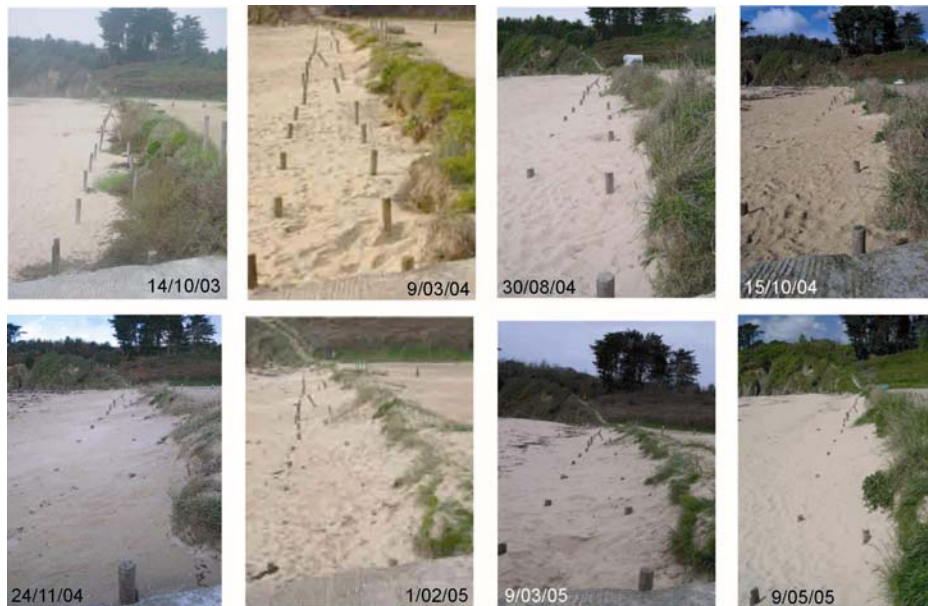


Illustration 53. Evolution du domaine supratidal à Porsmilin d'octobre 2003 à mai 2005

2. Morphologie de la zone subtidale : site de Porsmilin

Alors que le suivi morpho-sédimentaire des plages intertidales repose sur des techniques de mesure terrestres (tachéomètres laser, DGPS), celui des plages subtidales nécessite des techniques différentes, d'observation à distance depuis une embarcation (sondeur acoustique). Les contraintes techniques et logistiques sont d'autant plus fortes que l'amplitude des corps et figures sédimentaires (barres, rides), si observés, risque d'être proche de l'incertitude décimétrique liée à la mesure.

Les objectifs du suivi bathymétrique sont de mettre en évidence les caractères morphologiques de la plage subtidale (présence de corps et figures sédimentaires, profondeur de fermeture du profil ou profondeur limite de mobilité du profil) et sa variabilité saisonnière.

2.1. Caractères morphologiques généraux et profondeur de fermeture du profil

L'illustration 54 présente l'enveloppe des six profils bathymétriques sur la plage de Porsmilin. En utilisant des paramètres généraux associés à la pente de la plage et à la présence de corps sédimentaires (barres subtidales), on caractérise la morphologie générale de la plage.

Trois ruptures de pente délimite quatre zones littorales : le haut de plage réfléchissant entre 0 et 50 m ($\tan\beta=0,065$), une section comprenant l'estran et le haut de la plage subtidale (50 à 300 m, $\tan\beta=0,029$), une section plus plane entre 300 et 400 m ($\tan\beta=0,014$), et enfin la plage subtidale externe à partir de 450 m ($\tan\beta=0,008$).

Dans un premier temps, la variabilité des profils bathymétriques est décrite de façon simple en réduisant l'ensemble des profils à un profil moyen ($\bar{h}$) et en y associant les fluctuations de l'écart-type des élévations (σ) le long du profil (ill. 54b). En définissant un écart-type seuil, on détermine le degré de variabilité des profils, non significative pour un écart-type inférieur au seuil, faible à forte avec un écart-type croissant. Dans notre cas, un seuil fixé à 5 cm semble être adapté au vu de la variabilité quasi-nulle des profils au-delà de 400 m. Cependant, de très nombreux pics à forte répétitivité spatiale sont observés à partir de 400 m, très certainement associés à la technique de mesure et à la nature du fond. En effet, l'alternance de sections planes invariantes et de fluctuations abruptes du profil suggèrent un fond mixte sableux/rocheux. Les pics de forte variabilité sont très certainement associés à des passages où le substrat rocheux affleure, avec des impacts de sondes situés sur des roches à fort gradient vertical. En ce sens, on estime que le profil est fermé à partir de 450 m, limite externe aux mouvements de sédiments sur le profil.

En outre, on recense trois zones à forte variabilité morpho-sédimentaire :

- la première, de part et d'autre du niveau des pleines mer de mortes eaux (30 à 120 m), est associée aux dynamiques de barre intertidale sur la mi-plage et de berme sur la haute-plage décrites précédemment ;

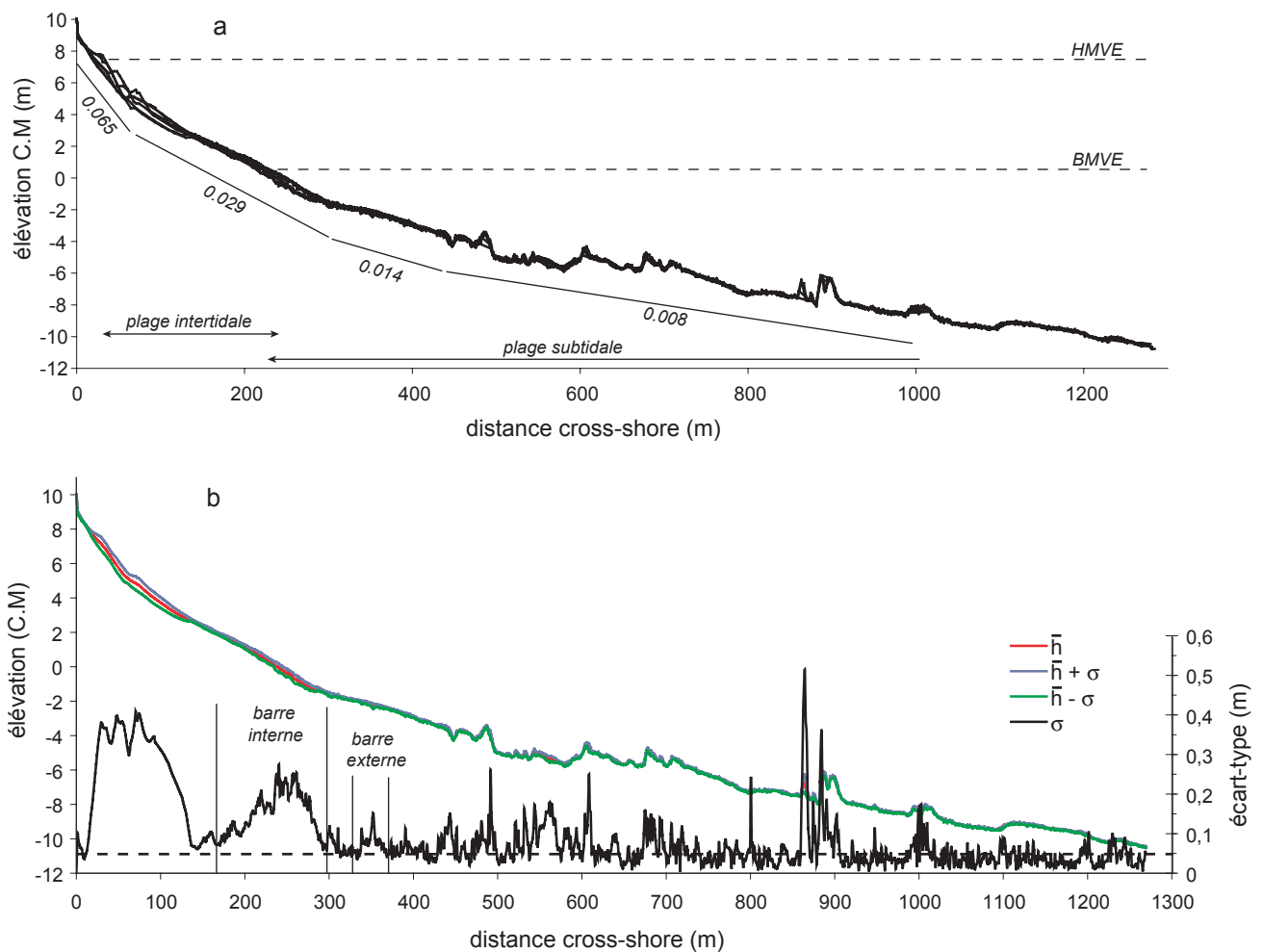


Illustration 54. (a) Enveloppe des profils bathymétriques; (b) profil moyen, maximal, minimal (+/- écart-type) et écart-type des élévations. Les niveaux d'eau lors des huates et basses mers de vives-eaux (HMVE et BMVE), les pentes moyennes sont indiqués sur la fig. (a) ainsi que le seuil d'écart-type à 5 cm sur la fig. (b).

- la seconde, localisée entre 180 et 290 m, s'étend entre les niveaux de basse mer de vives eaux et le haut de la plage subtidale. Elle correspond à la présence d'une barre subtidale interne au cours des quatre premiers levés (ill. 56) dont les caractères morphologiques sont reportés dans le tableau. D'amplitude (15 à 45 cm) et de longueur (55 à 140 m) très variables, elle est globalement symétrique, peu ample et plane lors des levés estivaux, plus courte et très marquée au cours de l'hiver. L'écart-type varie entre 10 et 25 cm. (240-260m) ;

- la troisième, entre 320 et 400 m, est la zone dont la variabilité des profils est la moins significative (écart-type maximal de 15 cm). L'amplitude de la barre externe est faible (15-20 cm), maximale autour de 350 m. C'est une barre estivale observée lors de longues périodes d'agitation faible.

	x (m)		L (m)		A _{max} (m)	
	Barre interne	Barre externe	Barre interne	Barre externe	Barre interne	Barre externe
16/09/03	190-275	315-400	85	85	0.2	0,15
14/10/03	160-300	320-400	140	80	0.25	0,2
19/01/04	150-260		110		0.45	
9/03/04	205-260		55		0.15	

Illustration 55. Paramètres morphologiques des barres subtidales observées à Porsmilin : extension cross-shore (x), longueur (L) et amplitude maximale des barres (A_{max}).

En utilisant l'écart-type pour séparer les zones de la plage dont la variabilité morphologique est forte de celle où elle n'est pas significative, on a aussi introduit un critère pouvant quantifier le degré d'activité des barres (Nicholls *et al.*, 1998). Entre les deux barres subtidales (autour de 290 m ; -1,5 m C.M.), on peut délimiter la plage subtidale interne très dynamique de la plage subtidale externe moins active.

Par ailleurs, la profondeur de fermeture du profil semble se situer autour de -3 m C.M. au regard de notre série de profils bathymétriques. Si des mouvements sédimentaires au-delà de 400 m étaient présents, on observerait un ensablement au moins partiel des platiers rocheux.

Le modèle empirique d'Hallermeier (1981) donne généralement une estimation robuste de la profondeur de fermeture (h_i) à partir des forçages hydrodynamiques (Kraus *et al.*, 1998 ; Nicholls *et al.*, 1998 ; Suanez *et al.*, 1998). Elle s'écrit :

$$h_i = 2.28 H_{s,e} - 68.5 \frac{H_{s,e}^2}{gT_e^2} \quad (11)$$

où H_{s,e} et T_e sont respectivement la hauteur significative et la période des vagues excédées 12 h par an (occurrence de 0,137 %) et g l'accélération de la gravité. Le tableau reporte les profondeurs de fermeture théoriques calculées avec l'équation (11) par rapport à un niveau de référence constitué par le niveau moyen des basses mers (conformément à Hallermeier, 1981) et par rapport au zéro hydrographique (1,7 m de marnage déduit pour un coefficient de 70). La formule prédit une profondeur de fermeture de - 2,6 m C.M. à Porsmilin (ill. 57) en utilisant les états de mer simulés par le SHOM (introduits au chap. III), sur la période du suivi bathymétrique (septembre 2003 à mai 2004). Puisque les profondeurs de fermeture observée (- 3 m CM) et calculée (- 2,6 m CM) sont très proches, on propose d'appliquer la formule d'Hallermeier (1981) aux forçages hydrodynamiques au large des autres sites (états de mer simulés par - 8 m C.M. aux Blancs Sablons et - 13 m C.M. dans l'anse de Bertheaume). Sur une période de deux ans (2003-2004), on estime

que la profondeur de fermeture du profil se situe autour de - 4,5 m C.M. aux Blancs Sablons et - 3,3 m C.M. à Porsmilin et à Tregana (illustration 57).

		$H_{s,e}$	$T_{p,e}$	h_l
Porsmilin	09/2003-05/2004	1,92	16,2	2,58 (4,28)
	2003-2004	2,27	16,5	3,34 (5,04)
Tregana	2003-2004	2,27	16,5	3,34 (5,04)
Blancs Sablons	2003-2004	2,8	16,2	4,48 (6,18)
Corsen		-	-	-

Illustration 57. Profondeur théorique de fermeture du profil (h_l) selon Hallermeier (1981) relative au zéro hydrographique (entre parenthèses, au niveau moyen des basses mers); hauteur significative des vagues $H_{s,e}$ (m) excédée 12 h/an, période pic associée $T_{p,e}$ (s) au large des plages étudiées dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons (source : SHOM).

Au regard des conditions hydrodynamiques fréquemment soutenues en mer d'Iroise (et particulièrement au large d'Ouessant), la profondeur de fermeture du profil sur les plages étudiées peut sembler faible. Il faut cependant rappeler que la configuration très découpée de la côte abrite les plages de nombreuses incidences de houles et que la dissipation de l'énergie des vagues est intense lors de leur propagation sur le plateau continental. Les conditions d'agitation modales sur les plages de la mer d'Iroise (introduites dans le chap.III. § 2.) étant globalement faibles ($\bar{H}_s \approx 0.5$ m), on ne peut pas atteindre une profondeur de fermeture aussi élevée que celles évoquées dans la littérature, sur les côtes ouvertes et rectilignes de l'est des Etats-Unis (à Duck, $h_l = -6,4$ m à $-7,8$ m ; Birkemeier, 1985 ; Nicholls *et al.*, 1998), sur la côte hollandaise ($h_l = -4,6$ à -7 m ; Ruessink *et al.*, 2003), en Aquitaine ($h_l = -11$ m ; Desmazes *et al.*, 2002) ou en Méditerranée ($h_l = -1,4$ à $-8,5$ m ; Gracia *et al.*, 1995 ; Suanez *et al.*, 1998 ; Sabatier *et al.*, 2004). Toutefois, il est bon de rappeler que la profondeur de fermeture sur les plages de la mer d'Iroise est observée à partir d'une courte série de levés bathymétriques (9 mois), et estimée, au mieux, sur deux ans d'observation des forçages hydrodynamiques. A l'échelle pluri-annuelle, on s'attend à ce qu'elle soit sensiblement plus élevée (Nicholls *et al.*, 1998) par l'impact de tempêtes extrêmes, à plus longue période de retour.

2.2. Variabilité événementielle et saisonnière de la plage subtidale

Malgré une série de levés bathymétriques relativement courte (neuf mois), on distingue trois stades morphologiques saisonniers sur la plage de Porsmilin (ill. 56) :

- un stade estival observé lors des levés de septembre et octobre 2003, caractérisé par une berme en haut de plage intertidale, une terrasse de basse mer, et un double système de barres sableuses subtidales ;
- un stade hivernal observé lors des levés de janvier et mars 2004, avec un haut de plage moins réfléchissant, une barre intertidale de faible amplitude et une barre subtidale unique localisée sur les niveaux de basse mer de vives eaux ;
- un stade printanier observé lors des levés d'avril et mai 2004, caractérisé par une pente relativement homogène, une plage subtidale dépourvue de corps sédimentaires et un haut de plage dont la réflectivité s'accroît. Ces deux levés appartiennent à la séquence décrite précédemment de migration d'une barre intertidale et de la formation consécutive d'une berme estivale.

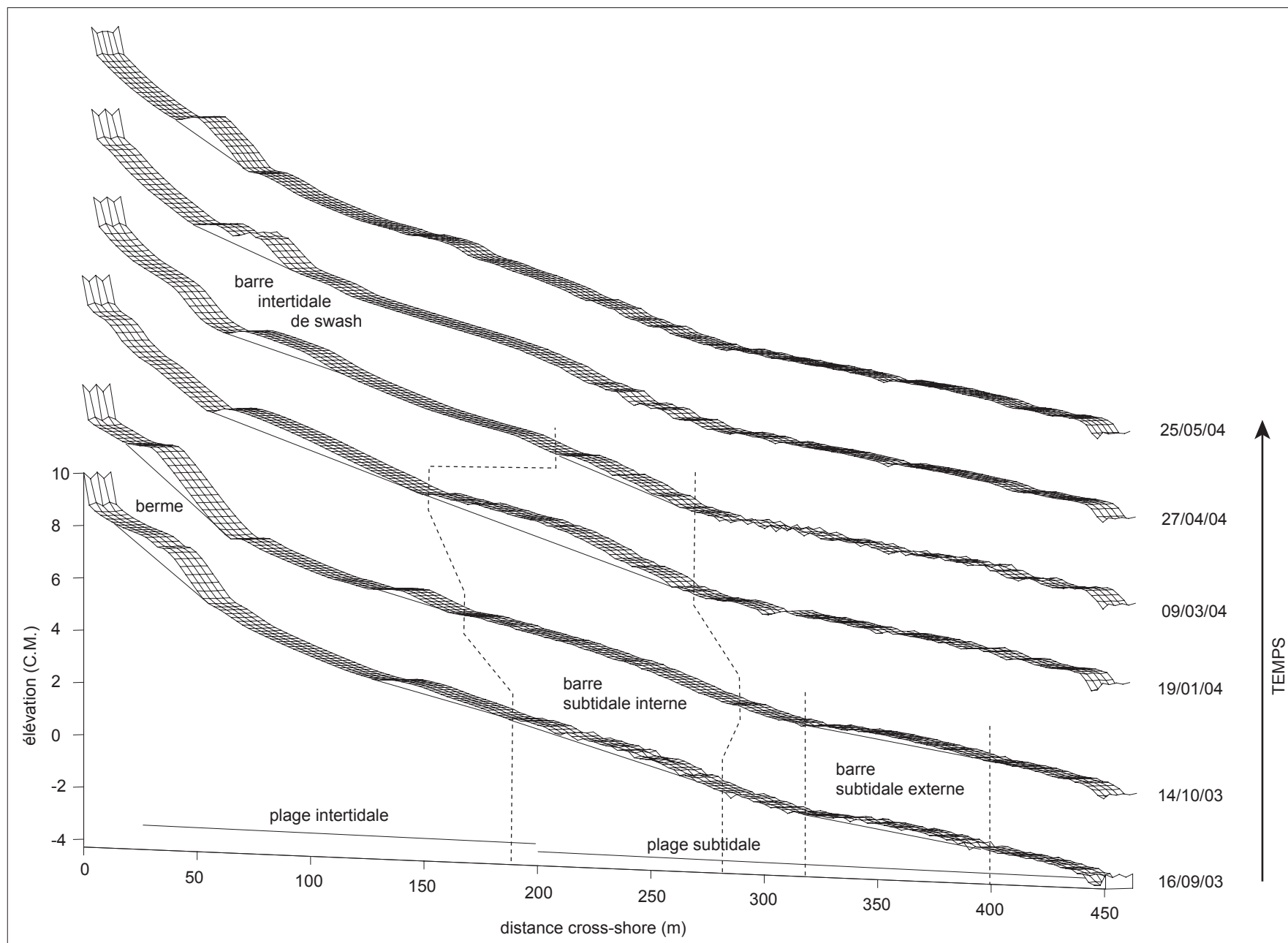


Illustration 56. Série de profils bathymétriques de la plage de Porsmilin

Pour identifier les conditions d'agitation forçant la variabilité morpho-sédimentaire du profil de plage, il faut prendre en considération les effets du temps d'ajustement de la morphologie au changement des conditions d'agitation (De Boer, 1992 ; Masselink *et al.*, 2006). En général, le temps d'ajustement dépend de l'amplitude des formes sédimentaires, de leur écart à l'équilibre et des conditions d'énergie (Cowell and Thom, 1994 ; Masselink *et al.*, 2006). En considérant qu'il est lent (plusieurs cycles de marée/jours), la morphologie de la plage répond lentement aux changements des forçages hydrodynamiques. Par exemple, un profil levé plusieurs jours après une tempête peut-être un profil de tempête malgré le retour d'une période de calme. En considérant qu'il est rapide (de l'ordre de quelques heures), la morphologie de la plage s'ajuste en un temps bref (un cycle de marée) aux changements du forçage hydrodynamique. Dans ce cas, il est inadapté d'attribuer la morphologie observée au moment du levé, aux conditions d'agitation exercées plusieurs jours auparavant. C'est pourquoi on a indiqué sur la figure 58 les conditions d'agitation à des échelles de temps différentes (mensuelle, hebdomadaire, quotidienne).

Même si les profils montrent indéniablement des caractères saisonniers, l'interprétation de la dynamique du profil subtidal doit être pondérée selon le temps d'ajustement de la morphologie aux changements des forçages hydrodynamiques. Dans cette optique, la campagne de mesures intensives réalisée en mars-avril 2004 (décrite dans la partie 3) donne des éléments pour faciliter notre interprétation. A cette occasion, on a observé que la réponse morphologique de la plage est très rapide (de l'ordre de quelques cycles de marée) lorsque les conditions d'agitation changent (par exemple, lors du retour à une période d'énergie faible post-tempête).

Les changements morpho-sédimentaires entre les levés de septembre et octobre sont concentrés sur la plage subtidale, l'estran expérimentant des modifications mineures. Celles-ci sont liées à la migration de la berme à la faveur des marées d'équinoxe, et à un transport très localisé des sédiments de la mi-plage lors du coup de vent du 22/09/03 ($H_{s,0} \approx 1,4$ m). En outre, on observe des zones de dépôt multiples sur la plage subtidale, les deux barres gagnant en amplitude. L'engraissement est intense sur les faces internes des barres (du creux jusqu'à la crête ; entre 180 à 240 m, 310 et 360 m), plus modéré sur les faces externes. La plage subtidale est caractérisée par des rides de courant lors du levé de septembre, d'amplitude décimétrique (jusqu'à 15 cm) et d'une longueur d'onde de 2 à 4 m. Ces figures sédimentaires disparaissent sous l'accumulation de sédiments donnant un aspect plus lisse aux barres lors du levé d'octobre 2003. Par ailleurs, le bilan sédimentaire positif (+35 m³/m.l, ill. 59) suggère des flux longitudinaux au niveau de la plage subtidale susceptibles de l'engraisser. Comme les conditions d'agitation sont très calmes sur cette période, deux types de processus peuvent induire un transport longitudinal dirigé vers la plage, une composante résiduelle des courants de marée ou bien les courants induits par l'asymétrie et l'obliquité des vagues incidentes (voir partie 3, chap. I).

	Bilan volumique
16/09/03 – 14/10/03	+ 35,6
14/10/03 – 19/01/04	- 7,7
19/01/04 – 9/03/04	+ 2,7
9/03/04 - 27/04/04	- 13,7
27/04/04 – 25/04/04	+ 10,4

Illustration 59. Bilan sédimentaire (m³ par mètre linéaire) du profil bathymétrique, les valeurs en italique indiquent un bilan sédimentaire insignifiant comparativement à l'erreur moyenne ($\pm 6,7$ m³/m.l).

A l'inverse, les conditions deviennent très agitées à partir de l'automne avec la succession de nombreux coups de vent de suroît, dont le plus intense ($H_s \approx 2$ m) est enregistré quelques jours avant le levé bathymétrique de janvier. La morphologie de la plage intertidale évolue séquentiellement : la berme d'été est d'abord détruite dès les premiers coups de vent hivernaux (début novembre ; ill. 58), la pente de l'estran reste longtemps homogène avant de voir une longue barre intertidale de swash se développer sur la mi-plage ($+50 \text{ m}^3$) postérieurement au coup de vent de janvier. Le grand laps de temps entre les deux levés ne nous permet pas de déterminer si la morphologie de la plage subtidale résulte de la tempête de janvier ou de la succession des coups de vent. Les deux barres subtidales ont été fortement érodées : la crête de la barre externe a été lessivée (-20 cm ; -12 m^3) entraînant l'ablation totale de la structure, la face externe de la barre interne a elle-aussi été complètement démobilisée (-30 cm ; -25 m^3) réduisant son extension transversale. Par ailleurs, le creux de la barre interne est comblé et la face interne s'engraisse ($+10 \text{ m}^3$) amplifiant ainsi la barre interne et homogénéisant le gradient topographique sur le bas d'estran. La morphologie observée mi-janvier résulte de la superposition d'événements énergétiques potentiellement exportateurs de sédiments vers le large et de la période de recouvrement qui leur succèdent. Ainsi, l'érosion des barres subtidales est associée aux tempêtes tandis que l'accumulation de sédiments sur la plage intertidale est liée au retour des petites houles de beau temps réalimentant l'estran *via* des processus de surf et de swash. Le bilan sédimentaire est légèrement déficitaire ($-8 \text{ m}^3/\text{m.l.}$) suggérant une exportation des sédiments en dehors du profil par un agent du transport longitudinal. Les processus hydrodynamiques contrôlant l'érosion de la plage subtidale et l'accrétion sur l'estran seront développés dans la partie 3.

La morphologie de la plage entre janvier et début mars change peu comme en témoignent les volumes sédimentaires modérés (de l'ordre de 10 m^3 en absolu). On observe des ajustements mineurs de la plage subtidale et un faible engraissement ($+3$ à 6 m^3) du haut de plage, où un embryon de berme se met en place, et de la mi-plage. La crête de la barre interne, située sur la laisse de basse mer de vives eaux ($+1 \text{ m CM}$), est érodée lors d'un événement énergétique (-20 cm max ; -10 m^3), très probablement durant la tempête de début février 2004. Un léger creux se dessine (autour de 205 m) subdivisant l'ancienne barre interne en deux bombements de moindre amplitude (ill. 56).

Le reliquat de face interne est érodé (-10 m^3 ; -10 à 15 cm ; ill. 58) lors des coups de vent printaniers du mois de mars finissant d'aplanir la plage subtidale. Celle-ci, dépourvue de barres, présente alors une pente homogène. Les processus physiques à l'origine de l'érosion de la barre subtidale, observés lors de la campagne de mesures (9/03 au 8/04/2004), sont également décrits dans la partie 3 (chap. II). Sur l'estran, les mouvements sédimentaires sont plus intenses. La longue barre de swash de la mi-plage et l'embryon de berme disparaissent rapidement lors des tempêtes de mars (-10 et -5 m^3 respectivement). Une nouvelle barre à double crête, très ample (60 cm), s'installe sur la laisse de mortes eaux au retour de conditions d'énergie faibles, trois jours avant le levé bathymétrique du 27/04. Malgré des conditions d'agitation relativement modérées à partir du mois de mai, elle ne parvient pas à se maintenir, de nouveau détruite début mai par un coup de vent. Le bilan sédimentaire sur cette période d'agitation soutenue est de nouveau déficitaire ($-14 \text{ m}^3/\text{m.l.}$).

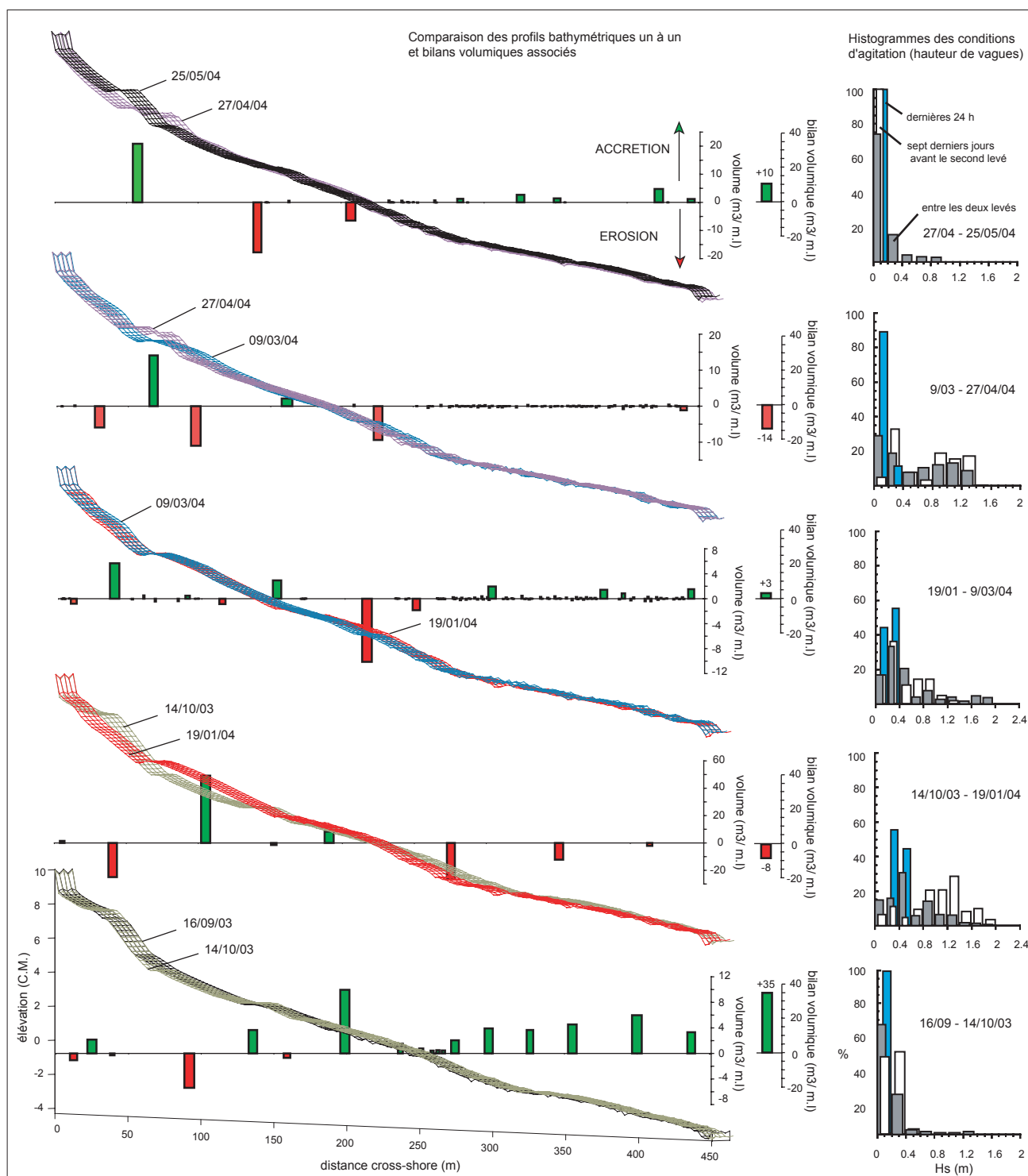


Illustration 58. Comparaison des profils bathymétriques un à un, bilan volumique associé, et conditions d'agitation au large de Porsmilin entre deux levés consécutifs (barres grisées), lors de la semaine précédente (barres blanches) et lors des dernières 24 heures (barres bleues).

Au cours du mois de mai, la très faible agitation associée à des marnages de vives eaux favorise le développement d'une nouvelle barre intertidale (+20 m³) puis sa migration vers le haut de plage. La morphologie du haut de plage le 25/05 constitue une des premières étapes de la séquence aboutissant à la mise en place de la berme estivale.

2.3. Discussion

De nombreux caractères morphodynamiques de la plage de Porsmilin ont mis en évidence l'interférence des échelles spatiales et temporelles lors du suivi bathymétrique à moyen terme. La profondeur de fermeture du profil, ou profondeur limite d'action des houles, est estimée à -3 m C.M. à partir des six levés bathymétriques. Sur une échelle de temps plus longue (pluri-annuelle), on devrait observer un profil actif au-delà de -3 m lors d'événements plus extrêmes que ceux de l'hiver 2003-2004.

Les stades morphologiques observés suggèrent une cyclicité saisonnière du profil : un profil d'été caractérisé par une berme sur le haut de plage, une terrasse de basse mer et un double système de barres subtidales ; un profil d'hiver caractérisé par une pente plus homogène, et des barres intertidale et subtidale temporaires. Si la cyclicité saisonnière du profil de plage semble évidente, un suivi bathymétrique plus régulier à long terme (décennal) est indispensable pour déceler des tendances cycliques ou des caractères morphodynamiques variables.

Néanmoins, la résolution temporelle des levés rend confuse la morphologie de la plage à un instant donné. En effet, elle présente certains caractères saisonniers (réflectivité du profil) superposés à des caractères ponctuels, événementiels (barre de swash), liés aux conditions d'agitation ayant précédé le levé. Il résulte que la morphologie observée est une combinaison des conditions d'agitation passées et présentes. Etant donné la réponse morphologique rapide de la plage aux forçages hydrodynamiques, le suivi à moyen terme ne permet pas non plus d'apprécier la morphologie de la plage lors de la tempête mais seulement quelques jours après le pic de tempête. Les mesures intensives de la morphologie de la plage et des forçages hydrodynamiques permettront de donner des éléments de réponse concernant la distance de transport des sédiments lors des tempêtes, le temps d'ajustement de la morphologie aux forçages, et d'appréhender les mécanismes physiques contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire de la plage.

Les levés bathymétriques ont mis en évidence la dynamique transversale de la plage au cours de laquelle les sédiments sont stockés sous forme d'un système simple ou multiple de barres subtidales. Cette disponibilité sédimentaire de la plage subtidale autorise en un certain sens la formation ultra-rapide de corps sédimentaires en bas d'estran après les tempêtes. Elle souligne aussi la continuité spatiale entre les plages subtidale et intertidale.

Alors que la variabilité morpho-sédimentaire de la plage intertidale de Porsmilin est contrôlée par des flux transversaux, celle de la plage subtidale est partiellement liée à la dynamique hydro-sédimentaire de l'anse de Bertheaume. Les bilans sédimentaires non nuls suggèrent des flux longitudinaux entrants (printemps, été) et sortants (hiver) du système cross-shore puisqu'aucun mouvement sédimentaire n'est observé au-delà de -3 m (C.M.). La circulation tidale dans l'anse (alternativement orientée vers l'est puis vers l'ouest ; SHOM,

1994) associée aux courants induits par les vagues, sont très certainement les vecteurs dominants du transport sédimentaire longitudinal au niveau de la plage subtidale à Porsmilin. L'identification des sources des sédiments sableux, accumulés sur les plages intertidale (progradation du profil moyen) et subtidale (barres), nécessite d'explorer la nature et la morphologie des structures sédimentaires superficielles de l'anse de Bertheaume et de ses alentours (imagerie acoustique, carottages). Les formations sableuses superficielles observées depuis la sortie du goulet de la rade de Brest (banc du Minou) jusque dans l'anse de Bertheaume (SHOM, 2003) pourraient donc constituer la source majeure des sédiments sableux impliqués dans le transit littoral.

Chapitre III

Interactions entre la variabilité morphologique des estrans et les forçages dynamiques à moyen terme

Dans ce chapitre, les relations entre l'évolution morphologique des plages intertidales et les agents dynamiques (météorologiques, hydrodynamiques, marégraphiques) sont étudiées par le biais d'une analyse factorielle (en composantes principales). Au préalable, il semble indispensable d'introduire quelques recommandations d'ordre technique sous-jacentes à l'efficacité de la démarche méthodologique conduisant à la robustesse des résultats et à la justesse de l'interprétation thématique. Enfin, l'utilisation d'indices quantitatifs permet de dégager des éléments pour caractériser la morphodynamique des plages à moyen terme (domaines morphodynamiques, type de déferlement, ...).

1. Méthode : une analyse factorielle des données morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques

1.1. Problématique

La mise en œuvre d'une analyse factorielle a pour objectif d'extraire des informations concernant les relations qualitatives existant entre la morphologie des estrans (séries de profils), les agents hydrodynamiques et météorologiques (vent, vagues, marée). En prémice à l'analyse, la préparation des données constitue l'étape la plus rigoureuse et contraignante.

Pour que l'analyse soit concluante, on prend garde à la représentativité des forçages hydrodynamiques lesquels doivent représenter au mieux les processus physiques et l'agitation sur les plages (Larson *et al.*, 2000). De plus, la continuité des données doit être assurée sur l'ensemble des deux ans et demi de suivi, contrainte majeure à l'utilisation de données d'états de mer *in situ*. En effet, les états de mer observés au large de l'île d'Ouessant (base de données CANDHIS, <http://www.cetmef.equipement.gouv.fr/>) sont fréquemment interrompus du fait de la résistance limitée des capteurs et des délais de maintenance. Ils ne sont pas non plus représentatifs des conditions d'agitation sur les plages étudiées du fait de l'exposition des plages à une direction privilégiée et des processus physiques affectant les vagues lors de leur propagation vers le littoral (réfraction, diffraction, dissipation de l'énergie ; développés dans la partie 3, chap. I). Pour ces raisons, on utilise des données simulées par deux modèles successifs et dont les états de mer sont extraits en deux points, dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons. Le modèle Wave Watch 3 est initialisé et forcé par les champs de vent réels en Atlantique Nord (vents ECMWF¹⁷) ; la houle est propagée jusqu'au large d'Ouessant où les états de mer sont extraits et réintroduits en entrée dans un modèle de propagation des vagues par tracé de rayons (nommé CREST; Ardhuin, 2001). De ce modèle plus adapté au

¹⁷ les champs de vent ECMWF « European Centre for Medium-range Weather Forecasting » sont restitués par la mesure de la rugosité de surface des océans par un diffusiomètre radar

domaine côtier, sont extraits les états de mer au large des plages étudiées, dans l'anse de Bertheaume par -15 m, dans l'anse des Blancs Sablons par -6 m.

Les données météorologiques répondent aux deux critères de représentativité et de continuité. Il s'agit de données de vent (norme Météo-France) acquises au sémaphore de la pointe Saint-Mathieu pour les années 2003 à 2005. Ces données sont représentatives de la force et de la direction du vent sur les plages situées à quelques kilomètres de part et d'autre du sémaphore à vol d'oiseau.

Les données morphologiques correspondent aux modes morphologiques 2 et 3 issus de l'analyse factorielle des séries de profils de plage (chapitre II), dont les coefficients temporels quantifient l'évolution du profil des plages et des formes sédimentaires. Par ce choix, on facilite la préparation des variables morphologiques qui vont être insérées dans l'ACP et la lisibilité des modes morphologiques est renforcée à l'issue de cette analyse. Concrètement, les avantages sont les suivants :

- on s'affranchit du découpage de la plage en unités morphologiques et du calcul rigoureux des bilans sédimentaires pour chacune d'entre elles (Sabatier, 2001) ;
- on assure ainsi l'indépendance des variables morphologiques pour éviter que l'analyse soit biaisée par plusieurs unités morphologiques dont les évolutions sont bien corrélées entre elles et comptant de ce fait pour une grande part de la variabilité de l'ensemble des variables ;
- on finalise la compréhension des modes morphologiques en appréhendant les forçages dynamiques qui contrôlent leur variabilité événementielle et saisonnière.

1.2. Préparation des données

Les coefficients temporels de chacun des deux modes morphologiques sont recombinaés en deux variables morphologiques D_mode2 et D_mode3 qui s'écrivent :

$$D_mode(t_{i+1}, t_i) = mode(t_{i+1}) - mode(t_i) \quad (12)$$

où $mode(t_i)$ est le coefficient temporel du mode à la date t_i .

Ces deux nouvelles variables morphologiques rendent compte de l'évolution des modes morphologiques entre deux levés consécutifs.

La mise en œuvre d'une analyse factorielle appliquée à la thématique d'évolution morphodynamique des plages contraint le choix et la qualité des variables en de nombreux aspects techniques et thématiques.

1.2.1. Choix et pertinence des variables

Le choix des variables est conditionné par la nécessité de réunir tous les paramètres susceptibles de contrôler la variabilité des profils (illustration 60).

Variables dynamiques	Variables morphologiques
Vitesse moyenne du vent (vent_moy)	Evolution du mode 2 entre deux levés (D_mode2)
Coefficients de marée moyennés (maree_moy)	Evolution du mode 3 entre deux levés (D_mode3)
Hauteur significative moyenne des vagues aux Blancs Sablons (H_s _BS)	
Hauteur significative moyenne des vagues à Bertheaume (H_s _BERTH)	
Direction moyenne des vagues (dir_moy) au large des plages	
Fréquence moyenne des vagues (f_p)	

Illustration 60. Description des variables

Les paramètres principaux d'état de mer (hauteur significative des vagues, fréquence pic, direction moyenne) sont disponibles au large des plages étudiées. Sur la base des tests réalisés par Aubrey *et al.* (1980), on a choisi d'utiliser les paramètres de vagues moyennés sur l'intervalle de temps entre deux profils plutôt que leur valeur maximale. Selon ces auteurs, la hauteur des vagues moyennée est le paramètre le plus efficace pour prédire la forme du profil de plage. On s'intéresse également à l'incidence des vagues car c'est le principal agent contrôlant le transport longitudinal et la migration de formes et figures tels les croissants de plage à Tregana. Quant à la période des vagues (ou la fréquence pic), on souhaite explorer l'effet qu'elle pourrait avoir sur la génération de formes d'accumulation et sur leurs caractéristiques morphologiques (longueur d'onde, amplitude).

Les données météorologiques sont constituées de vitesse et directions moyennes du vent au sémaphore de la pointe Saint-Mathieu. La vitesse du vent local, outre son effet direct sur la génération d'une mer du vent, conditionne une partie du transport sédimentaire et peut contribuer à l'élaboration de certaines formes d'accumulation.

Les données marégraphiques sont constituées des marnages théoriques moyennés de manière à appréhender la dynamique des formes (barres intertidales à Porsmilin), des figures (croissants de plage à Tregana) et les échanges sédimentaires localisés (Corsen). A l'inverse d'autres études (Suanez et Stephan, 2006), notre but n'est pas de reconstituer un niveau de pleine mer exceptionnelle entre deux levés consécutifs susceptible d'éroder un pied de dune. Alors que les niveaux d'eau journaliers ou mensuels, tenant compte des surcotes/décotes marines, sont également disponibles aux marégraphes de Brest et du Conquet, ils ne sont pas utilisés dans cette analyse. Bien que ce paramètre soit fréquemment utilisé dans les environnements microtidaux (Sabatier, 2001), son utilisation n'est pas pertinente dans notre contexte. Il n'apporte qu'un complément mineur d'information (pression et vent locaux), se superpose à d'autres paramètres (hauteur des vagues, force du vent) et ne peut expliquer la dynamique des formes et les échanges sédimentaires localisés.

Parmi les variables dynamiques introduites dans l'ACP sur chaque site (illustration 61), certaines sont susceptibles de ne pas figurer (direction des vagues, vitesse du vent) s'il apparaît qu'elles ne sont pas impliquées dans la dynamique de la plage intertidale. De plus, il est nécessaire de préciser que les forçages hydrodynamiques dans l'anse des Blancs Sablons ne sont pas représentatifs des conditions d'agitation sur la plage de Corsen (en termes ni de direction, ni de hauteur de vagues). En effet, l'anse de Corsen est à la

fois exposée aux flux de suroît par son exposition préférentielle mais également aux flux de noroît diffractés autour de la pointe de Corsen. Comme aucun forçage représentatif n'est disponible pour ce site, on compose avec les deux jeux de données de vagues, le premier (H_s_BS) associé à des flux de secteur nord, le second (H_s_BERTH) à des flux de secteur sud. Pour cette raison, les autres paramètres de vagues (direction, fréquence) ne sont pas intégrés dans l'ACP des données de Corsen.

	Porsmilin	Corsen Profil 1	Corsen Profil 2	Blancs Sablons	Tregana
Nb d'éch. temporels	63	51	46	21	25
Nb de variables	7	5	5	5	7
D_mode2	X	X	X	X	X
D_mode3	X	X	X	X	X
H_s_BERTH	X	X	X		X
H_s_BS		X	X	X	
Vitesse vent	X			X	X
Marnage moyen	X	X	X	X	X
Direction vagues	X				X
Fréquence pic	X			X	X

Illustration 61. Nombre de variables et d'individus, nature des variables morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques introduites dans l'analyse factorielle pour chacune des quatre plages.

1.2.2. Indépendance des variables

Elle consiste à ne pas introduire plusieurs variables dépendantes les unes des autres dans la même analyse, qu'elles soient morphologiques (bilans sédimentaires d'unité morphologique) ou dynamiques (force du vent moyenne et maximale). Intuitivement, on soupçonne certains des paramètres hydrodynamiques et climatiques d'être bien corrélés entre eux (hauteur de vagues/vitesse du vent, hauteur/fréquence des vagues). Des tests d'indépendance ont été réalisés entre ces variables en étudiant la forme du nuage de points et la significativité de la régression linéaire entre ces trois paramètres, deux à deux (ill. 62). Bien que la hauteur des vagues et la vitesse du vent soient bien corrélées entre elles ($r^2=0,55$ à $0,72$; ill. 62a), la variable « vent » susceptible d'expliquer une partie de la dynamique des accumulations sédimentaires d'origine éolienne est conservée. Par contre, la hauteur et la période des vagues sont deux variables indépendantes au vu de la forme dispersée du nuage de points (ill. 62b).

1.2.3. Résolution temporelle des données

La fréquence d'échantillonnage doit être suffisamment fine pour représenter de façon réaliste la variabilité des forçages (données de vent toutes les six heures, données tri-horaires de vagues).

1.3. Analyse factorielle

La matrice des données brutes est formée de variables morphologiques et dynamiques, et d'individus temporels constitués par les intervalles de temps entre deux levés topographiques. De façon similaire à la méthodologie présentée dans le chapitre I, les variables morphologiques et dynamiques sont recombinaison linéairement en de nouveaux axes factoriels rassemblant la plus grande variabilité des données. L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est réalisée avec le logiciel STATGRAPHICS. Elle diffère de l'analyse EOF

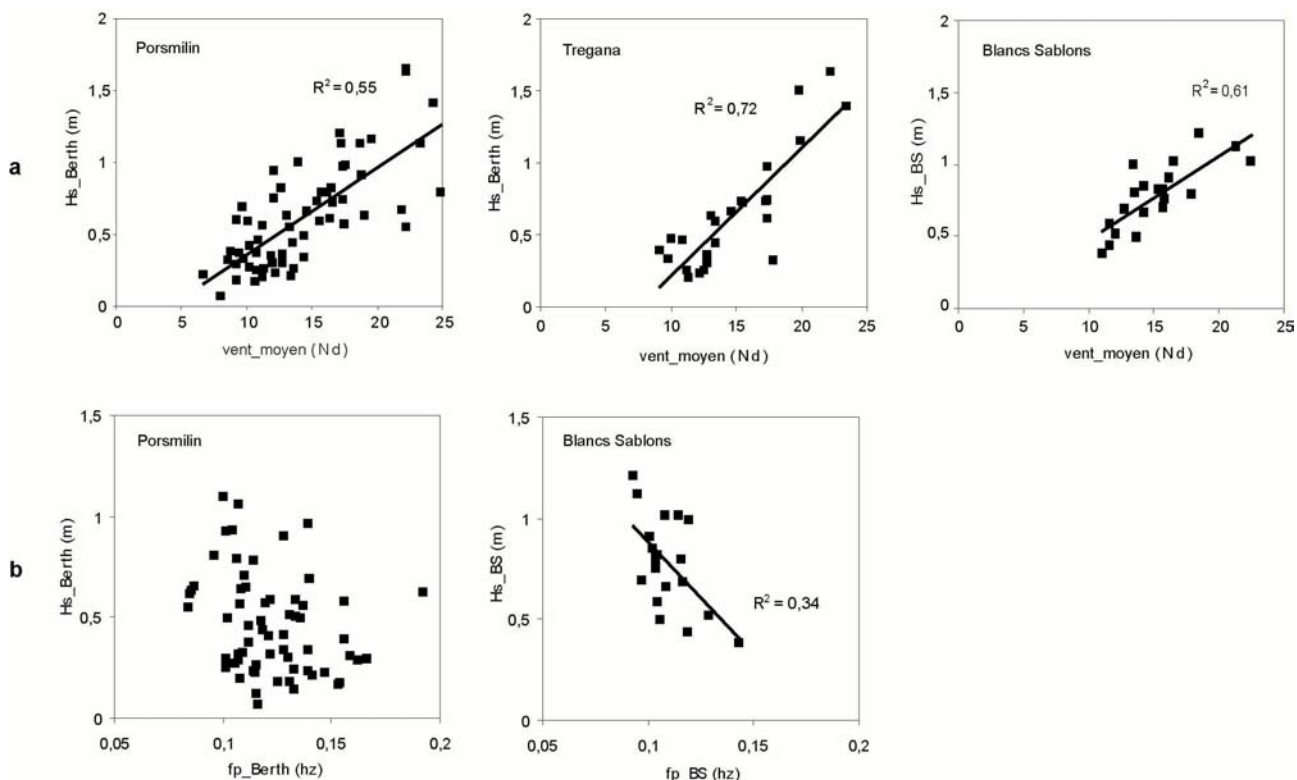


Illustration 62. Test de l'indépendance entre les paramètres hydrodynamiques et climatiques, (a) entre la hauteur significative des vagues et la vitesse moyenne du vent, (b) entre la hauteur significative des vagues et leur fréquence.

menée sur les séries de profils (chap. II) du fait que les données brutes sont centrées et réduites.

Les éléments des matrices des corrélations correspondent aux coefficients de corrélation (r) entre anciennes variables et nouveaux axes factoriels. Les coefficients élevés (tendant vers -1 ou +1) sont associés à deux anciennes variables entièrement dépendantes l'une de l'autre (corrélées ou anti-corrélées entre elles) et dont la variabilité commande l'orientation de l'axe factoriel. Les coefficients proches de zéro signifient que les deux variables sont complètement indépendantes et non corrélées.

2. Contextes hydrodynamique et climatique de la mer d'Iroise au cours du suivi à moyen terme

2.1. Forçage météorologique

Les données de vent enregistrées au sémaphore Saint-Mathieu sont représentées par une rose des vents discrétisée dans seize directions et cinq classes de vitesse (ill. 63).

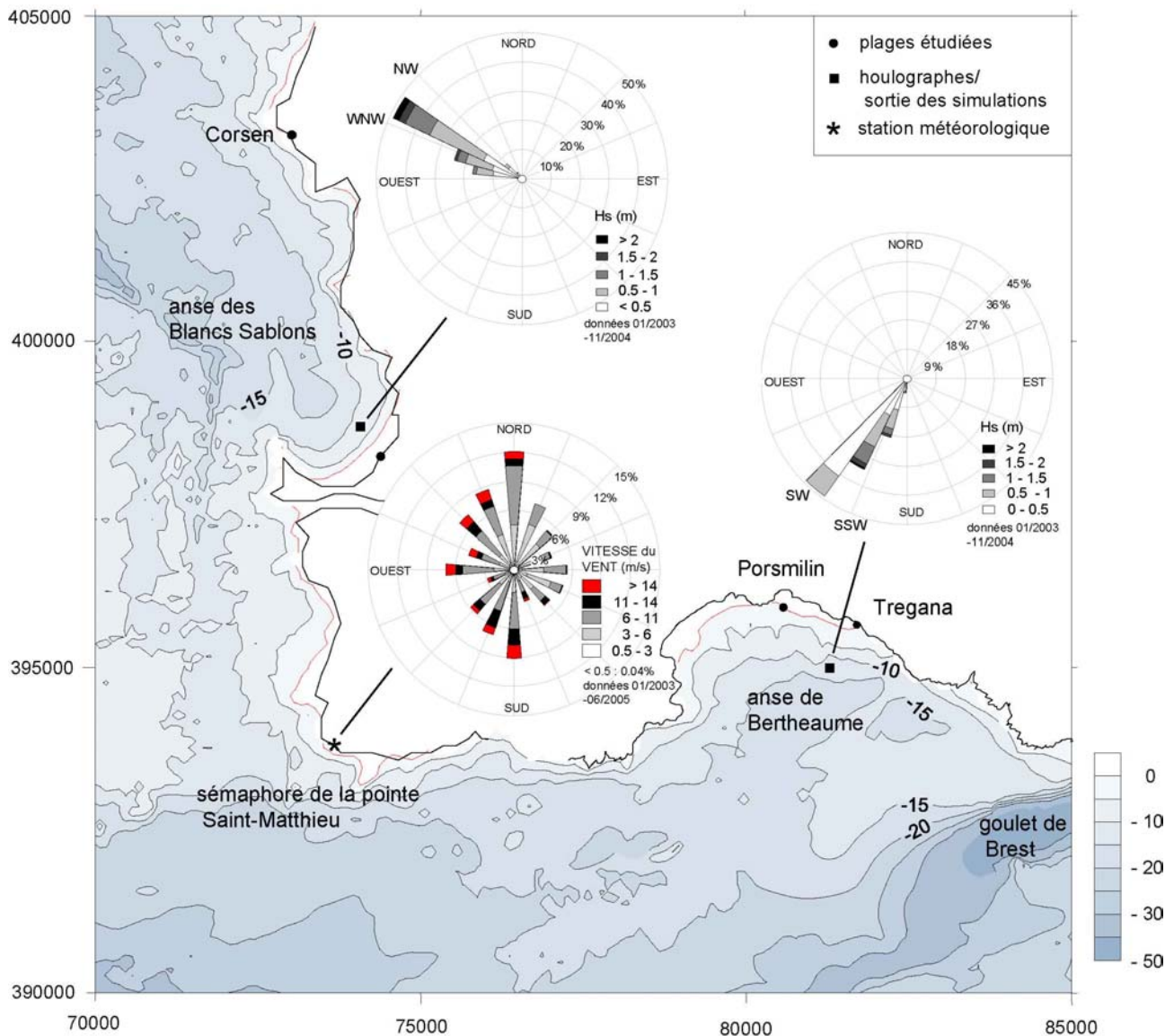


Illustration 63. Données météorologiques (vitesse du vent au sémaphore Saint-Mathieu, source : Météo-France) et hydrodynamiques (hauteur significative des vagues dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons, source: SHOM) acquises durant la période du suivi morpho-sédimentaire à moyen terme (janvier 2003 à juin 2005).

Elle met en évidence un déséquilibre entre les vents d'origine océanique (N180 à N360) auxquels sont associés les vents de tempête (> 14 m/s) et les vents de terre (N20 à N160) comptant pour une forte proportion relative des vents de faible intensité (< 6 m/s). Les vents forts (> 11 m/s) et les vents de tempête proviennent en proportion égale (1 à 3 %) de toutes les directions avec une légère prédominance des vents de secteur sud. On constate une forte composante méridienne des vents à la pointe Bretagne (~36 % : 12 %

de vents de N, 8 % de NNW, 9 % de S, 7 % de SSW) tandis que les vents de secteur W (WNW à WSW) ne représentent que 15 %. Néanmoins, la fréquence relative des vents de secteur Nord est associée à une grande proportion de vents d'intensité modérée (6-11 m/s).

2.2. Forçage par les vagues

2.2.1. Validation des données simulées

L'étape de validation des données d'états de mer simulées permet de s'assurer de la qualité des simulations. D'un point de vue qualitatif, on peut discuter la représentativité des données simulées par rapport aux distributions des données d'états de mer observés au large d'Ouessant (base de données CANDHIS). Pour les deux jeux de données (modèle et CANDHIS), la distribution des hauteurs de vagues est fortement asymétrique avec un mode commun à 1-2 m et une décroissance graduelle vers les hauteurs de vagues croissantes (ill. 64). La série de données simulées étant beaucoup plus courte, il en résulte globalement plus de petites vagues ($H_s < 2$ m) et moins de grandes vagues ($H_s > 2$ m) que pour la série de données historiques. Ceci se traduit également par des hauteurs de vagues extrêmes différentes pour les deux séries : 1 % des vagues de la série CANDHIS sont supérieures à 7 m contre 5,3 m pour la série simulée 2003-04.

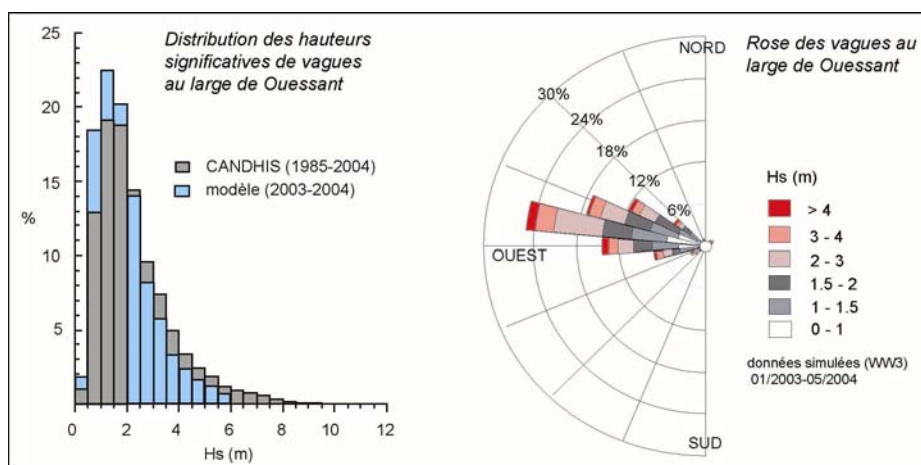


Illustration 64. Distributions des hauteurs significatives des vagues au large de l'île d'Ouessant issues de la base de données CANDHIS (1985-2004, par -110 m, source: CETMEF) et des données simulées par Wave Watch 3 (2003-2004, par -123 m, source: SHOM).

D'un point de vue quantitatif, on peut estimer l'erreur associée aux paramètres des vagues calculés au large des plages à l'aide des données observées à ces mêmes points lors des diverses campagnes de mesures en 2004¹⁸. L'illustration 65 récapitule l'erreur moyenne entre les hauteurs significatives mesurées et simulées dans les anses des Blancs Sablons et de Bertheaume. Malgré un biais négatif très significatif à Bertheaume, les fluctuations de la hauteur des vagues sont bien représentées ce qui permet d'avoir une bonne confiance quant à la représentativité de ces données dans l'analyse factorielle.

¹⁸ il s'agit des données collectées par la Datawell à Bertheaume et le Vector aux Blancs Sablons de mars à mai 2004, avec l'aide du CETMEF et du SHOM. Elles sont introduites dans la partie 3, chap. I.

	S.I. (%)	RMSE (m)	biais (m)
Blancs Sablons	31	0,23	+ 0,12
Bertheaume	41	0,53	- 0,40

Illustration 65. Erreur normalisée par les observations (indice de dispersion ou scatter index, S.I.), erreur quadratique moyenne (RMSE) et biais moyen entre les hauteurs de vagues mesurées et simulées dans les anes des Blancs Sablons et de Bertheaume (source : SHOM ; Arduin et Courvoisier, 2004).

2.2.2. Agitation sur les plages

Les roses des houles présentées figure 63 sont discrétisées dans trente-six directions en cinq classes de hauteurs de vagues. Alors que la rose des houles à Ouessant est dominée par des flux d'ouest, l'exposition privilégiée des deux anes conduit à une sélection directionnelle des vagues, de secteur SO (Bertheaume) et NO (aux Blancs Sablons). En mer d'Iroise, l'agitation est induite par des houles très longues générées en Atlantique du Nord-Est (fetch de l'ordre de 1000 km) auxquelles se superposent une mer du vent locale, plutôt méridienne, lors du passage des dépressions sur la pointe bretonne.

Tous climats de vagues confondus, l'incidence des vagues est très homogène, N280 à N300 sur la plage des Blancs Sablons, N200-N220 dans l'anse de Bertheaume. Alors que les vagues de tempête ($H_s > 2$ m) proviennent du secteur directionnel le plus fréquent aux Blancs Sablons (N300), elles proviennent des secteurs minoritaires dans l'anse de Bertheaume (N200-N210). La proportion relative de vagues supérieures à 2 m est plus forte aux Blancs Sablons ce qui implique des conditions d'agitation globalement plus énergétiques que sur les autres plages. Cependant, il faut rappeler que la hauteur des vagues à Bertheaume est sous-estimée de 40 cm en moyenne (ill. 65).

3. Réponse morphologique aux forçages hydrodynamiques et météorologiques : les résultats de l'ACP

3.1. Variances relatives et cumulées

A l'issue de l'analyse factorielle conduite sur les séries de données morphologiques, hydrodynamiques, météorologiques, cinq nouveaux axes factoriels réunissent 90 à 100 % de la variabilité des données (ill. 66). Bien que seuls les deux ou trois premiers axes soient significatifs¹⁹, on est attentif à la signification des cinq axes factoriels. Pour chaque analyse, les coefficients de corrélation des variables sur les nouveaux facteurs sont reportés dans un tableau. Par contre, on a choisi de ne représenter que les plans factoriels exprimant les relations morphodynamiques recherchées de manière à faciliter la lisibilité des résultats.

composante	Porsmilin	Tregana	CO1	CO2	BS2
1	28,3 (-)	32,1 (-)	30,1 (-)	40,8 (-)	52,3 (-)
2	22,7 (51,1)	23,0 (55,1)	26,9 (57,0)	21,9 (62,7)	19,4 (71,8)
3	17,1 (68,2)	17,0 (72,1)	21,9 (79,0)	20,2 (82,9)	13,7 (85,5)
4	12,2 (80,4)	13,1 (85,2)	13,4 (92,4)	11,2 (94,1)	11,0 (96,6)
5	10,4 (90,8)	10,2 (95,4)	7,5 (100)	5,9 (100)	3,4 (100)

Illustration 66. Variances relatives (en gras, significatives) et cumulées (en %) associées aux nouveaux axes factoriels issus de l'analyse en composantes principales des variables morphologiques, hydrodynamiques et climatiques.

¹⁹ un facteur est significatif s'il réunit une variance supérieure à la variance moyenne (soit 100 % divisé par le nombre de variables) c'est-à-dire respectivement 14,3 % et 16,6 % pour 5 et 7 variables analysées.

3.2. Porsmilin

	C1	C2	C3	C4
D_mode2	-0,29	0,54	-0,03	0,30
D_mode3	0,02	-0,02	0,71	-0,55
Marée_moy	0,01	-0,05	-0,70	-0,55
vent	0,33	-0,38	0,02	0,53
Hs	0,54	-0,34	-0,03	-0,07
Fp_moy	-0,50	-0,48	0,02	-0,04
Dir_moy	-0,51	-0,45	-0,02	0,10

Illustration 67. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil à 5 % et 61 degrés de liberté).

Les trois premières composantes expliquent 68 % de la variabilité des données morphologiques et dynamiques (ill. 66). La dynamique morpho-sédimentaire saisonnière et événementielle de l'estran de Porsmilin est bien décrite par ces trois nouveaux axes (ill. 67 et 68) puisque les variables morphologiques *D_mode 2* et *D_mode 3* portent respectivement les axes 2 ($r=0,54$) et 3 ($r=0,71$). Cependant les axes 1 et 2 sont également bien décrits par les variables dynamiques, apportant des informations similaires pour ce qui concernent la corrélation entre *D_mode2*, la hauteur des vagues (*Hs*) et la vitesse du vent (*vent_moy*), mais des informations contradictoires entre ces mêmes variables, la direction et la période des vagues ($1/fp_moy$). Les relations entretenues entre certaines variables hydrodynamiques et météorologiques brisent une partie de l'information portée par les composantes 1 et 2. Cet exemple souligne l'importance de conserver les variables indépendantes entre elles avant de les introduire dans une analyse factorielle.

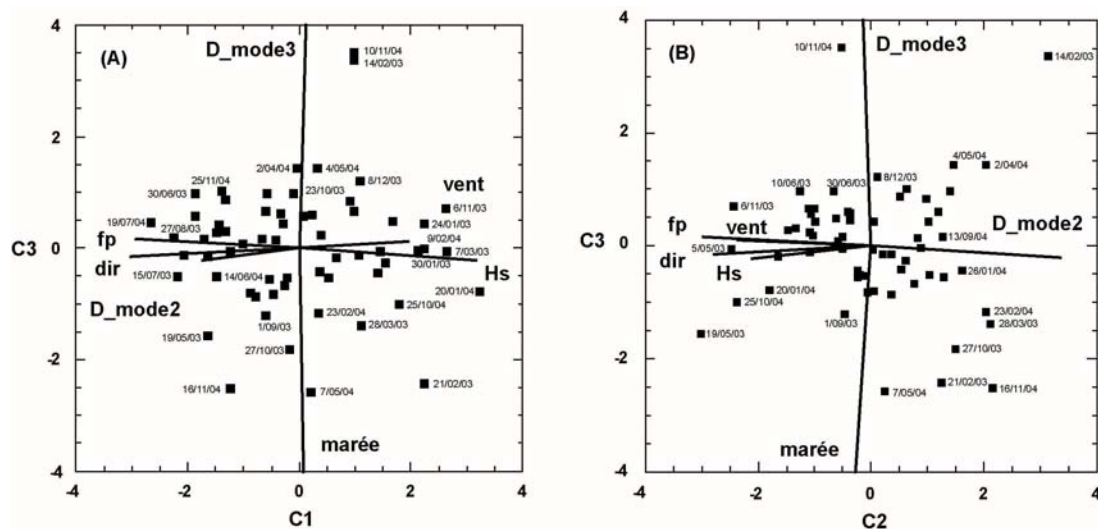


Illustration 68. Projection des anciennes variables et périodes échantillonnées sur les nouveaux axes morphodynamiques à Porsmilin.

Les axes 1 et 2 mettent en évidence les conditions d'agitation contrôlant la dynamique saisonnière de l'estran à Porsmilin (ill. 67 et 68). En effet, la variable *D_mode2* est anti-corrélée à la force du vent et à la hauteur des vagues par le biais des composantes 1 et 2, et à la fréquence des vagues par la composante 2. Ainsi ce sont les petites houles de beau temps (faibles *fp*, *Hs*) qui conduisent au développement de la berme estivale (croissance du mode 2 c'est-à-dire *D_mode2* positif). A l'inverse, lors des coups de vent hivernaux, les conditions énergétiques érodent l'estran et façonnent un profil homogène (*D_mode2* négatif).

La variable morphologique D_mode3 , associée à la dynamique de barre intertidale, est fortement anti-corrélée aux marnages tidaux par la composante 3. Précédemment, l'analyse de la série de profils à Porsmilin a montré que la barre intertidale se développe préférentiellement sur les niveaux de haute mer de mortes-eaux. Par contre, aucune corrélation n'est constatée entre la dynamique de barre intertidale et le degré d'agitation sur la plage (Hs) suggérant que l'énergie des vagues ne contrôle pas le processus de formation de la barre.

3.3. Corsen

Pour faciliter l'interprétation, on a choisi d'étudier les relations concernant l'évolution morpho-sédimentaire de l'estran à l'échelle saisonnière et événementielle (D_mode2) puis à l'échelle du cycle de marée (D_mode3).

Pour le profil 1, la variable D_mode2 est tour à tour positivement (C3, $r=-0,77$, ill. 69) et négativement (C5, $r=0,4$) corrélée à l'énergie des vagues de secteur sud (Hs_Berth , $r=-0,43$ et $-0,61$ respectivement sur C3 et C5, ill. 70a,b). Elle est également bien corrélée à l'énergie des vagues de secteur nord (Hs_BS) par la composante C5 (ill. 70b). Cette dernière explique l'accrétion du profil 1 lors de conditions énergétiques de sud (encouragée par une dérive longitudinale vers le nord de la plage) et sous flux de nord.

Pour le profil 2, la variable D_mode2 s'exprime pleinement sur la composante 1 ($r=+0,54$), anti-corrélée à l'énergie des vagues d'incidence nord et sud (Hs_BS , Hs_BERTH , ill. 70c). Ces relations reflètent la variabilité saisonnière du profil dont la réflectivité est modulée par le degré d'agitation de la plage : une réflectivité accrue (D_mode2 positif) lorsque l'agitation est faible, moindre (D_mode2 négatif) lorsque l'agitation est forte. Par ailleurs, les composantes C4 et C5 concernent davantage la variabilité événementielle du profil 2 suggérant une érosion du profil lors de coups de vent de sud et de nord (corrélations positives avec Hs_BERTH via C5 et Hs_BS via C4, ill. 69).

	Profil 1					Profil 2				
	C1	C2	C3	C4	C5	C1	C2	C3	C4	C5
D_mode2	-0,15	-0,39	-0,77	0,26	0,40	0,54	0,26	0,07	0,69	0,39
D_mode3	0,12	-0,60	0,42	0,65	-0,15	0,21	0,50	-0,73	-0,37	0,16
Marée_moy	0,08	0,69	-0,07	0,70	0,11	0,03	0,73	0,60	-0,26	-0,19
Hs_BS	0,72	-0,03	0,17	-0,13	0,65	-0,51	0,35	-0,30	0,56	-0,45
Hs_BERTH	0,66	-0,01	-0,43	0	-0,62	-0,62	0,14	0,08	0	0,76

Illustration 69. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et $n-2$ degrés de liberté).

On pensait pouvoir éclairer la signification morpho-sédimentaire du mode 3 dont les fluctuations ultra-rapides levé après levé semblent coïncider avec la fréquence du cycle de marées de mortes-eaux/vives-eaux. Il est certain que la variabilité du mode 3 est associée aux fluctuations tidales comme en témoigne l'intensité de la corrélation entre les variables D_mode3 et $marée_moy$ sur plusieurs axes (ill. 69 et 70). Les composantes C2 (profil 1) et C3 (profil 2) montrent une corrélation négative entre D_mode3 et la marée sur le profil 1 ce qui suggère une accrétion de la mi-plage lors de marées de mortes-eaux, son érosion lors de vives-eaux. Le marnage contrôlant la vitesse d'excursion tidale, la durée d'action des processus hydrodynamiques sur une même portion d'estran est longue en mortes-eaux, courte en vives-eaux. Malgré

cela, l'interprétation reste complexe d'après les relations antagonistes suggérées par les composantes C4 (profil 1) et C2 (profil 2).

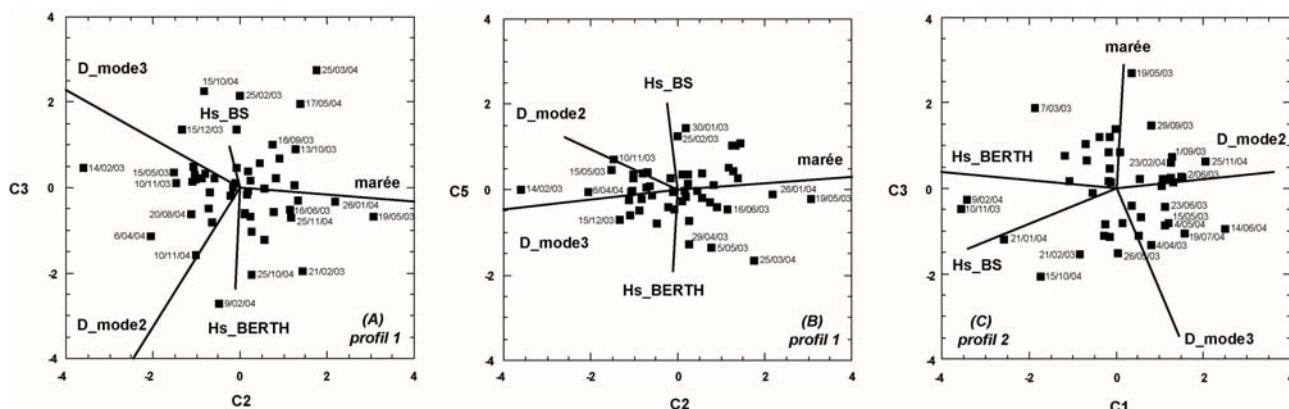


Illustration 70. Projection des anciennes variables sur les nouveaux axes factoriels à Corsen

3.4. Tregana

Une grande part de la variabilité des données hydrodynamiques est expliquée par les deux nouvelles composantes C1 et C2 comptant pour 55 % de la variance des jeux de variables (ill. 66). Elles expliquent essentiellement des relations entre la hauteur des vagues (H_s), la vitesse du vent, la direction et la période des vagues (f_p). Comme la corrélation entre l'évolution morphologique des systèmes de croissants ($D_mode\ 2$, D_mode3) et ces nouveaux axes est faible ($r \sim \pm 0,2$), on ne peut pas renseigner les conditions d'agitation associées à l'observation et à la destruction des croissants.

	C1	C2	C3	C4	C5
D_mode2	0,21	-0,29	0,50	0,58	0,46
D_mode3	0,25	-0,24	0,23	-0,76	0,49
Marée_moy	0,09	0,09	0,76	-0,15	-0,60
vent	0,47	0,50	-0,03	0,17	0,20
H_s	0,47	0,52	-0,06	-0,11	-0,02
F_p_moy	-0,53	0,34	0,09	-0,13	0,24
Dir_moy	-0,41	0,46	0,33	0,03	0,29

Illustration 71. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et 23 degrés de liberté).

Les relations entre variables morphologiques et dynamiques s'expriment à travers les composantes 3, 4 et 5 (ill. 71) comptant pour 40 % de la variance des données. L'axe C3 montre une bonne corrélation entre l'évolution du système « amont » de croissants de plage (D_mode2 , $r=0,5$) et les marnages ($r=0,76$) suggérant l'amplification des croissants, ou dans une moindre mesure l'engraissement sédimentaire du haut de plage, lors des vives-eaux. La corrélation entre la direction des vagues et l'axe C3 n'est pas suffisamment significative ($r=0,33$) pour confirmer une quelconque relation entre l'obliquité des vagues et la disposition longitudinale des cornes et baies du système de croissants. On peut de nouveau s'interroger sur la capacité de l'analyse factorielle à détecter l'impact des fluctuations de l'incidence des vagues sur la migration longitudinale des croissants à une échelle bi-hebdomadaire.

L'axe C4 (ill. 72a), associé à 13 % de la variabilité des données, montre que les deux variables morphologiques peuvent être anti-corrélées entre elles ($r=0,58$ et $-0,76$ respectivement pour D_mode2 et D_mode3). Ceci peut traduire plusieurs morphologies du haut de plage, soit caractérisé par deux systèmes de croissants distincts aux longueurs d'onde différentes, soit par l'absence totale de croissants sur les niveaux de pleine mer de mortes-eaux alors que les croissants s'accroissent en amont. A l'inverse, la composante C5 (ill. 72b) indique que les variables morphologiques sont positivement corrélées entre elles ($r=0,46$ et $0,49$) et anti-corrélées à la marée ($r=-0,60$) ce qui suggère un système de croissants unique sur tout le haut de plage s'amplifiant lors de marées de mortes-eaux et régressant lors des vives-eaux.

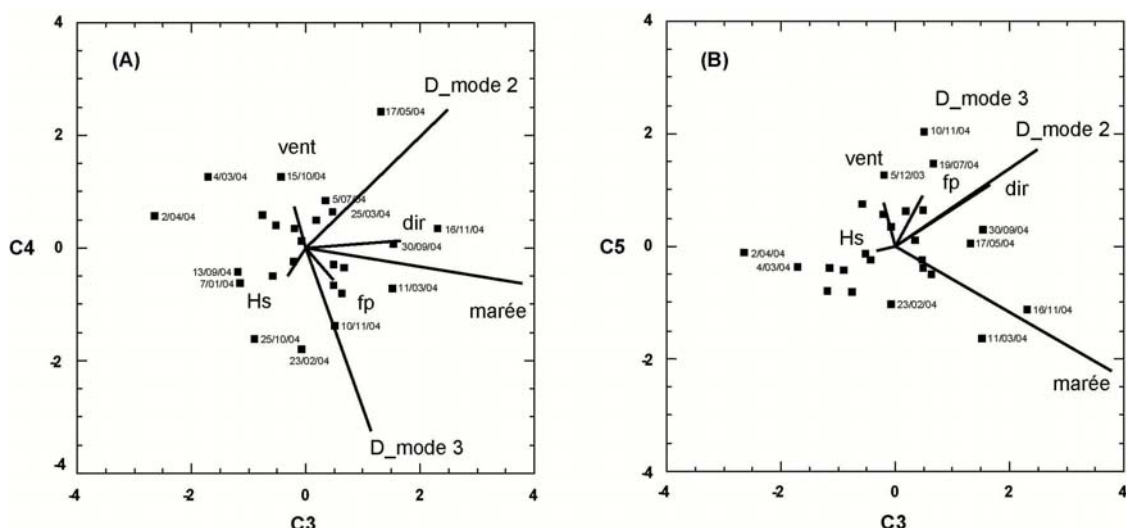


Illustration 72. Projection des anciennes variables et des périodes échantillonnées sur les nouveaux axes morphodynamiques à Tregana.

Dans ce cas précis, l'analyse factorielle ne semble pas être un outil efficace pour décrire les relations entre les paramètres dynamiques (forçage par les vagues, excursion tidale) et l'évolution morphologique tri-dimensionnelle des croissants de plage. L'inadéquation des échelles temporelles associées à la réactivité des formes (croissants) aux changements d'agitation et à la fréquence des levés topographiques constitue la limite majeure de l'analyse.

3.5. Blancs Sablons

Les trois premières composantes réunissent 85 % de la variabilité des données morphologiques et dynamiques aux Blancs Sablons. Le premier axe C1 (ill. 73 et 74) indique que la hauteur des vagues sur la plage et la vitesse du vent sont anti-corrélées à la dynamique saisonnière de la plage (D_mode3). L'accumulation de sédiments en haut de plage (D_mode3 positif) est associée à des périodes de faible agitation orientant la morphologie de la plage vers un profil d'été ; les périodes de forte agitation à un profil hivernal totalement dissipatif. De plus, la corrélation positive entre l'intensité du vent et D_mode3 (C4, 11 %) souligne l'importance du transport éolien dans le recouvrement sédimentaire du haut de plage.

Le second axe est porté par la tendance pluri-annuelle au recul généralisé du massif dunaire (D_mode2 , $r=0,80$) laquelle est positivement corrélée aux marnages ($r=0,41$). La démobilisation intense et continue du pied de dune est attribuée aux hauts niveaux d'eau lors des pleines mers de vives-eaux.

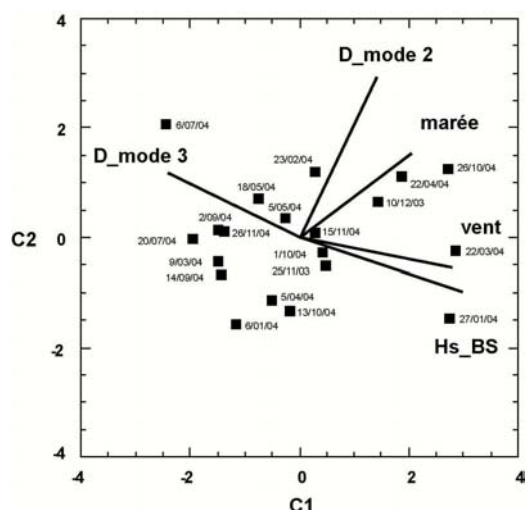


Illustration 73. Projection des anciennes variables et périodes échantillonnées sur les nouveaux axes morphodynamiques aux Blancs sablons

	C1	C2	C3	C4	C5
D_mode2	0,26	0,80	-0,54	0,06	0,05
D_mode3	-0,45	0,32	0,37	0,69	0,29
Marée_moy	0,38	0,41	0,76	-0,33	-0,03
vent	0,52	-0,14	0,06	0,62	-0,57
Hs	0,56	-0,26	-0,02	0,17	0,77

Illustration 74. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et 19 degrés de liberté)

3.6. Discussion

L'application d'une analyse factorielle à un jeu de variables morphologiques, hydrodynamiques, météorologiques apporte des résultats mitigés selon la nature de la variabilité morpho-sédimentaire des estrans, dans le profil (2D) ou tri-dimensionnelle. A Porsmilin et aux Blancs Sablons, l'essentiel de la variabilité morpho-sédimentaire des estrans est attribuée à des échanges sédimentaires dans le profil.

L'analyse factorielle sur les données de Tregana n'a pu montrer aucune corrélation entre la variabilité des croissants de plage et les conditions d'agitation qui la contrôle (obliquité et énergie des vagues), attribuée à deux raisons principales : la première concerne la définition complexe des deux modes morphologiques associés aux croissants de plage, empreints d'une variabilité transversale et longitudinale ; la seconde implique la fréquence de levé topographique certainement inadaptée à la réactivité morphologique du haut de plage (Dehouck and Rihouey, *soumis*). En effet, si le temps d'ajustement de la morphologie du haut de plage au changement de l'agitation est court (de l'ordre de la journée), on peut s'attendre à l'omniprésence de croissants de plage lors des observations bi-hebdomadaires malgré des conditions d'énergie globalement fortes, potentiellement destructrices, sur la période précédant le levé. A l'inverse, l'analyse factorielle des données acquises à Porsmilin est concluante pour décrire la morphodynamique des formes (barres intertidales de swash, berme) ayant un temps de réactivité long (de l'ordre de la semaine) comparativement à la fréquence de levé. A l'inverse des croissants de plage, les barres sableuses se développent progressivement lors du maintien de conditions énergétiques faibles pendant plusieurs jours. Seules des campagnes de mesures intensives de la morphologie et de l'agitation des estrans (partie 3) nous aideront à

appréhender les échelles temporelles impliquées dans la réactivité des formes d'accumulation sédimentaire aux changements des conditions d'agitation.

L'analyse factorielle sur les données de Corsen a mis en évidence le contrôle des conditions d'agitation, incidence et énergie des vagues, sur la variabilité saisonnière (réflectivité de la pente) et événementielle (dérive longitudinale) de la morphologie de la plage. Par contre, le contrôle exercé par le cycle de marée semi-mensuel sur les ajustements sédimentaires dans le profil est mal perçu. En rappelant que la durée d'action et la spatialisation des processus hydrodynamiques sont pondérées par la vitesse d'excursion tidale et les marnages, le degré d'agitation oriente le sens de l'évolution du profil en termes d'accrétion ou d'érosion. La composante C5 pourrait exprimer cette triple corrélation entre D_{mode3} , marée, H_s (D_{mode3} corrélé négativement à la marée et à la hauteur des vagues) si seulement la corrélation associée à D_{mode3} et à la marée était plus significative ($r \sim \pm 0,1$).

4. Classification de la morphodynamique des plages

4.1. Calcul des indices

Le tableau ci-dessous récapitule les paramètres locaux morphologiques, sédimentologiques et hydrodynamiques utilisés pour calculer les indices morphodynamiques ε , ξ , Ω et RTR.

	$\tan\beta$	d_{50} (μm)	ω_s (m/s)	$H_{s,0}$ (m)	$T_{p,0}$ (s)
Porsmilin (bas d'estran) (haut d'estran)	0,02-0,035 0,05-0,08	317	0,040	0,2	7,7-8,3
Corsen	0,120	454	0,060	0,25	11-12
Tregana	0,093	597	0,077	0,2	7,7-8,3
Blancs Sablons	0,019	250	0,029	0,4	9-10

Illustration 75. Paramètres locaux utilisés dans le calcul des indices morphodynamiques : pente moyenne, médiane granulométrique moyenne, vitesse de chute calculée avec la formule de Soulsby (1997), hauteur significative et période pic modales.

On calcule les indices ε , ξ basés sur la pente de la plage à l'aide des équations (1) et (2) en substituant la hauteur significative des vagues au large des Blancs Sablons, de Porsmilin et de Tregana ($H_{s,0}$) à la hauteur des vagues au déferlement (H_b), la période pic (T_p) à la période des vagues incidentes et à la longueur d'onde L_0 (équation 18). Les paramètres de vagues simulés par les modèles WW3 et CREST sont préférés à ceux mesurés ponctuellement sur les plages lors des campagnes de mesures (partie 3, p. 137) car ils offrent une meilleure représentativité de la variabilité des climats de vagues à l'échelle annuelle. Toutefois, on utilise les paramètres de vagues mesurés en mars 2005 pour caractériser l'agitation de la plage de Corsen ne disposant d'aucune donnée représentative de son agitation à moyen terme. Sur la plage de Porsmilin, le fort gradient topographique transversal et saisonnier nous conduit à distinguer des pentes variables entre le bas d'estran dissipatif et le haut d'estran réflectif tandis que les trois autres plages ont une pente relativement homogène.

Les indices Ω et RTR (ill. 76) sont calculés à l'aide des équations (3) et (5) avec les valeurs modales de hauteur et période des vagues. Le marnage de vives-eaux moyennes est fixé à 7 m sur l'ensemble des sites.

	Ω	RTR
Porsmilin	0,60-0,65	35
Corsen	0,35-0,38 <i>(~0,16)</i>	28 <i>(~70)</i>
Tregana	0,31-0,34	35
Blancs Sablons	1,38-1,53	17,5

Illustration 76. Indices Ω et RTR locaux. En italique sont indiquées les valeurs vers lesquelles tendent les indices pour des paramètres de vagues modaux à moyen terme (avec $H_{s,0}=0,1$ m, $T_{p,0}=10$ s).

4.2. Domaines morphodynamiques

On a représenté sur la figure 77 les distributions relatives des indices ξ , ε et Ω pour les quatre plages ainsi que les domaines morphodynamiques (dissipant « D », intermédiaire « I », réfléchissant « R ») associés à chaque gamme de valeurs. La forme des distributions (asymétrie, largeur du pic) traduit la variabilité des climats de vagues avec de manière générale des distributions asymétriques qui reflètent la faible occurrence de conditions de mer très agitées. Outre la forme des graphiques, on peut noter la forte influence de la pente sur la détermination de l'indice modal et du domaine morphodynamique correspondant. Les indices ε , ξ basés sur la pente de la plage montrent une bonne concordance sur chacune des quatre plages qualifiant Corsen et Tregana de plages réfléchitives ($\varepsilon < 2,5$ et $\xi > 1$), les Blancs Sablons de plage dissipative ($\varepsilon > 20$, $\xi < 0,23$), la plage de Porsmilin partageant des caractères réfléchitifs, intermédiaires et dissipatifs. Ces indices renseignent aussi le(s) type(s) de déferlement, sa(leur) variabilité spatiale en fonction du marnage et de la pente de l'estran et par suite le type de processus hydrodynamiques induits sur les plages.

Si les plages réfléchitives (Corsen, Tregana) présentent majoritairement un déferlement gonflant très proche de la ligne de rivage, la plage de Tregana expérimente aussi un déferlement plongeant lors de conditions énergétiques agitées à fortes. De même, aux Blancs Sablons, le déferlement est plongeant en période d'énergie modérée, glissant lors des coups de vent et tempêtes. La plage de Porsmilin, singulière et typiquement macrotidale par ses domaines morphodynamiques distincts, produit toute la gamme de déferlements : gonflant et plongeant sur le haut de plage, plongeant et glissant sur le bas de plage.

L'indice Ω donne des informations discordantes de celles obtenues avec les deux indices précédents. Outre l'extension vers des valeurs croissantes pour les plages intermédiaires et dissipatives, les modes de chacune des distributions sont localisés en domaine réfléchitif ($\Omega < 2$) malgré la différenciation morphodynamique entre les quatre plages établie précédemment. En utilisant les valeurs modales de Ω et RTR, on peut localiser sur la figure 78 les plages de Corsen, Tregana, Porsmilin et des Blancs Sablons dans la classification morphologique de Masselink and Short (1993). Il convient d'admettre que ni l'indice Ω , ni l'indice RTR (marnage relatif), ne sont vraiment appropriés pour qualifier la morphologie de ces plages au sein de cette classification. Même si, à la faveur de conditions énergétiques fortes, les fluctuations des deux paramètres peuvent concorder avec des morphologies effectivement observées (terrasse de basse mer, barre intertidale de bas et haut d'estran à Porsmilin, plage ultra-dissipative aux Blancs Sablons), les valeurs modales demeurent hors de propos suggérant que la morphologie des plages se rapproche des platiers intertidaux dominés par la marée.

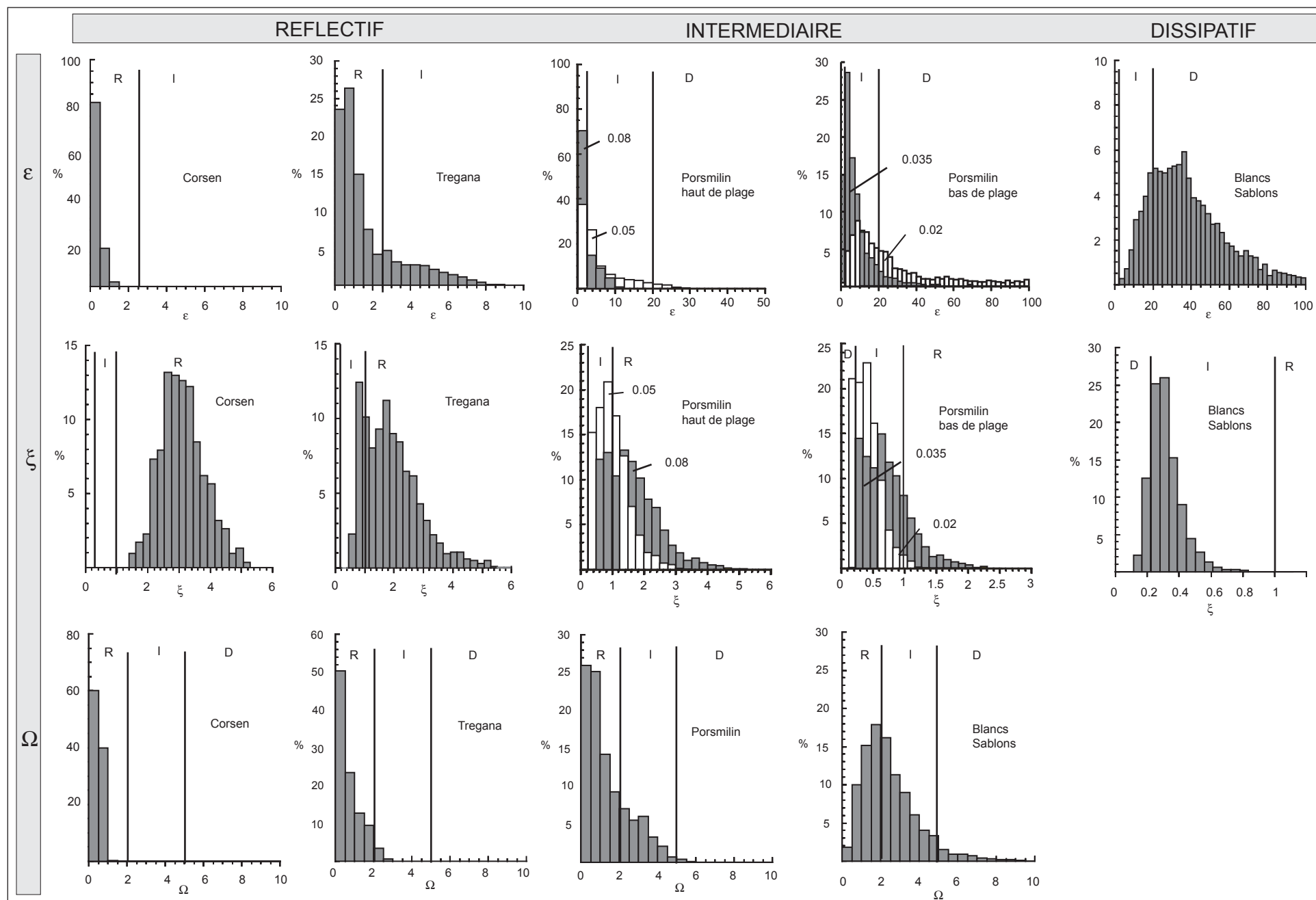


Illustration 77. Paramétrisation de la morphodynamique à moyen terme des plages de Porsmilin, Corsen, Tregana et des Blancs Sablons à l'aide des indices ϵ , ξ , Ω .

4.3. Discussion

Comme le suggèrent Levoy *et al.* (2000), une classification basée sur des indices morphologiques (ε ou ξ) est bien mieux adaptée aux plages macrotidales soumises à des conditions d'énergie modales faibles ($H_s < 0,5$ m). Sur la figure 79, on a substitué le paramètre d'échelonnement de la barre (ε) à la vitesse de chute adimensionnelle Ω afin de rendre compte de la variabilité des domaines morphodynamiques sur une même plage. On note aussi une forte influence du choix et de la représentativité des paramètres de vagues utilisés (Anthony, 1998). En effet, les séries de mesures hydrodynamiques *in situ* (comme à Corsen) sont trop courtes pour obtenir des paramètres de vagues modaux (H_s , T_p) représentatifs de l'agitation de la plage à l'échelle annuelle. Ainsi il semble que les hauteur et période modales soient largement surestimées ce qui nous conduit à les moduler pour calculer les valeurs modales de Ω et RTR (ill. 76). Par ailleurs, il s'avère désormais indispensable de réviser la limite supérieure du marnage relatif (RTR), fixée à 15 dans le modèle de Masselink and Short (1993), pour l'adapter aux plages macrotidales et mégatidales à faible énergie modale. Si les plages de la côte ouest du Cotentin (Levoy *et al.*, 2000) sont caractérisées par une forte dissipation de l'énergie des vagues sur les grands bancs de sable subtidaux, c'est la position semi-abritée des plages de la mer d'Iroise et leur exposition privilégiée à certaines directions de houles qui induisent des hauteurs de vagues modales relativement plus faibles.

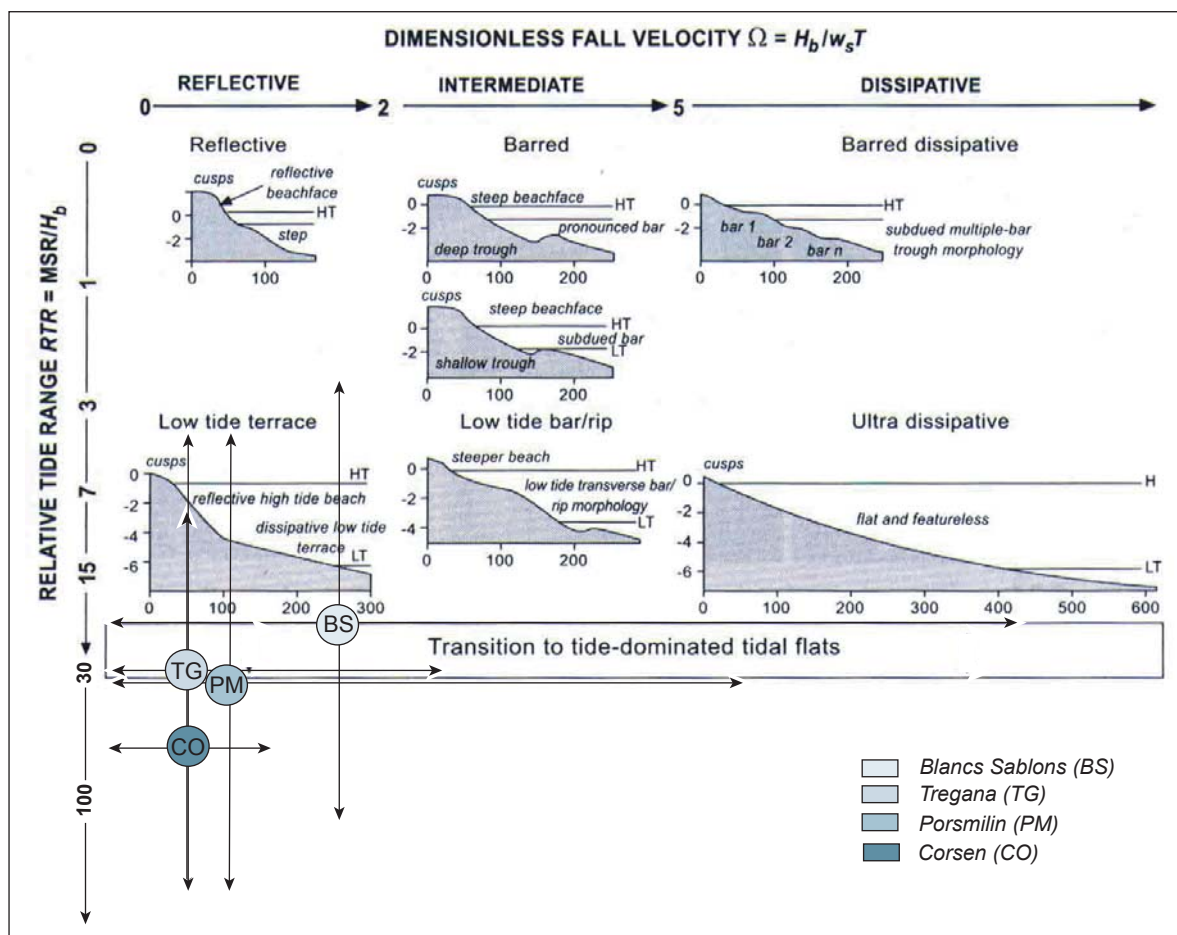


Illustration 78. Positionnement des plages macrotidales de la mer d'Iroise dans la classification Ω -RTR de Masselink et Short (1993) (Masselink et Short, 1993; modifié)

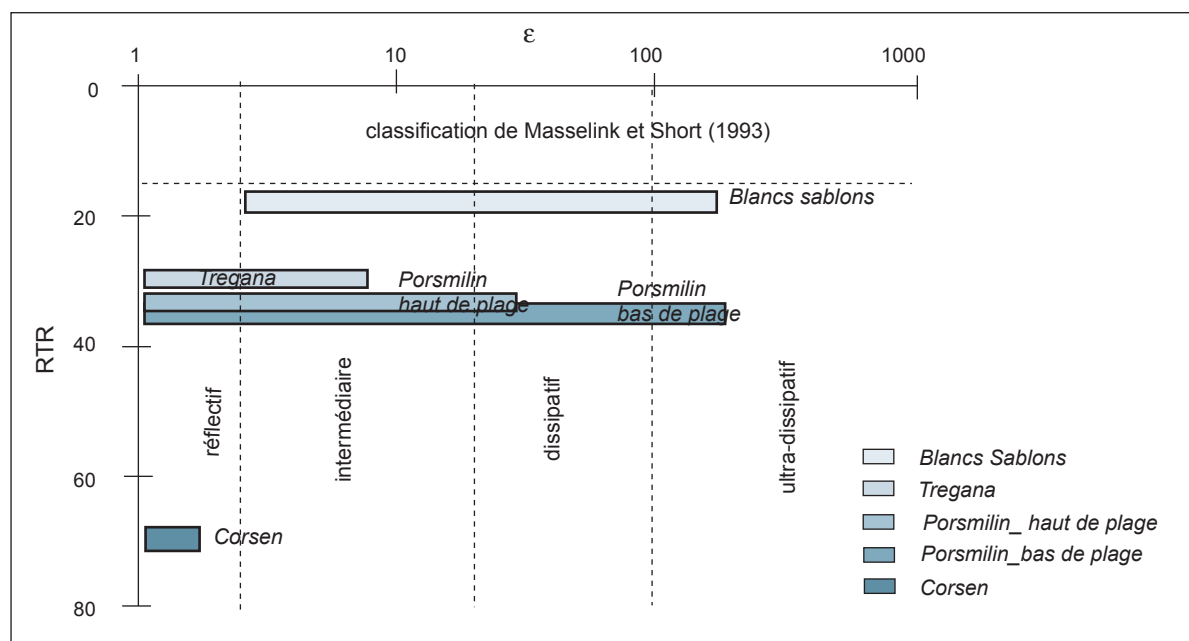


Illustration 79. Gamme des valeurs des indices RTR et ϵ sur les plages macrotidales de la mer d'Iroise

Conclusion de la seconde partie

Les objectifs de cette seconde partie étaient : (i) d'observer et d'analyser la variabilité morpho-sédimentaire des plages intertidales et subtidales à l'échelle événementielle, saisonnière et pluri-annuelle ; (ii) d'identifier les agents forçant cette variabilité.

La dynamique morpho-sédimentaire des quatre plages à des échelles temporelles et spatiales diverses a été mise en évidence en développant des modèles empiriques morphologiques à partir de nos séries d'observation. La morphologie des estrans est variable, Porsmilin et les Blancs Sablons expérimentant une dynamique fortement transversale, Corsen et Tregana une dynamique longitudinale dominante.

L'évolution morpho-sédimentaire des estrans est contrôlée par une cyclicité saisonnière des profils de plage, matérialisée par le degré de réflectivité de la plage (observations en accord avec le modèle classique d'importation de sédiments vers le haut de plage en été, exportation vers le bas d'estran et la plage subtidale en hiver ; Lee *et al.*, 1995). Toutefois, la cyclicité saisonnière est interrompue par des événements de tempête ou de calme orientant l'évolution du profil à l'échelle hebdomadaire. Lors des périodes de calme, l'engraissement du haut d'estran (Corsen, Blancs Sablons) et la formation de barres de swash sur les laisses de basse mer ou de haute mer (Porsmilin) se produisent.

Cependant, ces modèles empiriques linéaires 1D ont révélé leur incapacité à décrire avec efficacité la migration de formes progressives (barre intertidale à Porsmilin) et la dynamique longitudinale de figures rythmiques (croissants de plage à Tregana). Dans ces deux cas précis, on envisage, à l'avenir, d'analyser la série de profils de Porsmilin avec le développement complexe des EOF (*Empirical Orthogonal Functions*) et d'étendre le suivi morphologique à Tregana à trois dimensions (modèle linéaire 2D) de manière à comprendre la variabilité des systèmes de croissants.

A l'inverse, la mise en œuvre de modèles empiriques se révèle particulièrement efficace pour détecter les tendances d'évolution de la morphologie des estrans et de la position du trait de côte à l'échelle annuelle. Les tendances d'évolution du profil moyen opposées, en recul aux Blancs Sablons, en progradation à Porsmilin, semblent être liées au degré de disponibilité de matériel sédimentaire au large des plages, à l'agitation locale et au degré d'ouverture aux houles océaniques, à la balance entre l'intensité, la récurrence des tempêtes hivernales et les périodes de calme relatif (sans tempête majeure) à l'échelle pluri-annuelle (Lee *et al.*, 1998). En ce sens, l'observation de la dynamique de la plage subtidale à Porsmilin par un suivi bathymétrique saisonnier a permis d'établir la profondeur de fermeture du profil à -3 m CM et de souligner le caractère non conservatif du système cross-shore avec des flux longitudinaux entrants et sortants (bilans sédimentaires positifs en période estivale, négatifs en période hivernale).

L'analyse factorielle a permis de décrire les relations entre l'évolution morpho-sédimentaire des estrans et les agents de forçage météorologique, hydrodynamique et marégraphique à l'échelle événementielle et saisonnière. La qualité des résultats dépend de l'accord entre la fréquence d'observation et le temps de réactivité de la morphologie au changement des forçages hydrodynamiques. Les caractères morphologiques

saisonniers des estrans, matérialisés par leur degré de réflectivité, sont bien décrits par la variabilité des conditions d'énergie sur les plages. Dès lors que le temps de réactivité des formes ou des figures sédimentaires est plus rapide que la fréquence de leur observation, l'ACP échoue (croissants de plage à Tregana). A l'inverse, la formation d'une barre de swash ou d'une berme à Porsmilin nécessite le maintien de conditions d'énergie faibles pendant plusieurs jours, voire de semaines. Dans ce cas, la fréquence d'observation est proche du temps de réactivité de ces formes et l'ACP est performante.

La partie suivante est consacrée à l'étude des conditions d'agitation et des processus hydrodynamiques impliqués dans l'évolution morphologique des plages, des formes et des figures sédimentaires. Précisément, la dynamique de formation de barres de swash à Porsmilin et des croissants de plage à Tregana et Corsen est explorée lors de conditions d'énergie changeantes.

PARTIE 3

MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES A COURT TERME

Introduction de la troisième partie.....	111
Chapitre I	112
Etat de l'art, méthodes d'acquisition et d'analyse des données	112
1. Etat de l'art	112
1.1. Processus hydrodynamiques liés aux vagues.....	112
1.2. Action de la marée	122
1.3. Implication des processus physiques dans la morphologie des plages	123
2. Acquisition et méthodes de traitement des données hydrodynamiques.....	127
2.1. Présentation des campagnes de mesures intensives	127
2.2. Post-traitement des données hydrodynamiques	129
2.3. Méthodes d'analyse pour les vagues	131
3. Levés topographiques et modèles numériques de terrain	133
3.1. Résolution temporelle des levés topographiques	133
3.2. Résolution spatiale des levés topographiques	134
3.3. Modèles numériques de terrain	134
3.4. Changement diachronique d'élévation et bilans sédimentaires	134
Chapitre II	135
Conditions d'agitation et processus hydrodynamiques sur les plages	135
1. Conditions d'agitation pendant les campagnes de mesures intensives	135
1.1. Conditions d'énergie au large	135
1.2. Conditions d'énergie sur les plages.....	137
2. La transformation des vagues en zone de surf.....	151
2.1. Dissipation de l'énergie des vagues	152
2.2. Génération d'ondes secondaires	157
2.3. Synthèse	162
Chapitre III	165
Evolution morpho-sédimentaire des estrans à court terme	165
1. Evolution morpho-sédimentaire	165
1.1. Porsmilin	165
1.2. Corsen.....	169
1.3. Tregana.....	173
1.4. Synthèse	178
2. Processus de formation d'une barre intertidale de swash	179
2.1. Mécanismes de formation d'une barre intertidale.....	179
2.2. Conditions d'agitation.....	180
3. Observations et conditions d'apparition de croissants de plage	182
3.1. Observations morphologiques	182
3.2. Conditions hydrodynamiques.....	187
3.3. Synthèse	193
Conclusion de la troisième partie	197
Singularité morphologique	203
Des caractères hydrodynamiques communs.....	204
Des évidences de rétroactions morphodynamiques.....	206

Introduction de la troisième partie

Pour comprendre la morphodynamique des plages, il est nécessaire de connaître les processus physiques qui contrôlent la dynamique des courants et de ce fait le transport sédimentaire. Néanmoins, il reste très difficile d'appréhender ces mécanismes car la dynamique littorale est complexe de par la multitude et la variabilité spatio-temporelle des processus en jeu.

Dans cette troisième partie, les objectifs sont :

- de qualifier les conditions d'agitation sur les quatre plages au cours d'un cycle de marée et pour des états de mer changeants,
- d'observer l'évolution morphologique de la zone intertidale,
- d'examiner les processus hydrodynamiques et de constater leur influence sur le transport, la formation de corps et de figures sédimentaires.

Cette troisième partie est traitée en trois chapitres.

Le premier chapitre dresse un bref état des connaissances en hydrodynamique et morphodynamique côtières. Les processus hydrodynamiques régissant la dynamique littorale sont décrits, depuis la zone de levée des vagues, vers la zone de déferlement (ou zone de surf) et la zone de swash. L'influence de la marée sur ces divers processus est explorée et l'implication des processus hydrodynamiques sur la morphologie des plages est précisée à travers la dynamique des formes d'accumulation sédimentaire rythmiques (plages à barres multiples, plages à barres subtidales en croissant, ...). Ensuite, les méthodologies d'acquisition et d'analyse des données lors des campagnes de mesures intensives sont présentées.

Dans le second chapitre, on expose les conditions d'agitation et les processus hydrodynamiques observés lors des campagnes de mesures en détaillant les divers degrés d'agitation hydrodynamique enregistrés sur les quatre plages et au large. La variabilité spatio-temporelle des vagues, des courants transversaux (*cross-shore*) et longitudinaux (*longshore*) est décrite. On s'intéresse ensuite à la transformation des vagues dans les petits fonds, depuis la plage subtidale jusqu'au rivage.

Le troisième chapitre présente les changements morphologiques observés lors des campagnes de mesures. Des modèles numériques de terrain rendent compte de la variabilité morphologique des plages en trois dimensions (approche qualitative), à partir desquels des bilans sédimentaires sont établis pour estimer l'impact de conditions d'énergie particulières (approche quantitative). Enfin, sont précisés les processus de formation de barres intertidales à Porsmilin et de croissants de plage à Corsen et Tregana.

Chapitre I

Etat de l'art, méthodes d'acquisition et d'analyse des données

1. Etat de l'art

La synthèse non exhaustive des processus hydrodynamiques contrôlant les flux sédimentaires en zone littorale est proposée. Elle présente les principes physiques de la façon la plus simple possible, et sans mentionner les hypothèses et arguments animant les débats actuels. Seules les diverses théories admises pour la formation de corps sédimentaires rythmiques sont évoquées dans la mesure où elles seront discutées dans le chapitre III pour comprendre les mécanismes de formation des croissants de plage à Corsen et Tregana.

1.1. Processus hydrodynamiques liés aux vagues

Les vagues sont générées au large par des systèmes dépressionnaires et se propagent vers la côte où elles sont soumises aux frottements du fond.

1.1.1. Du domaine profond aux eaux peu profondes

La dynamique des vagues est décrite par la théorie linéaire (ou houle d'Airy) qui, au premier ordre, considère les fluctuations de l'élévation de la surface libre $\eta(x,t)$ dans le temps et l'espace comme une sinusoïde (ill. 80) :

$$\eta(t) = A \cos(kx - \omega t) \quad (13)$$

où A est l'amplitude des vagues ($A = H/2$), k le nombre d'onde ($k = 2\pi/L$), ω la fréquence angulaire ($\omega = 2\pi/T$).

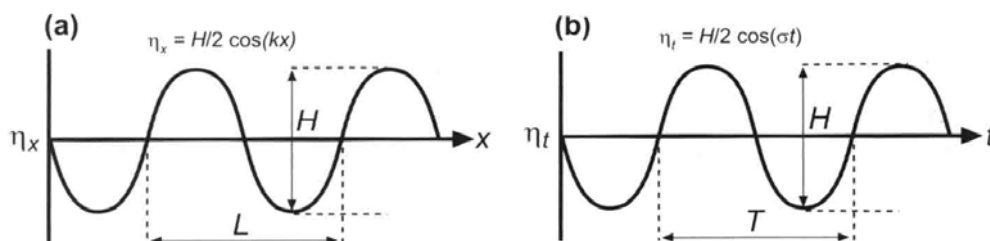


Illustration 80. Caractéristiques spatiales (a) et temporelles (b) des vagues.

Les propriétés des vagues, période et longueur d'onde, sont décrites par la relation de dispersion :

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (14)$$

qui peut aussi s'écrire :

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh(kh) \quad (15)$$

où g est l'accélération de la gravité et h , la profondeur d'eau locale. Dans les eaux profondes pour lesquelles $h/L_0 > 0,5$, $\tanh(kh)$ tend vers 1 et on réduit la relation de dispersion à :

$$L_0 = g \frac{T^2}{2\pi} \quad (16)$$

Dans les eaux peu profondes ($h/L_0 < 0,05$), $\tanh(kh)$ tend vers kh , et on obtient :

$$L = T \sqrt{gh} \quad (17)$$

Dans les eaux de profondeur intermédiaire ($0,05 < h/L_0 < 0,5$), on doit utiliser la forme générale des équations (15) pour calculer les paramètres des vagues.

En se propageant depuis le large vers des eaux intermédiaires et peu profondes, le mouvement des particules d'eau sous l'effet des vagues évolue (ill. 81). En domaine profond, les vagues induisent un mouvement circulaire fermé des particules d'eau, orienté vers la côte par les crêtes des vagues, vers le large par les creux. En eaux intermédiaires, les orbitales des vagues deviennent elliptiques et ouvertes, s'aplanissant de plus en plus vers le fond à cause des frottements à l'interface avec le sédiment. En eaux peu profondes, les mouvements sont purement horizontaux, alternativement vers la plage et vers le large.

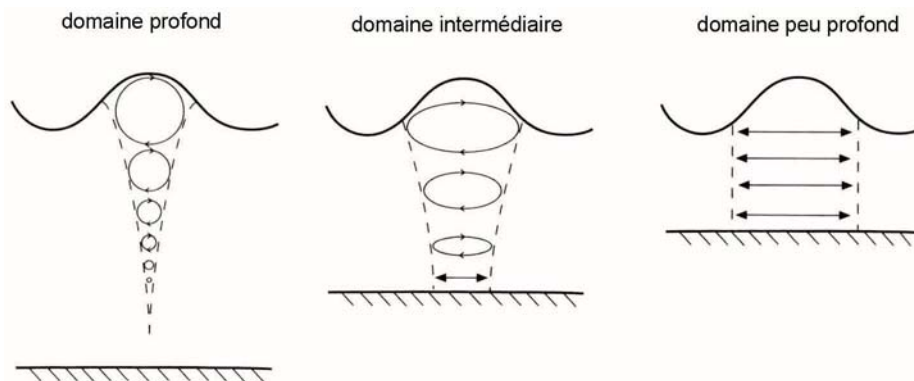


Illustration 81. Mouvement des particules d'eau forcé par les vagues : en domaine profond, mouvement circulaire ; en domaine intermédiaire, mouvement elliptique ; en domaine peu profond, mouvements transversaux (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).

1.1.2. Zone de levée des vagues (*shoaling zone*)

Dès que les vagues subissent les frottements du fond, elles se transforment par leur gonflement (levée), leur changement d'incidence (réfraction et diffraction), les transferts d'énergie (développement d'ondes liées non linéaires).

L'illustration 82 schématise les étapes de la transformation des vagues depuis l'avant-plage vers l'estran.

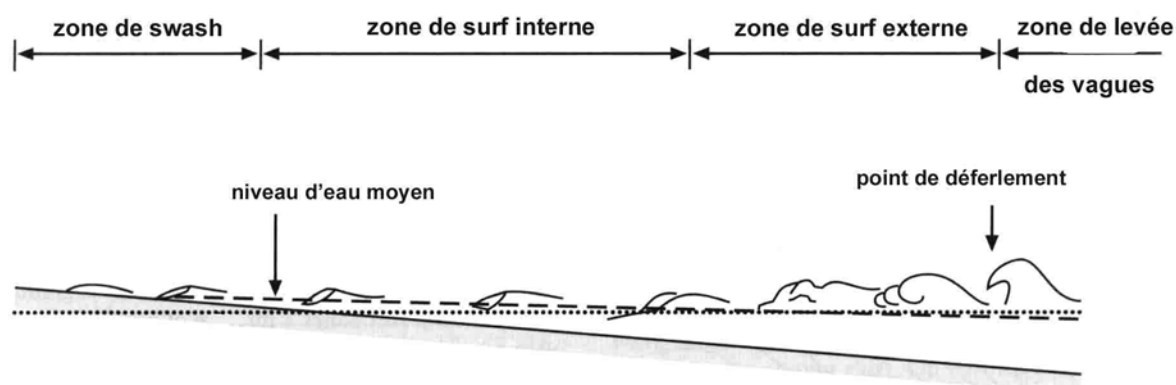


Illustration 82. Transformation des vagues en zone littorale (Aagaard and Masselink, 1999 ; modifié).

1.1.2.1. Levée des vagues

L'énergie des vagues étant constante lors de leur propagation vers la côte, les propriétés des vagues se modifient : la hauteur des vagues augmente pour équilibrer leur décélération. Par ailleurs, les frottements au fond s'amplifient contribuant à l'augmentation de la hauteur des vagues dans les eaux peu profondes. La dissipation de l'énergie des vagues par les frottements est d'autant plus grande que le plateau continental est large et peu pentu et qu'il présente des figures sédimentaires.

1.1.2.2. Développement de l'asymétrie

Dans les eaux profondes, le mouvement des particules d'eau sous les vagues est symétrique (ill. 81). Lorsque les vagues pénètrent dans des eaux intermédiaires, elles deviennent fortement asymétriques, la vitesse de leur crête étant supérieure à celle de leur creux. Ainsi, le développement de l'asymétrie des vagues contribue fortement au transport sédimentaire dirigé vers la plage en zone de levée des vagues.

1.1.2.3. Phénomènes de réfraction et de diffraction

La réfraction et la diffraction des vagues sont deux processus essentiels de la propagation de la houle en zone littorale. Lorsque les vagues se propagent obliquement aux contours bathymétriques, la partie de la vague située en eau plus profonde se propage plus vite résultant en une rotation des crêtes des vagues (réfraction). Les topographies irrégulières du fond peuvent engendrer une réfraction complexe des vagues et de grandes variations de la hauteur et de l'énergie des vagues sur la côte (ill. 83a). Au-dessus d'une dépression ou d'un canyon sous-marin, on observe une divergence des crêtes des vagues tandis qu'un haut fond ou un cap font converger les vagues.

La diffraction intervient lorsque les vagues rencontrent un obstacle (brise-lame, île, pointe rocheuse) et qu'elles pénètrent la zone d'ombre en arrière (ill. 83b).

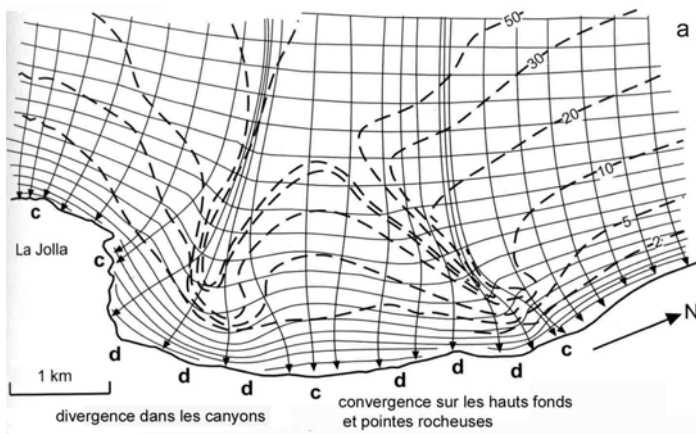


Illustration 83. (a) Réfraction des vagues au-dessus des canyons sous-marins et le long du cap de La Jolla, Californie (d'après Munk and Traylor, 1947 ; modifié) ; (b) diffraction des vagues autour de la pointe de Ragan, Nouvelle-Zélande.

1.2.4.4. Génération d'ondes secondaires

Le premier mode de génération d'ondes secondaires est associé aux interactions non linéaires se développant en zone de levée entre des vagues de longueurs d'onde différentes. Les travaux de Guza and Thornton (1980) ont mis en évidence la création d'ondes secondaires très courtes dans les hautes fréquences dans des profondeurs d'eau décroissantes (ill. 84). Ces transferts d'énergie sont basés sur des interactions entre triplets de fréquence (f_1, f_2, f_3) faisant intervenir deux ondes primaires de fréquence f_1 et f_2 qui interagissent pour développer une onde secondaire de fréquence $f_3 = f_1 \pm f_2$ (Hasselmann 1962, Longuet-Higgins and Stewart, 1962). On observe ainsi des transferts d'énergie vers des ondes plus longues, les sub-harmoniques ($f_3 = f_1 - f_2$), et/ou des ondes plus courtes, les harmoniques ($f_3 = f_1 + f_2$).

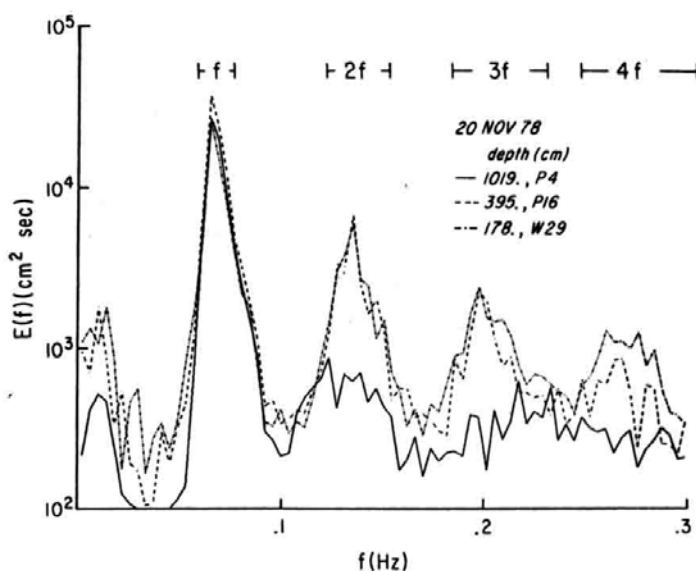


Illustration 84. Transfert d'énergie vers les hautes fréquences (d'après Guza and Thornton, 1980)

Il existe un second mode de génération d'ondes longues associé aux fluctuations de la surface libre par les groupes de vagues. Ceux-ci forcent le développement d'une onde longue « liée » dont les creux correspondent aux vagues les plus hautes du groupe, les crêtes aux vagues les plus petites. La période de cette onde infragravitaire, supérieure à celle de la houle (>20 s), est égale à celle entre deux séries

consécutives de grosses vagues. A partir de séries temporelles d'élévation de la surface libre, il est possible d'observer cette modulation à basse fréquence du plan d'eau (ill. 85).

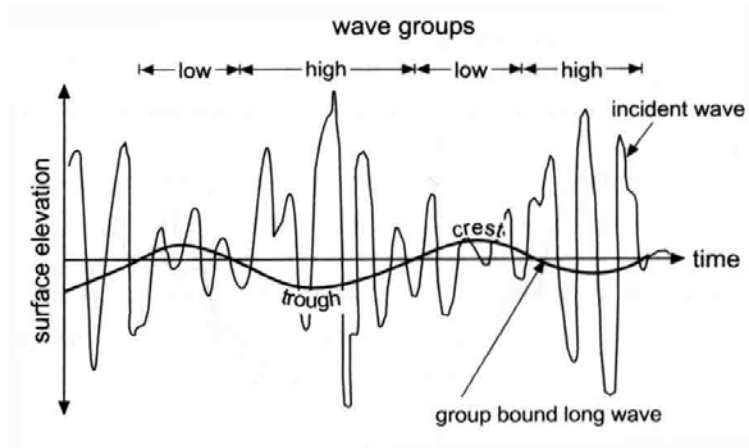


Illustration 85. Représentation schéma-tique d'une onde longue liée au groupe de vagues incident avec ses crêtes associées aux petites vagues, et ses creux aux grosses vagues (d'après Barthel and Funke, 1984).

1.1.3. Point de déferlement

Le point de déferlement est le lieu où les vagues devenues fortement asymétriques se brisent. On a vu dans la partie 2 qu'il existe plusieurs types de déferlement associés à la pente de la plage. Ils sont représentés sur la figure 86.

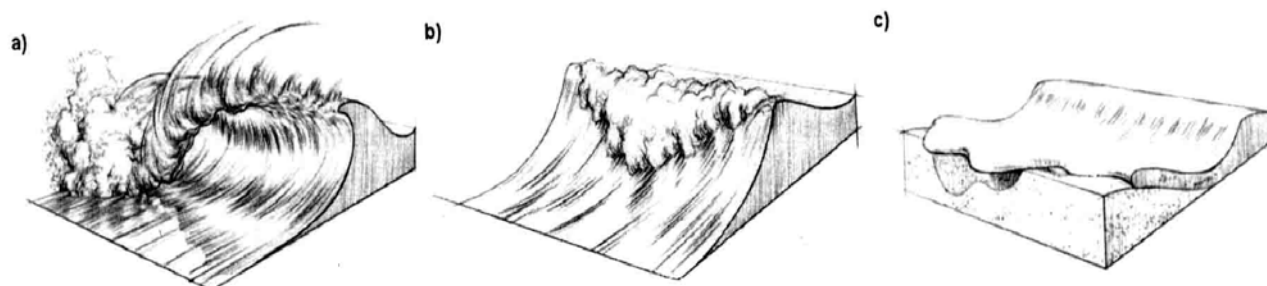


Illustration 86. Les différents types de déferlement : (a) plongeant, (b) glissant, (c) frontal (d'après Robin, 2001).

De nombreuses études (Aagaard and Greenwood, 1995 ; Aagaard *et al.*, 1998) ont montré que le point de déferlement est une zone de convergence des flux sédimentaires et donc de formation potentielle d'une barre de déferlement. On y observe un transport sédimentaire vers la côte engendré par les vagues incidentes en zone de levée et un transport dirigé vers le large associé au courant de retour en zone de déferlement.

Les barres sableuses, subtidales et intertidales, déclenchent le plus souvent le déferlement des vagues incidentes du fait de la diminution accentuée de la hauteur d'eau sur la barre. Les vagues se reforment après le passage de la barre et peuvent déferler à nouveau sur une nouvelle barre ou au rivage.

1.1.4. Zone de déferlement (ou zone de surf)

1.1.4.1. Dissipation de l'énergie des vagues en zone de surf

L'étude de la dissipation de l'énergie des vagues depuis le large vers la ligne de rivage a motivé de nombreuses recherches depuis les années 1980 (Thornton and Guza, 1982 ; Thornton and Guza, 1983 ; Raubenheimer *et al.*, 1996 ; Sénéchal *et al.*, 2002) dans le but de connaître les paramètres qui contrôlent l'atténuation de la hauteur des vagues en zone littorale et de développer des modèles hydrodynamiques semi-empiriques réalistes. Auparavant, de nombreux auteurs (McCowan, 1891 ; Miche, 1954) ont considéré que la hauteur des brisants (H_b) était linéairement dépendante de la hauteur d'eau au déferlement (h_b). Dorénavant, on identifie clairement trois paramètres contrôlant la dissipation de la hauteur des vagues et de leur énergie : la hauteur d'eau locale h , la pente de la plage β et la cambrure des vagues.

La hauteur relative des vagues (γ) est définie comme le rapport de la hauteur significative des vagues à la hauteur d'eau locale. Ce paramètre produit une mesure de la dissipation de l'énergie des vagues en zone de surf.

$$\gamma = \frac{H_s}{h} \quad (18)$$

L'étude de la variabilité spatio-temporelle de la hauteur significative des vagues H_s , fonction de la hauteur d'eau locale, a été révisée par Thornton and Guza (1982). Ils ont mis en évidence un double contrôle sur la hauteur significative des vagues dans la zone de déferlement. Le premier contrôle est exercé par la hauteur des vagues au large dans la zone de déferlement externe, le second par la hauteur d'eau locale dans la zone de déferlement interne (ill. 87).

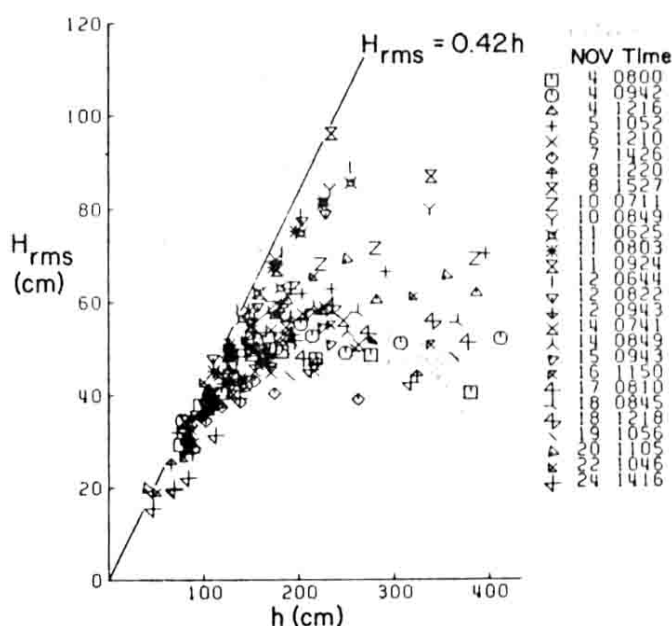


Illustration 87. Contrôle de la hauteur d'eau sur la hauteur des vagues en zone de surf interne (d'après Thornton and Guza, 1982).

Proche du point de déferlement, la zone de surf est non saturée car seules les plus grosses vagues déferlent. En zone de surf interne, plus proche du rivage, la zone de surf peut être saturée si toutes les

vagues se brisent, du fait de conditions d'énergie très fortes et des très faibles profondeurs d'eau. Sur la figure 87, les conditions de surf saturé sont caractérisées par une dépendance linéaire de la hauteur des vagues à la profondeur d'eau locale. Lors de conditions de surf non saturé, la hauteur des vagues est contrôlée par la hauteur des vagues incidentes au large (H_0).

Par la suite, les expérimentations en milieu naturel et en laboratoire ont révélé que la hauteur relative des vagues (γ) augmente avec des pentes réfléchives (β) et des hauteurs d'eau décroissantes (Raubenheimer *et al.*, 1996). Le paramètre adimensionnel ($\tan\beta/kh$) mesurant le changement fractionnel de la profondeur d'eau locale a permis de combiner ces deux dépendances. Raubenheimer *et al.* (1996) ont déterminé une relation linéaire entre γ et $\tan\beta/kh$ (ill. 88) issue de jeux de données acquis sur trois plages aux morphologies et pentes différentes.

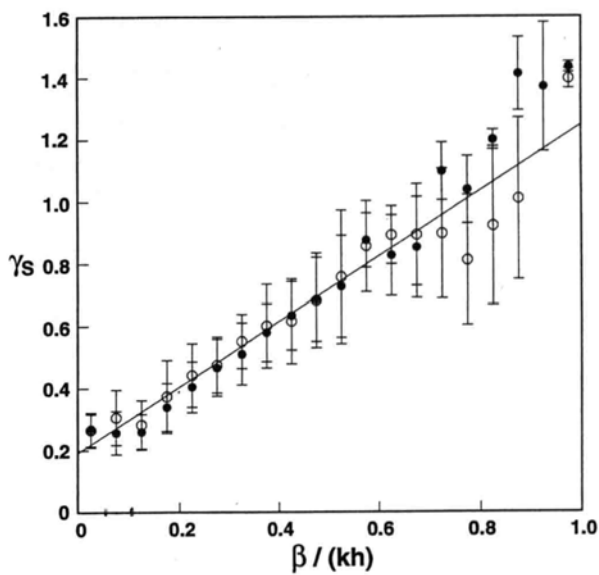


Illustration 88. Hauteur relative des vagues γ_s fonction de la pente de la plage normalisée (d'après Raubenheimer *et al.*, 1996).

Le paramètre β/kh est calculé en utilisant la pente locale de la plage associée à une longueur d'onde caractéristique. Il s'agit de la pente moyenne sur laquelle s'est propagée une longueur d'onde caractéristique (λ_c) mesurée par le capteur.

$$\text{Le nombre d'onde caractéristique } k \text{ est défini par : } k = \frac{2\pi}{L} = \frac{2\pi}{T\sqrt{gh}} = \frac{2\pi f_c}{\sqrt{gh}} \quad (19)$$

où f_c est la fréquence centroïdale, c'est-à-dire la fréquence moyenne des fréquences dans la bande gravitaire (0,05-0,5 hz) pondérées par leur énergie totale.

$$f_c = \frac{m_1}{m_0} = \frac{\int_{0,05}^{0,5} S(f) f df}{\int_{0,05}^{0,5} S(f) df} \quad (20)$$

L'utilisation de ce paramètre local permet de mettre en évidence la dépendance de la hauteur relative des vagues à la pente locale et à la hauteur d'eau locale. Plus la pente locale est forte (plage réfléchissante), plus la hauteur des vagues à une profondeur locale (γ) est élevée. Cette relation linéaire de γ à la pente locale de la plage souligne l'hétérogénéité du processus de dissipation de l'énergie des vagues en fonction

de la pente de la plage. Sur les plages réfléchissantes, l'atténuation de la hauteur des vagues est faible du fait d'une zone de déferlement courte. Au contraire, sur les plages dissipantes, la dissipation de l'énergie des vagues est forte et les vagues sont très atténuées au rivage. La hauteur relative des vagues est donc globalement plus élevée sur des plages réfléchives que planes.

1.1.4.2. Courants forcés par les vagues

En zone de déferlement, les courants transversaux sont dirigés vers le large. Le courant de retour (*undertow* ; Evans, 1938a) est un courant de compensation qui se développe dans la tranche d'eau inférieure (ill. 89b). Il résulte de la balance entre les flux de masse orientés vers la côte en surface sous l'action des vagues déferlantes et le gradient de pression lié à la surcôte des vagues (*set-up*) orienté vers le large. L'intensité du courant est ainsi corrélée à l'énergie des vagues incidentes (Greenwood and Osborne, 1990). Elle est maximale au milieu de la zone de déferlement (Masselink and Black, 1995) et décroît progressivement vers le large jusqu'en dehors de la zone de surf. Par ailleurs, plusieurs auteurs (Greenwood and Osborne, 1990 ; Black and Rosenberg, 1991) indiquent qu'il existe une distribution verticale du courant de retour, plus intense à proximité du fond que plus haut dans la colonne d'eau.

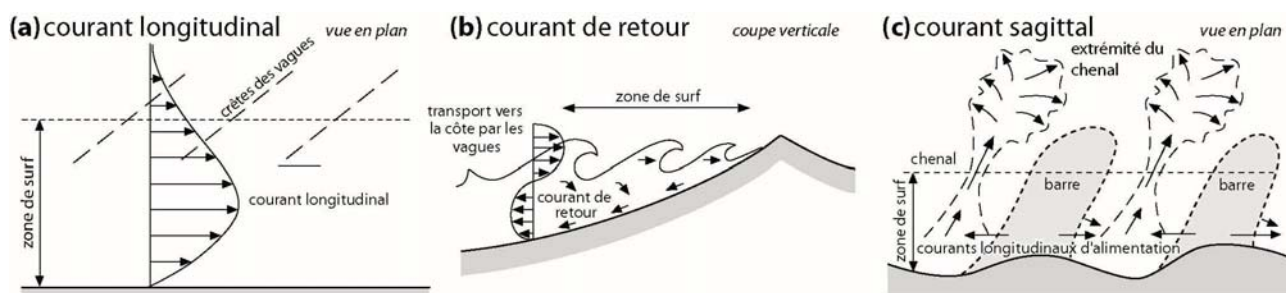


Illustration 89. Courants dans la zone de déferlement : (a) courants longitudinaux induits par les vagues obliques à la côte, (b) courant de retour de fond, (c) courants sagittaux (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).

Les courants sagittaux (*rip currents*) ont la particularité d'être concentrés dans des chenaux (ill. 89c) intersectant des barres intertidales, subtidales ou se développant dans des dépressions sableuses (baies des barres en croissant et des croissants de plage). Les premières études décrivant les courants sagittaux ont été réalisées par Bowen (1969) et Bowen and Inman (1969). Ils sont actifs lors de conditions énergétiques de déferlement (Aagaard *et al.*, 1997) et permettent de compenser les flux orientés vers la côte provoqués par les vagues déferlantes. Ils concernent toute la colonne d'eau, ce qui les différencie du courant de retour, et peuvent atteindre des vitesses moyennes de 1 m/s et des vitesses instantanées de 2 m/s (Wright and Short, 1984 ; Short and Hogan, 1994 ; Aagaard *et al.*, 1997 ; MacMahan *et al.*, 2006).

De manière similaire, ces deux courants induits par les vagues et dirigés vers le large participent à l'observation d'une zone de convergence des flux sédimentaires au niveau du point de déferlement. Ils peuvent favoriser la formation de barres de déferlement (ill. 90a), leur maintien ou leur déplacement vers le large lors de conditions énergétiques (Gallagher *et al.*, 1998).

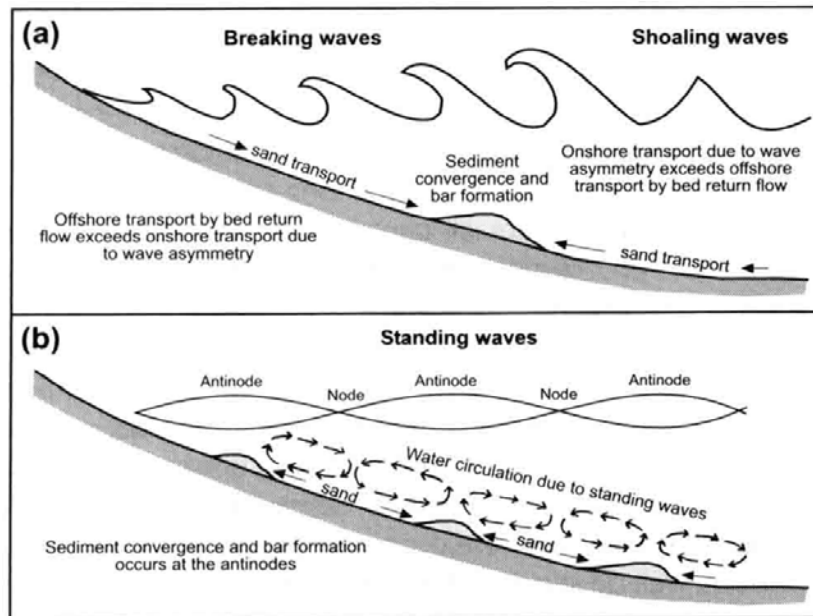


Illustration 90. Deux modèles de formation de barres sableuses : (a) au point de déferlement, (b) par une onde stationnaire (d'après Komar, 1998).

Le second type de courant est la dérive longitudinale forcée par l'obliquité des vagues par rapport à la côte (ill. 89a). Son intensité est maximale dans la zone de déferlement, juste après le point de déferlement. De plus, la dérive longitudinale est fortement impliquée dans la dynamique des cellules hydro-sédimentaires et peut transporter des sédiments sur des dizaines ou des centaines de kilomètres (comme sur la côte Aquitaine ; Lafon *et al.*, 2005).

1.1.4.3. Interactions non linéaires : libération des ondes secondaires

On a vu que des transferts d'énergie sont fréquemment observés en zone de levée des vagues vers des ondes très courtes (harmoniques) et/ou très longues (infragravitaires). Dans les deux cas, les ondes secondaires sont amplifiées puis éventuellement libérées au déferlement des vagues incidentes.

Longuet-Higgins and Stewart (1962) ont proposé que les ondes longues liées, portées par les groupes de vagues incidents, peuvent être libérées au déferlement et se propager dans la zone de surf sous la forme d'ondes libres. La figure 91 montre comment ces ondes longues sont réfléchies à la côte vers le large (*leaky waves*) ou piégées par réfraction bathymétrique (*trapped waves*). Ces dernières forment des ondes de bord (*edge waves*) surtout dans des environnements semi-fermés naturels (anse, baie) ou artificiels (structures côtières).

Les ondes infragravitaires font l'objet de nombreuses études car elles peuvent représenter une forte proportion de l'énergie des vagues en particulier en zone de déferlement lors des tempêtes. En effet, là où l'énergie des vagues est fortement dissipée, l'énergie infragravitaire est conservée jusque dans la zone de swash où elle domine l'hydrodynamisme et contrôle les flux sédimentaires.

Par ailleurs, l'étude de la structure des ondes longues permet de conclure sur leur caractère progressif ou

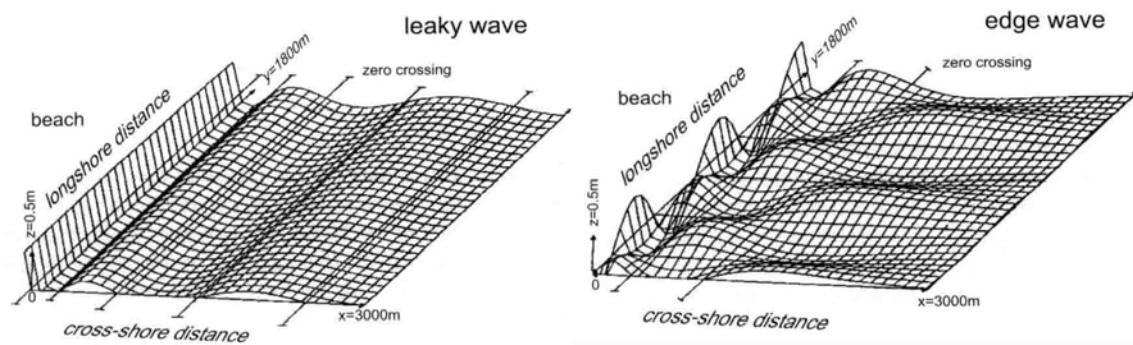


Illustration 91. Onde réfléchi vers le large (*leaky wave*) et onde de bord piégée à la côte (*edge wave*), (d'après Wright *et al.*, 1982).

stationnaire (ill. 92). Le développement d'ondes de bord stationnaires²⁰ constitue un des mécanismes privilégiés de formation des formes rythmiques (Guza and Inman, 1975). Toutefois, il existe aussi des processus de rétroactions entre la morphologie et les forçages hydrodynamiques pouvant auto-organiser le développement des formes rythmiques (Werner and Fink, 1993 ; Falquès *et al.*, 2000 ; Caballeria *et al.*, 2002 ; Coco *et al.*, 2003).

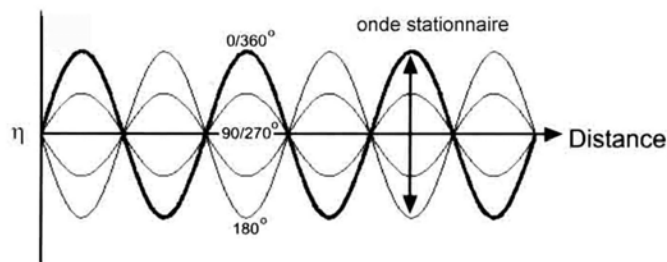


Illustration 92. Ondes progressive et stationnaire (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).

1.1.5. Zone de jet de rive (*swash*)

La zone de swash correspond à la zone tampon entre la zone de déferlement et la plage. Son hydrodynamisme repose sur la compétition entre deux courants, le jet de rive (*uprush*) orienté vers la plage par le déferlement des vagues, et la nappe de retrait (*backwash*) orientée vers le large. La ligne de rivage avance et recule au rythme des cycles de swash.



Illustration 93. Jet de rive et nappe de retrait dans la zone de swash à Tregana.

²⁰ Superposition de deux ondes longues en opposition de phase. La stationnarité est encouragée par la réflectivité de la plage et l'incidence des vagues incidentes.

La dynamique de la zone de swash est essentiellement forcée par les conditions d'énergie dans la zone de déferlement. Sur les plages réfléchissantes (ill. 93), le swash est dominé par l'énergie des vagues incidentes peu dissipées du fait de la proximité du point de déferlement. Sur les plages dissipatives, l'énergie infragravitaire est prépondérante à la ligne de rivage (Ruessink *et al.*, 1998a ; Butt and Russell, 1999 ; Degryse *et al.*, 2001) du fait d'interactions non linéaires très développées et d'une dissipation quasi complète de l'énergie des vagues. Les recherches concernant actuellement la zone de swash ont pour objectif d'identifier tous les facteurs forçant la dynamique de cette zone (Ruessink *et al.*, 1998a ; Butt and Russell, 1999) afin de modéliser de façon réaliste le transport sédimentaire au rivage (Hughes *et al.*, 1997 ; Masselink and Hughes, 1998 ; Masselink and Li, 2001). En particulier, les processus d'infiltration et d'exfiltration jouent un rôle déterminant dans la réduction ou l'intensification des courants ascendant et descendant du swash (Butt *et al.*, 2001 ; Degryse-Kulkarni *et al.*, 2004 ; Austin and Masselink, 2005). L'intérêt croissant des recherches sur la zone de swash est motivé par la forte capacité de transport de ces courants qui peuvent éroder la plage ou favoriser la formation des barres de swash.

1.2. Action de la marée

L'onde de marée induit des fluctuations cycliques du plan d'eau et des courants dont l'intensité est en général maximale à mi-marée et nulle aux étales. Dans les embouchures des estuaires et des lagunes, dans les détroits (baie du Mont St Michel, passes du Bassin d'Arcachon, détroit du Pas de Calais, goulet de la rade de Brest, ...), l'hydrodynamisme est souvent dominé par la marée qui est, de ce fait, le principal agent du transport sédimentaire. Dans ces environnements, on observe des prismes d'accumulation où se déposent en masse les sédiments d'origine estuarienne, lagunaire ou en transit sur le littoral (Cayocca, 1996 ; Michel and Howa, 1997 ; Balouin *et al.*, 2001). Dans les zones où les courants de marée sont forts, ils provoquent la formation de dunes hydrauliques, corps sédimentaires de grandes amplitude (1-10 m) et longueur d'onde (10-1000 m).

Dans les environnements mixtes exposés aux vagues, les courants de marée peuvent devenir un agent de transport secondaire en particulier lors de fortes conditions d'agitation. L'action de la marée demeure toutefois déterminante puisqu'elle contrôle, en particulier, la hauteur des vagues. En effet, les fluctuations du plan d'eau engendrées par les marées semi-diurnes sont responsables d'une variabilité spatiale des processus hydrodynamiques associés au levé des vagues, à leur déferlement et à leur propagation jusqu'au rivage (Masselink, 1993). La modulation tidale conduit à des périodes d'action plus ou moins longues des processus selon les cycles semi-diurne et de vives-eaux/mortes-eaux. Le taux d'excursion de la marée sur la plage est maximal à mi-marée, minimisant la durée d'action des processus de swash et de déferlement (ill. 94). A l'inverse, ces processus sont dominants aux étales de haute et basse mers. Lors des marées de mortes-eaux, les processus agissent longuement sur une même zone de l'estran produisant des conditions d'agitation relativement stables dans le temps. A l'inverse, lors des marées de vives-eaux, chaque section de l'estran est exposée pendant un temps très court à chacun des processus.

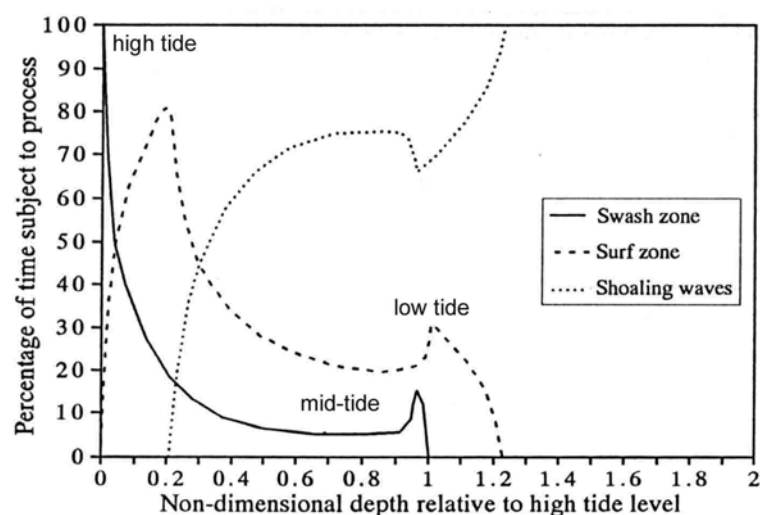


Illustration 94. Exemple d'occurrence relative des processus de swash, de surf et de levée des vagues sur le profil (d'après Masselink, 1993 ; modifié).

Sur les plages macrotidales, il est donc plus difficile d'appréhender les processus hydrodynamiques à l'origine du transport sédimentaire que sur les plages microtidales. La plupart des études sur ce sujet font référence à des plages mésotidales (Aagaard *et al.*, 1997, 1998 ; Aagaard *et al.*, 2005) à l'exception de Levoy (2000).

On y observe aussi une plus grande variété de corps et de figures sédimentaires (Masselink and Short, 1993).

1.3. Implication des processus physiques dans la morphologie des plages

1.3.1. Formation de barres longitudinales

Deux types de processus peuvent conduire à la formation de barres longitudinales, intertidales ou subtidales :

- la convergence des flux sédimentaires au point de déferlement, forcés par les courants induits par les vagues (courant de retour dans la zone de déferlement, courant vers la côte par asymétrie des vagues non déferlées) ;
- le dépôt à la ligne de rivage des sédiments transportés par les courants de swash.

1.3.2 Initialisation et développement de figures rythmiques

L'observation fréquente de formes rythmiques sur les littoraux (barres subtidales transverses, en croissant, croissants de plage intertidaux, ...) a motivé de nombreuses études qui ont pour objectif de comprendre les mécanismes responsables de leur formation. En particulier, l'observation des croissants de plage (Johnson, 1910 ; Evans, 1938b ; Kuenen, 1948 ; Guilcher, 1949 ; pour les premiers d'entre eux) a donné lieu à deux modèles de formation (Guza and Inman, 1975 ; Werner and Fink, 1993) couramment testés (Holland and Holman, 1996 ; Masselink, 1999 ; Coco *et al.*, 1999 ; Monfort *et al.*, 2000) et améliorés à

travers la littérature (Inman and Guza, 1982 ; Masselink and Pattiaratchi, 1998 ; Coco *et al.*, 2000 ; Coco *et al.*, 2001 ; et d'autres). On propose de développer l'état des connaissances liées à l'observation et aux processus de formation des croissants de plage, étant donné que ces formes sableuses sont omniprésentes sur le littoral finistérien.

1.3.2.1. Conditions environnementales

La formation des croissants de plage est associée à des conditions énergétiques particulières et à une topographie réfléchissante des plages (Guza and Inman, 1975). En effet, de nombreux auteurs ont constaté que les nouveaux systèmes de croissants se développent lors de conditions d'énergie décroissantes, dans les quelques heures à jours suivant le pic de tempête (Masselink *et al.*, 1997 ; Holland and Holman, 1996 ; Holland, 1998 ; Monfort *et al.*, 2000). Ils suggèrent également que ce sont les houles longues, d'incidence normale à la côte (Masselink *et al.*, 1997) qui réunissent les conditions d'agitation favorables à la formation des croissants.

Dans la littérature, les indices morphodynamiques ε et ξ attestent du caractère réfléchissant de la plage et des vagues (Guza and Inman, 1975), et par conséquent, ils estiment la potentialité d'observation de croissants de plage (Masselink *et al.*, 1997 ; Holland, 1998).

1.3.2.2. Théorie de l'onde de bord stationnaire

La théorie la plus répandue est celle présentée par Guza and Inman (1975) selon laquelle les formes rythmiques se développent sous l'effet d'une onde longue stationnaire. L'onde longue forcée par les groupes de vagues incidents est réfléchiée et piégée à la côte par réfraction. Son caractère stationnaire s'acquiert à la faveur d'environnements semi-fermés, réfléchitifs pouvant provoquer la superposition de deux ondes en opposition de phase. L'alternance longitudinale de zones d'accrétion (cornes des croissants, crêtes des barres en croissant) et d'érosion (baies) est provoquée par des flux sédimentaires respectivement convergents dans les ventres de l'onde stationnaire et divergents à ses noeuds (ill. 95).

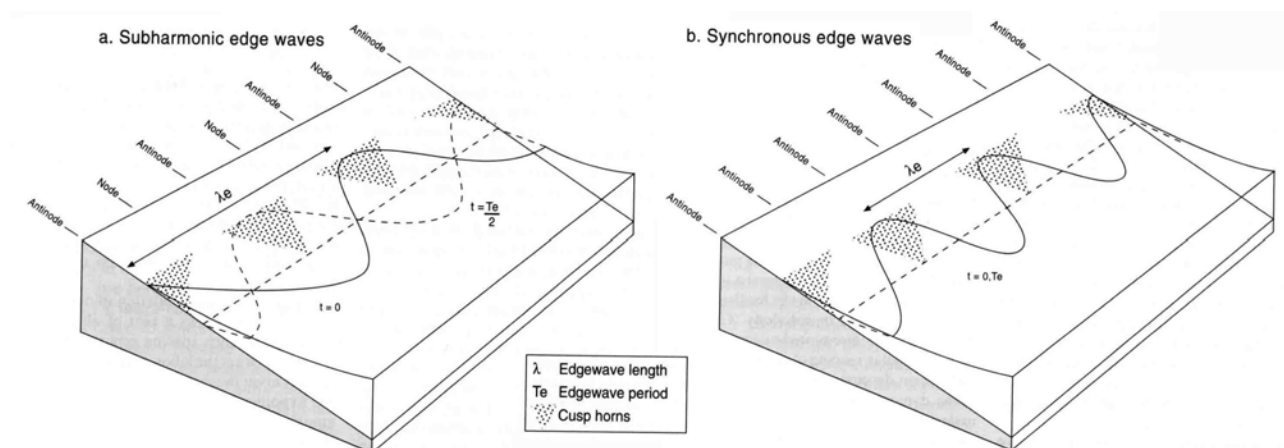


Illustration 95. Diagramme schématique montrant l'espace théorique des croissants de plage pour une onde de bord (a) sub-harmonique, (b) synchrone (d'après Komar and Holman, 1986).

Selon cette théorie, l'onde de bord stationnaire se superpose aux vagues incidentes développant une variabilité longitudinale de l'excursion du swash sur la plage. La longueur d'onde théorique des croissants de plage (L_c) est égale à une demie, ou une longueur d'onde de l'onde de bord (L_e) sub-harmonique ou synchrone, respectivement.

$$\text{Pour une onde sub-harmonique, } L_c = \frac{L_e}{2} = \frac{g}{\pi} T_i^2 \tan \beta \quad (21)$$

$$\text{Pour une onde synchrone, } L_c = L_e = \frac{g}{2\pi} T_i^2 \tan \beta \quad (22)$$

1.3.2.3. Théorie d'auto-organisation

Cette théorie, développée par Werner and Fink (1993) à partir de modèles numériques, préconise le développement de figures longitudinales rythmiques par l'auto-organisation de la topographie du fond en fonction du forçage incident des vagues. Elle s'explique par un ensemble de rétroactions positives et négatives entre la morphologie de la plage et les processus hydrodynamiques. Cette théorie est largement soutenue par la communauté scientifique car elle permet d'expliquer la formation de formes rythmiques sur des littoraux ouverts et dissipatifs (par exemple, la côte aquitaine) où l'observation d'ondes de bord est peu probable. Werner and Fink (1993) propose une estimation de la longueur d'onde des croissants de plage en fonction de la longueur d'excursion du swash (S_w) :

$$L_c = f S_w \quad (23)$$

où f est une constante semi-empirique d'une valeur variant de 1,5 à 1,7. Les processus d'auto-organisation constituent une balance entre des rétroactions positives qui entretiennent le développement de la morphologie des croissants et des rétroactions négatives qui l'inhibent.

En s'appuyant sur les travaux de Dean and Maurmeyer (1980) et Takeda and Sunamura (1983), Masselink and Pattiaratchi (1998) ont établi un modèle conceptuel de morphodynamique de la zone de swash à partir du paramètre empirique $\varepsilon_c(S/L_c)^2$ permettant de quantifier le degré de divergence du swash sur les cornes des croissants (ill. 96). Une situation d'équilibre de la morphologie des croissants de plage est atteinte pour $0,015 < \varepsilon_c(S/L_c)^2 < 0,15$ (Masselink and Pattiaratchi, 1998 ; Masselink, 1999) lorsque la circulation tri-dimensionnelle du swash est suffisamment bien développée pour que les processus de rétroactions négatives inhibent la réponse morphologique des croissants.

Par ailleurs, Coco *et al.* (2001) ont montré, à partir d'un modèle numérique, qu'un système régulier de croissants de plage peut se développer aléatoirement par des processus d'auto-organisation, et ajuster sa longueur d'onde en fonction de la longueur d'excursion du swash (ill. 97). Néanmoins, la très brève sur-imposition d'un forçage régulier par des ondes de bord entraîne un développement deux fois plus rapide des croissants.

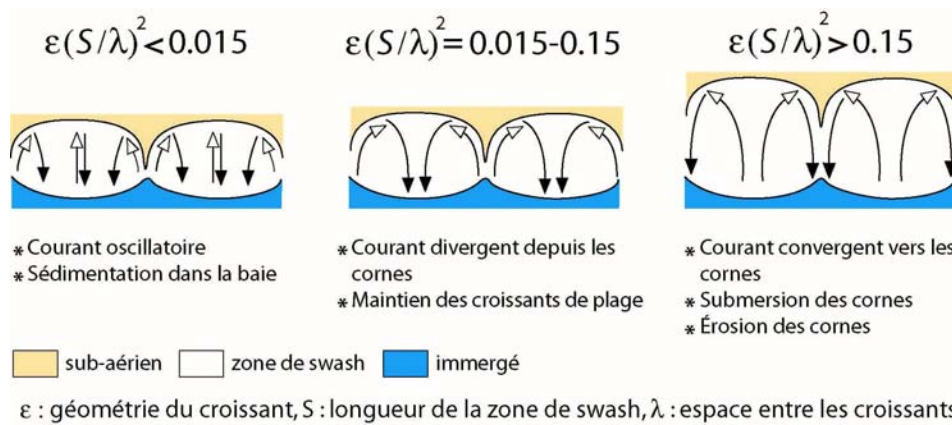


Illustration 96. Modèle conceptuel de la morphodynamique des croissants de plage (d'après Masselink and Pattiaratchi, 1998).

La théorie impliquant une onde de bord stationnaire dans le développement des croissants de plage n'a toujours pas été validée de façon satisfaisante (Holland and Holman, 1996 ; Coco *et al.*, 1999). Dorénavant, il est admis que les formes rythmiques peuvent se développer d'elles-mêmes par des processus d'auto-organisation (Werner and Fink, 1993 ; Coco *et al.*, 2001 ; Castelle, 2004). Néanmoins, l'implication conjointe des ondes de bord est possible (Inman and Guza, 1982 ; Masselink *et al.*, 1997 ; Komar, 1998 ; Coco *et al.*, 2001) en constituant le stade d'initialisation d'une topographie irrégulière et en favorisant la rapidité de développement des systèmes de croissants.

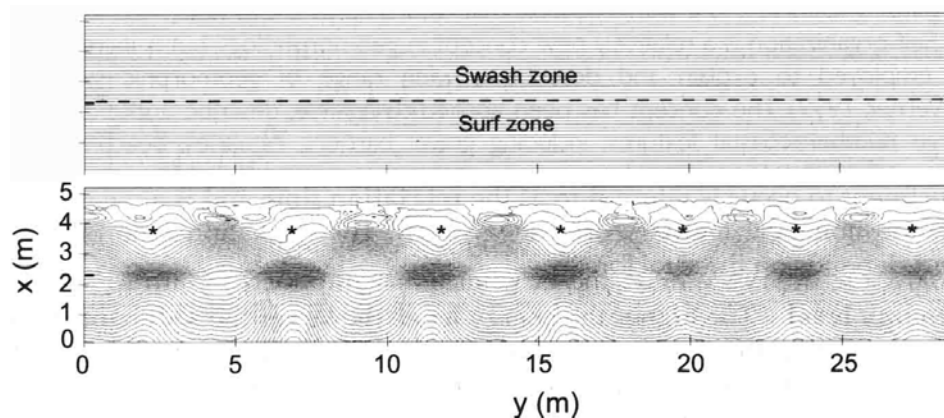


Illustration 97. Simulation numérique de la formation de croissants de plage. Les deux figures montrent la morphologie du haut de plage au début de la simulation et après 800 cycles de swash (d'après Coco *et al.*, 2000).

2. Acquisition et méthodes de traitement des données hydrodynamiques

L'étude des conditions d'agitation et des processus hydrodynamiques sur les plages est fondée sur l'acquisition de mesures à haute fréquence des paramètres de vagues et des courants.

2.1. Présentation des campagnes de mesures intensives

Les campagnes de mesures hydrodynamiques ont bénéficié de l'appui du CETMEF, du SHOM et de l'UMR 5805 EPOC de l'Université Bordeaux 1. Trois types d'instruments de mesure ont été déployés sur les plages et au large (ill. 98) :

- courantomètres électromagnétiques S4DW (CETMEF/IFREMER; Université Bordeaux 1) équipés de capteurs de pression, mouillés à l'aide de potences semi-circulaires lestées. Les courants sont mesurés dans deux dimensions horizontales ;
- courantomètres acoustiques ADV²¹ (UMR EPOC-Université Bordeaux 1, SHOM) équipés de capteur de pression, mouillés sur une potence verticale ou dans une cage lestée de dimension réduite. Les courants sont mesurés dans trois directions (x, y, z) par les trois têtes réceptrices ;
- bouées houle DATAWELL non-directionnelle (CETMEF) et directionnelle (Meteo-France) mouillées au large (par les Phares et Balises) dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons pour enregistrer les états de mer.



Illustration 98. Capteurs déployés sur les plages.

Les courantomètres sont munis d'une batterie et d'une mémoire interne permettant d'assurer l'acquisition des mesures sans relève intermédiaire des données. La fréquence et la durée des acquisitions sont choisies

²¹ Acoustic Doppler Velocimeter

dans la limite de leur capacité d'autonomie. Ainsi on détermine des cycles d'acquisition²² (ill. 99) pour économiser les capteurs.

	date	capteurs	élévation	acquisition	localisation
Porsmilin	9/03 au 7/04/2004 13/03 au 8/04/2004	S4DW ADV	+0,45 m	2 hz 20/30' 8 hz 8'/60'	laisse BMVE (- 2 m CM) laisse BMVE (- 1,5 m CM)
Blancs Sablons	15/03 au 16/04/2004	S4DW ADV	+0,45 m	2 hz 30'/60'	zone de levée (- 6 m CM)
Corsen	11 au 25/03/2005	S4DW	+0,55 m	2hz 10'/30'	laisse BMVE (+1,75 m CM)
Tregana	20 au 27/05/2005	S4DW	+0,55 m	2hz 10'/30'	laisse BMME (+2,6 m CM) puis haut de plage (+5,35 m CM)

Illustration 99. Caractéristiques de déploiement des capteurs sur les plages.

Les bouées houle au large fonctionnent sur le même principe (ill. 100) mais les données sont télé-transmises vers un ordinateur récepteur à la côte, localisé dans un sémaphore (Sainte-Anne du Portzic ou Kermorvan), et peuvent être interrompues, voire définitivement perdues en cas de rupture de l'alimentation (coupure d'électricité au début de l'acquisition de la bouée Bertheaume).

	date	acquisition	localisation	Sonde (m CM)
Blancs Sablons	15/03 au 18/05/04	2 hz 20'/30'	4°46,941'W 48°22,813'N	- 15
Bertheaume	16/03 au 10/05/04	1,28 hz 30'/60'	4°40,376'W 48°20,791'N	- 13

Illustration 100. Caractéristiques de déploiement des bouées houle au large.

Les capteurs sur les plages ont été positionnés au niveau des plus basses mer de vives-eaux (à Porsmilin et Corsen ; ill. 101a,b) de manière à minimiser les temps d'émersion et faciliter la récupération du matériel. Lors des campagnes de mesures de Porsmilin, Corsen et des Blancs Sablons, les capteurs ont enregistré un à deux cycles entiers de mortes-eaux/vives-eaux (15 à 30 jours de déploiement).

A contrario, la campagne de mesures à Tregana était relativement courte (8 jours) sur un demi-cycle de mortes-eaux/vives-eaux lors du revif de la marée. Le capteur, positionné initialement au niveau des basses mers de mortes-eaux (ill. 101c), a été charrié sur trente mètres vers le haut de plage lors de conditions de mer très énergétiques, le positionnant dès lors en haut de plage. L'intérêt de cette campagne de mesures était porté sur l'observation de la morphologie des croissants de plage et des conditions hydrodynamiques (marée et vagues) contrôlant la variabilité du système (destruction, initialisation, développement). En ce sens, la position transversale du courantmètre, relativement élevée sur l'estran, n'était pas un facteur handicapant à l'enregistrement des forçages hydrodynamiques de pleine mer. Par contre, le capteur étant émergé à chaque basse mer, on ne dispose pas de données hydrodynamiques pour les basses mers.

Aux Blancs Sablons, les capteurs ont été déployés sur la plage subtidale de manière à préserver le matériel et les surfeurs. L'étude des processus et des forçages est donc limitée à la zone de levée des vagues.

²² on parle aussi de burst dans le langage courant

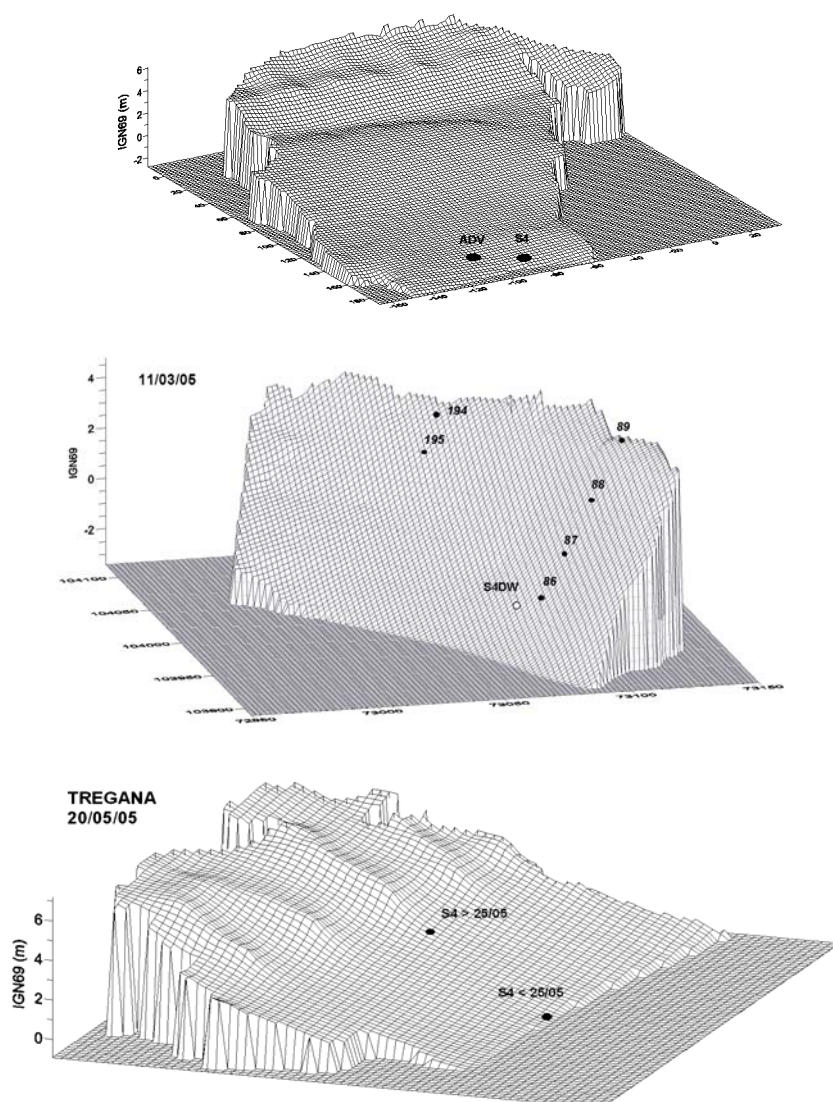


Illustration 101. Localisation des capteurs sur les plages lors des campagnes de mesures hydrodynamiques.

2.2. Post-traitement des données hydrodynamiques

Les données acquises sont constituées d'enregistrements à pas de temps régulier de la pression de la colonne d'eau (et/ou d'air) exercée sur le capteur, de l'intensité et de la direction du courant (par un compas interne). Les données de pression sont automatiquement converties par l'instrument en élévation de la surface libre selon la théorie linéaire.

2.2.1. Corrections des données d'élévation

Diverses corrections sont effectuées sur les données brutes afin de tenir compte des données faussées lors de l'émersion du capteur, de la pression atmosphérique et de l'élévation du capteur au-dessus du fond.

Dans un premier temps, l'ensemble des données pour lesquelles le capteur de pression était émergé sont supprimées. Pour cela, on sélectionne les groupes de données dont l'écart-type du signal des élévations est quasi-nul (< 2 cm) et on fixe arbitrairement la hauteur d'eau à zéro.

Dans un second temps, une correction de la « hauteur d'eau » associée au poids de la colonne d'air doit être effectuée. La pression atmosphérique variant avec les conditions météorologiques, la correction est ajustée en fonction de la valeur enregistrée lors de l'émersion précédente du capteur.

Enfin, les données d'élévation sont corrigées de l'élévation du capteur au-dessus du fond (ill. 102), celle-ci variant selon le type de potence utilisée et son enfouissement.

Porsmilin	Hauteur capteur pression (m)	Tregana	Hauteur capteur pression (m)
9/03/04	+ 0,45	20/05/05	+ 0.55
19/03/04	+ 0,51	21/05/05	+ 0.3
22/03/04	+ 0,22	22/05/05	+ 0.4
5/04/04	+ 0,2	23/05/05	+ 0.52
7/04/04	+ 0,08	24/05/05	+ 0.52
		25/05/05	+ 0.36
		26/05/05	+ 0.31
		27/05/05	+ 0.18

Illustration 102. Elévation du capteur de pression au-dessus de l'interface avec le sédiment.

2.2.2. Correction des données de courant

On calcule les composantes transversale (*cross-shore*) et longitudinale (*longshore*) du courant sur chaque site. La direction du courant étant mesurée par rapport au Nord géographique, il faut effectuer une rotation du repère originel Est-Nord et projeter le vecteur courant U dans le repère local défini par les axes transversaux et longitudinaux de chaque plage (ill. 103).

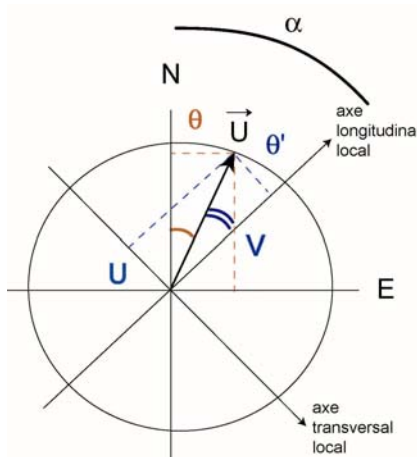


Illustration 103. Détermination des composantes U et V du courant par rapport aux axes transversaux et longitudinaux de la plage.

	axe transversal	axe longitudinal
Porsmilin	N10 (N)	N100 (E)
Blancs Sablons	N135 (SE)	N45 (NE)
Corsen	N65 (ENE)	N335 (NNO)
Tregana	N15 (N)	N105 (E)

Illustration 104. Orientation des axes transversaux et longitudinaux des plages

On détermine l'angle de ces axes locaux par rapport au référentiel originel formé par le nord et l'est. Pour cela, on mesure à l'aide des iso-contours des plages l'angle α entre la tangente à un iso-contour (axe longitudinal local) et l'axe longitudinal original (ill. 104). Puis on projète U sur les nouveaux axes pour établir les composantes U et V du courant.

Le signal de vitesse de courant est décomposé en ses composantes U et V, selon les équations (24) et (25), lesquelles sont moyennées sur la durée d'une acquisition (10 à 20 minutes selon les campagnes). On obtient ainsi les courants moyens.

$$U = U_0 \cdot \sin \theta' = U_0 \cdot \sin (\theta - \alpha) \quad (24)$$

$$V = U_0 \cdot \cos \theta' = U_0 \cdot \cos (\theta - \alpha) \quad (25)$$

2.3. Méthodes d'analyse pour les vagues

Les données sont traitées selon deux méthodes opérant dans des domaines différents : l'analyse temporelle et l'analyse spectrale. Au préalable, quel que soit le type d'analyse choisi, le signal des élévations instantanées est filtré du signal de marée par soustraction de la régression linéaire sur chaque cycle d'acquisition.

2.3.1. Analyse dans le domaine temporel : la méthode du croisement au zéro d'élévation (*zero downcrossing*)

Les données d'élévation de la surface libre sont analysées dans le domaine temporel. Les vagues individuelles sont identifiées par passage au zéro d'élévation par valeur décroissante (*zero downcrossing* ; ill. 105). Le principe repose sur l'estimation de la hauteur crête à creux (notée H_d) et de la période (T_d) pour chaque vague identifiée entre deux passages décroissants à l'élévation zéro. Puis, les paramètres temporels des vagues sont ainsi calculés (hauteur et période du tiers des plus grosses vagues, $H_{1/3}$, $T_{1/3}$; hauteurs et périodes moyenne, maximale) pour chaque acquisition de 10-20 minutes.

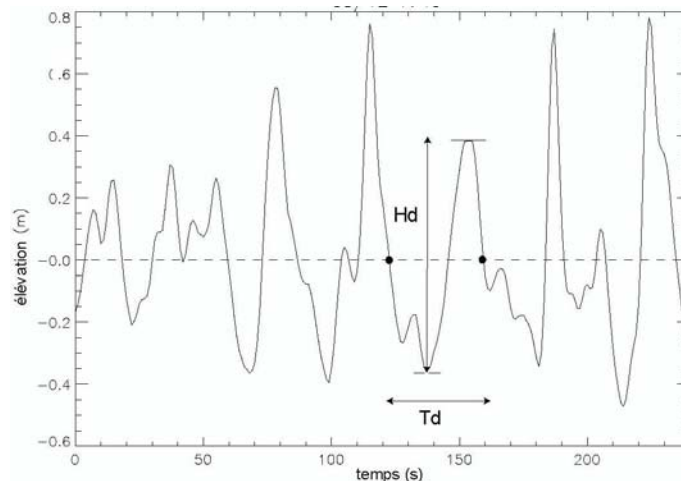


Illustration 105. Principe du calcul des hauteurs crête-creux et période par la méthode du downcrossing (échantillon des données d'élévation de Porsmilin le 12/03/04 17h40).

2.3.2. Analyse dans le domaine spectral

2.3.2.1. Spectres de densité d'énergie

Le but de l'analyse spectrale est d'étudier la distribution fréquentielle de l'énergie des vagues ou de la vitesse du courant. En effet, on peut appliquer une transformée de Fourier à toute série de données

temporelles, dans notre cas, aux signaux d'élévations et/ou de vitesses instantanées. Il en résulte des spectres de densité d'énergie (noté $S(f)$ en m^2/hz) fonction de la fréquence (f en hz) des ondes en présence.

Des techniques de correction des spectres bruts ont été développées pour filtrer le bruit dans les basses et hautes fréquences en adaptant des facteurs correctifs (lissage du spectre à ses extrémités) et une fenêtre de Hanning glissante par bloc d'échantillons (Sénéchal, 2003). On obtient un spectre d'énergie pour chaque fenêtre temporelle (plus la fenêtre est petite, plus le spectre est lissé et la résolution spectrale large), l'ensemble des spectres fournissant un spectre moyen pour la durée de l'acquisition. En théorie, l'échantillonnage spectral est possible jusqu'à la fréquence de Nyquist ($f_{Ny} = f_{acq}/2$) à partir de laquelle les bruits ne sont plus négligeables.

On calcule les paramètres spectraux des vagues :

- la période pic (T_p) est associée à la fréquence pic (f_p) pour laquelle le maximum d'énergie est observé,
- les hauteurs significative (H_s), moyenne (H_{m0}) et (H_{rms}) sont calculées en intégrant le spectre d'énergie jusqu'à la fréquence de Nyquist. Le moment d'ordre 0 correspond à la variance des élévations. Il est défini par :

$$\text{var } \eta = m_0 = \int_0^{f_{Ny}} S(f).df \quad (26) \quad \text{où } S(f) \text{ est le spectre de densité d'énergie}$$

$$\text{Il s'ensuit : } H_s = 4 \cdot \sqrt{m_0} \quad (27)$$

De même, on peut calculer la variance des vitesses instantanées du courant (m^2/s^2) c'est à dire les fluctuations autour du courant moyen. Elle est définie par :

$$\text{var } U = \int_0^{f_{Ny}} S_u(f) df \quad (28)$$

Par le biais de l'analyse spectrale, on étudie la distribution fréquentielle de l'énergie des vagues, qualitativement en identifiant les pics d'énergie, quantitativement en intégrant la variance des élévations et des vitesses sur des bandes fréquentielles précises. Classiquement, on délimite les trois grands domaines spectraux :

- les ondes gravitaires liées au vent et à la houle ($0,05 < f < 0,3$ hz ; $3 < T < 20$ s)
- les ondes infragravitaires ou basse fréquence ($0,01 < f < 0,05$ hz ; $20 < T < 100$ s)
- les ondes infragravitaires lointaines ou très basses fréquences ($0,001 < f < 0,01$ hz ; $100 < T < 1000$ s)

En réalité, les fréquences de coupure entre les trois grands domaines spectraux doivent être adaptées à chaque site [annexe E]. Pour cela, on identifie les trous d'énergie autour de $0,01$ hz et de $0,05$ hz à partir de l'ensemble des spectres d'énergie (ill. 178).

2.3.2.2. Cospectres

Les cospectres dérivent de l'utilisation simultanée d'une Transformée de Fourier sur deux séries temporelles. Cette technique est employée pour étudier la répartition fréquentielle de l'énergie associée aux deux signaux et déterminer leur cohérence et leur phase. En particulier, l'étude des cospectres entre les séries temporelles d'élévation de la surface libre (η) et de vitesse du courant (U ou V) permet d'observer le caractère progressif ou stationnaire d'une onde. La démarche consiste à :

- sélectionner, à partir du spectre d'énergie des vagues ou directement du cospectre, la bande fréquentielle dans laquelle on a observé un pic d'énergie intéressant (par exemple, dans les basses fréquences, associé à la présence d'une onde infragravitaire) ;
- estimer la cohérence entre les signaux dans cette bande fréquentielle. Elle est significative au-dessus d'un seuil calculé à partir des degrés de liberté²³ du cospectre ;
- étudier la phase entre les signaux : proche de $0 \pm 180^\circ$, les signaux sont en phase et l'onde est progressive ; proche de $\pm 90^\circ$, les signaux sont en quadrature et l'onde est stationnaire.

3. Levés topographiques et modèles numériques de terrain

3.1. Résolution temporelle des levés topographiques

Pendant l'acquisition des mesures hydrodynamiques, des levés topographiques intensifs ont été menés à une fréquence journalière à hebdomadaire. A l'issue de la première campagne de mesures au printemps 2004, des lacunes sont vite apparues. La mobilisation humaine très limitée au cours des trente jours d'acquisition a conduit à lever la morphologie de la plage de Porsmilin à une fréquence insuffisante pour détecter l'instant exact des changements morphologiques. Lorsque les conditions d'agitation variaient rapidement, la meilleure fréquence était d'un levé pendant le pic de tempête et d'un levé après le pic, soit une résolution temporelle de 2 à 3 jours. Lors des deux campagnes de mesures suivantes, la fréquence des levés topographiques s'est accrue à un levé tous les 2-3 jours à Corsen et un levé quotidien à Tregana. Ainsi, le raccourcissement des campagnes de mesures à une ou deux semaines a permis une mobilisation plus efficace des opérateurs au détriment de conditions d'agitation moins variées.

Aux Blancs Sablons, les levés topographiques se sont poursuivis à la fréquence bi-mensuelle du suivi morphologique. En effet, la morphologie de l'estran globalement en équilibre et l'absence de figures et de corps sédimentaires ne présentent qu'un intérêt limité.

²³ les degrés de liberté correspondent au nombre de fenêtres glissantes moins une moyennées pour obtenir le spectre d'énergie. Plus le nombre de degrés de liberté associé à un spectre d'énergie est élevé, plus le seuil de significativité est faible.

3.2. Résolution spatiale des levés topographiques

Au cours des campagnes de mesures, les levés topographiques des estrans ont été conduit avec un DGPS (Trimble 5800) ou ponctuellement avec un tachéomètre électronique (LEICA). Avec les deux instruments, les résolutions horizontale et verticale sont de l'ordre du centimètre.

La technique de levé de la totalité d'un estran diffère peu de celle décrite pour lever des profils de plage. Elle donne l'avantage d'obtenir une représentation en trois dimensions des estrans mais est très coûteuse en temps sur le terrain (en moyenne 3 à 4 h). Une certaine rigueur lors du levé des estrans est nécessaire : les limites naturelles et artificielles de la plage (dune, pied de falaise, platiers rocheux, ouvrages côtiers) sont levées de manière à pouvoir « fermer » les modèles numériques de terrain (MNT) ; les corps sédimentaires et ruptures de pente sont minutieusement levés avec une résolution spatiale très fine de façon à ce que les représentations 3D soient les plus réalistes possibles.

3.3. Modèles numériques de terrain

Le maillage des points topographiques obtenus à partir des levés (en moyenne, 400 à 500 points par levé) est interpolé selon la technique du krigeage (*kriging*) sur une grille régulière de 2 m x 2 m. Les contours de la grille sont formés par les limites naturelles et artificielles de l'estran et par la laisse de basse mer. On obtient des modèles numériques de terrain, représentations en trois dimensions des plages.

3.4. Changement diachronique d'élévation et bilans sédimentaires

Les représentations de changement d'élévation de la plage nécessitent de comparer deux grilles dont l'emprise spatiale est rigoureusement identique. Les grilles, contenant les données d'élévation géoréférencées de chaque levé topographique, sont soustraites deux à deux. Pour cela, les contours des deux grilles doivent être similaires, nous conduisant à tronquer les zones d'estran non communes (bas de plage immergé lors d'un levé, émergé lors du suivant). On a donc ajusté la limite inférieure du contour à la laisse de basse mer la plus haute sur l'estran entre les deux levés consécutifs. Ainsi les figures de changement d'élévation et les bilans volumiques concernent une surface d'estran plus grande lors des forts marnages et plus petite lors des faibles marnages. De ce fait, les surfaces comparées date à date ne sont pas identiques mais, de cette manière, on peut quantifier les volumes sédimentaires en mouvement sur le bas d'estran.

Les bilans sédimentaires volumiques sont des estimations chiffrées des volumes érodés et déposés entre deux levés. En admettant une incertitude de ± 1 cm sur la mesure au DGPS, l'erreur associée aux bilans volumiques est respectivement de ± 250 , 150 et 100 m^3 pour les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana. En deçà de ces seuils, on peut estimer que le bilan sédimentaire n'est pas significatif.

Chapitre II

Conditions d'agitation et processus hydrodynamiques sur les plages

1. Conditions d'agitation pendant les campagnes de mesures intensives

Ce chapitre présente les résultats des campagnes de mesures intensives sur les quatre plages étudiées. Les forçages hydrodynamiques au large dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons sont présentés avant d'étudier les conditions d'agitation sur les plages. Les fluctuations spatio-temporelles des courants, forcés par l'énergie incidente des vagues et le cycle de marée, seront décrites et permettront d'apprécier les agents dynamiques responsables du transport sédimentaire sur les plages.

1.1. Conditions d'énergie au large

L'illustration 106 reporte les données de vent collectées au sémaphore Saint-Matthieu lors des campagnes de mesures intensives des printemps 2004 (plages de Porsmilin et des Blancs Sablons) et 2005 (Corsen et Tregana). Elle fournit une première indication quant aux conditions de mer, relativement agitées pendant les trois périodes de mesures. En mars-avril 2004, la vitesse du vent franchit à cinq reprises le seuil de tempête fixé à 28 nœuds (14 m/s) parfois pendant plusieurs jours consécutifs (19 au 23/03, 2 au 03/04). Ces événements sont toujours associés à des vents de secteur sud pouvant basculer vers le nord en fin de tempête (22-23/03, 6-7/04). En mars 2005, le vent est soutenu pendant les quinze jours de la campagne de mesures à Corsen atteignant 20 nœuds à quatre reprises sans jamais dépasser le seuil de tempête. Le premier de ces coups de vent est de secteur nord-ouest, les trois suivants de secteur sud dont le pic de vent dure de 18 à 24 h (15-16/03, 21-22/03, 23-24/03).

Les bouées Datawell mouillées au large, dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons, ont enregistré les états de mer de mi-mars à mi-mai 2004 (ill. 107a). Pendant les trois premières semaines de la campagne de mesures, les données de la Datawell directionnelle au large de Porsmilin sont manquantes par défaillance de l'alimentation du PC récepteur. Néanmoins, lors des événements énergétiques enregistrés, l'incidence des vagues est toujours comprise entre 180 et 210° (secteur S-SSO). Ainsi, on suppose que les vagues parviennent normales (N190), ou légèrement obliques de 10 à 20°, à la plage de Porsmilin lors des tempêtes.

Lors des tempêtes, les conditions énergétiques sont plus fortes dans l'anse des Blancs Sablons avec des hauteurs significatives de 1,5 à 2 m et des vagues de 3 à 4 m de hauteur maximale. Dans l'anse de Bertheaume, on observe des vagues de 1 à 1,5 m (2 à 3 m maximum) pendant ce même type de conditions énergétiques.

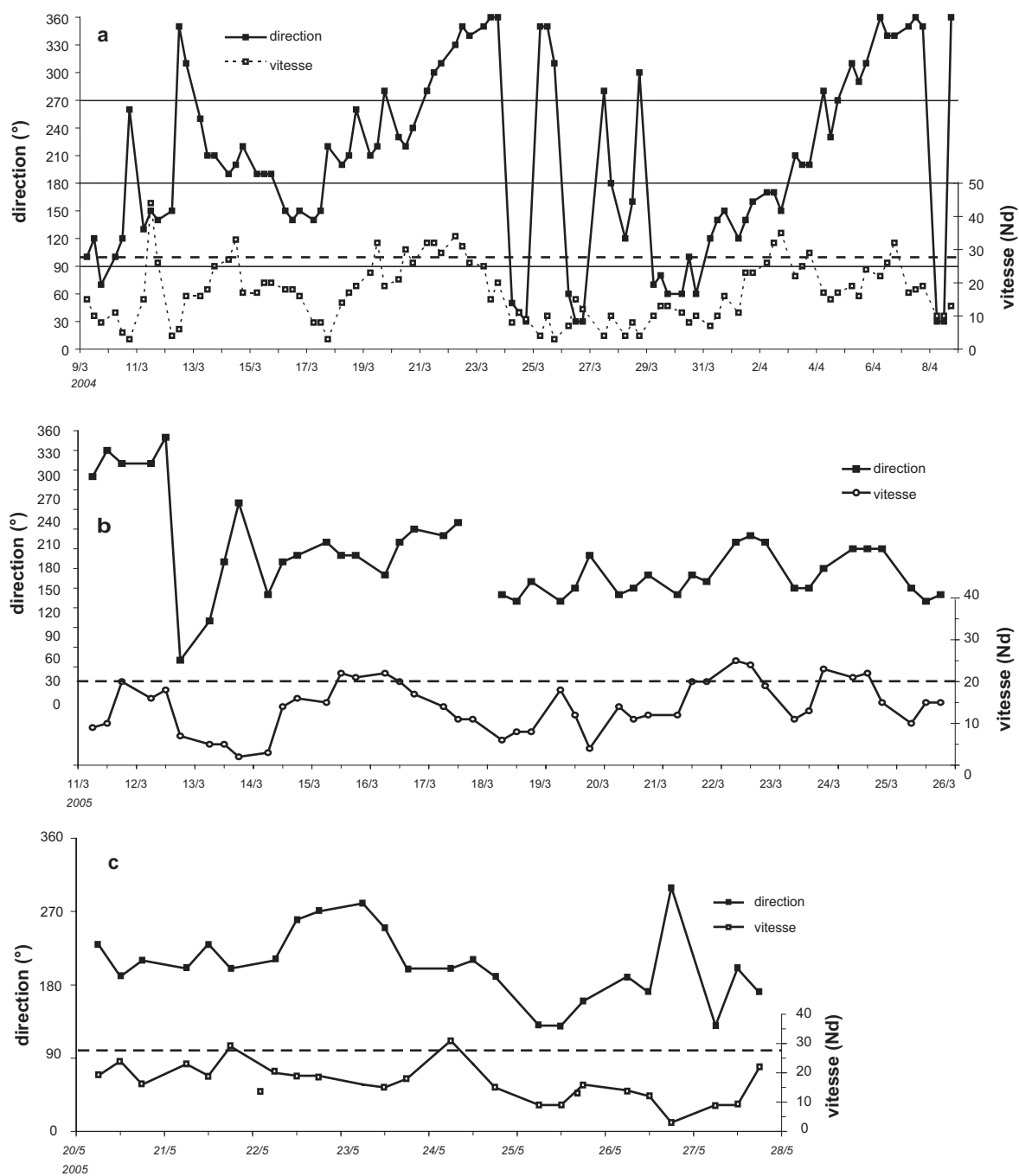


Illustration 106. Vitesse et direction du vent moyen au sémaphore Saint-Mathieu pendant les campagnes de mesures (a) en mars-avril 2004 à porsmilin, (b) en mars 2005 à Corsen, (c) en mai 2005 à Tregana. La ligne en pointillés est le seuil de tempête à 28 noeuds (14 m/s).

Les deux événements énergétiques du 22/03 et du 6/04 au large des Blancs Sablons sont associés à des vents de tempête de 30 nœuds s'établissant au secteur nord et à des vagues de 1 à 2 m.

1.2. Conditions d'énergie sur les plages

Sur les plages, les conditions d'agitation sont contrôlées par les forçages hydrodynamiques au large dont la hauteur, la période et l'incidence des vagues sont les principaux paramètres étudiés. Dans un environnement accidenté et découpé comme le littoral de la mer d'Iroise, l'incidence et la hauteur des vagues se modifient à l'approche de la côte (phénomènes de réfraction, diffraction, asymétrie) et les conditions d'agitation au large ne sont pas représentatives de celles sur les plages (ill. 107).

1.2.1. Vagues

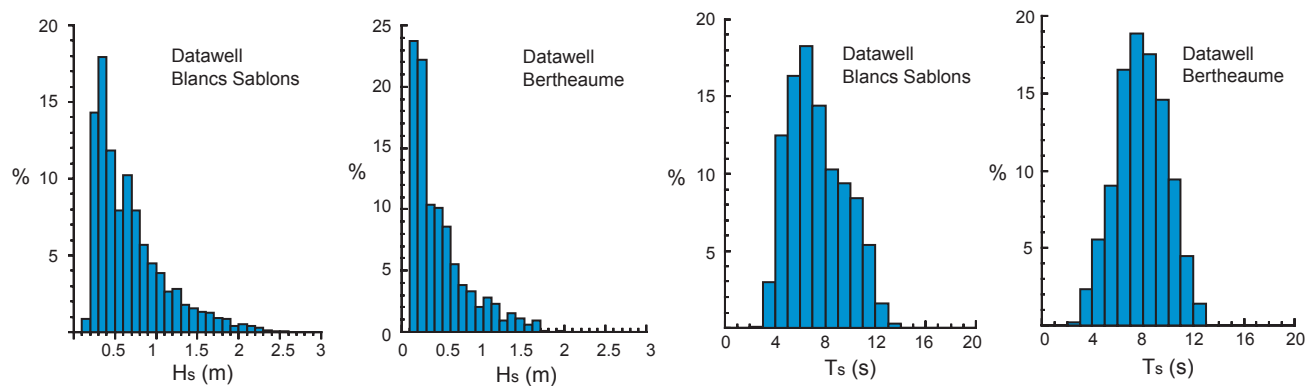
Lors des campagnes de mesures, les conditions d'agitation ont été variées avec l'alternance de conditions très énergétiques lors de coups de vent et tempêtes et de périodes de calme (Dehouck *et al.*, 2005). De ce fait, les campagnes de mesures sont particulièrement satisfaisantes avec une gamme de conditions d'agitation quasi-complète au cours de la campagne de mars-avril 2004 à Porsmilin et aux Blancs Sablons. A Corsen et Tregana, les conditions d'agitation ont été plus homogènes, essentiellement modérées à peu fortes lors des coups de vent de printemps (mars et mai 2005). A Tregana, elles étaient pleinement satisfaisantes pour l'observation d'un cycle de vie des croissants de plages. A Corsen, seules les conditions d'énergie sous flux de sud ont pu être observées.

Les figures 108 à 111 (a,b,c) présentent les séries temporelles des forçages hydrodynamiques par la marée et les vagues sur les quatre sites : les fluctuations de la surface libre (a), la hauteur significative des vagues (b) et la période significative des vagues (c). Ces trois paramètres moyens ont été calculés dans le domaine temporel selon la méthode exposée dans le chapitre I.

La campagne de mesures à Porsmilin s'est déroulée pendant les grandes marées d'équinoxe (mars-avril 2004) comme l'indiquent les fluctuations cycliques du plan d'eau (ill. 108a). Les conditions d'énergie sont faibles à fortes avec des hauteurs de vagues de 0,3 à 1,5 m lors des périodes de calme et de tempêtes (Dehouck *et al.*, 2005). On note trois phases au cours des quatre semaines de campagne :

- la première consiste en la succession de trois forts coups de vent du 11 au 23/03 ; les pics d'énergie sont associés à des houles longues (12 à 15 s) de 0,8 à 1,3 m,
- la seconde est une période de calme du 24 au 31/03 caractérisée par des houles courtes (10-12 s) de 0,15 à 0,3 m de hauteur ponctuellement plus longues (jusqu'à 14 s),
- la troisième est de nouveau associée à une tempête du 1 au 4/04 avec des houles courtes (10-12 s) de 0,7 à 1,4 m.

a : au large



b : sur les plages

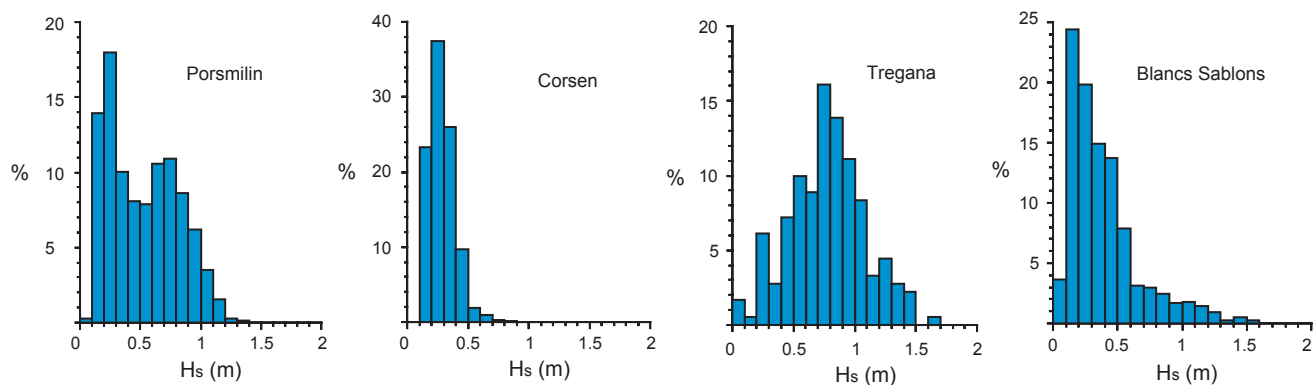


Illustration 107. Fréquence relative des hauteurs et/ou périodes significatives des vagues (a) au large des plages dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons, (b) sur les plages au cours des campagnes de mesures.

Aux Blancs Sablons (ill. 109), on observe également l'alternance de coups de vent et de périodes de calme (Dehouck *et al.*, 2005). Certains événements énergétiques sont communs avec ceux observés à Porsmilin comme la tempête du 19 au 23/03 avec des houles relativement longues (12-14 s) de 1 à 1,6 m. Une longue période de calme avec des vagues de 0,1 à 0,5 m prend place du 24/03 au 03/4 avec des conditions d'énergie faibles à modérées lors de brèves arrivées de houles. Du 4 au 7/04, on observe un second coup de vent ($T_s=9-11$ s) moins intense que le premier ($H_s=0,6-0,9$ m) qui correspond également à celui observé trois jours auparavant à Porsmilin. Le décalage de trois jours avec le coup de vent enregistré à Porsmilin est associé au passage de la dépression générant des vents de nord-ouest après son passage sur la pointe Bretagne.

La campagne de mesures à Corsen (ill. 110) s'est déroulée, elle-aussi, lors des marées d'équinoxe de printemps du 11 au 25/03/05. On a observé des conditions d'agitation relativement soutenues pour la plage réfléchive de Corsen mais globalement moins fortes (H_s de 0,2 à 0,8 m) que sur les plages de Porsmilin et des Blancs Sablons. Trois événements énergétiques se distinguent au cours d'une période d'énergie modérée :

- le premier, de la nuit du 14 au 15/03, est l'événement le plus fort enregistré avec des houles très longues (14 à 18 s) jusqu'à 0,8 m de hauteur significative. Cet événement est corrélé avec un renforcement des vents de secteur sud atteignant 15 à 20 nœuds (fig. 106b) ;
- le second (17/03) et le troisième (22/03) sont associés à des vagues de hauteur modérée (0,4-0,5 m) longues pour l'un (12-14 s), courtes pour l'autre (8 s).

Ces conditions d'énergie relativement fortes pendant la campagne de mesures à Corsen sont associées à des houles de secteur sud auxquelles se superpose, par intermittence, une forte mer du vent. Malgré la position d'abri offerte par l'archipel de Molène et l'île d'Ouessant, la plage est très exposée à ces flux.

La campagne de mesures à Tregana (ill. 111) a réuni des conditions d'agitation idéales pour l'observation d'un cycle de vie de croissants de plage (Dehouck, *en révision*) :

- du 20 au 25/05, une période très énergétique dominée dans un premier temps (20-22/05) par des vagues courtes (8-10 s) de 0,8 à 1,4 m, puis par des vagues plus longues et plus hautes ($H_s=0,6-1,7$ m, $T_s=11-12$ s) dans la journée du 24/05. Ces deux événements sont ponctués par une période à l'énergie plus modérée le 23/05 avec des vagues très courtes de 6 à 8 s ;
- du 25 au 27/05, les conditions d'agitation faiblissent mais restent soutenues avec des vagues courtes de 0,4 à 0,8 m.

Les périodes d'acquisition des mesures hydrodynamiques sont peu efficaces à Tregana à cause de la localisation du capteur sur l'estran sur les niveaux de basse mer de mortes-eaux. De plus, la migration fortuite de la potence vers le haut de plage lors du paroxysme d'énergie dans la nuit du 25/05 les réduit encore davantage jusqu'à n'être efficaces que 4 heures par cycle de marée, 2 heures de part et d'autre de la pleine mer.

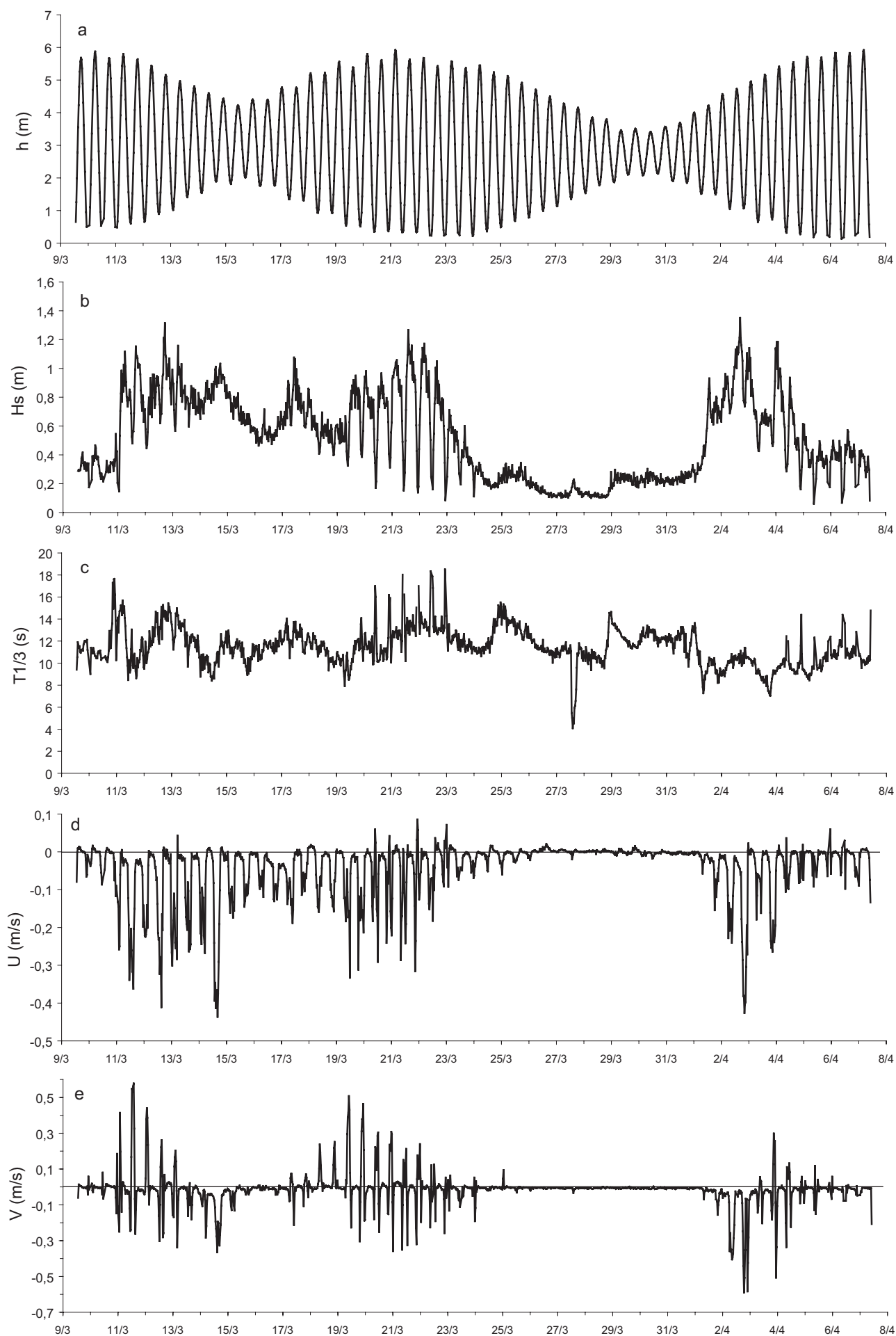


Illustration 108. Paramètres hydrodynamiques à Porsmilen du 9/03/04 au 8/04/04: hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore U et longshore V .

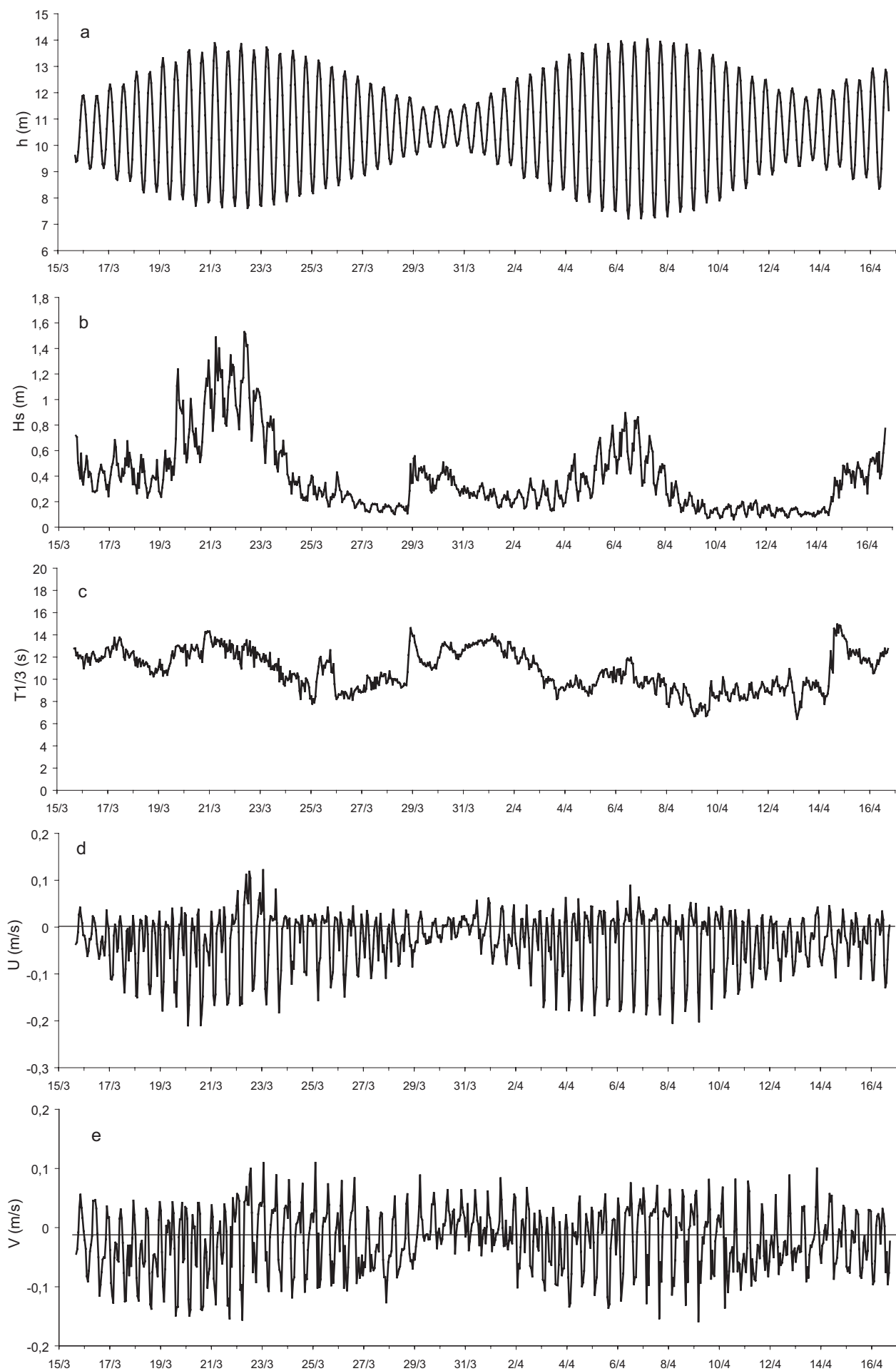


Illustration 109. Paramètres hydrodynamiques aux Blancs Sablons : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore U et longshore V .

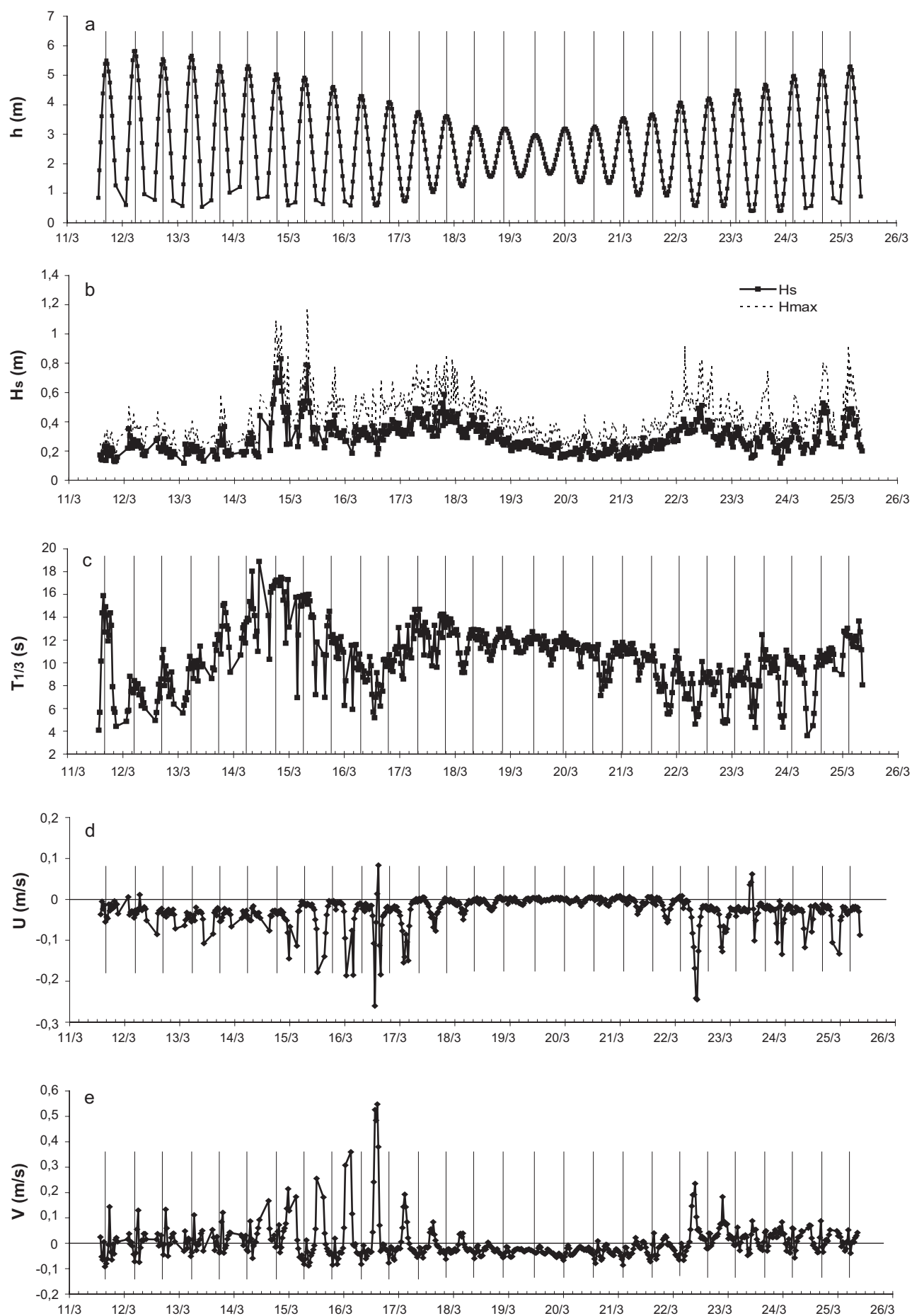


Illustration 110. Paramètres hydrodynamiques à Corsen : hauteur d'eau h , hauteur significative et maximale des vagues H_s , H_{max} , période significative des vagues $T_{1/3}$, courants cross-shore U et longshore V .

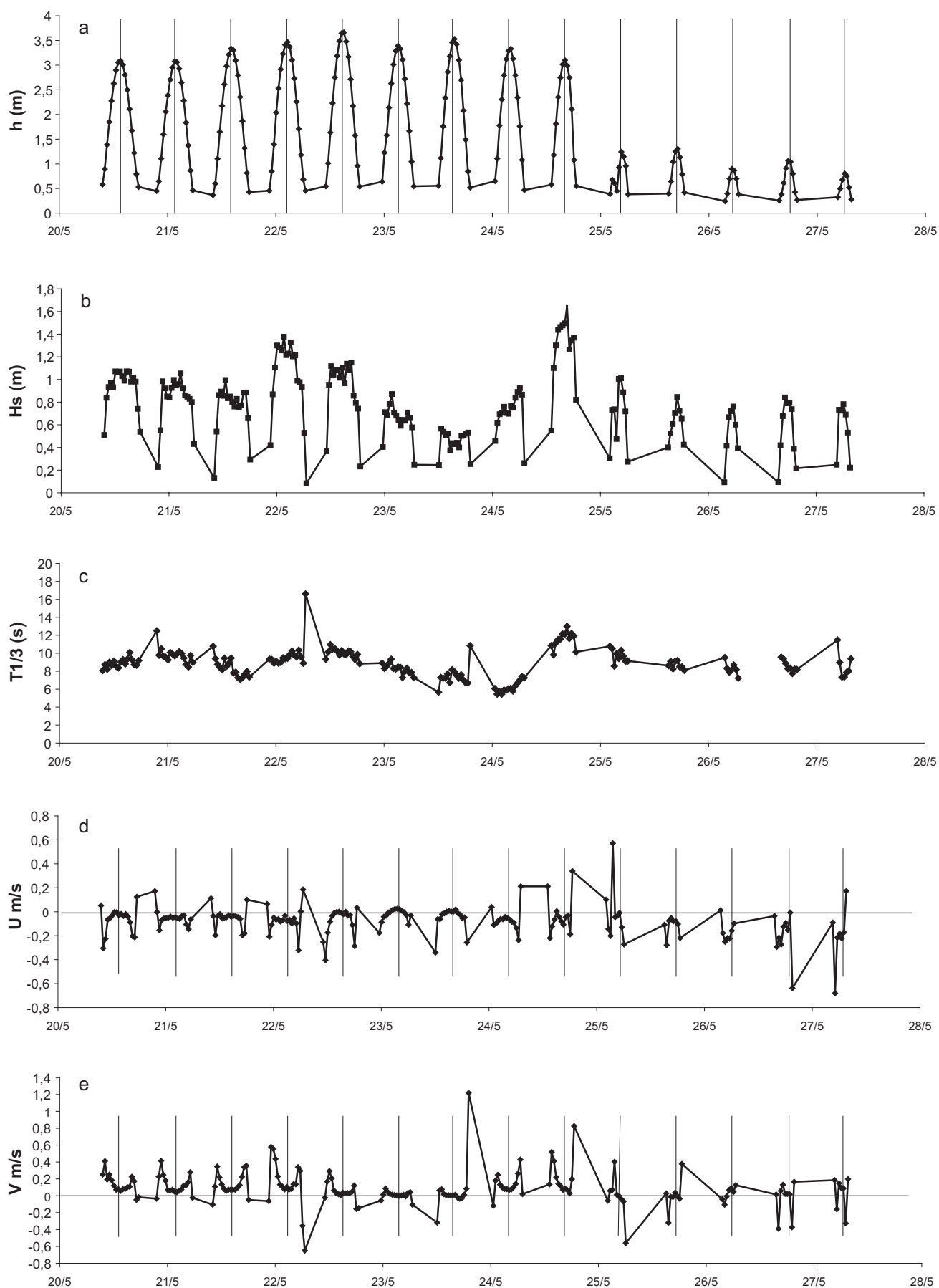


Illustration 111. Paramètres hydrodynamiques à Tregana : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période $T_{1/3}$ significatives des vagues, courants cross-shore U et lognshore V .

Plusieurs caractères liés aux vagues apparaissent par l'analyse des fluctuations de la hauteur et de la période des vagues :

- il existe un contrôle de la hauteur d'eau sur la hauteur des vagues observée sur les quatre plages. La hauteur des vagues décroît avec une hauteur d'eau décroissante du fait de l'amortissement des vagues et la dissipation de leur énergie dans la zone de déferlement (Dehouck *et al.*, 2006). Ces processus seront développés en détail dans ce chapitre (§ 2.1.) ;
- la période des vagues en bas de plage à Corsen fluctue continuellement en fonction de la hauteur d'eau et des conditions d'énergie incidentes (fig. 110c). Ce point sera développé dans ce chapitre (§ 2.2.).

1.2.2. Paramétrisation de la morphodynamique des plages

Connaissant la pente des plages et les conditions d'agitation pendant les campagnes de mesures, on peut calculer les indices morphodynamiques ξ et ε . Ils permettent de quantifier la réflectivité des conditions de vagues, de la plage et de qualifier le type de déferlement (illustration 112). Pour cela, on utilise les formules (1) et (2) dans lesquelles la période incidente des vagues T_i est $T_{1/3}$, et la hauteur des vagues au brisant est souscrite par la hauteur significative.

	ξ	ε	déferlement
Porsmilin	$0,58 \pm 0,2$	$13,8 \pm 8,8$	plongeant à glissant
Blancs Sablons	$0,50 \pm 0,14$	$16,0 \pm 9,0$	plongeant à glissant
Corsen	$1,5 \pm 0,4$	$1,8 \pm 1,3$	gonflant
Tregana	$0,92 \pm 0,41$	$4,6 \pm 1,9$	plongeant à gonflant

Illustration 112. Indices morphodynamiques moyens ξ et ε ($\pm$ écart-type) et type de déferlement induit au cours des campagnes de mesures à Porsmilin, aux Blancs Sablons, à Corsen et Tregana.

Les plages de Porsmilin et des Blancs Sablons (pentes respectives de 0,025 et 0,02) sont les deux plus dissipantes. Malgré un écart-type fort, les valeurs de ε (13,8 et 16) sont toujours supérieures à 2,5 parfois supérieures à 20 indiquant un déferlement majoritairement plongeant à glissant. Par ailleurs, les valeurs intermédiaires de ξ (entre 0,23 et 1) confirment la prédominance d'un déferlement plongeant. Les valeurs de ε (et ξ) à Tregana sont nettement plus faibles (fortes) du fait d'une pente plus réfléchive. Les conditions relativement énergétiques indiquent un domaine intermédiaire à réfléchissant avec un déferlement plongeant à gonflant. La pente forte associée à des conditions énergétiques modérées classe la plage de Corsen en domaine réfléchissant avec un déferlement majoritairement gonflant, très rarement plongeant pendant les coups de vent ($\varepsilon > 2,5$).

L'annexe F donne un panel des types de déferlement observés sur chacune des plages. Le bas d'estran à Porsmilin et la plage subtidale aux Blancs Sablons relativement dissipants conditionnent un déferlement plongeant voire glissant pendant les tempêtes (ill. 180a et c). La réflectivité de la plage de Corsen est favorable à l'observation d'un déferlement gonflant au rivage (ill. 180b) et d'une zone de déferlement très limitée, quasi-inexistante.

1.2.3. Courants

1.2.3.1. Courants moyens

On a défini un courant moyen transversal U positif vers la plage, négatif vers le large et la composante longitudinale du courant V positive dans la direction reportée par l'illustration 104.

Sur les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana, des caractéristiques communes sont observées :

- les composantes transversale et longitudinale sont nulles ou quasi-nulles lors des périodes de calme et dans les grandes hauteurs d'eau (marée haute),
- la composante transversale du courant est fortement négative, orientée vers le large, dans les faibles hauteurs d'eau. L'intensité du courant transversal semble proportionnelle à la hauteur des vagues : jusqu'à 0,4 m/s à Porsmilin et Tregana (ill. 108d, 111d), 0,25 m/s à Corsen (ill. 110d) pendant les tempêtes.

L'intensité et la direction de la composante longitudinale du courant sont modulées par la hauteur d'eau, l'énergie et l'incidence des vagues. A Porsmilin, dans des hauteurs d'eau intermédiaires (mi-marée), la dérive longitudinale est relativement intense (jusqu'à 0,6 m/s) et dirigée vers l'ouest ($V < 0$; ill. 108e, 113) tandis que dans les faibles profondeurs d'eau, proches de l'étalement de basse mer, la dérive s'inverse, dirigée vers l'est tout en demeurant toujours aussi intense lors de conditions énergétiques.

A Corsen, la dérive longitudinale est maximale dans les très faibles profondeurs d'eau, proches de l'étalement de basse mer, jusqu'à 0,5 m/s dirigée vers le NN0 ($V > 0$; fig. 109) tandis qu'elle est très réduite voire quasi-nulle pendant tout le reste du cycle de marée (0 à 0,1 m/s vers le sud). A Tregana, la dérive est faible (0,1 m/s) voire nulle dans les grandes profondeurs d'eau, dirigée vers l'est ($V > 0$) jusqu'à 0,6 m/s dans des hauteurs d'eau plus faibles, et bascule vers l'ouest ($V < 0$) dans des profondeurs d'eau très faibles, proches de l'étalement de basse mer.

A l'inverse des trois autres plages, les courants dans la zone de levée des vagues aux Blancs Sablons sont essentiellement forcés par le cycle tidal. Le capteur situé en dehors de la zone de surf n'enregistre pas les courants induits par les vagues en zone de déferlement. L'intensité des courants est corrélée au marnage : les courants sont maximaux lors des marées de vives-eaux, minimaux lors des marées de mortes-eaux (ill. 109d,e et 114a). Les courants horizontaux varient de - 0,2 à + 0,15 m/s et portent alternativement vers l'est et l'ouest au cours du cycle tidal (ill. 114). Les fluctuations rapides de l'intensité et de la direction du courant au cours d'un cycle de marée nous ont conduit à reporter les vitesses moyennes du courant transversal et longitudinal à chaque heure du cycle tidal (ill. 114b). Alors que les vitesses sont quasi-nulles ($< 0,05$ m/s) à l'étalement de basse mer (BM), les pics de vitesse vers le large ($U < 0$) ont lieu pendant le flot (BM+4) jusqu'à l'étalement de pleine mer (PM). Puis le courant diminue restant porté vers l'ouest pendant les deux premières heures du jusant (PM+1, PM+2). Il devient quasi-nul (U et $V < 0,05$ m/s) pendant le reste du jusant jusqu'à l'étalement de basse mer. Des pics de vitesse vers l'est (U et $V > 0$) sont observés lors de certaines situations de début de flot (BM+1,+2 ; ill. 114b) pendant les deux épisodes énergétiques (22-23/03,

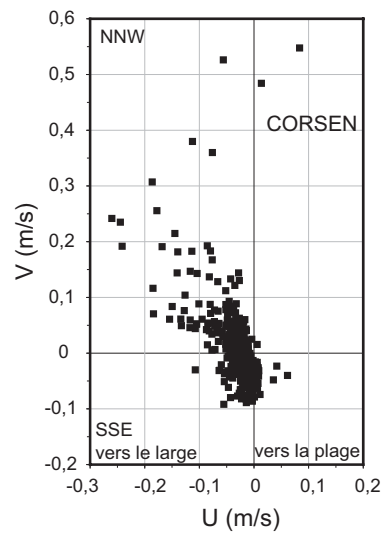
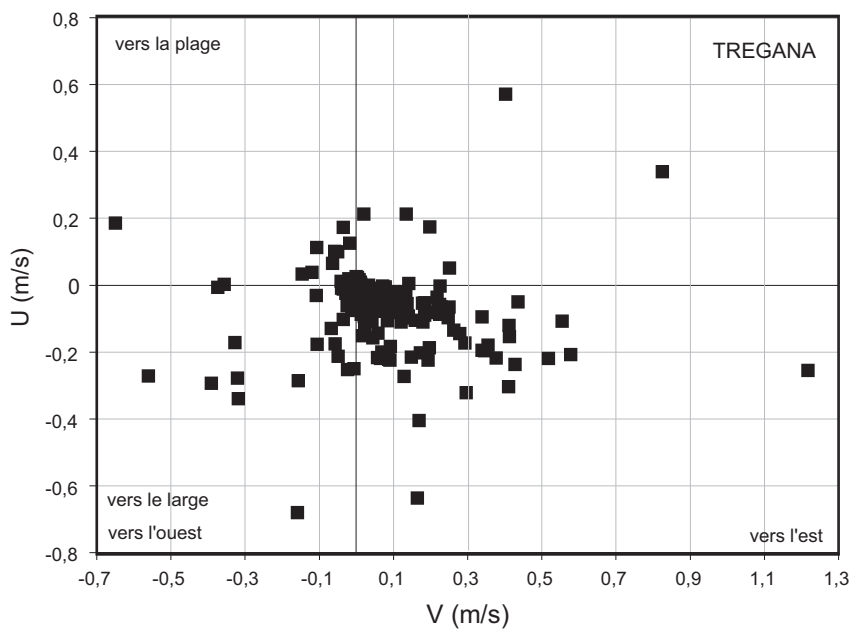
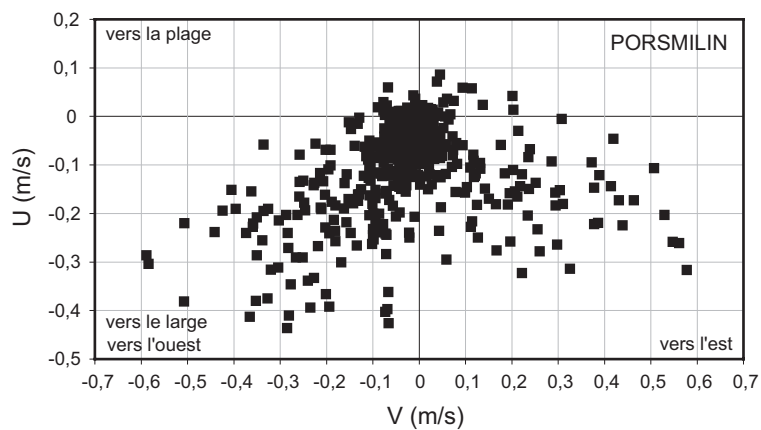


Illustration 113. Composantes cross-shore (U) et longshore (V) du courant sur les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana.

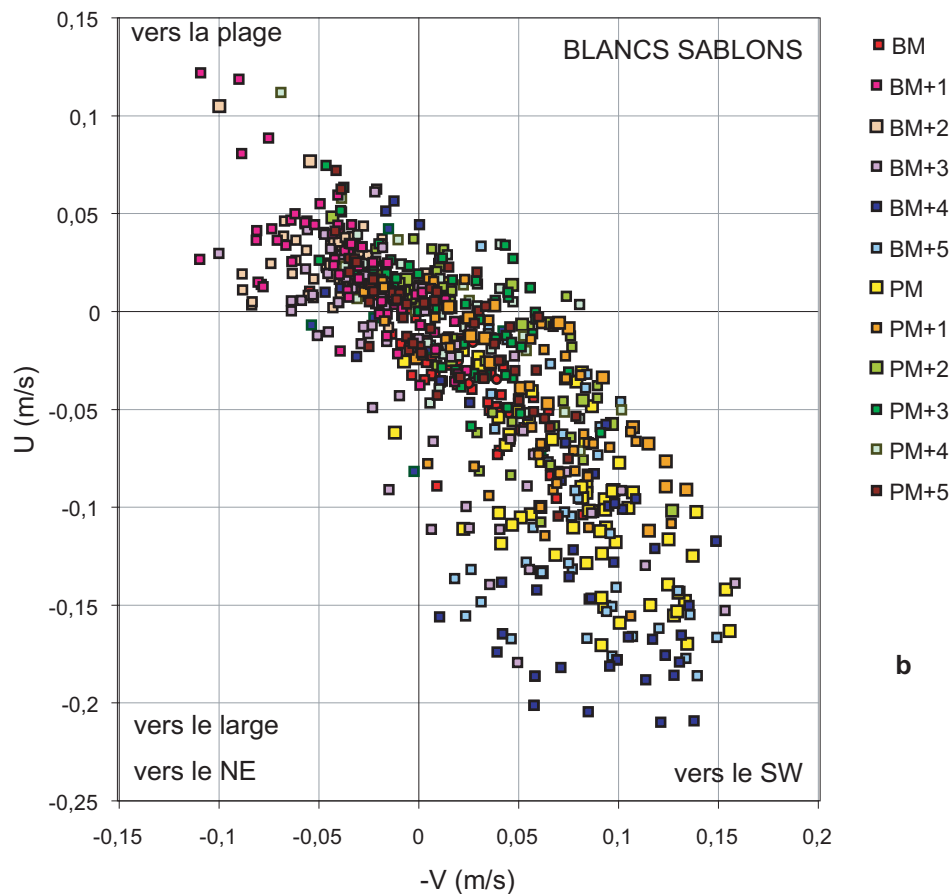
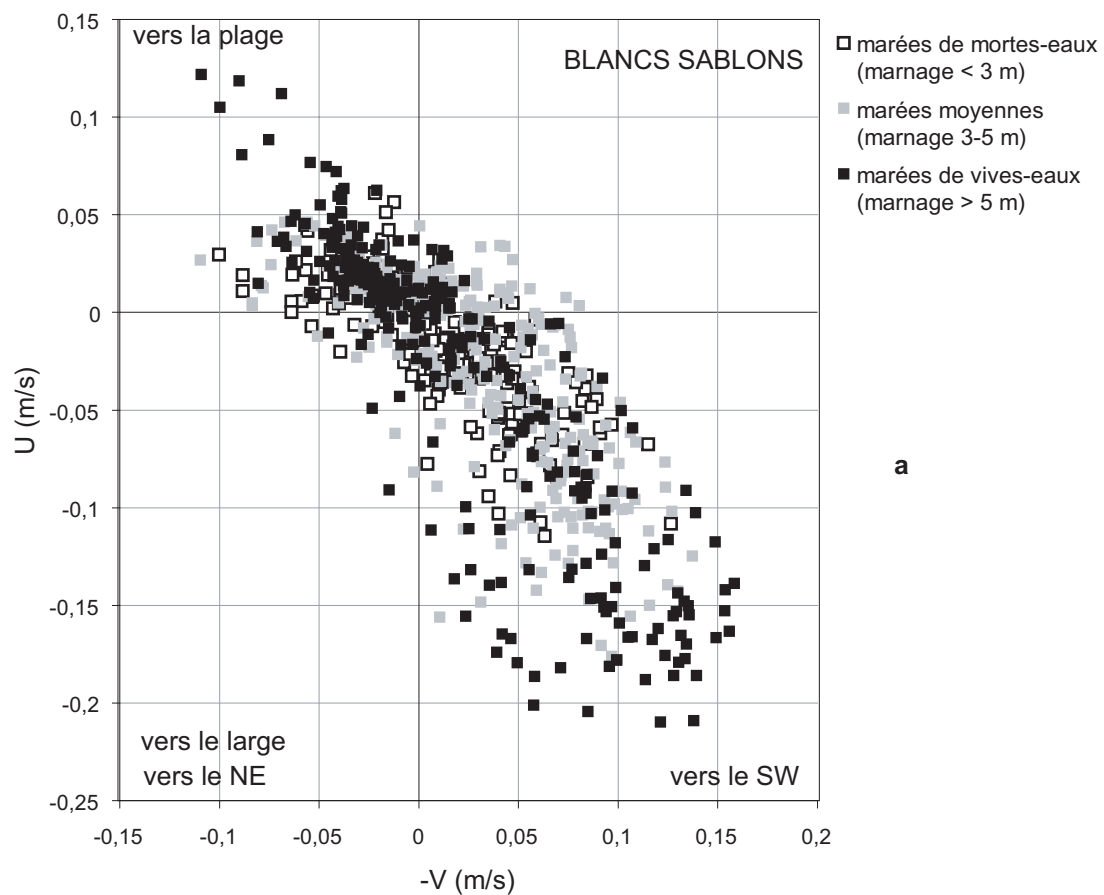


Illustration 114. Composante transversale U et longitudinale V du courant aux Blancs Sablons (- 6 m CM) , (a) lors d'un cycle tidal de mortes-eaux/vives-eaux, (b) lors d'un cycle semi-diurne.

6/04 ; ill. 109b,d,e) de la campagne de mesures. Ainsi le courant est significatif ($>0,05$ m/s) et orienté vers l'est seulement pendant des conditions d'énergie fortes. Aux autres instants du cycle de marée, cette composante du courant orientée vers la plage ($U>0$) et vers le nord-est ($V>0$) se superpose au courant de marée réduisant l'intensité du courant vers l'ouest. Ainsi, pendant les coups de vent, la circulation résiduelle, orbitale, des vagues dans la zone de levée génère un courant peu intense (de l'ordre de $0,1$ m/s) dirigé vers la plage et une dérive longitudinale vers le nord-est.

Aux Blancs Sablons, le capteur n'étant jamais situé en zone de déferlement, on n'observe pas de courant de retour comme sur les trois autres plages. Les fluctuations du courant sont d'origine tidale à laquelle se superpose une composante oscillatoire des vagues lors des événements énergétiques.

1.2.3.2. Modulation du courant par la hauteur relative des vagues (γ)

L'intensité des courants horizontaux étant contrôlée par la hauteur d'eau et par les conditions énergétiques (Dehouck *et al.*, 2006), il est intéressant de représenter les vitesses du courant en fonction de la hauteur relative des vagues γ_s (rapport de la hauteur significative des vagues à la profondeur d'eau), indicateur des conditions énergétiques sur la plage.

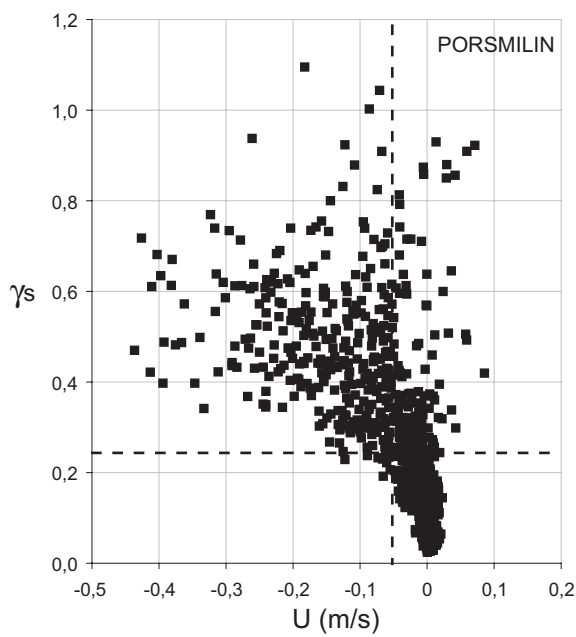
Il existe une structure de l'intensité du courant transversal (U) en fonction des conditions énergétiques. Sur la figure 115, deux à trois groupes de points se détachent :

- le premier est concentré autour de vitesse nulle ou quasi-nulle pour des hauteurs relatives faibles. Le courant transversal est nul ou très faible ($<0,05$ m/s) dans les profondeurs élevées c'est-à-dire en zone de levée des vagues ;
- le second est un groupe de données très dispersées au-delà d'une hauteur relative seuil $\gamma_{s,b}$ variant de $0,2$ à $0,45$ selon les plages (ill. 116). Ces valeurs seuils, indiquées en pointillés sur la figure 115, constituent un critère de déferlement local (hauteur relative des vagues au déferlement) à partir duquel le courant transversal moyen (U) est supérieur à $0,05$ m/s et dirigé vers le large.

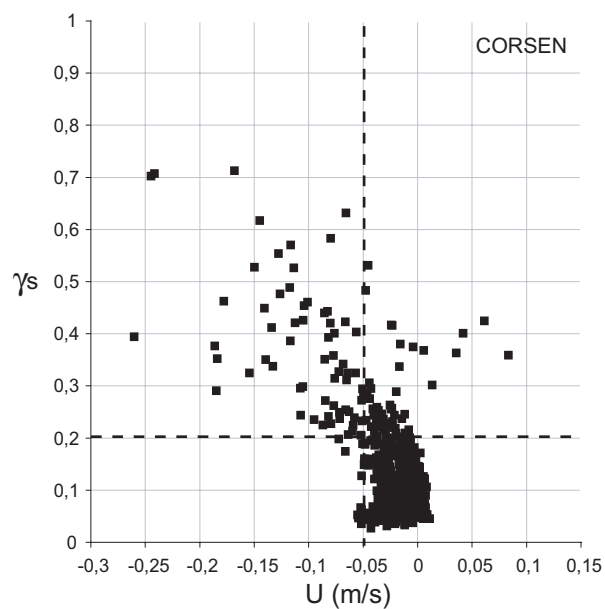
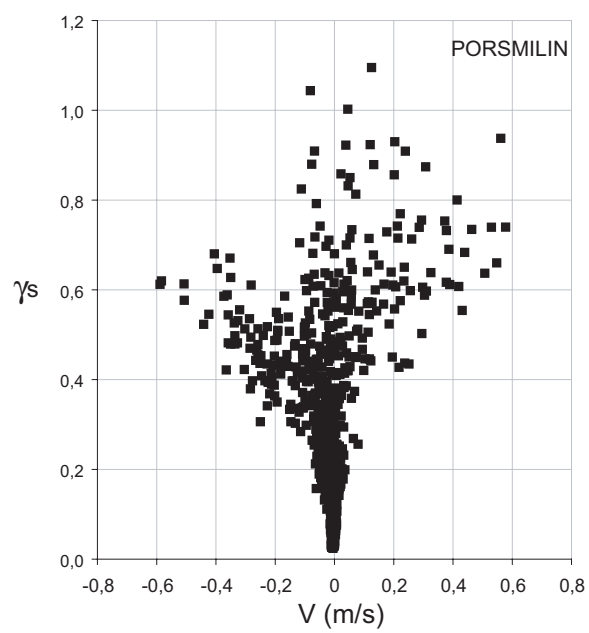
	$\gamma_{s,b}$
Porsmilin	0,25
Corsen	0,2
Tregana	0,45

Illustration 116. Critère de déferlement $\gamma_{s,b} = (H_s/h)_b$ pour les trois plages

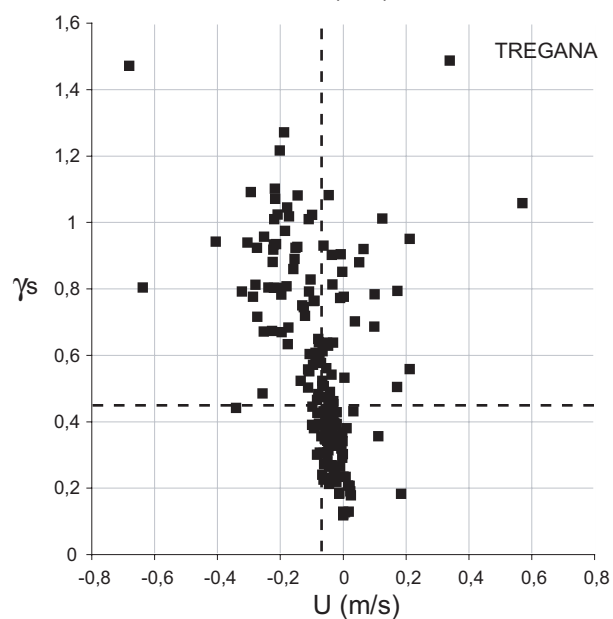
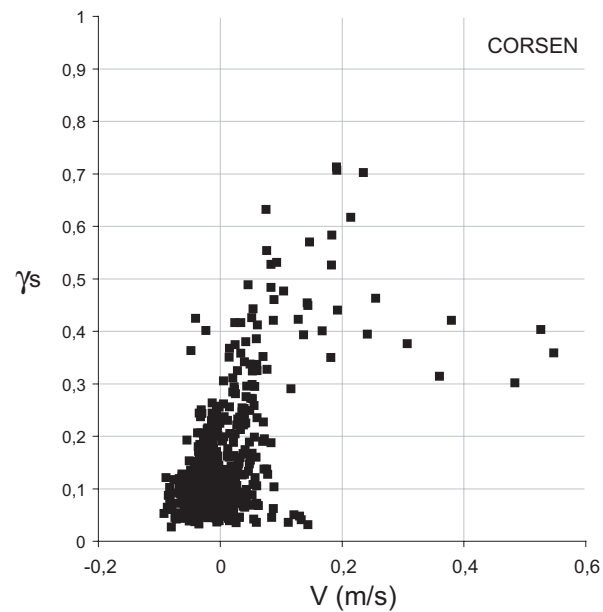
Sur la figure 115, une intensification du courant transversal est constatée depuis le point de déferlement ($\gamma_{s,b}$) vers des hauteurs relatives de vagues croissantes. Ce courant intense dans la zone de déferlement et orienté vers le large est le courant de retour de fond, courant de compensation entre les flux de masse des vagues orientés vers la côte et les gradients de pression orientés vers le large. Il atteint des vitesses maximales de $0,25$ à $0,45$ m/s, selon les plages considérées, au cœur de la zone de déferlement et lors de conditions de mer agitées (γ_s de $0,4$ à $0,8$). Dans la littérature, on retrouve cet ordre de grandeur



a



b



c

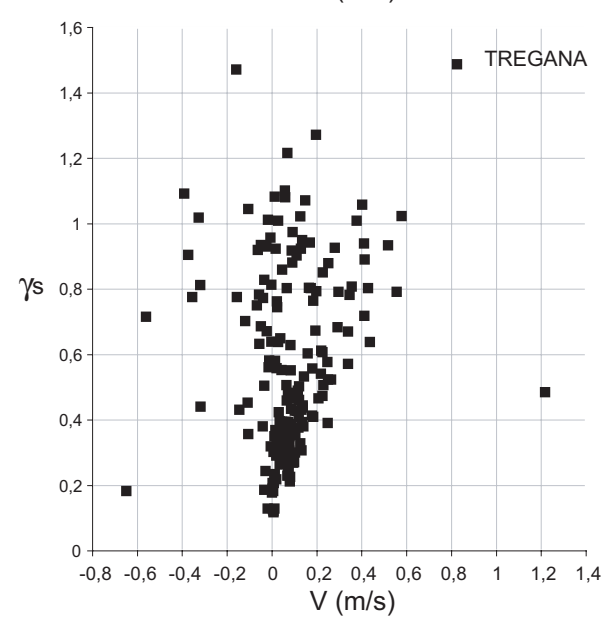


Illustration 115. Courant transversal et longitudinal, U et V , fonction de la hauteur relative des vagues γ_s à Porsmilin, Corсен et Tregana

avec un courant de retour fréquemment mesuré de 0,2 à 0,3 m/s (Greenwood and Osborne, 1990 ; Masselink and Black, 1995 ; Anthony *et al.*, 2004), plus rarement jusqu'à 0,4 m/s, lors de fortes conditions d'énergie (Garcez Faria *et al.*, 2000 ; Aagaard *et al.*, 2005). De plus, comme nos mesures du courant de retour ont été effectuées 45 à 55 cm au-dessus du fond, on peut s'attendre à des vitesses plus élevées au plus près du sédiment (Black and Rosenberg, 1991).

Un troisième groupe de données est associé aux hauteurs relatives des vagues les plus élevées c'est-à-dire en zone de déferlement interne, à proximité de la zone de swash. Dans des hauteurs d'eau très faibles proches de l'émersion du capteur (< 1 m), le courant de retour est considérablement réduit voire disparaît totalement. Les vagues déferlantes induisent une composante de courant de sens opposé au courant de retour dont la contribution peut provoquer un transport sédimentaire dirigé vers la plage. Les vitesses moyennes sont souvent faibles ($< 0,1$ m/s), à l'exception de Tregana (0,1 à 0,4 m/s).

La structure du courant transversal nous a permis de définir un critère de déferlement local $\gamma_{s,b}$ pour chacune des trois plages délimitant des conditions énergétiques faibles en zone de levée des vagues de conditions énergétiques fortes en zone de déferlement (Dehouck *et al.*, 2006).

La structure du courant longitudinal est identique à celle observée pour la composante transversale :

- la dérive longitudinale est nulle ou très faible ($< 0,1$ m/s) en zone de levée des vagues sous le seuil de déferlement $\gamma_{s,b}$;
- la dérive longitudinale augmente graduellement à travers la zone de déferlement, atteignant une vitesse maximale quasi-similaire de 0,6 m/s sur les trois plages pour des hauteurs relatives de vagues de 0,4 (Corsen), 0,6 (Porsmilin) et 0,8 à 1 (Tregana). Alors que sur la plage de Corsen, la dérive est exclusivement dirigée vers le nord ($V > 0$), elle est orientée vers l'est au cours des cinq premiers jours de la campagne de mesures à Tregana, puis vers l'ouest pour les deux derniers jours (ill. 111e). La direction de la dérive longitudinale est liée à l'incidence des vagues, légèrement obliques venant du sud-ouest puis du sud-est à Tregana, fortement obliques du sud à Corsen ;
- la dérive longitudinale bascule dans les très faibles hauteurs d'eau de la zone de déferlement interne à Porsmilin (γ_s de 0,6 à 1,1) et reste très intense (jusqu'à 0,6 m/s).

Les données de vitesse du courant à Corsen présentent un caractère surprenant lié aux fluctuations de la période significative des vagues. En effet, l'intensité du courant est davantage corrélée à la période des vagues incidentes qu'à leur hauteur ou aux conditions énergétiques incidentes comme sur les plages de Porsmilin et Tregana. Alors que les conditions énergétiques sont plus fortes les 14 et 15/03 ($H_s=0,7-0,8$ m), les pics de vitesse du courant (les 16 et 22/03) sont exclusivement associés à des vagues incidentes très courtes, de l'ordre de 8 s de période, forcées par un vent local soutenu (> 20 nœuds). Il semble que l'intensité du déferlement dans la partie sud de la plage, extrêmement élevée lors de conditions de forte mer du vent, conduisent donc à des courants horizontaux très intenses.

1.2.4. Synthèse

Dans ce chapitre, l'étude des conditions d'agitation présentes sur les plages a mis en évidence deux types de forçages hydrodynamiques.

Sur les plages intertidales de Porsmilin, Corsen et Tregana, les courants sont induits par les vagues, modulés dans le temps et l'espace par le cycle tidal (Dehouck *et al.*, 2006). Lors de conditions énergétiques, le courant de retour et la dérive longitudinale sont les deux agents majeurs du transport sédimentaire sur ces trois plages, l'un exportant les sédiments vers le large, à l'extérieur de la zone de déferlement, l'autre privilégiant un transport longitudinal orienté selon l'incidence des vagues. Lors des périodes de calme ou dans la zone de levée des vagues, les courants sont quasi-nuls minimisant la capacité de transport des sédiments.

Sur la plage subtidale des Blancs Sablons, l'hydrodynamisme est dominé par des courants de marée alternatifs dont l'intensité varie en fonction du marnage. Lors de conditions énergétiques de tempête, on a enregistré une composante de courant dirigée dans le sens de propagation des vagues, forcée par l'asymétrie des vagues en zone de levée, et qui se superpose aux courants de marée.

En réalité, ces deux signatures hydrodynamiques témoignent de la même variabilité spatiale des processus sur les quatre plages de la mer d'Iroise. On peut certainement transposer les observations réalisées en zone intertidale, à l'estran des Blancs Sablons, et vice versa, les observations enregistrées sur sa plage subtidale à celles de Porsmilin, Corsen et Tregana. Il y a donc une spatialisation des processus hydrodynamiques sur les plages, dominés par la dynamique de cellule et les courants de marée dans la zone subtidale et par les vagues dans la zone intertidale.

Dans le chapitre III, nous exploiterons ces résultats pour interpréter l'évolution morpho-sédimentaire des plages à court terme. En extrapolant les caractéristiques hydrodynamiques observées au niveau du capteur à l'ensemble de la plage (en fonction de l'excursion tidale), on expliquera le transport sédimentaire observé sur les plages au cours d'un cycle de marée et sous des conditions d'énergie variables.

2. La transformation des vagues en zone de surf

Dans ce sous-chapitre, notre attention est portée sur la transformation des vagues en zone de surf, en particulier sur la dissipation de leur énergie et la génération d'ondes secondaires après le déferlement. A partir des données de vagues acquises lors des campagnes de mesures, on tentera d'identifier les paramètres contrôlant l'atténuation de la hauteur des vagues via la dissipation de leur énergie dans la zone de surf (Dehouck *et al.*, 2006) et les transferts d'énergie vers les basses et hautes fréquences. L'analyse de ces processus est toutefois limitée du fait que nous ne disposons, sur chaque plage, que d'un point de mesure unique dans la zone intertidale. Alors que plusieurs capteurs sur une ligne transversale auraient été nécessaire, on peut toutefois analyser la variabilité spatiale et temporelle de ces processus grâce au déplacement horizontal des zones de levé et de déferlement des vagues au cours du cycle de marée.

2.1. Dissipation de l'énergie des vagues

L'approche consiste à étudier la dissipation de l'énergie des vagues lors de leur propagation vers le rivage en s'intéressant à l'influence exercée par la profondeur d'eau et la pente de la plage sur leur hauteur relative.

2.1.1. Paramétrisation de γ_s à la profondeur d'eau locale h

La figure 117 représente la hauteur significative des vagues, fonction de la hauteur d'eau sur les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana. Dans les très petits fonds ($h < 1$ m), on retrouve une limitation quasi-linéaire de la hauteur des vagues par la profondeur d'eau, symbolisée par une droite passant par l'origine. Celle-ci correspond à une enveloppe maximale des hauteurs de vagues en zone de surf saturée telle que décrite par Thornton and Guza (1982). Les droites ont été ajustées approximativement à l'enveloppe maximale des données en zone de surf saturée. Les données mesurées en zone de surf (symboles vides) sont celles dont les hauteurs relatives γ_s sont associées à l'observation d'un courant de retour. On a également reporté les profondeurs d'eau minimale et maximale à partir desquelles la hauteur des vagues n'est plus linéairement dépendante de la profondeur d'eau locale. On remarque que la pente de la droite augmente pour des plages de plus en plus réfléchissantes (0,81, 0,88, 1,2 pour Porsmilin, Corsen, Tregana respectivement). Les valeurs de ces pentes correspondent à la hauteur relative maximale en zone de surf saturée pour chacune des plages.

Ainsi en zone de surf saturée, la dissipation de l'énergie des vagues est complète pour des profondeurs d'eau inférieures à 0,5-1,25 m selon la hauteur des vagues et la pente de la plage (ill. 117). Pour des profondeurs d'eau supérieures, les vagues sont partiellement atténuées et la profondeur n'exerce plus son contrôle sur la hauteur des vagues du fait d'une friction réduite au fond.

La figure 118 représente le rapport γ_s de la hauteur significative des vagues à la hauteur d'eau fonction de la hauteur d'eau locale pour les trois plages (Porsmilin, Corsen, Tregana) ayant enregistré des conditions d'énergie en zone de déferlement. Les hauteurs relatives inférieures à 0,2 sont associées aux données acquises dans des grandes profondeurs d'eau c'est-à-dire en zone de levée des vagues.

Dans les plus faibles profondeurs d'eau, la hauteur relative croît, encouragée par des conditions incidentes fortes. La hauteur relative est donc doublement contrôlée par la hauteur d'eau et l'énergie incidente des vagues. On rappelle qu'on dispose d'un critère de déferlement local γ_b pour chacune des plages (ill. 116) en fonction de l'observation ou non d'un courant induit par le déferlement, orienté vers le large. Précédemment, on a également dissocié la zone de surf externe non saturée de la zone de surf interne saturée selon le contrôle exercé par la profondeur sur la hauteur des vagues.

En reportant la hauteur relative des vagues au déferlement (γ_b) sur la figure 118, on constate que les vagues déferlent dans des hauteurs d'eau de 0 à 4 m à Porsmilin, de 0 à 2 m à Corsen, et de 0 à 3 m à Tregana. Lors des tempêtes, seules les vagues les plus hautes et cambrées déferlent dans des grandes hauteurs d'eau (de 2 à 4 m d'eau selon les plages). La zone de surf est saturée lorsque la totalité des

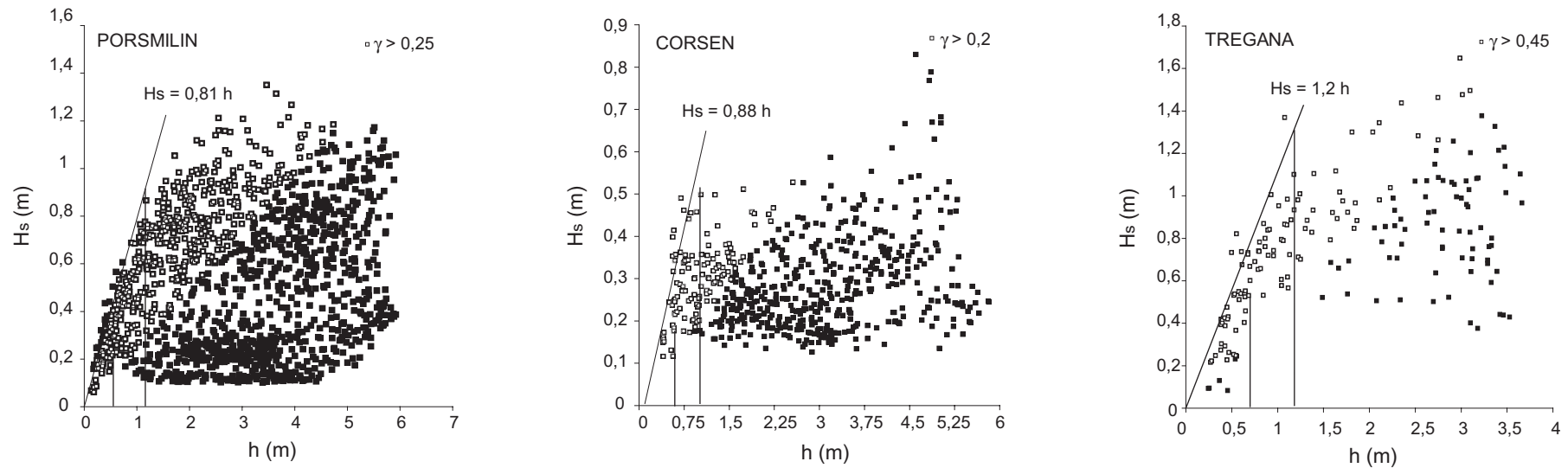


Illustration 117. Hauteur significative des vagues H_s fonction de la hauteur d'eau à Porsmilin, Corsen et Tregana. Les symboles blancs correspondent aux données mesurées en zone de déferlement. L'enveloppe approximative de la hauteur des vagues en zone de surf saturée est représentée par une droite, ainsi que les hauteurs d'eau minimale et maximale associées à une zone de surf non saturée.

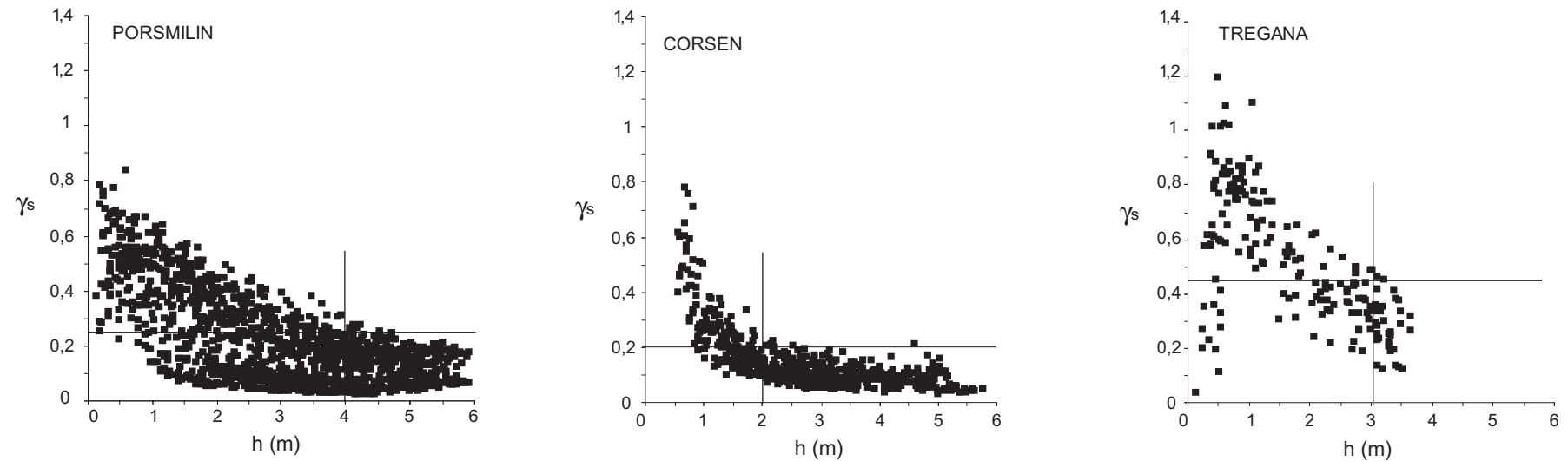


Illustration 118. Hauteur relative des vagues γ_s (intégrée dans la bande gravitaire houle-mer du vent) fonction de la hauteur d'eau.

vagues incidentes déferlent, c'est-à-dire lors de conditions d'énergie très fortes et/ou à proximité du rivage. On suppose que les hauteurs relatives γ_s les plus fortes (jusqu'à 1,2 à Tregana) sont associées à la zone de surf interne, saturée par le déferlement des vagues. Ainsi, la hauteur relative des vagues évolue à travers la zone de surf depuis un critère de déferlement local γ_b à des valeurs maximales mesurées lorsque le déferlement est saturé dans les faibles profondeurs (Dehouck *et al.*, 2006).

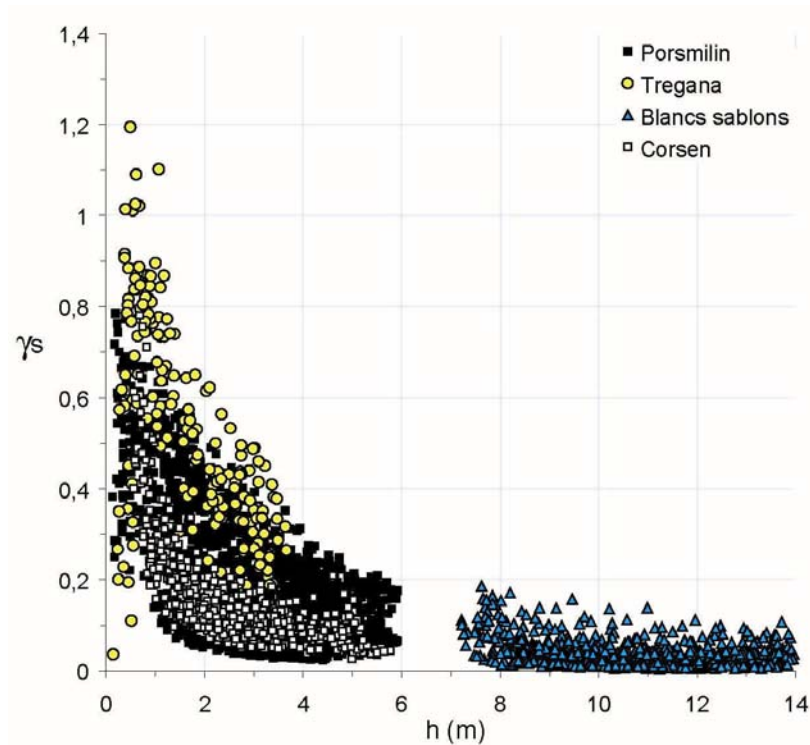


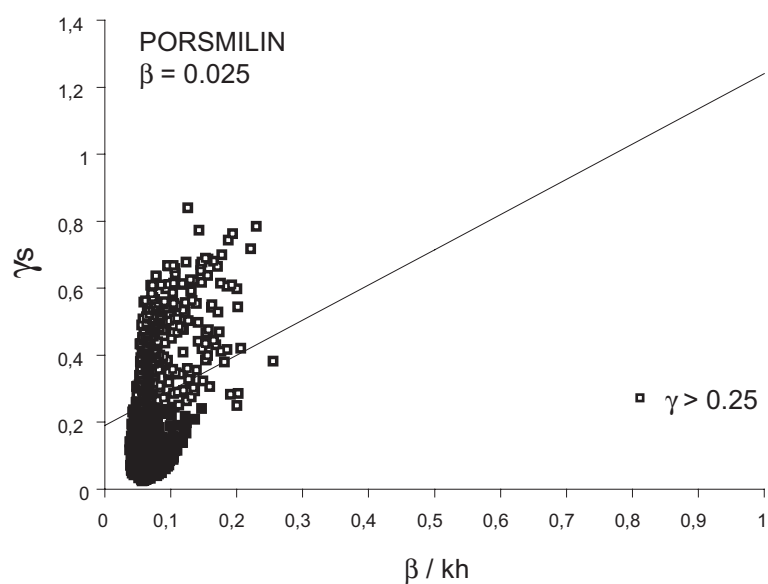
Illustration 119. Hauteur relative des vagues γ_s fonction de la hauteur d'eau sur les quatre plages étudiées, toutes conditions d'énergie confondues.

La figure 119 représente l'ensemble des données de vagues des quatre campagnes de mesures hydrodynamiques. On note une continuité virtuelle entre les données de la zone de levée des vagues aux Blancs Sablons et celles des trois autres plages. On retrouve le fort contrôle de la hauteur d'eau sur la hauteur relative γ_s avec des valeurs globalement plus élevées pour la plage de Tregana, la plus réfléchive des quatre étudiées. Ce dernier point est approfondi dans le paragraphe suivant.

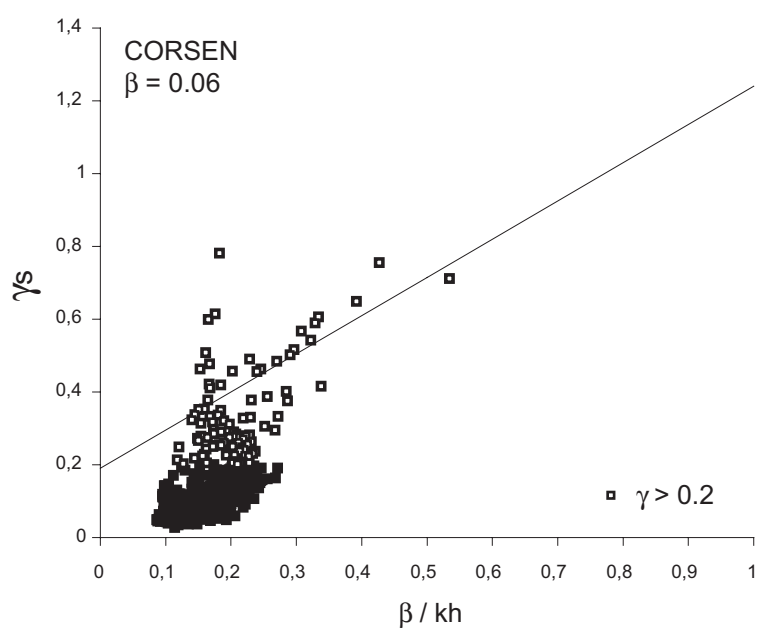
2.1.2. Paramétrisation de γ_s en fonction de la pente locale normalisée β/kh

La hauteur relative γ_s en zone de surf étant fortement dépendante de la hauteur d'eau locale h et de la pente locale de la plage (Raubenheimer *et al.*, 1996 ; Sénéchal *et al.*, 2001 ; Sénéchal *et al.*, 2005), on étudie l'influence de la pente locale normalisée par la hauteur d'eau (h) et le nombre d'onde (k). La figure 120 représente les hauteurs relatives γ_s acquises pendant les campagnes de mesures sur chacune des plages en zone de levée des vagues et en zone de surf. Les données mesurées en zone de surf sont déterminées à partir de l'observation du courant de retour, induit par le déferlement des vagues, c'est-à-dire pour des hauteurs relatives de vagues supérieures au γ_b local. Les ajustements linéaires de Raubenheimer *et al.* (1996) et Sénéchal *et al.* (2001) sont représentés par des droites d'équation respectives (29) et (30) :

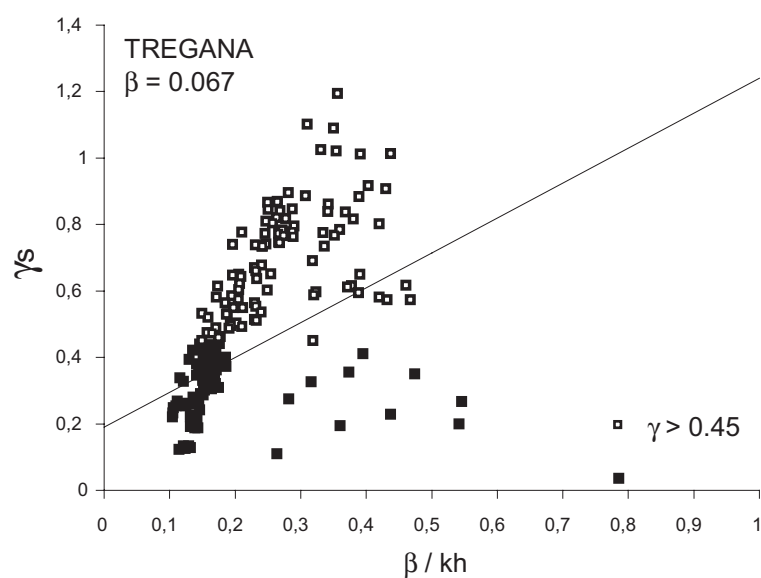
$$\gamma_s = (1,05 \pm 0,15) \beta/kh + (0,19 \pm 0,09), \quad R^2 = 0,87 \quad (29)$$



a



b



c

Illustration 120. Hauteur significative relative des vagues γ_s fonction de la pente locale normalisée β/kh pour les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana. Toutes les données acquises sont représentées, les symboles blancs correspondent aux données en zone de surf.

$$\gamma_s = 2,18 \beta/kh + 0,35, \quad R^2 = 0,90 \quad (30)$$

On remarque une distribution différente des hauteurs relatives γ_s selon la pente locale de chaque plage. A Porsmilin, les données se situent au-dessus de la relation de Raubenheimer *et al.* (1996) pour des pentes locales normalisées faibles ($\beta/kh < 0,25$). La dispersion verticale est forte représentant des conditions énergétiques variables. L'extension horizontale est faible du fait d'une faible variabilité de la pente locale ($\beta = 0,025$). Pour les jeux de données acquis sur les plages de Corsen et Tregana, la dispersion horizontale est meilleure du fait de pentes locales plus fortes (respectivement 0,06 et 0,067). Les données de Tregana sont globalement toutes situées au-dessus de la droite empirique tandis que les données de Corsen pour des $\beta/kh > 0,25-0,3$ sont parfaitement décrites par la relation théorique de Raubenheimer *et al.* (1996).

On souhaite savoir si les données acquises en zone de surf sur les trois sites s'ajustent aux relations linéaires de Raubenheimer *et al.*, (1996) ou bien de Sénéchal *et al.* (2001). Puisque sur chacune des plages les données suivent relativement mal la relation (ill. 120, excepté pour Tregana), on regroupe l'ensemble des trois jeux de données sous une même figure (ill. 121). Pour cela, les γ_s acquis en zone de surf sur les trois sites sont réarrangés en classes de 0,05 ($\beta/kh \pm 0,025$), comme dans l'étude de Raubenheimer *et al.* (1996), et on ajuste une droite de régression linéaire à ces γ_s moyennés. La relation obtenue à partir de nos données est :

$$\gamma_s = 1,06 \beta/kh + 0,29, \quad R^2 = 0,76 \quad (31)$$

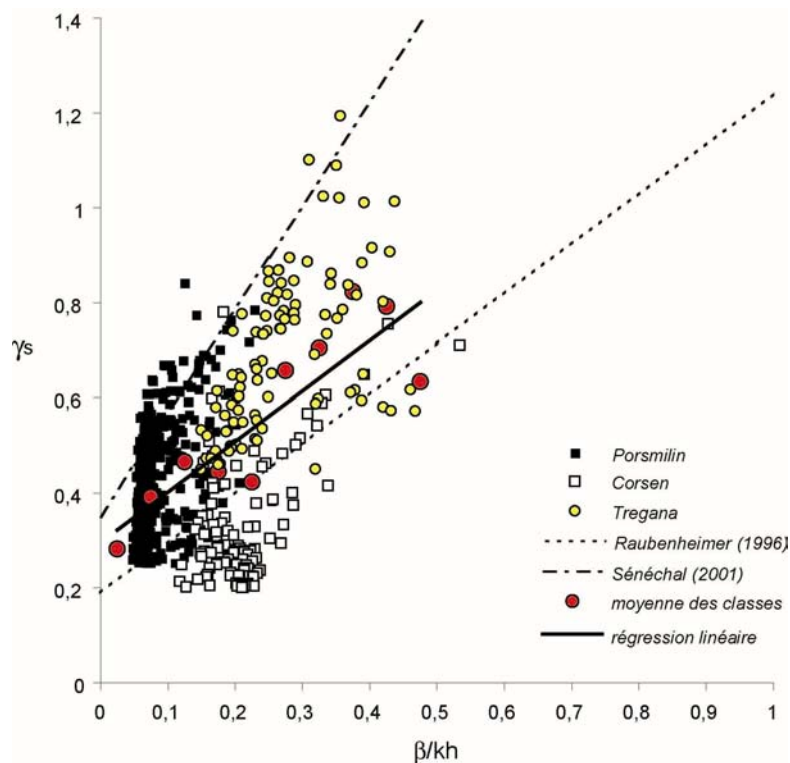


Illustration 121. Hauteur relative des vagues γ_s (intégrée dans la bande gravitaire houle-vent) fonction de la pente locale normalisée β/kh pour les trois sites (Porsmilin, Corsen, Tregana) et toutes les données acquises en zone de déferlement. Les symboles rouge correspondent aux moyennes par classe de $\beta/kh \pm 0,025$. La régression linéaire sur les moyennes observées γ_s est indiquée par la droite noire. Par comparaison, les relations empiriques de Raubenheimer *et al.* (1996) et Sénéchal *et al.* (2001) sont indiquées en pointillés.

Nos données s'accordent relativement bien à la relation de Raubenheimer *et al.* (1996) avec une pente similaire mais une déviation de + 0,10 à l'origine encouragée par la grande dispersion des données (fort écart-type). Cette déviation peut s'expliquer par le choix des fréquences de coupure lors de l'analyse spectrale (Sénéchal *et al.*, 2002 ; Sénéchal *et al.*, 2005).

Sur les plages de la mer d'Iroise, on observe donc une hauteur relative des vagues γ_s croissante avec des pentes locales normalisées fortes, c'est-à-dire pour des hauteurs d'eau faibles et/ou des pentes de plage fortes (Dehouck *et al.*, 2006). Le taux de dissipation des vagues en zone de surf est minimal (faibles γ_s) pour des plages dissipatives à plans (faibles β/kh ; bas d'estran à Porsmilin) et maximal (forts γ_s) pour des plages réfléchives (forts β/kh ; Tregana). Le déferlement proche de la ligne de rivage sur les plages réfléchives engendre une zone de surf très courte et globalement moins d'énergie perdue par les vagues à travers la zone de surf. A l'inverse, le déferlement précoce sur les plages dissipatives donne lieu à une zone de surf très large à travers laquelle la hauteur des vagues est fortement atténuée.

2.2. Génération d'ondes secondaires

La hauteur d'eau est donc un paramètre modulateur de la hauteur des vagues à l'approche de la ligne de rivage. D'autres processus physiques sont associés à la transformation des vagues en zone de levée et en zone de déferlement. En effet, les vagues se propageant depuis le large vers des eaux peu profondes deviennent fortement non linéaires : des interactions multiples sont observées entre les ondes de longueur d'onde diverses qui forment les groupes de vagues incidentes. Ces interactions non linéaires sont observées au déferlement avec la libération d'ondes longues liées (génération d'ondes sub-harmoniques) et la génération d'ondes plus courtes, harmoniques de l'onde primaire incidente. On propose d'observer et d'analyser ces processus physiques dominants de la zone de surf pour comprendre comment ces ondes secondaires sont susceptibles d'être impliquées dans la dynamique sédimentaire littorale.

2.2.1. Ondes harmoniques

Lors de la campagne de mesures à Corsen, nous avons noté des oscillations de la période significative des vagues en bas d'estran selon le cycle tidal et la hauteur d'eau. Pendant les conditions énergétiques (coups de vent), la décroissance de la période des vagues s'opère dans des faibles hauteurs d'eau, et particulièrement lors des basses mers de vives-eaux.

Afin de comprendre les processus qui contrôlent la modulation de la période des vagues, la répartition des périodes des vagues individuelles est étudiée à chaque acquisition lors d'une haute mer, et lors de la basse mer consécutive. La figure 122 concerne les deux cycles de marée du 15 mars 2005 au cours desquels la période significative des vagues a fortement diminué (de 15,5 à 11,8 s et de 12 à 8,4 s). Les spectres associés sont représentés dans le but d'étudier la répartition de l'énergie des vagues.

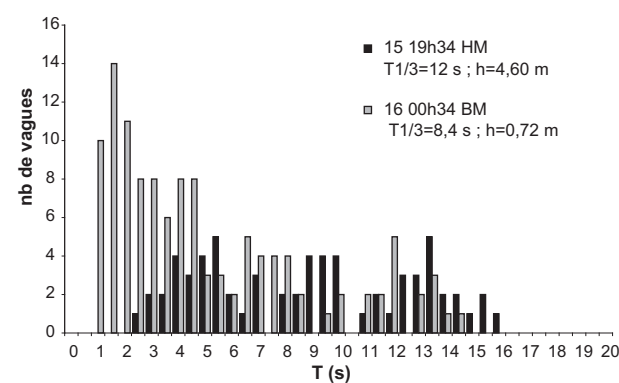
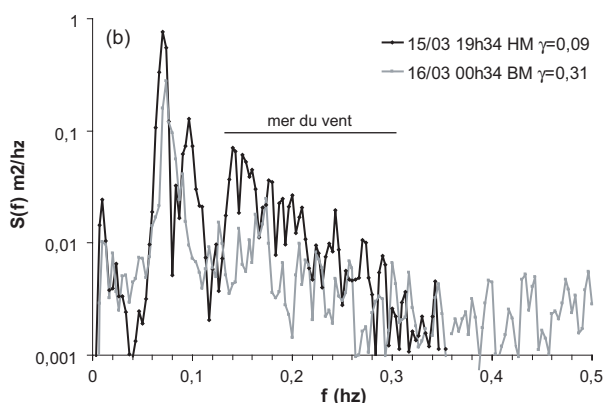
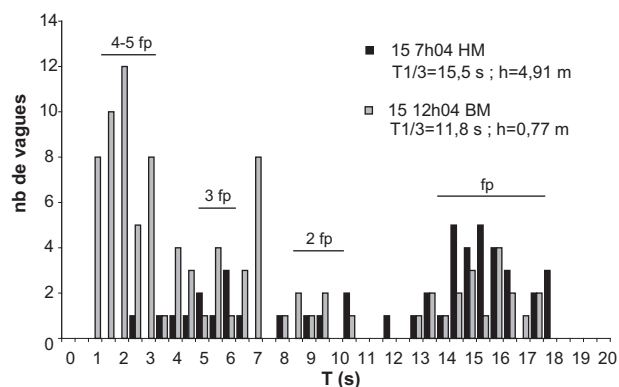
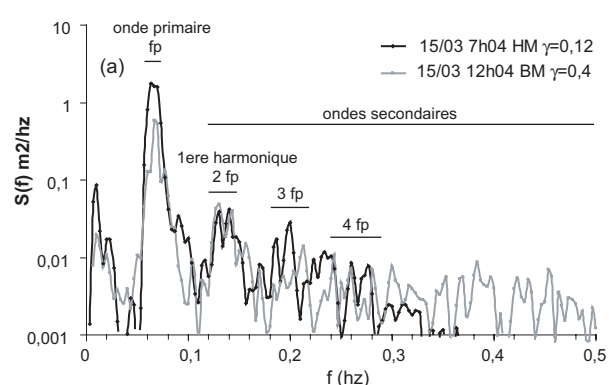


Illustration 122. Spectres d'énergie des vagues et histogrammes des périodes des vagues individuelles lors de deux situations de marées hautes (HM) et basses (BM) sur la plage de Corsen, (a) lors d'une houle bien établie, (b) lors de conditions mixtes de houle et mer du vent.

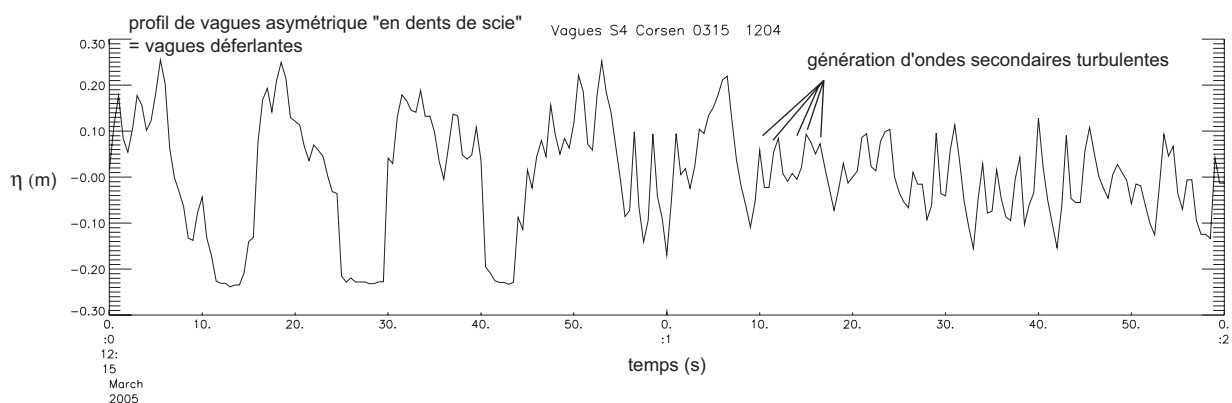


Illustration 123. Vagues mesurées à Corsen le 15/03/05 à 12h04 TU pendant 120 s.

On remarque un transfert partiel de l'énergie de l'onde primaire vers des ondes secondaires plus courtes dans les hautes fréquences (entre 0,2 et 0,5 Hz). Sur les situations de pleine mer (courbes noires), les spectres sont dominés par une onde primaire à 0,065 - 0,07 Hz ($T_p \approx 14-15$ s) et des pics secondaires sont identifiés autour de 0,14 Hz (2 fois la fréquence pic f_p), 0,2 Hz (3 f_p) et 0,26-0,27 Hz (4 f_p). Ainsi, même dans les grandes hauteurs d'eau, en zone de levée des vagues ($\gamma_s < 0,2$), il existe une amplification des ondes harmoniques liées au groupe de vagues incident. Ensuite, dans des hauteurs d'eau faibles, à basse mer, le transfert vers des ondes très courtes (1 à 5 s) est plus intense, favorisé par la libération des harmoniques liées au déferlement des vagues ($\gamma_s = 0,3-0,4$) sur la pente réfléchive de la plage. On ne distingue aucune structure particulière dans les hautes fréquences à partir des spectres d'énergie. En effet, comme dans des études précédentes (Beji and Battjes, 1993 ; Masselink, 1998), la répartition de l'énergie vers les ondes très courtes est homogène. A partir de la figure 123, on peut estimer que l'onde primaire ($T=14$ s) se décompose en trois à cinq ondes secondaires ($T \approx 1$ à 3 s). Ces ondes très courtes se propageant dans la zone de surf peuvent être assimilées à des vagues déferlantes. La figure 122b expose des conditions de mer du vent bien développée (22 nœuds de vent) avec une bande fréquentielle (0,14-0,3 Hz) relativement énergétique. Dans ce cas précis, il est plus difficile de distinguer les harmoniques liées qui se superposent à la mer du vent bien qu'elles soient très probablement présentes (Guza and Thornton, 1980).

Il semblerait donc que le processus de génération d'ondes secondaires harmoniques se décompose en plusieurs étapes :

- dans un premier temps, les harmoniques liées aux vagues incidentes sont amplifiées dans la zone de levée des vagues. Leur amplification et le transfert d'énergie vers des vagues encore plus courtes s'accroissent avec des profondeurs d'eau décroissantes jusqu'à représenter une proportion significative de l'énergie (Guza and Thornton, 1980) ;
- dans un deuxième temps, les vagues déferlent dans des faibles hauteurs d'eau sur la pente réfléchive du bas d'estran. Tandis qu'une partie des harmoniques demeurent liées aux groupes de vagues, d'autres sont libérées et se propagent dans la zone de déferlement sous forme d'ondes secondaires très courtes.

A l'issue de ces observations, plusieurs questions se posent : quels sont les éléments morphologiques déclencheurs de l'amplification de ces ondes courtes en zone de levée des vagues et de leur libération ? en quoi sont-ils différents de ceux identifiés dans la littérature ?

Les études consacrées à la génération d'harmoniques en zone littorale ont montré que ces transferts d'énergie sont toujours observés lors du franchissement d'une barre subtidale (Byrne, 1969 ; Beji and Battjes, 1993 ; Masselink, 1998 ; Sénéchal *et al.*, 2002), d'un platier récifal (Gallagher, 1972) ou d'un brise-lames. Elles montrent que la génération d'ondes secondaires est liée au développement d'ondes fortement non linéaires se propageant dans un domaine plus linéaire. Autrement dit, la libération d'harmoniques est conditionnée par la transition d'un milieu dissipatif vers un milieu plan (comme un platier récifal) ou vers des plus grandes hauteurs d'eau (creux d'une barre).

A Corsen, le développement d'ondes non linéaires est favorisé par la pente douce ($2,3^\circ$) de la plage subtidale au large du point de déferlement. Malheureusement, l'absence de levés bathymétriques ne permet

pas d'infirmier la présence d'une barre subtidale. La transition vers un domaine plus réfléchissant ($5,7^\circ$) au-delà du point de déferlement suggère que les vagues courtes se propagent dans la zone de surf sous forme de vagues déferlantes turbulentes (Keller *et al.*, 1960). Ainsi, les conditions morphologiques de libération des harmoniques sur la plage de Corsen ne coïncident pas avec celles décrites dans la littérature (Masselink, 1998). En effet, aucune barre ou plate-forme subtidale ne participe à la libération des harmoniques, mais seulement une rupture de pente vers une plage intertidale réfléchissante.

Enfin, du fait de la réduction de la période des vagues à la ligne de rivage, on peut s'attendre à une baisse significative de la réflexion des vagues à la côte (Masselink, 1998). La génération d'ondes courtes dans la zone de surf à Corsen pourrait donc expliquer le faible développement du système de croissants de plage et son caractère ponctuel.

2.2.2. Ondes infragravitaires

Dans la zone de levée des vagues, des interactions non linéaires se développent et amplifient aussi les transferts d'énergie vers les ondes basses fréquences. Le processus est identique au transfert d'énergie vers les harmoniques de l'onde primaire. Comme l'onde infragravitaire est longue (T de 20 à 100 s) voire très longue (jusqu'à 1000 s) et de faible amplitude, elle ne déferle pas et ne se dissipe quasiment pas à l'approche du rivage. Dans la zone de déferlement, l'énergie infragravitaire représente souvent une proportion significative de l'énergie totale des vagues, jusqu'à devenir prépondérante à la ligne de rivage et dans la zone de swash laquelle connaît donc des forts battements basse fréquence. Dès lors, on s'intéresse à qualifier la nature des ondes infragravitaires, à quantifier la distribution de leur énergie depuis la zone de levée jusqu'au rivage et à déterminer leur rôle dans la dynamique sédimentaire littorale.

La figure 124 montre la répartition temporelle de l'énergie infragravitaire (notée E_{ig}) et infragravitaire lointaine (E_{fig}) sur la plage de Porsmilin lors de la campagne de mesures. L'énergie (E) contenue dans une bande fréquentielle donnée (Df) est calculée selon :

$$E = \frac{1}{8} \rho g H_{s,Df}^2 \quad (32)$$

avec $H_{s,Df} = 4 \sqrt{m_{0,Df}}$, $\rho = 1,023 \text{ kg/m}^3$, $g = 9,81 \text{ m/s}^2$

A Porsmilin, et plus généralement sur les quatre plages étudiées, on observe une forte proportion d'énergie infragravitaire proportionnelle à l'énergie incidente des vagues. Ainsi pendant des conditions fortement énergétiques (tempêtes, coups de vent ; H_s de 1 à 1,5 m), l'onde longue liée au groupe de vagues incident est ample et l'énergie contenue dans les basses fréquences est élevée (0,04 à 0,10 J ; ill. 124a). Néanmoins, on observe sur la figure 124 des pics d'énergie infragravitaire aussi bien pour des conditions non déferlantes ($H_s/h < \gamma_b$) que déferlantes ($H_s/h > \gamma_b$). Par ailleurs, les fortes proportions d'énergie infragravitaire (5 à 20 % ; ill. 124b) et infragravitaire lointaine (jusqu'à 40 %) sont toujours associées à des faibles hauteurs d'eau (à basse mer) et à des conditions déferlantes (fortes hauteurs relatives des vagues).

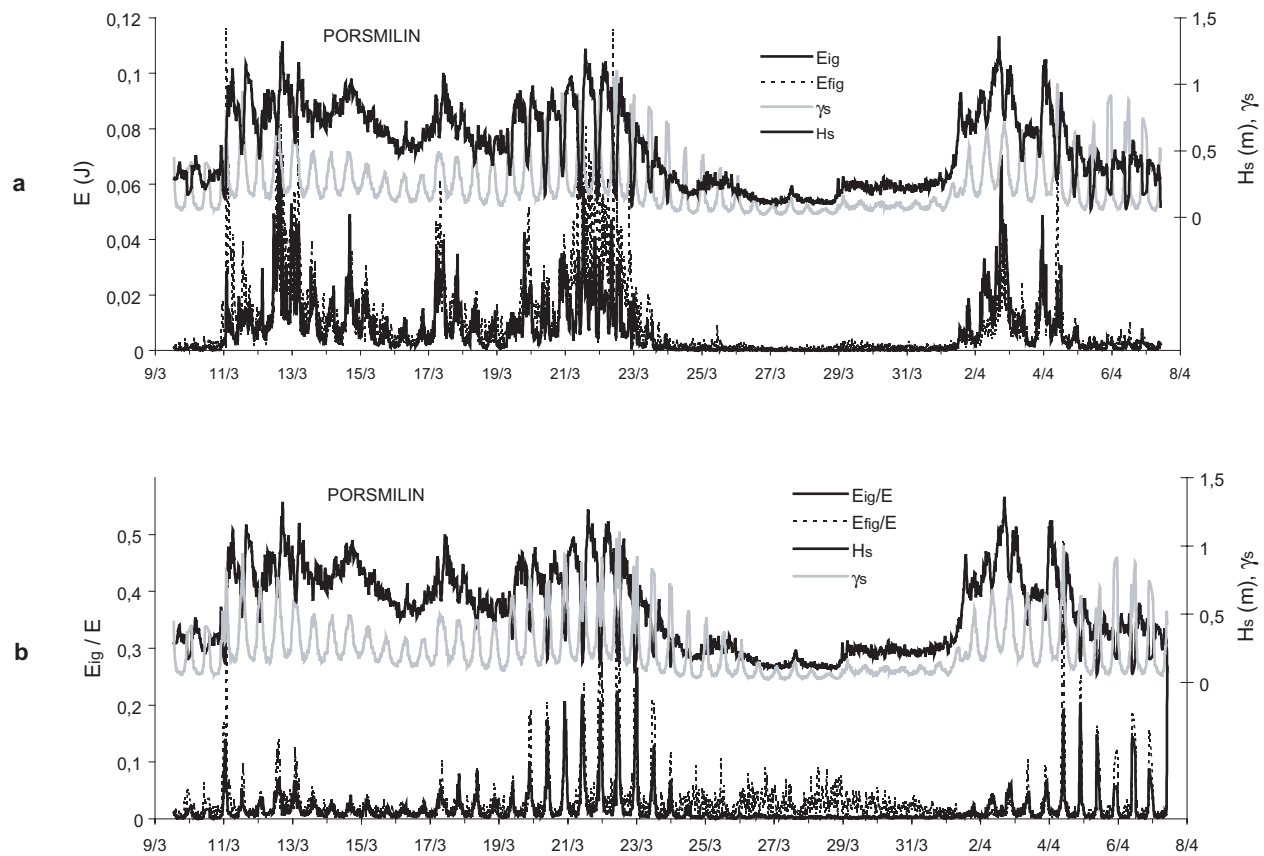


Illustration 124. (a) Energie totale des vagues, (b) proportion d'énergie infragravitaire E_{ig} et infragravitaire lointaine E_{fig} à l'énergie totale des vagues lors de la campagne de mesures à Porsmilin, hauteurs significative H_s et relative γ_s .

On a vu que l'énergie des ondes longues est à la fois régulée par l'énergie incidente totale mais aussi par la hauteur d'eau et les conditions d'énergie locales (déferlantes ou non). La figure 125 représente la distribution de l'énergie infragravitaire fonction des conditions d'énergie locales pour les quatre plages. La limite entre les conditions non déferlantes (zone de levée des vagues) et les conditions déferlantes est indiquée par une ligne pointillée associée à la hauteur relative des vagues de déferlement (γ_b).

En zone de levée des vagues, l'énergie infragravitaire augmente jusqu'au point de déferlement avec des profondeurs décroissantes et des hauteurs de vagues incidentes croissantes. En effet, l'énergie infragravitaire est associée à des ondes longues liées dont l'amplification est contrôlée par la hauteur d'eau. La proportion maximale d'ondes longues liées ou forcées par le groupe de vagues est atteinte au point de déferlement.

En zone de déferlement, l'énergie infragravitaire atteint des valeurs maximales, mais les données sont relativement plus dispersées. Plusieurs études (Holman, 1981 ; Huntley *et al.*, 1981 ; Oltman-Shay and Guza, 1987 ; Ruessink, 1998a ; Ruessink, 1998b) ont montré que les ondes longues libres dominent l'énergie infragravitaire après le déferlement. Elles se décomposent en des ondes longues libres « entrantes » libérées au déferlement et en des ondes libres « sortantes » réfléchies par la plage. Une partie de ce flux sortant peut-être piégé à la côte sous forme d'ondes de bord entre le point de déferlement et la zone de levée.

2.3. Synthèse

Les objectifs de ce sous-chapitre étaient d'identifier les processus hydrodynamiques qui affectent les vagues lors de leur propagation jusqu'au rivage et de déterminer leur rôle sur la dynamique sédimentaire des plages.

On a mis en évidence les dépendances exercées par la hauteur d'eau et la pente locale sur la hauteur relative des vagues. En particulier, la hauteur des vagues dans les petits fonds (zone de surf saturée) est proportionnelle à la hauteur d'eau tandis qu'elle est contrôlée par l'énergie incidente dans les plus grandes profondeurs. Le critère de déferlement local γ_b a permis de constater l'augmentation de la hauteur relative des vagues depuis le point de déferlement jusqu'à proximité du rivage. Par ailleurs, une relation empirique linéaire a été établie entre la hauteur relative des vagues et la pente locale en utilisant les trois jeux de données (Dehouck *et al.*, 2006). Le cycle de marée et la pente des plages induisent donc une modulation spatio-temporelle de la dissipation de l'énergie des vagues et, par conséquent, de leur capacité de transport.

On a également observé la génération d'ondes secondaires, liées aux groupes de vagues incidents dans la zone de levée, et partiellement libérées lors du déferlement. Pendant les tempêtes, les ondes basse fréquence, sub-harmoniques de l'onde primaire, représentent une proportion significative de l'énergie des vagues dans la zone de déferlement. De nombreuses études les ont associées à des pulsations de remise en suspension des sédiments (Aagaard and Greenwood, 1994 ; Aagaard *et al.*, 2005). Par ailleurs, elles

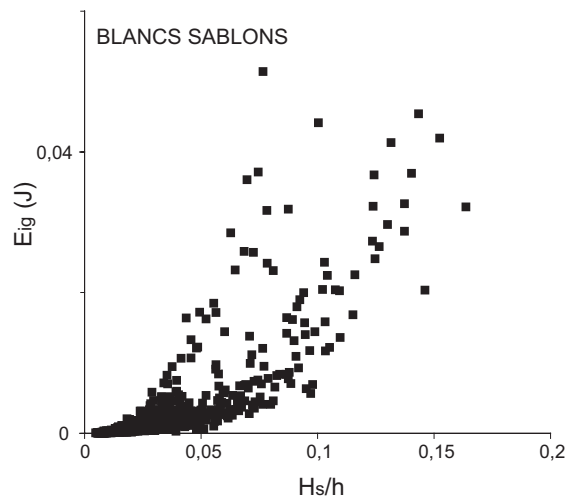
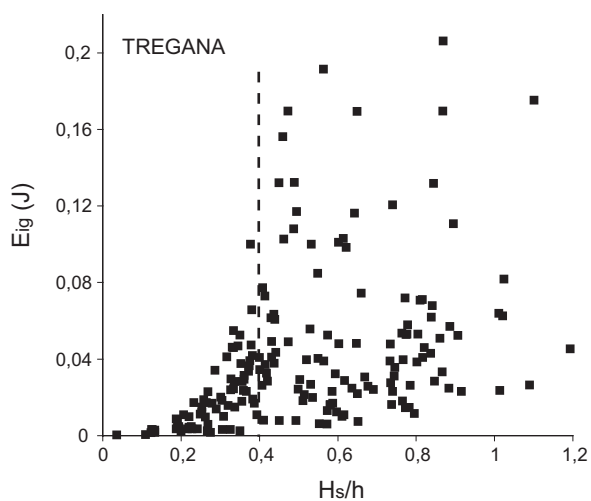
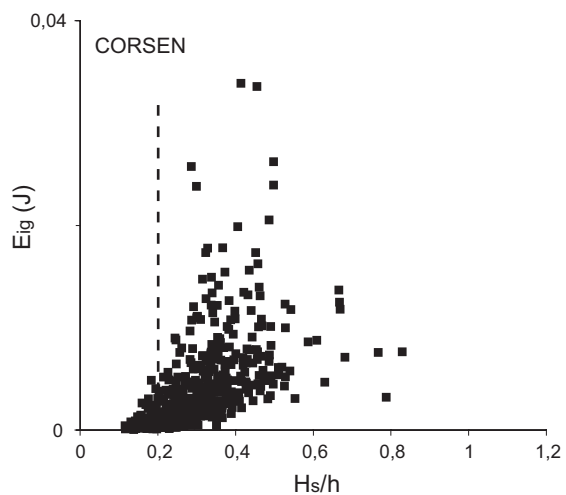
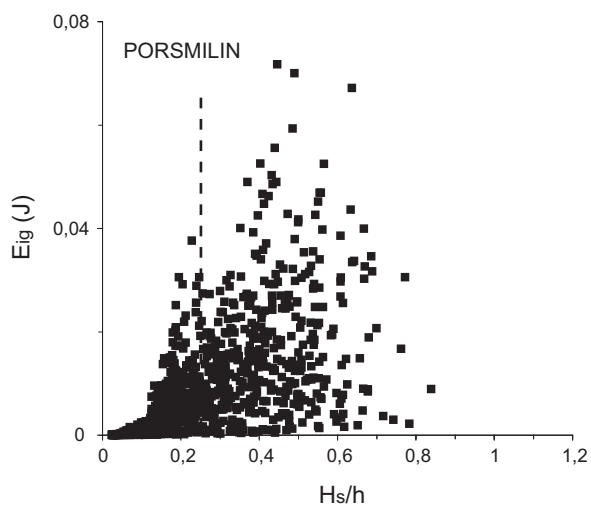


Illustration 125. Energie dans la bande infragravitaire (en joules) fonction de la hauteur relative des vagues pour les quatre plages étudiées. La ligne verticale en pointillés délimite des conditions non déferlantes ($H_s/h < \gamma_b$) de conditions déferlantes ($H_s/h > \gamma_b$).

sont responsables du battement basse fréquence de la zone de swash (Guza and Thornton, 1985) dans laquelle elles dominent les flux sédimentaires.

Sur la plage de Corsen, des harmoniques de l'onde primaire, autre type d'ondes secondaires, ont été observées. Les conditions de leur observation se démarquent de celles reportées dans la littérature (passage d'un domaine dissipatif à un domaine réfléchissant) conférant une certaine originalité au site. La présence d'ondes harmoniques se traduit par des fluctuations de la période des vagues au cours du cycle tidal. Elle est également corrélée à des pics de vitesse du courant en présence d'une mer du vent forte ce qui influe directement sur le transport sédimentaire.

Dans le prochain chapitre, nous tenterons de comprendre comment les ondes longues sont impliquées dans la formation d'une barre intertidale sur la plage de Porsmilin et de systèmes de croissants de plage sur les plages réfléchissantes de Corsen et Tregana.

Chapitre III

Evolution morpho-sédimentaire des estrans à court terme

Sur la base de ces observations, l'évolution morpho-sédimentaire des estrans de Porsmilin, Corsen et Tregana au cours des campagnes de mesures est décrite et analysée. En particulier, les processus hydrodynamiques contrôlant la formation de barres de swash et d'un système rythmique de croissants de plage seront mis en évidence.

1. Evolution morpho-sédimentaire

1.1. Porsmilin

Au cours de la campagne de mesures à Porsmilin, cinq levés topographiques de l'estran ont été réalisés (ill. 126). Ils donnent lieu à des modèles numériques d'emprise spatiale variable à cause de l'ombre portée des falaises masquant la réception satellitale aux extrémités est et ouest de la plage.

	marnage	coefficient
09/03/04	6,24	102
22/03/04	6,02	99
26/03/04	3,87	65
05/04/04	6,02	98
08/04/04	6,12	103

Illustration 126. Levés topographiques au cours de la campagne de mesures à Porsmilin

La morphologie de la plage de Porsmilin au début de la campagne de mesures (09/03) est caractérisée par une barre sableuse localisée autour de + 1,5 m IGN69 et d'un double système de croissants de plage (fig. 127a, 128a), le premier sur la laisse de haute mer de vives-eaux (+ 4 m), le second de longueur d'onde plus courte autour de + 3,5 m. On observe une rupture de pente très marquée entre + 1,5 et + 2 m correspondant au creux de la barre à l'ouest et à la transition vers le haut de plage.

Après trois coups de vent successifs entre le 9 et 22/03, la plage s'est aplanie, sa pente devenant relativement homogène. La barre sur la mi-plage et le système aval de croissants de plage ont complètement disparu à la faveur des fortes conditions énergétiques (22/03). A l'emplacement initial des cornes des croissants, on trouve des patches d'érosion de 40-60 cm tandis qu'en contrebas, au niveau du creux de la barre, 35 à 60 cm de sédiments se sont déposés (fig. 128a). Les volumes de sédiments déplacés sont conséquents (ill. 129), les volumes érodés au niveau de la ligne de croissants étant globalement équivalents à ceux déposés dans le creux de la barre. Le transport des sédiments depuis l'ancien système de croissants vers le creux de la barre homogénéise la pente de la haute plage. Les coups de vent du 11/03 et du 19 au 22/03 conjugués aux marées de vives-eaux sont l'un et/ou l'autre responsables d'un fort courant de retour ayant pu combler le creux de la barre.

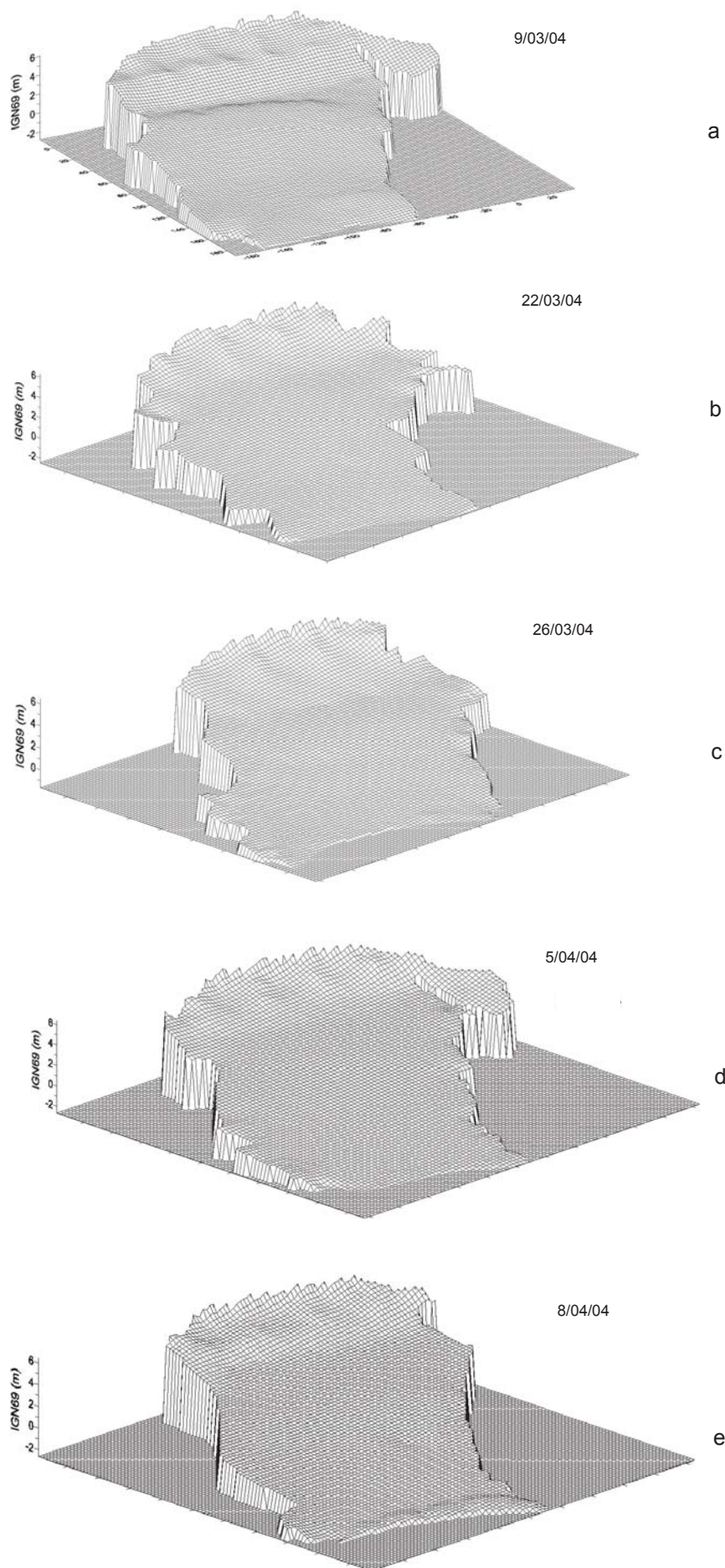


Illustration 127. Séquence d'évolution morphologique de la plage de Porsmilin du 9 mars au 8 avril 2004.

Le remaniement intense mais très localisé des sédiments de la haute plage révèle la forte capacité de transport du courant de retour lors de conditions très énergétiques malgré une longueur d'action assez courte (transport sur une trentaine de mètres). Sur le reste de l'estran, on observe peu de changement. La mi-plage et le bas de plage sont faiblement érodés (<10 cm) bien que les quelques irrégularités topographiques présentes sur le bas de plage aient été totalement gommées, soulignées par une érosion plus prononcée de 20 à 25 cm (fig. 128a). Il en résulte un probable transport sédimentaire vers la plage subtidale responsable du bilan volumique déficitaire et peu significatif de 200 m³ (ill. 129).

	V ₊	V ₋	DV (m ³)	DV (10 ⁻³ m ³ / unité de surface)
9-22/03/04	1564	1795	- 231	- 10,6
22-26/03/04	631	493	+ 138 (NS)	+ 7,6 (NS)
26/03-5/04/04	675	544	+ 131 (NS)	+ 6,8 (NS)
5-8/04/04	504	759	- 254	- 21,0

Illustration 129. Volumes déposés (V₊), érodés (V₋) et bilan sédimentaire volumique entre deux levés consécutifs à Porsmilin. NS indique des valeurs non significatives (inférieures à la marge d'erreur).

Les changements morpho-sédimentaires observés après trois coups de vent successifs de suroît sont tous associés à un transport des sédiments par le courant de retour. Lors de ces événements très énergétiques, la longueur de la zone de déferlement est modulée par la pente de la plage. Ainsi, sur le haut de plage, les zones d'érosion et de dépôt sont très proches (une trentaine de mètres au plus). Sur le bas de plage, on peut s'attendre à une exportation des sédiments sur des distances plus longues vers la plage subtidale du fait d'une pente plus faible.

Entre le 26/03 et le 5/04, les irrégularités topographiques sont de nouveau gommées avec un comblement des secteurs légèrement dépressionnaires et l'ablation des bombements (fig. 128c). L'impact morpho-sédimentaire de la longue période de calme et des marnages de mortes-eaux n'est pas visible. Lors de la tempête du 2 au 5/04, il est une nouvelle fois probable que le courant de retour transporte les sédiments de la haute plage d'amont en aval sur une courte distance.

Les changements morpho-sédimentaires observés entre les 22-26/03 et 5-8/04 sont associés à des conditions d'énergie décroissantes après un pic de tempête puis au retour de périodes de calme. Dans les deux cas (fig. 128b,d), on distingue une érosion presque négligeable de la mi-plage (<10 cm), une zone d'accrétion sur le haut de plage (10-20 cm) dont la localisation est modulée par les marnages et la formation d'une barre sableuse d'amplitude très faible (5 à 10 cm) sur la laisse de basse mer de vives-eaux. Celle-ci se développe préférentiellement à l'extrémité est du bas de plage, et est entrecoupée de petits chenaux de vidange lors du levé du 8/04 (fig. 128d). Les processus physiques à l'origine de la formation de cette barre de swash sont explorés dans la suite du chapitre ainsi que la variabilité morpho-sédimentaire du haut de plage et du système de croissants. Le bas et le haut d'estran constituent les deux secteurs les plus variables morphologiquement ce qui témoigne de l'importance des processus de swash aux étales de marée et lors de conditions peu énergétiques. Les bilans volumiques sur les deux périodes sont inconsistants, positif pour l'une, négatif pour l'autre (ill. 129). Plus qu'un flux entrant/sortant depuis/vers la plage subtidale, cette dissemblance pourrait s'expliquer par le fait que les frontières longitudinales de l'estran sont sableuses et perméables. Elles peuvent ainsi potentiellement stocker du matériel et/ou le remettre à disposition.

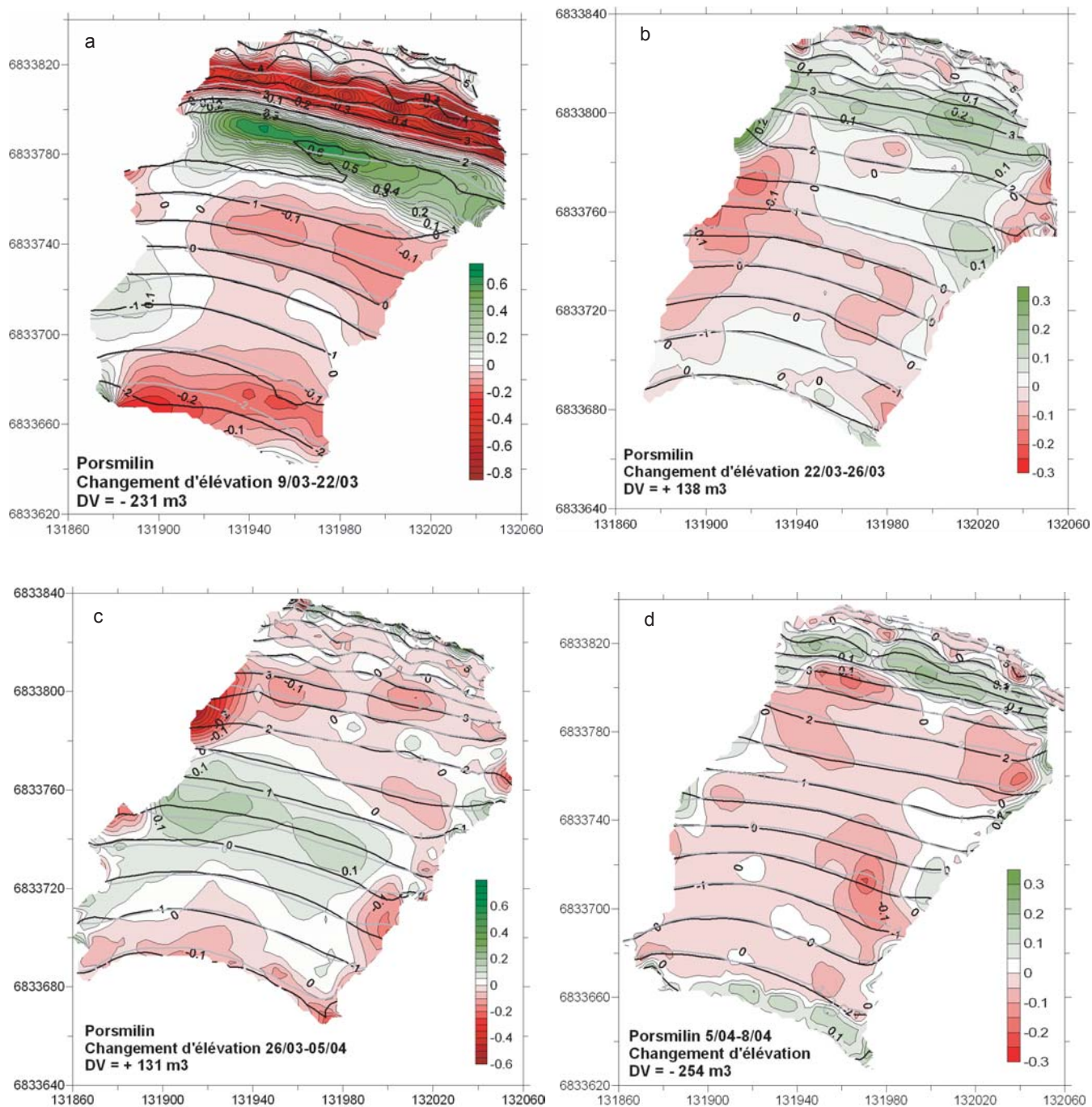


Illustration 128. Changement d'élévation (m) et bilan sédimentaire volumique (m³) sur la plage de Porsmilin entre deux levés consécutifs. Projection Lambert 93.

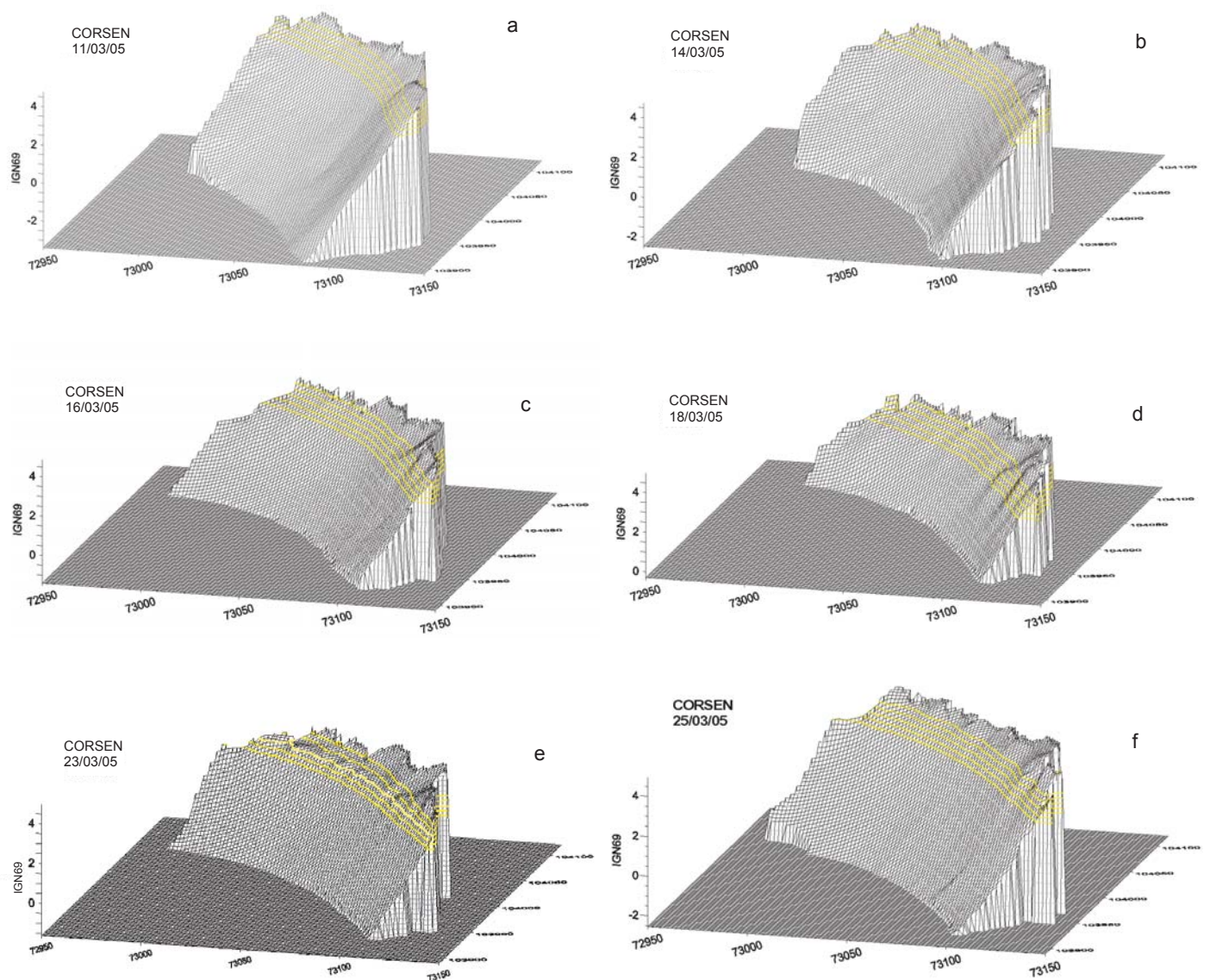
1.2. Corsen

Au cours des quatorze jours de campagne de mesures à Corsen, six levés topographiques de l'estran ont été réalisés (ill. 130). La morphologie de l'estran au début de la campagne de mesures est caractérisée par l'affleurement des galets dans la partie nord de l'estran et par l'absence de croissants de plage. La figure 131 constitue une séquence d'évolution de la morphologie de l'estran de Corsen du 11 au 25 mars 2005 au cours d'une succession de coups de vent de secteur sud. On distingue clairement une forte variabilité morpho-sédimentaire du haut de plage mise en évidence par les iso-contours colorés. En effet, des figures sédimentaires arhythmiques s'initialisent dans la partie sud de l'estran le 14/03, avant de se développer sur tout le haut de plage et de gagner en rythmicité entre les 18 et 23/03.

	marnage	coefficient
11/03/05	6,85	111
14/03/05	5,51	85
16/03/05	3,50	52
18/03/05	1,61	24
23/03/05	4,05	70
25/03/05	5,26	85

Illustration 130. Levés topographiques au cours de la campagne de mesures à Corsen.

Le changement d'élévation de la plage entre deux levés consécutifs est représenté par la figure 132. La séquence de figures est caractérisée par un fort gradient sédimentaire entre l'extrémité sud de la plage et la partie nord initialement couverte de galets. Lors des coups de vent de sud (15-16/03, 22/03), on observe une érosion majeure (50 à 90 cm) du sud de la plage (fig. 132 b,c,d) avec une exportation massive des sédiments vers une zone de dépôt s'étendant sur toute la plage plus au nord. Ce gradient de transport des sédiments est associé à la dérive longitudinale dirigée vers le nord dans les très faibles profondeurs d'eau, très proches du rivage. Malgré des conditions d'énergie soutenues lors des coups de vent, le bilan sédimentaire de l'estran est positif (ill. 133) ce qui suggère des flux entrants depuis le bas d'estran et la plage subtidale. Toutefois, aucune composante de courant dirigée vers la plage n'est observée à partir des données hydrodynamiques. Même lors des périodes moins agitées (19 au 21/03), les courants demeurent insignifiants. Seules des fluctuations longitudinales des conditions hydrodynamiques au sein de l'anse de Corsen peuvent expliquer l'apport de sédiments sur la mi-plage avec l'existence d'une composante de courant dirigée vers la plage, plus au nord de l'anse. Par ailleurs, les courants de retour doivent transporter du matériel vers le large lors des coups de vent, dont une partie sort du système étudié et n'est donc pas quantifiable.



projection Lambert 1

Illustration 131. Séquence de l'évolution morphologique de la plage de Corsen entre les 11 et 25 mars 2005. Les isocontours en jaune sont représentés à intervalle régulier de 0,25 m entre +2,5 m et +3,5 m (IGN69) pour marquer la morphologie du haut de plage.

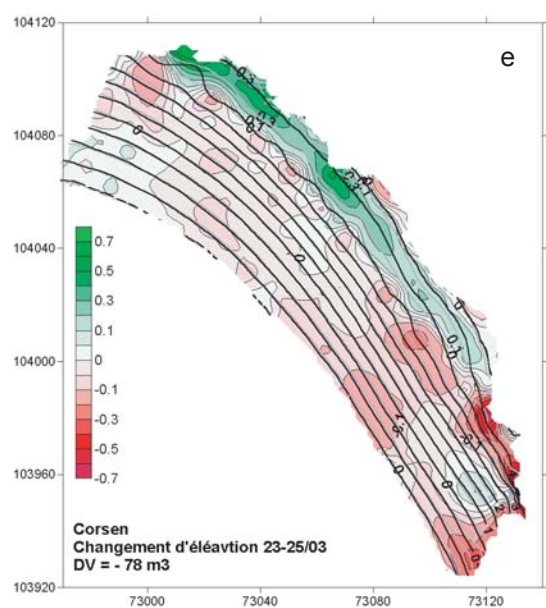
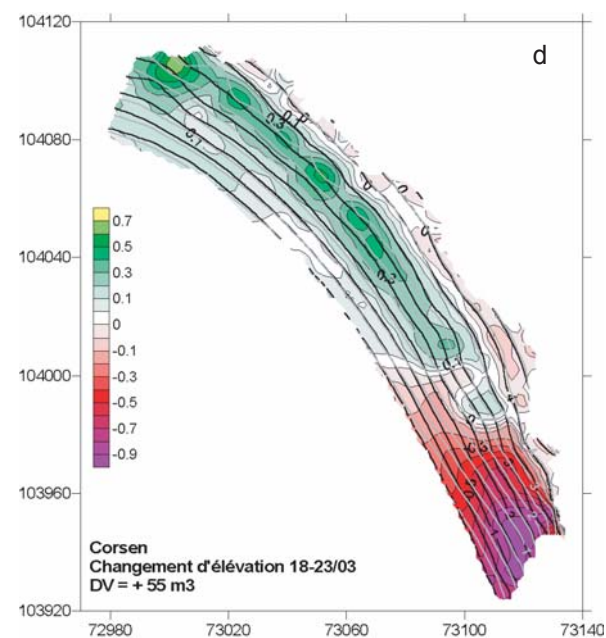
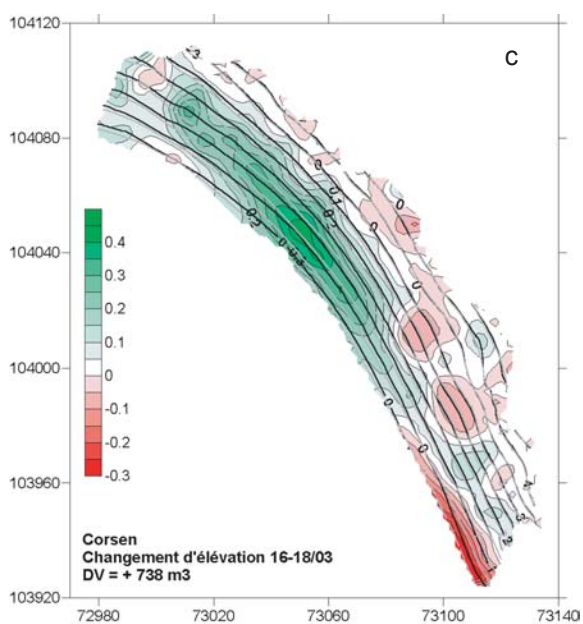
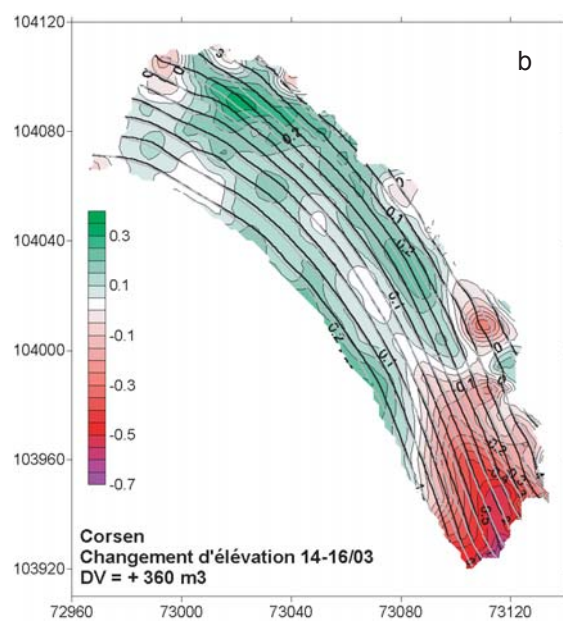
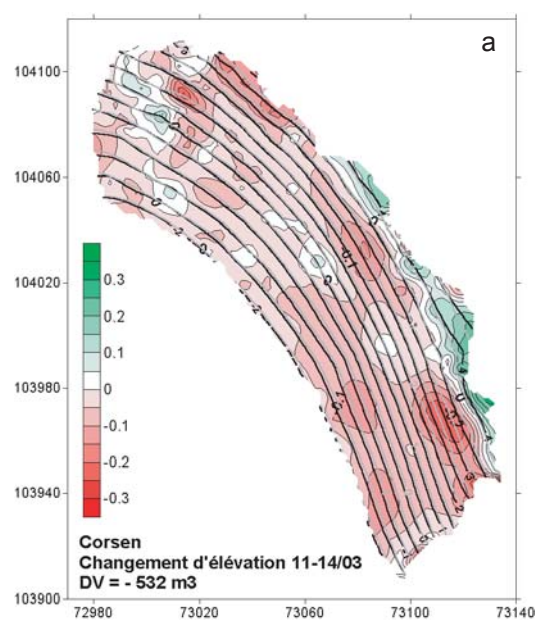


Illustration 132. Changement d'élévation (en m) et bilan sédimentaire volumique (en m3) entre deux levés consécutifs de l'estran de Corsen (projection : Lambert 1)

	DV (m ³)	DV (10 ⁻³ m ³ /unité de surface)
11-14/03/05	- 532	- 40,9
14-16/03/05	+ 360	+ 31,7
16-18/03/05	+ 738	- 84,4
18-23/03/05	+ 55 (NS)	+ 6,3 (NS)
23-25/03/05	- 78 (NS)	- 6,9 (NS)

Illustration 133. Bilans sédimentaires volumiques entre deux levés topographiques consécutifs à Corsen. NS indique des valeurs non significatives (inférieures à la marge d'erreur).

Les conditions d'agitation lors du premier coup de vent (nuit du 11 au 12/03) donnent des indications sur les forçages hydrodynamiques et les changements morpho-sédimentaires sous flux très modéré de nord-ouest ($H_s=0,2$ m). La morphologie de la plage change peu (fig. 132a). Les sédiments sont remaniés et une érosion mineure de 5 à 10 cm généralisée à l'ensemble de l'estran est observée. Des patchs très localisés d'érosion plus intense (20 cm) sont distingués et le haut de plage s'engraisse faiblement (10-20 cm) surtout dans la partie sud de l'estran. A l'inverse des conditions d'agitation de sud, aucun gradient sédimentaire n'est observé et le bilan volumique est significativement négatif ($- 530 \text{ m}^3$) entre les 11 et 14/03.

La morphologie de la plage le 23/03 est marquée par la présence d'un système rythmique de croissants de plage sur le haut d'estran (fig. 131). Les cornes des croissants dont l'amplitude croît vers le nord sont associées à des zones très localisées d'accumulation de sédiments (40 à 60 cm ; fig. 132d). Ce système de croissants est caractérisé par un développement rapide sur une laisse de haute mer de vives-eaux au vu de sa localisation sur le haut de plage (développé ultérieurement dans le §3.). Sa destruction est tout aussi subite puisque, lors du levé suivant (25/03), les cornes des croissants sont gommées et des patchs d'érosion de 5 à 20 cm s'y substituent (fig. 132e). Ces sédiments semblent se déposer sur le haut de plage, au pied de la falaise, en un niveau relativement homogène de 10 à 30 cm d'épaisseur (40-50 cm localement). Au vu des données hydrodynamiques enregistrées, seuls les courants de swash sont susceptibles de transporter des quantités importantes de sédiments, en amont de la zone d'érosion, vers le pied de la falaise.

La figure 134 représente les changements morpho-sédimentaires sur l'estran de Corsen entre le début et le terme de la campagne de mesures. Sous des flux modérés à intenses de secteur sud, la dérive longitudinale est le principal agent de transport des sédiments vers la partie nord de la plage. Le bilan volumique est quasi-nul ce qui laisse penser que tous les volumes érodés au sud se déposent plus au nord de l'estran. Néanmoins, le courant de retour généré dans la courte zone de déferlement doit pourtant exporter une partie du matériel vers le large, sur le bas d'estran et la plage subtidale.

La morphodynamique de la plage de Corsen est caractérisée par une dérive longitudinale forte induite par des vagues très obliques d'incidence sud et par un transport plus mesuré vers le large par le courant de retour. Lors d'événements de nord-ouest, les vagues diffractées par la pointe de Corsen parviennent avec une incidence faible à la plage générant une dérive longitudinale moindre et un transport essentiellement transversal.

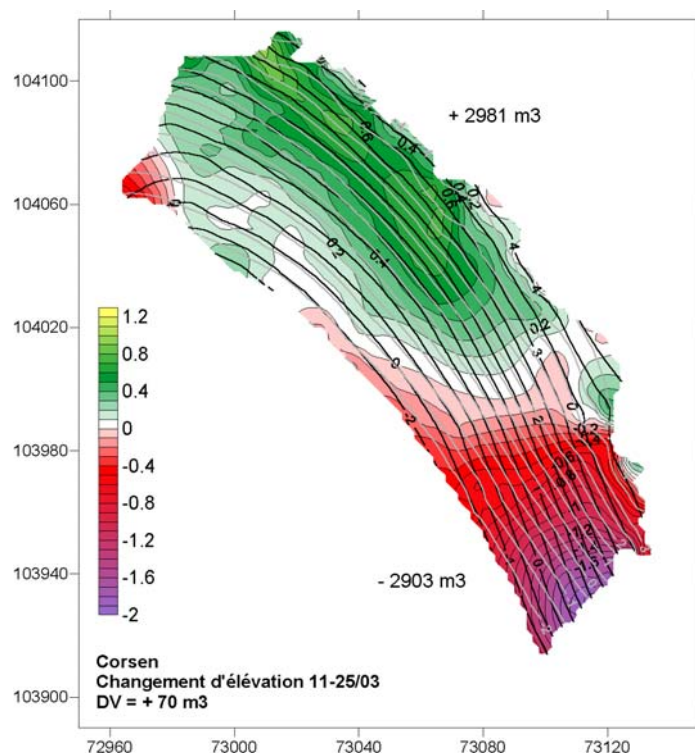


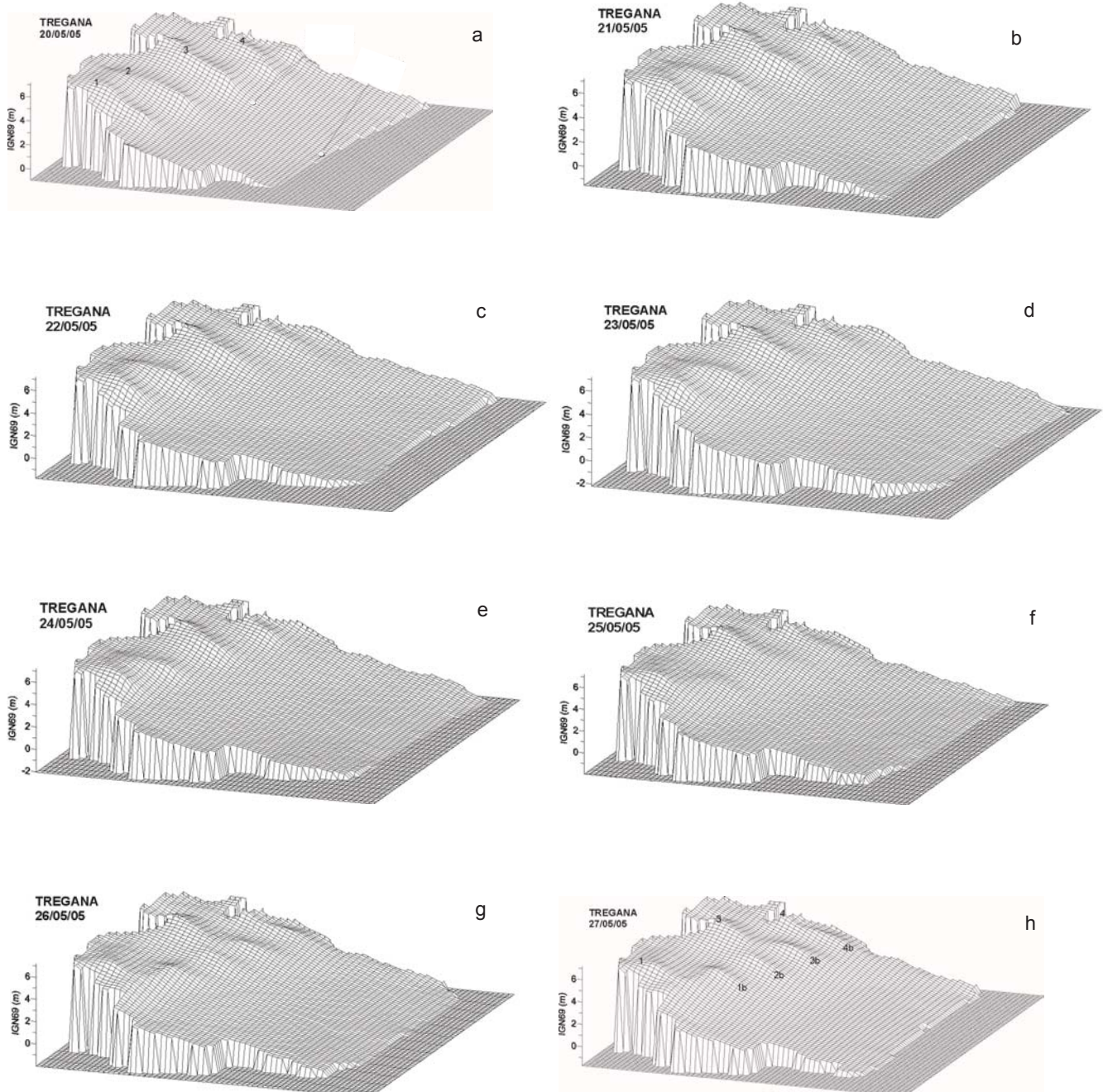
Illustration 134. Changement de l'élévation de la plage de Corsen (en mètre) et estimations volumiques des secteurs en érosion et en accrétion entre les 11 et 25 mars 2005.

1.3. Tregana

L'objectif de la campagne de mesures à Tregana était d'observer les conditions d'agitation et les processus hydrodynamiques forçant la dynamique des croissants de plage (Dehouck, *en révision*). En effet, ces formes rythmiques constituent le caractère morphologique dominant de cette plage au regard de sa pérennité saisonnière. Une fréquence de levé topographique intensive a été adoptée (ill. 135) de manière à identifier, sans aucun doute possible, les conditions énergétiques responsables de la destruction du système initial, de l'initialisation et du développement d'un nouveau système de croissants.

Bien que la dynamique des systèmes de croissants fasse l'objet d'une discussion dans la suite du chapitre, on a choisi de décrire l'évolution morpho-sédimentaire quotidienne de l'estran de Tregana et de sa haute plage.

Au début de la campagne d'acquisition, le haut de plage est marqué par un système rythmique de croissants de plage très développés transversalement sur environ 35 m (ill. 136). Ces formes d'accumulation s'étendent entre les niveaux d'eau de pleines mers de mortes-eaux (+2,5 m IGN69) et ceux de vives-eaux exceptionnelles (+5,5 m IGN69). La morphologie initiale de la plage le 20/05 est composée de quatre croissants de plage permanents dont la longueur d'onde varie de 27 à 31 m.



projection Lambert 1

Illustration 136. Séquence de l'évolution morphologique de la plage de Tregana du 20 au 27 mai 2005.

	marnage	coefficient
20/05/05	3,7	56
21/05/05	4,35	68
22/05/05	4,95	78
23/05/05	5,35	86
24/05/05	5,55	91
25/05/05	5,55	91
26/05/05	5,3	89
27/05/05	4,90	79

Illustration 135. Levés topographiques au cours de la campagne de mesures à Tregana.

Dès le levé du 21/05, on observe la destruction partielle des cornes des croissants de plage situées autour de +3,5 m, avec des zones très localisées de forte érosion (ill. 137a). L'érosion autour des cornes est plus accentuée à l'ouest (0,3 à 0,4 m) qu'à l'est de la plage (0,1-0,2 m). Avec un marnage croissant, les cornes sont un peu plus érodées (autour de +4 m) dans la nuit du 22/05 pendant laquelle des vagues de 1,4 m de hauteur significative sont observées. Néanmoins, une grande partie du système de croissants (en amont de + 4,5 m) reste intacte au cours des premiers jours de la campagne de mesures, les niveaux d'eau de pleine mer ne recouvrant pas l'ensemble des croissants. Comme à Porsmilin, les zones d'érosion et de dépôt sont proches (ill. 137a). La majorité des sédiments démobilisés sur le système de croissants est transportée par le courant de retour vers la mi-plage et se dépose lorsque les courants diminuent à l'extérieur de la zone de déferlement. Ainsi le bilan sédimentaire est quasi-nul entre les 20 et 21/05 (ill. 138), la zone d'érosion à l'extrémité SE de la plage exportant du matériel vers le bas de plage et la plage subtidale. Cependant, le pic d'énergie dans la nuit du 21 au 22/05 ($H_s \approx 1,4$ m) entraîne une érosion plus étendue de la plage (ill. 137b) avec des sédiments se déposant en aval plutôt à l'extrémité SE. Ceci témoigne de l'existence d'un transport sédimentaire vers le large et vers l'est porté par le courant de retour et la dérive longitudinale forcée par des vagues obliques de SSO (25 à 30 nœuds de vents de SSO). Le bilan sédimentaire est fortement déficitaire (500 m^3).

	V+	V-	DV (m^3)	DV ($10^{-3} \text{ m}^3/\text{unité de surface}$)
20-21/05	321	369	- 48 (NS)	- 4,8
21-22/05	167	690	- 522	- 47,2
22-23/05	455	252	+ 203	+ 17,5
23-24/05	250	453	- 203	- 16,5
24-25/05	778	421	+ 357	+ 29,6
25-26/05	410	253	+ 157	+ 13,1
26-27/05	308	194	+ 114	+ 10,1

Illustration 138. Volumes déposés V+, érodés V- et bilans volumiques sédimentaires DV entre deux levés consécutifs à Tregana. NS indique les bilans sédimentaires inférieurs au seuil de significativité.

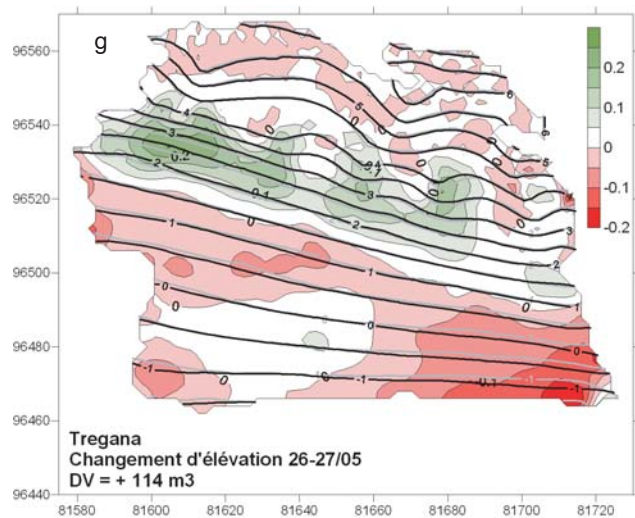
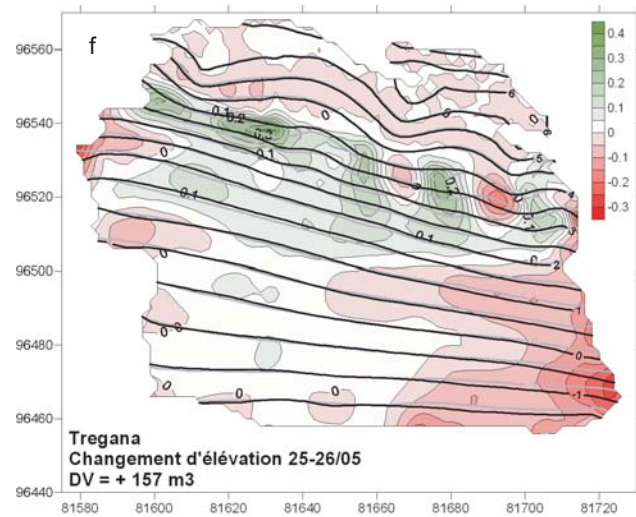
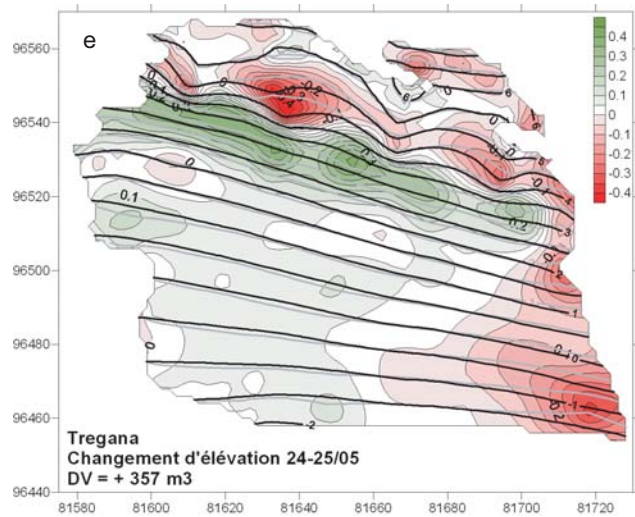
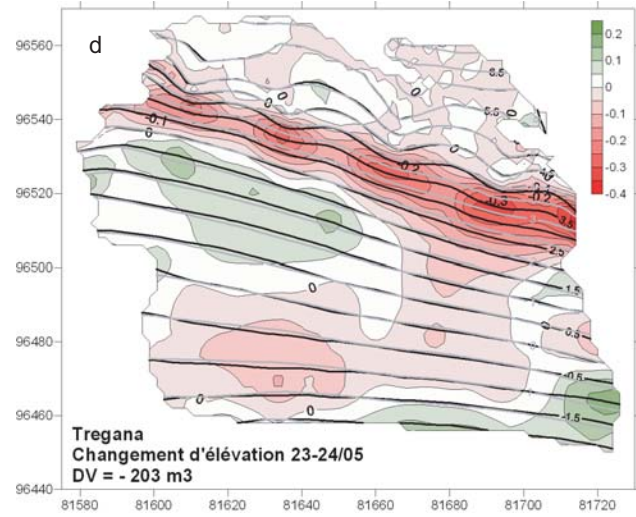
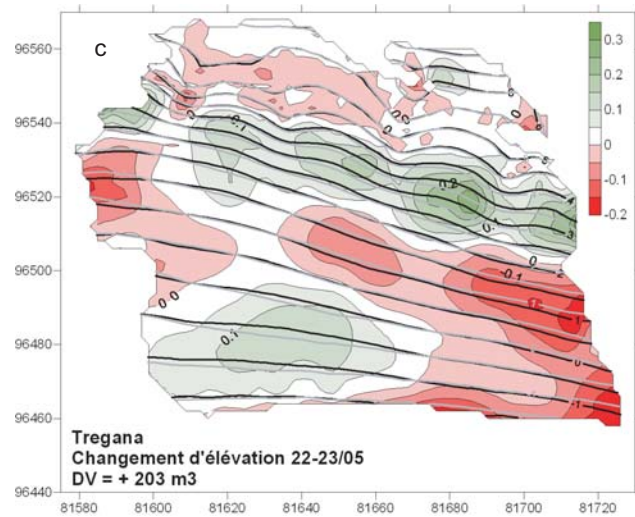
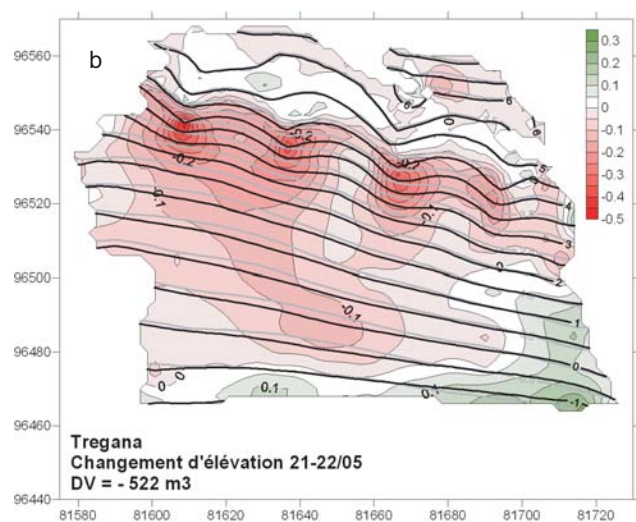
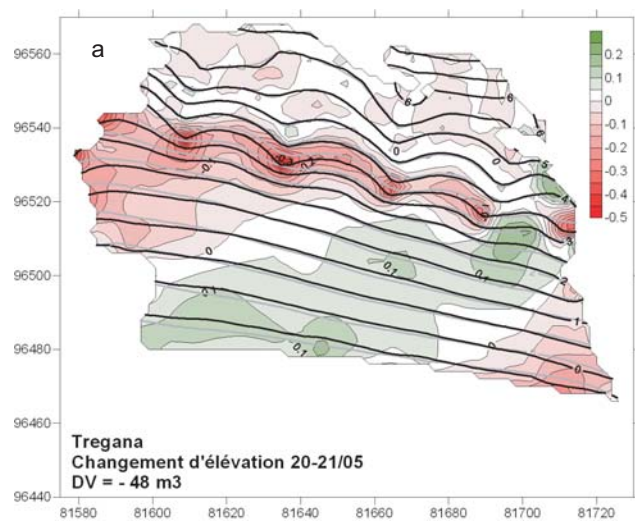


Illustration 137. Changement d'élévation (m) et bilan sédimentaire volumique (m3) sur la plage de Tregana entre deux levés consécutifs. Projection Lambert 1.

Entre le 22 et le 23, des zones d'accrétion (0,1-0,25 m) sont observées, localisées dans les baies des croissants atténués (autour de + 3 - +3,5 m). On peut noter que l'accrétion est plutôt localisée sur les flancs ouest des cornes rémanentes. Les baies se remplissent provoquant une atténuation de l'amplitude des croissants. Le système a perdu de son extension transversale et de son ampleur verticale. A l'inverse des zones d'érosion majeures, l'accumulation est plus forte à l'est de la plage. La mi-plage est partiellement érodée, surtout à ses extrémités autour des platiers rocheux, alors qu'une zone d'accumulation est visible à l'ouest sur la laisse de basse mer de mortes-eaux. L'accrétion relativement homogène du haut de plage a probablement été favorisée par des courants dirigés vers la plage dans des très faibles profondeurs d'eau et par les courants de swash.

Avec des conditions énergétiques croissantes dans la matinée du 24/05 ($H_s \approx 1,6$ m ; 30 nœuds de vent de SSO), on observe de nouveau une érosion généralisée des croissants sur la figure 137d. Comme lors des deux premiers jours, l'érosion est centrée sur les cornes (0,2 à 0,3 m) autour de +3,5 m. La destruction du système de croissants se poursuit jusqu'au 25 au matin avec la disparition totale du croissant n°2 aboutissant à un système « orphelin » à trois croissants. Des patches d'érosion mineure (0,1-0,2 m) sont toujours présents sur les cornes des croissants 1, 3, 4 tandis que le croissant 2 est complètement lessivé (jusqu'à 0,4 m de sédiment démobilité ; fig. 137e). Les pleines mers du 24 après-midi et 25 au matin ont inondé la plage aérienne en amont du système de croissants, le jet de rive atteignant le pied de falaise.

Lors du levé du 25/05, on remarque l'initialisation d'une nouvelle ligne de croissants en aval de la première avec une accrétion généralisée au niveau de + 3 - +3,5 m à l'emplacement de l'ancien système (fig. 137e). L'amorce des futures cornes de croissants est visible avec des patches d'accumulation (0,2 à 0,4 m) situés à une demi-longueur d'onde du système initial. Certaines des amorces de cornes s'installent donc dans le prolongement transversal des cornes initiales, tandis que d'autres s'intercalent au niveau des baies. Le bilan volumique est positif (350 m^3) avec une alimentation partielle des nouvelles cornes par un courant de retour associé à une dérive longitudinale vers l'ouest (vagues obliques de SE).

Le levé topographique du 26/05 permet d'observer la nouvelle ligne de croissants formée de quatre croissants (notés 1b à 4b) à l'espacement régulier et dont la rythmicité est mise en place lors de la pleine mer du 26/05 au matin. La deuxième ligne de croissants est mieux marquée que la veille. Les cornes des croissants sont mieux dessinées et soulignées par des patches d'accrétion (0,2 à 0,3 m) sur leur flanc est tandis que les baies sont faiblement érodées. L'alternance de zones d'érosion et de dépôt sur la laisse de pleine mer pourrait avoir été provoquée par une onde stationnaire dans la zone de swash. Cette hypothèse sera étudiée dans la suite du chapitre. L'engraissement des cornes des nouveaux croissants se poursuit jusqu'au 27/05 au détriment de la mi-plage. Leur extension transversale se développe dans le même temps que les marnages diminuent. La base des nouveaux croissants se situe autour de l'isocontour + 3 m et leur corne se développe entre + 3,5 et + 4 m. La mi-plage est manifestement impliquée dans l'évolution du haut de plage, stockant le sédiment lors du lessivage de la ligne initiale de croissants, et alimentant la nouvelle ligne de croissants de plage.

On distingue deux phases d'évolution morpho-sédimentaire de l'estran de Tregana au cours de la campagne de mesures :

- la première, lors des coups de vent de sud-ouest ($H_s > 1$ m) donne lieu à un bilan déficitaire de l'estran avec la destruction du système initial de croissants de plage modulée par les niveaux d'eau à pleine mer ;
- la seconde, lors de conditions d'énergie plus modérées ($H_s < 0,8$ m), postérieures au pic de tempête du 24-25/05, est marquée par un bilan sédimentaire positif et par une réactivité très grande du haut de plage avec la formation ultra-rapide, dès la pleine mer suivant le paroxysme d'énergie, d'une nouvelle ligne de croissants.

Par ailleurs, le transport sédimentaire est contrôlé par le courant de retour et par une dérive longitudinale basculant d'est en ouest selon l'incidence des vagues. Néanmoins, lors du retour d'une mer calme, les courants de swash semblent encourager l'accrétion sur les niveaux de pleine mer.

1.4. Synthèse

A travers les suivis morphologiques intensifs des plages de Porsmilin, Corsen et Tregana, il apparaît que l'évolution morpho-sédimentaire des plages est contrainte par le courant de retour et la dérive longitudinale lors des coups de vent. Ces deux composantes du courant sont omniprésentes dans la zone de déferlement et pondèrent la direction et l'intensité du transport sédimentaire.

Ce suivi met en évidence la proximité des zones d'érosion et de dépôt sur les estrans de Porsmilin et Tregana suggérant une longueur d'action limitée du courant de retour sur les pentes réfléchives. En outre, les bilans sédimentaires négatifs lors des événements énergétiques suggèrent un flux sortant des estrans et le dépôt de sédiments sur le haut de la plage subtidale.

L'intensité et la direction du transport longitudinal sont conditionnées par l'obliquité des vagues par rapport à la plage : une obliquité généralement faible (0 à 20°) sur les plages de Porsmilin et Tregana, forte à Corsen lors des flux de sud (45 à 65°).

Seule l'analyse des processus hydrodynamiques permettra de répondre aux questions qui demeurent : quels sont les processus qui contrôlent la formation de la barre en bas d'estran à Porsmilin ? Quels sont les conditions d'agitation et les processus associés à la mise en place des systèmes rythmiques de croissants de plage ? Comment la dynamique de la zone de déferlement est-elle impliquée dans la formation de corps sédimentaires ?

2. Processus de formation d'une barre intertidale de swash

A deux reprises lors de la campagne de mesures à Porsmilin, la formation d'une barre sableuse sur la laisse de basse mer de vives-eaux a été observée. Dans ce sous-chapitre, on expose les différents mécanismes pouvant être à l'origine de son développement avant de les discriminer à la lumière des conditions d'agitation et des processus hydrodynamiques observés.

2.1. Mécanismes de formation d'une barre intertidale

2.1.1. Barre de déferlement

On a vu dans le chapitre I que la convergence des courants au niveau du point de déferlement des vagues peut provoquer l'accumulation de sédiments et la formation d'une barre de déferlement. Lors des événements énergétiques, un fort courant de retour a été observé au niveau du capteur, sur la laisse de basse mer de vives-eaux, à l'emplacement exact de la future barre. En zone de levée des vagues, la résultante de courant induite par l'asymétrie des vagues est susceptible d'induire un transport sédimentaire dirigé vers la côte. Toutefois, ce n'est pas le cas à Porsmilin pendant les événements de tempête puisque le courant transversal n'excède jamais $+0,05$ m/s (ill. 108d et 113). Ainsi, il est peu probable qu'une zone de convergence des courants soit observée lors des événements énergétiques et qu'une barre de déferlement puisse se développer.

Par ailleurs, des deux périodes d'observation d'une barre en bas d'estran (26/03 et 8/04), seule la seconde nous permet de réfuter l'hypothèse de formation par convergence des courants au point de déferlement. En effet, lors du levé du 5/04, la barre est absente alors que les conditions énergétiques sont redevenues modérées ($H_s \approx 0,4$ m) et constantes. A l'inverse, le levé topographique du 22/03 ne permet pas de discriminer les conditions d'énergie ayant initié la barre, décroissantes mais agitées les 22-23/03, puis redevenues calmes à partir du 24/03 ($H_s \approx 0,2$ m). Le développement de la barre de bas d'estran est donc corrélé au retour de conditions d'agitation modérée à faible ultérieures au coup de vent avec des courants réduits (ill. 108).

2.1.2. Barre de swash

L'hypothèse de formation de la barre de bas d'estran par les processus de swash est confortée par plusieurs observations. La localisation de la barre sur la laisse de basse mer de vives-eaux indique que les processus hydrodynamiques, en particulier les courants de swash, ont pu agir plus longtemps qu'à marée montante et descendante pendant lesquelles l'excursion tidale rapide minimise leur durée d'action.

De plus, on a mis en évidence la capacité de transport des sédiments par le courant de retour vers la plage subtidale lors des tempêtes. Ainsi, la disponibilité des sédiments, à proximité immédiate du lieu de formation de la barre, favorise la réactivité morphologique de la plage. Dès lors que les processus de swash deviennent dominants (conditions d'énergie faibles), une barre de swash en bas d'estran peut se former rapidement. Cette hypothèse de formation est confortée par les travaux de Kroon (1994) et de Masselink et

al. (2006). Malheureusement, la résolution temporelle des levés topographiques n'est pas suffisamment fine pour estimer le délai d'ajustement de la morphologie de la plage aux conditions d'agitation. Lors du suivi morphologique hebdomadaire, l'observation d'une barre de swash sur la laisse de haute mer de mortes-eaux à l'automne 2004 n'a seulement pu être corrélée à une longue période de calme.

Enfin, l'énergie dans les basses fréquences représente une proportion significative de l'énergie des vagues (20 à 30 % entre les 5 et 8/04 ; ill. 124b) dans les très faibles hauteurs d'eau, même au retour de conditions d'énergie modérées. Dans la zone de swash, on peut s'attendre à une prépondérance des ondes infragravitaires du fait d'une dissipation quasi-complète de l'énergie des vagues incidentes.

2.2. Conditions d'agitation

2.2.1. Courants et vagues

La barre se formant sur la laisse de basse mer de vives-eaux, on étudie les conditions d'agitation lors des basses mers précédant l'observation de la barre de swash en bas d'estran.

Les deux périodes de formation de la barre de swash se distinguent par leurs conditions d'agitation : la première (22-26/03), est marquée par des conditions d'énergie décroissantes quelques heures après le pic de tempête et par trois jours de calme ($H_s=0,2$ m), tandis que la seconde (5-8/04) est dominée par des conditions d'énergie modérées ($H_s=0,4$ m) postérieurement à l'événement de tempête. La seconde période donne lieu au développement d'une barre de plus grande amplitude (ill. 128d). Dans les deux cas, les périodes sont dominées par des petites houles de beau temps (24 au 26/03, 5 au 8/04) dont la zone de swash se situe sur la laisse de basse mer de vives-eaux pendant trois cycles de marée sur la première période et cinq cycles sur la seconde. Ainsi la durée d'action plus longue du swash sur la laisse de basse mer de vives-eaux conjuguée à des conditions d'agitation modérées peut expliquer le développement privilégié de la barre de swash lors de la seconde période.

En outre, une faible composante de courant ($<0,1$ m/s) dirigée vers la plage est observée dans les très faibles profondeurs d'eau, en zone de déferlement interne, lors de ces deux périodes (ill. 108). La dérive longitudinale constamment orientée vers l'est dans ces très faibles hauteurs d'eau peut expliquer le développement limité de la barre de swash à l'extrémité est de la plage (ill. 128 b,d).

2.2.2. Energie infragravitaire

Sur la première période de formation de la barre de swash (22-26/03), l'énergie infragravitaire décroît alors que dans le même temps l'énergie incidente des vagues diminue après le pic de tempête. Dès le retour d'une mer belle (24/03), la hauteur associée aux ondes longues (H_{BF}) et très longues (H_{TBF}) est quasi-nulle, de l'ordre du centimètre (ill. 139). A l'inverse, le maintien de conditions d'énergie modérées après la tempête du 2 au 4/04 est associé à une hauteur des ondes longues de l'ordre de 5 cm à proximité du rivage, entre la zone de surf interne et la zone de swash. Lors de ces étales de basse mer, l'énergie infragravitaire est déjà prépondérante dans la zone de déferlement (ill. 124b) et par continuité dans la zone de swash.

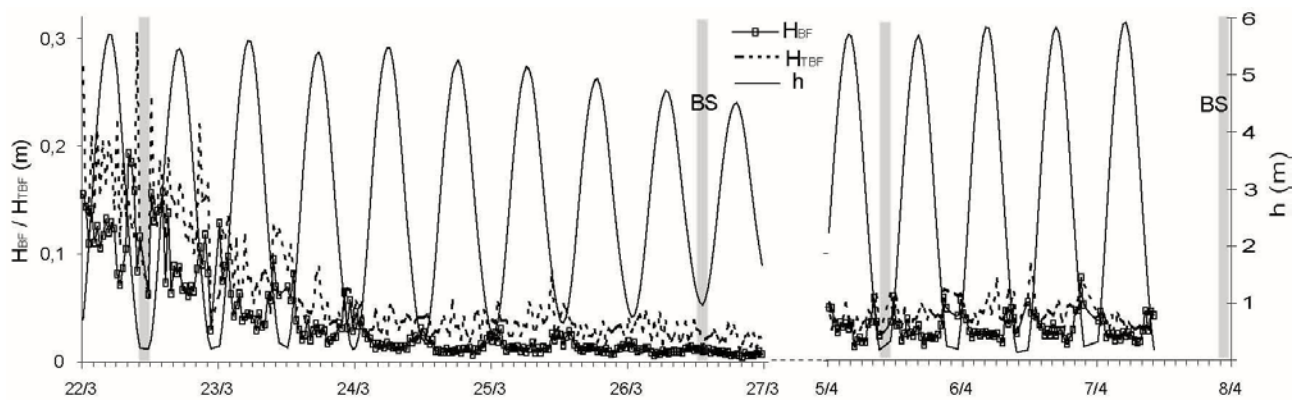


Illustration 139. Hauteur associée aux ondes basse fréquence (H_{BF}) et très basse fréquence (H_{TBf}) sur la plage de Porsmilin lors de la formation d'une barre sableuse de swash sur la laisse de basse mer de vives-eaux. Les levés topographiques sont représentés par un trait vertical grisé et la mention « BS » y est annotée lorsque la barre de swash est observée.

On peut suggérer qu'il existe un seuil d'énergie infragravitaire déclenchant le développement d'une barre de swash sur la laisse de basse mer. Il serait contrôlé par les conditions d'agitation incidentes, demeurant suffisamment énergétiques pour développer des ondes longues liées aux groupes de vagues incidents. Bien que la proportion d'énergie infragravitaire dans la zone de swash soit un des facteurs contrôlant la formation de barres de swash, il semble évident qu'elles se développent postérieurement aux événements énergétiques et non pendant (Degryse, 2003).

Par ailleurs, on peut penser que des processus de rétroactions positives peuvent maintenir et encourager le développement de la barre dès lors qu'elle est initiée. En effet, la présence d'ondes stationnaires entre le haut de plage réfléchitif et la barre en bas d'estran pourrait favoriser l'accumulation de sédiments sur la barre nouvellement formée (Holman and Bowen, 1982).

3. Observations et conditions d'apparition de croissants de plage

Les croissants de plage étant présents sur de nombreuses plages de la mer d'Iroise, il semblait intéressant de les observer pendant les campagnes de mesures afin d'étudier les conditions de leur apparition et de leur destruction (Dehouck, *en révision*). Cette morphologie ponctuelle (Porsmilin, Corsen) ou pérenne (Tregana) témoigne des interactions dynamiques existant entre la morphologie de la ligne de rivage (trait de côte) et les processus hydrodynamiques dans les petits fonds.

3.1. Observations morphologiques

A partir des levés topographiques et des observations réalisés lors des campagnes de mesures, des changements de la morphologie du haut de plage, d'ampleur variable selon les conditions d'énergie des vagues, le marnage et les sites concernés, ont été constatés.

3.1.1. Evolution de la morphologie du haut de plage

3.1.1.1. Porsmilin

L'illustration 140 présente une séquence d'évolution de la morphologie du haut de plage à Porsmilin pendant des conditions d'énergie fortes et des marées de vives-eaux. On distingue deux phases d'évolution majeures : la première (ill. 140a) voit la ligne de croissants de plage située entre + 3,5 et + 4 m disparaître complètement lors des coups de vent successifs ; la seconde (ill. 140b,c,d) ne donne lieu qu'à des ajustements de la morphologie du haut de plage à l'emplacement de l'ancien système.

Les conditions d'agitation très énergétiques au cours de la première quinzaine de la campagne de mesures associées à des pleines mers de vives-eaux ont provoqué le lessivage total du haut de plage avec une érosion généralisée entre + 2,5 et + 4,5 m (ill. 140a). L'ablation des cornes du système de croissants aval est associée à des patches d'érosion intense (40 à 70 cm), les baies se creusant davantage (10 à 35 cm). Le premier système de croissants, en amont (+ 4,2 à + 5 m), est moins touché, ses cornes sont légèrement érodées (10 à 20 cm) entraînant l'aplanissement du système.

Lors de la seconde phase d'évolution (du 22/03 au 8/04 ; ill. 140b,c,d), seuls de faibles remaniements du haut de plage sont observés. De nouveau, la tempête du 1 au 4/04 donne lieu à une érosion mineure du haut de plage (10 cm ; ill. 140c) dont la pente homogène et l'absence d'irrégularités topographiques lui confèrent une grande inertie. Malgré des marnages croissants, les niveaux d'eau de pleine mer n'atteignent pas le système de croissants rémanent.

Les périodes de décroissance énergétique post-tempête (ill. 140b,d) favorisent une sédimentation modérée (10-20 cm) dont la localisation est modulée par les niveaux d'eau à pleine mer. Des patches d'accrétion maximale sont situés au niveau des cornes du système rémanent à l'emplacement de l'ancien

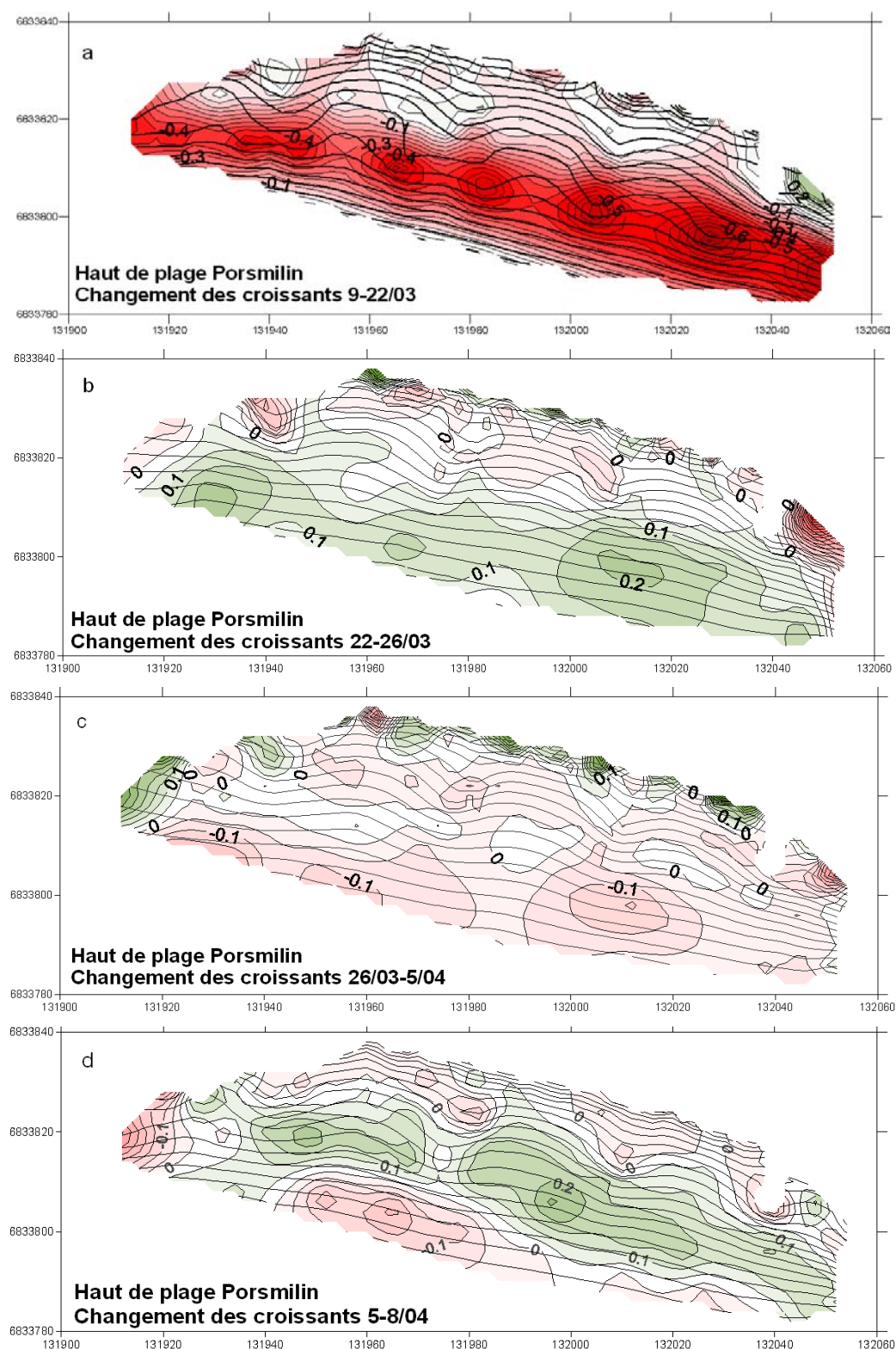


Illustration 140. Séquence d'évolution des croissants de plage à Porsmilin au cours de la campagne de mesures du printemps 2004. Le système de croissants est matérialisé par les iso-contours du haut de plage auxquels est superposé le changement d'élévation entre deux levés consécutifs (en mètre).

système. Pourtant, un nouveau système de croissants ne parvient pas à se développer malgré le déclenchement de leur initialisation (zones d'accrétion) et le maintien de conditions d'énergie faibles entre le 24 et le 31/03.

Ainsi, la destruction de la ligne aval de croissants de plage lors des premières tempêtes de mars a permis au haut de plage d'acquiescer une plus grande stabilité et de le préserver de l'érosion lors des tempêtes suivantes. A l'inverse des plages de Corsen et Tregana où l'on observera un cycle de vie du système de croissants, les conditions d'agitation rencontrées après le pic de tempête du 22/03 semblent avoir inhibé la formation d'un nouveau système.

3.1.1.2. Corsen

D'une configuration initiale dépourvue de croissants de plage (11/03, ill. 131a), le haut de plage connaît un cycle de vie avec l'initialisation, le développement et la destruction d'un système de croissants (ill. 131e). Les trois stades se décomposent de la façon suivante :

- l'initialisation du futur système de croissants est observée lors du levé du 14/03 dans la partie sud de la plage sur la laisse de haute mer de mortes-eaux. D'une topographie irrégulière du haut de plage le 14/03, on observe le 16/03 puis le 18/03 le développement de trois croissants de plage très étendu perpendiculairement au rivage. La longueur d'onde entre les deux plus gros croissants est de 35 m environ tandis que celle entre les deux derniers croissants, les plus au sud, est de 14 mètres. Au vu des bilans sédimentaires de la plage entre le 16 et le 18/03, il semblerait que ces rides transversales se soient initialisées à la faveur d'une érosion très localisée en haut de plage pendant les vives-eaux ;
- d'un système limité à trois croissants dans la partie sud de la plage (18/03), on observe le développement d'un système rythmique complet de sept à dix croissants dans toute la dimension longitudinale du haut de plage (23/03). On remarque une accrétion généralisée de 20 cm au niveau de la laisse de haute mer soulignée par sept patchs de sédimentation plus ou moins bien marqués (ill. 132) de 30 à 60 cm d'amplitude ;
- dès le levé suivant (25/03), la destruction du système de croissants est effective du fait de conditions d'agitation relativement soutenues, conjuguées à des marnages de vives-eaux. Des patchs d'érosion mineure (5 à 20 cm) sont observés entre les 23 et 25/03 à l'ancienne position des cornes des croissants (ill. 132). Le stock de sédiment démobilité au niveau des cornes (10 à 40 cm) semble avoir largement sédimenté en amont dans la zone de swash.

3.1.1.3. Tregana

A contrario des deux autres campagnes de mesures, celle de Tregana était axée sur l'observation de la dynamique des croissants de plage étant donné leur caractère pérenne et leur extraordinaire emprise transversale. Deux phases d'évolution morphologique du haut de plage se détachent :

- la première phase, du 20 au 25/05, témoigne de la régression du système de croissants initial avec une sévère érosion des cornes des croissants et la disparition finale du croissant central (ill. 141a). Le bilan sédimentaire de la figure est éloquent : l'érosion est concentrée sur les cornes des croissants avec un remaniement de 25 à 50 cm tandis que les baies se remplissent d'une couche de 10 à 25 cm de sédiments ;

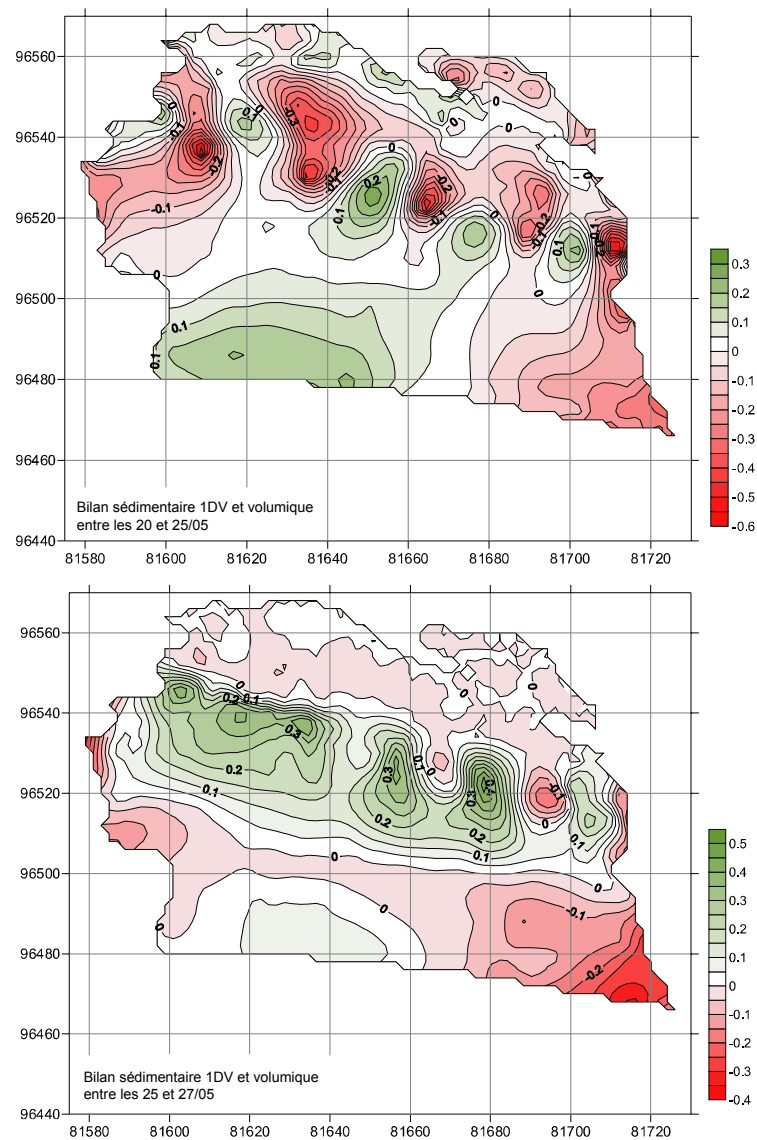


Illustration 141. Bilans sédimentaires 1DV de la plage de Tregana pour les deux phases (a) de régression du système de croissants du 20 au 25/05, (b) de formation du nouveau système.

- lors de la seconde phase, du 25 au 27/05, la topographie de la plage au niveau de la laisse de pleine mer de mortes-eaux devient irrégulière avec un prémice de formation de croissants (le 25/05). La nouvelle ligne de croissants, située en aval du système initial, s'initialise lors de la pleine mer du 25 au matin (soit pendant des conditions de forte énergie). Elle est observée lors du levé du 25/05 à midi. Puis le développement des croissants en ampleur et en rythmicité s'opère pendant les deux pleines mers suivantes jusqu'à constater lors des levés des 26 et 27/05 une deuxième ligne de croissants de plage pleinement formés (fill. 141). Le bilan sédimentaire sur la phase de développement de la deuxième ligne de croissants montre des zones de sédimentation (20 à 45 cm) au niveau des nouvelles cornes et une légère érosion des baies (5 à 15 cm).

Les bilans sédimentaires volumiques lors des deux phases (illustration 142) confortent les observations. Lors de la phase d'érosion, les volumes érodés proviennent de la destruction partielle du système initial tandis que les volumes déposés correspondent aux accumulations dans les baies et sur la mi-plage. Il en résulte un flux sortant de sédiment de 285 m^3 vers le bas de plage et la plage subtidale encouragé par les courants moyens orientés vers le large.

	Phase 1	Phase 2
V+	384	622
V-	669	- 259
ΔV (en m ³)	- 285	+ 364
ΔV (en 10 ⁻³ m ³ / unité de surface)	- 28,6	+ 36,5

Illustration 142. Volumes (m³) déposés (V+), érodés (V-) et bilan volumique (ΔV) pour chacune des deux phases d'évolution à Tregana.

A l'inverse, lors de la phase d'accrétion, le dépôt des sédiments sur les cornes des croissants représente 622 m³ tandis que les volumes érodés proviennent de la mi-plage et en particulier de l'extrémité sud-est de la plage qui, de manière générale, est largement érodée pendant les huit jours d'observation. Le flux entrant de 364 m³ participe à la formation du système de croissants à la faveur de conditions d'énergie modérées engendrant un transport sédimentaire vers la plage.

3.1.2. Amplitude et longueur d'onde des systèmes de croissants

On utilise le paramètre adimensionnel ε_c d'amplitude des croissants de plage (Masselink and Pattiaratchi, 1998) pour quantifier le développement des systèmes de croissants :

$$\varepsilon_c = \frac{\Delta \tan \beta}{2 \tan \beta} = \frac{\tan \beta_{\text{corne}} - \tan \beta_{\text{baie}}}{\tan \beta_{\text{corne}} + \tan \beta_{\text{baie}}} \quad (33)$$

Pour chacune des trois plages, on a calculé les pentes associées aux cornes et baies de chacun des croissants. Pour cela, des profils transversaux ont été extraits en utilisant les modèles numériques de terrain. L'évolution de l'amplitude des systèmes de croissants au cours des campagnes de mesures intensives est détaillée en l'annexe G. Le paramètre ε_c de Masselink and Pattiaratchi (1998) est un bon indicateur de l'amplitude des croissants mais nous l'utiliserons aussi pour caractériser le type de circulation dans la zone de swash et la capacité des croissants à s'auto-organiser. La longueur d'onde moyenne des systèmes de croissants est reportée en l'illustration 143 (détaillée individuellement en annexe). Elle est utilisée dans la suite du chapitre pour comparer la longueur d'onde observée des systèmes de croissants à celles pouvant être prédites par les théories de formation.

A Corsen, la longueur d'onde individuelle oscille entre 11 et 26 m, les croissants les mieux développés sont situés au nord de l'estran (ill. 181). La longueur d'onde moyenne des neuf croissants consécutifs est de 19,5 m (± 4 m). Néanmoins deux croissants s'en écartent et sont donc responsables du fort écart-type. Les croissants 6 à 9 étant très peu marqués, aussi bien verticalement qu'horizontalement, la détermination de l'emplacement de leur corne est difficile. Il peut également s'agir d'une variabilité naturelle du système longitudinal de croissants, le croissant 6 se trouvant de ce fait « mal placé ».

A Tregana, le système de croissants observé le 20/05 est formé de quatre croissants dont l'extension transversale est grande. Ce système a du se former à la faveur d'une succession de pleines mers qui ont façonné le haut de plage sur des périodes relativement longues (semaines à mois) de faibles énergies.

Comme la rythmicité des croissants est régulière sur l'ensemble de son extension cross-shore, on considère qu'il s'agit d'un unique système. Sont reportés dans les tableaux 143 et 184 l'amplitude des croissants et leur longueur d'onde pour le système initial (ligne 1) et le système nouvellement en place le 27/05 (ligne 2). On distingue également la ligne 1 « aval » au niveau de la laisse de haute mer de mortes-eaux (entre +2,5 et +3,5 m) de la ligne 1 « amont » moins marquée (entre + 4 et + 5,5 m) comme le montre les valeurs de ε_c (ill. 184). Les cornes centrales n°2 et 3 sont les mieux développées ($\varepsilon_c = 0,2-0,3$) tandis que les cornes latérales (1 et 4) sont moins amples (0,1-0,17).

		$\overline{L_c}$
PORMILIN	9/03/04 ligne1	27,5
	9/03/04 ligne2	23,1
	22/03/04	33,3
	26/03/04	33,0
	5/04/04	34,9
	8/04/04	33,3
CORSEN	23/03/05	19,5
TREGANA	20/05 ligne 1	28,5
	27/05 ligne 1	
	27/05 ligne 2	23,5

Illustration 143. Longueur d'onde moyenne $\overline{L_c}$ (en mètre) du système de croissants de plage à Porsmilin, Corsen, Tregana au cours des campagnes de mesures intensives.

En fin de campagne de mesures, les croissants de la ligne 1 ayant survécu aux coups de vent ont perdu près de 65 % de leur ampleur (n°3 et 4) tandis que l'ampleur du croissant n°1 s'est accentuée de l'ordre de 25 % (ε_c de 0,17 à 0,21). La deuxième ligne nouvellement formée est composée de quatre croissants d'amplitude moyenne et homogène (ε_c de 0,12 à 0,17). La longueur d'onde du nouveau système est plus courte que celle du système initial.

3.2. Conditions hydrodynamiques

3.2.1. Conditions d'agitation

3.2.1.1. Identification de l'instant de l'initialisation

La résolution temporelle des levés topographiques n'autorisant pas une déduction directe de l'instant de l'initialisation, plusieurs situations de pleine mer sont étudiées.

A Corsen, on tente de sélectionner les niveaux de pleine mer au cours desquels la zone de swash a coïncidé avec la localisation du système de croissants sur la haute plage (+ 6,5 m CM, +3 m IGN69). En plus d'une hauteur d'eau théorique à pleine mer de 5,5 à 6 m, la surcôte créée par les vagues (0,4-0,8 m) et le vent (20 noeuds de secteur sud) permet de situer la ligne de rivage autour de +2,3 à +2,74 m IGN69 lors des

trois pleines mers précédant le levé du 23/03 (illustration 144). Ces trois niveaux de pleine mer sont indiqués sur la figure 145. En ajoutant l'excursion de la ligne de rivage associée au swash, on atteint la localisation du système de croissants seulement pour les deux pleines mers du 22/03 14h et du 23/03 au matin.

Pleines mers (TU)	Position prédite (IGN69) (hauteur d'eau prédite CM)	Position observée (IGN69) (hauteur d'eau moyenne mesurée)	surcôte calculée (m)
22/03 02.05	+ 2 (5,48)	+2,35 (5,83)	0,35
22/03 14.30	+ 2,11 (5,59)	+2,48 (5,96)	0,37
23/03 02.46	+ 2,39 (5,87)	+2,75 (6,23)	0,36

Illustration 144. Positions prédites et observées des laisses de pleine mer (IGN69) et surcôtes associées précédant l'observation du système de croissants. Les hauteurs d'eau prédites à chaque pleine mer sont issues du SHOM, les hauteurs d'eau observées sont calculées par le S4. La position du zéro hydro se situe - 3,48 m sous le zéro IGN69.

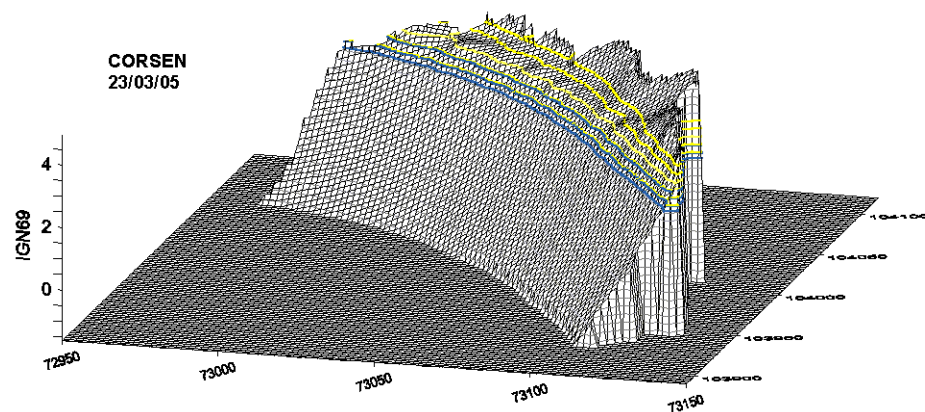


Illustration 145. Modèle numérique de terrain de la plage de Corsen le 23/03/05. Les isocontours bleus sont les laisses de haute mer observées (+2,31, +2,47, +2,74 m IGN69) pour les trois marées précédant le levé du 23/03 et la mise en place du système de croissants. Les isocontours jaunes (de +2,5 à +3,5 m) soulignent la morphologie du haut de plage.

A Corsen, on a retenu deux pleines mers dont la ligne de rivage a pu atteindre la localisation des croissants : celles du 22 mars 14h et du 23 mars 2h.

A Tregana, en plus d'une fréquence de levé quotidienne, des observations visuelles attestent que l'initialisation s'est opérée lors de la pleine mer du 25 mai 4h.

3.2.1.2. Conditions d'énergie des vagues

On peut juger de l'intensité de la réflectivité des conditions de vagues et de la plage à partir des indices ξ et ε calculés au cours des campagnes de mesures. Ils permettent d'estimer la probabilité d'observation de croissants de plage (Masselink *et al.*, 1997) et d'ondes de bord sub-harmoniques (Guza et Inman, 1975). Seule la plage de Corsen réunit des conditions d'énergie favorables à l'observation d'ondes de bord sub-harmoniques ($\varepsilon < 2$ selon Guza et Inman, 1975) et au développement de croissants de plage ($\xi > 1,2$; Masselink *et al.*, 1997). La plage de Tregana, malgré sa réflectivité, expérimente des conditions d'énergie relativement fortes et un déferlement plongeant au cours de la campagne de mesures. En effet, ces conditions sont plutôt favorables à la destruction des croissants de plage ($\xi < 1,2$) comme observé entre les

20 et 25/05. De même, à Porsmilin, le déferlement demeure essentiellement plongeant (voire glissant pendant les tempêtes) malgré des conditions d'énergie très variables.

A Corsen, les conditions d'énergie des deux pleines mers sont très différentes (ill. 146) :

- lors de l'étalement de pleine mer du 22/03 14h34, le spectre des vagues est très large avec plusieurs pics d'énergie primaire associés à des vagues courtes de 8 à 10 s ($f_{p1}=0,12$ Hz ; $f_{p2}=0,103$ Hz) superposées à une houle de 13 s ($f_{p3}=0,077$ Hz). Le double pic évolue en un pic simple à 0,11 Hz (9 s) toujours accompagné d'une houle de 12,5 s. Pour ces deux spectres, on retrouve également un pic d'énergie harmonique autour de 0,15-0,16 Hz (6 s) qui témoigne de la prépondérance des processus d'interactions sur la plage de Corsen ;
- lors de l'étalement de pleine mer du 23/03 au matin (2h34, 3h04), on observe des spectres relativement étroits à double pic d'énergie primaire à 2h34 (8,8 et 10,3 s) évoluant en un pic simple plus ample à 3h04 (9,5 s). A l'inverse de la pleine mer précédente, on observe un pic d'énergie infragravitaire à 0,06 Hz pouvant correspondre à la première sub-harmonique de l'onde primaire.

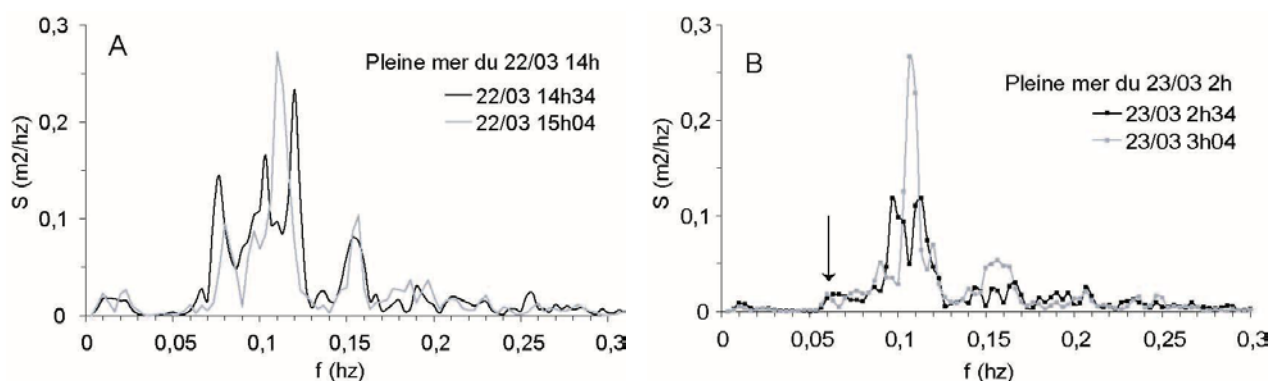


Illustration 146. Spectres d'énergie des vagues à Corsen aux pleines mers (a) du 22/03 14h et (b) 23/03 2h. La flèche indique l'onde sub-harmonique potentielle.

A la faveur des études précédentes (Masselink and Pattiaratchi, 1998), on peut penser que les conditions les plus propices à l'initiation des croissants sont rassemblées lors de la pleine mer du 23/03 au matin avec des vagues relativement propres de 9 à 10 s et de l'énergie modérée dans les hautes fréquences (vent moins intense). Par ailleurs, l'observation conjointe d'un pic d'énergie à 0,06 Hz potentiellement associé à une onde sub-harmonique renforce l'hypothèse que le système de croissants s'est initialisé le 23/03 au matin.

A Tregana, on a identifié les pleines mers au cours desquelles les croissants se sont initialisés (ill. 147a) et pleinement développés (ill. 147b).

A l'étalement de pleine mer le 25/05 4h34, les conditions d'agitation sont encore très énergétiques ($H_s=1$ m) avec des vagues de 10-11 s ($f_p=0,093$ Hz, $T_p=10,7$ s). Des pics multiples dans les basses fréquences sont observés, l'un d'eux à 0,05 Hz pouvant correspondre à une onde sub-harmonique de période 20 s.

A l'étale de pleine mer du 26/05 5h, les spectres d'énergie sont relativement étroits malgré des pics d'énergie primaires multiples (entre 0,10 et 0,12 hz). Ainsi, les conditions d'énergie sont relativement propres avec des vagues de 8 à 10 s. On observe une bande infragravitaire large avec de multiples petits pics d'énergie dont l'un autour de 0,05-0,06 hz peut être associé à une onde sub-harmonique.

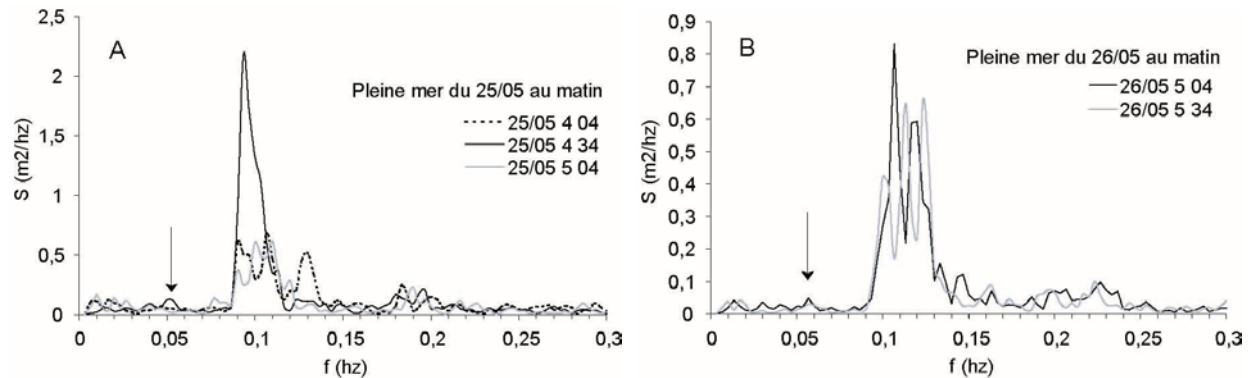


Illustration 147. Spectres d'énergie des vagues à Tregana aux pleines mers (a) du 25/05 4h34 (initialisation) et (b) du 26/05 5h04 (développement rythmicité). Les flèches indiquent les ondes sub-harmoniques potentielles.

3.2.2. Tests des théories

On utilise les conditions hydrodynamiques et morphologiques (illustration 148) relevées lors de l'initialisation des nouveaux systèmes de croissants à Corsen et Tregana pour tester les deux théories de formation des croissants de plage. N'ayant pas levé sur le terrain la limite supérieure du swash, la longueur d'excursion du swash est définie (Coco *et al.*, 1999) telle que :

$$S_w = \frac{H_b}{\tan \beta_{\text{swash}}} \quad (34)$$

avec $H_b \approx H_s$ et $\tan \beta_{\text{swash}}$ la pente moyenne dans la zone de swash.

La période des vagues est assimilée à la période pic étant donné qu'on calcule les longueurs d'onde théoriques des ondes sub-harmonique et synchrone de l'onde primaire. La pente moyenne dans la zone de swash est calculée en moyennant la pente des cornes et des baies du système de croissants.

		T_p	H_b	$\tan \beta_{\text{swash}}$	S_w
Initialisation	Corsen 23/03 0200	8,8-9,5	0,36	0,083	3,5-5,6
	Tregana 25/05 0434	10,7	1,0	0,107	9,3
Développement	Tregana 26/05 0504	9,4	0,72	0,101	7-7,3

Illustration 148. Paramètres hydrodynamiques lors de l'initialisation et du développement des nouveaux systèmes de croissants

Connaissant la longueur d'onde réelle des systèmes de croissants à Corsen et Tregana, on peut tester la validité des modèles théoriques de formation des croissants de plage. Le tableau 149 synthétise les longueurs d'onde théoriques des croissants de plage prédites par la théorie d'une onde de bord stationnaire (équations 21 et 22) et par la théorie d'auto-organisation (équation 23).

	L _c (observée)	L _c (sub-harmonique)	L _c (synchrone)	L _c (auto-organisation)
Corsen	19,5 ± 4	20-23,4	10-11,7	7,6
Tregana 25/05	23,5 ± 0,7	38,2	19,1	15,8
Tregana 26/05	23,5 ± 0,7	27,8	13,9	12,1

Illustration 149. Longueurs d'onde des croissants observée et prédites par les deux théories

Les résultats sont assez hétérogènes. La longueur d'onde moyenne des croissants à Corsen pourrait être associée à une onde sub-harmonique dont le pic d'énergie a été identifié à 0,06 Hz (ill. 146b). A Tregana, les conclusions sont moins évidentes. Alors qu'on avait identifié un pic d'énergie sub-harmonique à 0,05 Hz lors de l'initialisation (ill. 147a), la longueur d'onde théorique associée ne correspond pas à celle observée. Par ailleurs, aucun des autres tests (onde synchrone, auto-organisation) n'est réellement satisfaisant pour discriminer le processus à l'origine de l'initialisation de la nouvelle ligne de croissants à Tregana. Néanmoins, la morphologie initiée lors de la pleine mer du 25/05 au matin constitue un prémice de la morphologie observée les 26 et 27/05. Il est certain que la longueur d'onde moyenne observée de 23,5 m ne ressemble en rien aux irrégularités de la topographie du 25/05. En effectuant un nouveau test avec les conditions de vagues du 26/05 (ill. 147b) lors du développement de la rythmicité, la longueur d'onde prédite par la théorie d'une onde de bord sub-harmonique s'accorde relativement bien à celle observée à Tregana.

Ainsi, sur les plages de Corsen et de Tregana, la longueur d'onde observée des systèmes de croissants montre une bonne concordance avec la théorie de formation par une onde de bord sub-harmonique.

3.2.3. Circulation dans la zone de swash

Le paramètre $\varepsilon_c(S/L_c)^2$ est calculé à partir de ces données (illustration 150) dans le but d'estimer l'intensité de la circulation tridimensionnelle du swash (Masselink and Pattiaratchi, 1998) à Corsen et à Tregana lors des phases d'observation de croissants de plage. La longueur d'excursion du swash est calculée selon l'expression (34) où la pente correspond à la pente moyenne sur l'ensemble du système de croissants, cornes et baies des croissants confondus.

corne	$\varepsilon_c(S/L_c)^2$	
	Corsen 23/05	Tregana 27/05
1	0,021	0,013
2	0,019-0,022	0,012-0,011
3	0,007-0,008	0,014-0,012
4	0,020-0,022	0,010
5	0,026-0,064	-
6	0,037-0,007	
7	0,005-0,010	
8	0,009-0,007	
9	0,005	

Illustration 150. Paramètre $\varepsilon_c(S/L_c)^2$ associé au type de circulation dans la zone de swash lors de l'observation de la nouvelle ligne de croissants de plage à Corsen et Tregana. Chaque corne de croissant contribue à la circulation des deux baies qui l'encadre (deux données/corne).

Les valeurs sont comprises dans la gamme de celles présentées dans le modèle conceptuel de Masselink and Pattiaratchi (1998) (ill. 96). Les croissants les plus amples à Corsen (ε_c grand ; croissants 1,

2, 4, 5) donnent des valeurs plus élevées de 0,019 à 0,026 tandis que les croissants dont la morphologie est faiblement marquée sont associés à des valeurs inférieures à 0,015 (croissants 3, 7, 8, 9 à Corsen). Les valeurs les plus fortes correspondent aux croissants 5 et 6 dont l'espacement est plus faible. Ainsi, une circulation tri-dimensionnelle du swash convergente dans les baies des croissants peut se développer dans la partie septentrionale de la plage de Corsen là où les croissants sont les plus amples. A l'inverse, une circulation bi-dimensionnelle oscillatoire perdure au niveau des croissants méridionaux.

A Tregana, les valeurs sont très homogènes, entre 0,01 et 0,014, c'est-à-dire légèrement inférieures au seuil fixé à 0,015 en-dessous duquel la circulation du swash reste bidimensionnelle (ill. 96). Alors que le système de croissants à Tregana semble plus abouti qu'à Corsen, les valeurs de $\varepsilon_c(S/L_c)^2$ sont globalement plus faibles à cause d'un différentiel de pente entre les cornes et les baies des croissants moins marqué. Malgré le manque de confirmation visuelle, on peut estimer qu'une circulation tri-dimensionnelle est tout de même possible avec cette configuration du système de croissants.

3.2.4. Stationnarité

Les ondes sub-harmoniques semblent être impliquées dans l'initialisation et le développement des croissants de plage à Corsen et à Tregana. On propose d'étudier les relations de phase et de cohérence entre les signaux d'élévation de la surface libre et de vitesse du courant par le biais de leur co-spectre. On s'intéresse à la bande fréquentielle 0,05-0,06 hz dans laquelle des pics récurrents d'énergie sub-harmonique ont été identifiés. Le tableau 151 indique les instants entre l'initialisation et le développement final du système de croissants pour lesquels la quadrature des signaux (phase de $\pm 90^\circ$) est représentative d'une onde stationnaire.

		Phase η^*U
Tregana	25/05 02h35 (Pm-2h)	- 73,0 (0,51)
	25/05 17h05 (Pm)	114,6 (0,69)
	25/05 17h35	- 90,6 (0,58)
	25/05 18h05	- 73,1 (0,57)
	26/05 06h05 (Pm+1h)	79,8 (0,55)
	27/05 06h05 (Pm)	- 81,4 (0,53)
	27/05 06h35	- 90,5 (0,66)
	27/05 07h05	90,4 (0,62)
Corsen	22/03 14h05	- 113,2 (0,65)
	22/03 14h35 (PM)	-82,5 (0,66)
	22/03 15h05	69,6 (0,68)
	23/03 02h35 (PM)	- 87,6 (0,45)
	23/03 04h05 (PM+1h)	94,2 (0,59)

Illustration 151. Phase et cohérence (entre parenthèses) des co-spectres d'élévation de la surface libre et du courant transversal dans la bande 0,05-0,06 hz à Tregana et à 0,06 hz à Corsen lors de l'initialisation et du développement du système de croissants. En gras, les étales de pleine mer au cours desquelles l'onde stationnaire perdure.

A Tregana, aucune des situations de pleine mer décrites précédemment (25/05 04h35, 26/05 05h05) ne donne lieu à l'observation d'une onde sub-harmonique stationnaire. En effet, les plus longues périodes d'observation d'une onde stationnaire ont lieu pendant les étales de pleine mer du 25/05 au soir et du 27/05 au matin (ill. 151 et 153a). Néanmoins, des observations visuelles après la pleine mer du 25/05 au soir attestent de l'apparition de nouveaux croissants. Ainsi, on peut associer la présence d'ondes stationnaires à

l'étales de pleine mer à l'amplification des irrégularités topographiques et à leur façonnement en cornes de croissants de plage.

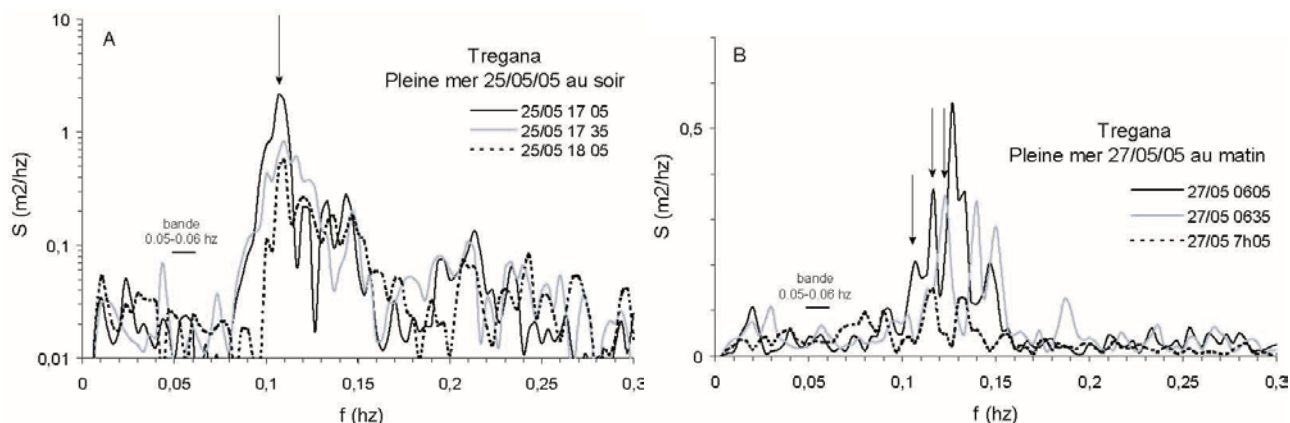


Illustration 152. Spectres d'énergie des vagues à Tregana pendant les pleines mers (a) du 25/05 au soir, (b) du 27/05 au matin, lors desquelles une onde stationnaire est observée à 0,05-0,06 hz.

A partir des spectres de vagues lors de ces deux pleines mers (ill. 152), on vérifie que l'énergie à 0,05-0,06 hz correspond effectivement à un pic d'énergie sub-harmonique. En effet, l'énergie contenue dans cette bande semble coïncider avec les pics d'énergie primaire ou secondaire centrés autour de 0,11-0,12 hz (indiqués par une flèche). Ainsi, à Tregana, le développement des croissants en ampleur et en rythmicité est favorisé par une onde (de bord) sub-harmonique adoptant un caractère stationnaire lors de certaines pleines mers.

A Corsen, on observe un long moment de stationnarité de l'onde sub-harmonique lors de la pleine mer du 22/03 14h (ill. 151 et 153b) alors qu'à la pleine mer suivante (23/03 3h), l'onde n'est que ponctuellement stationnaire.

Sur les plages de Corsen et de Tregana, le caractère stationnaire de l'onde sub-harmonique est très variable au cours du cycle de marée. Néanmoins, on a observé des périodes d'action relativement longues de cette onde de bord stationnaire pendant certaines étales de pleine mer, celles du 22/03 14h à Corsen, du 25/05 au soir et du 27/05 au matin à Tregana. Bien que la présence d'une onde sub-harmonique stationnaire à l'instant de l'initialisation d'une topographie irrégulière n'ait pas été observée, il semble qu'elle soit fortement impliquée dans le développement des croissants en rythmicité et en amplitude.

3.3. Synthèse

Dans un premier temps, des pics d'énergie sub-harmonique (à 0,05-0,055 hz et 0,06 hz respectivement à Tregana et Corsen) ont été identifiés lors de l'initialisation des croissants de plage. Les longueurs d'onde observées et prédites par la théorie de l'onde de bord sub-harmonique (Inman and Guza, 1982) montrent une bonne concordance au détriment de la théorie d'auto-organisation. En outre, une circulation tridimensionnelle du swash est observée et confortée par le modèle de Masselink and Pattiaratchi (1998) ce qui suggère que, même si les rétroactions entre la topographie et le swash n'ont pas initié les systèmes de

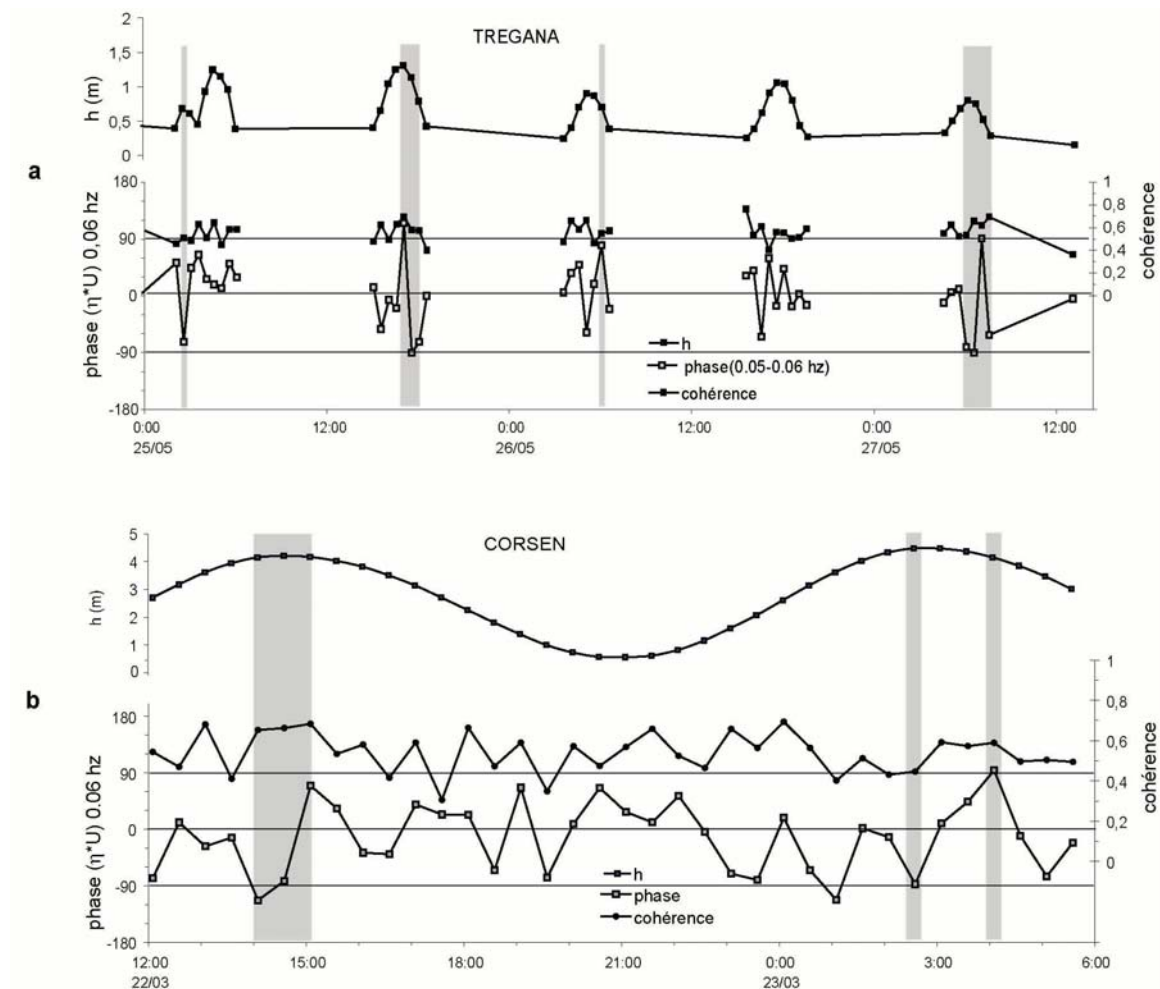


Illustration 153. Phase et cohérence entre les signaux d'élévation de la surface libre h et de vitesse cross-shore U dans la bande 0,05-0,06 Hz lors de la formation du système de croissants de plage (a) à Tregana, (b) à Corsen

croissants, elles sont impliquées dans leur développement et leur maintien (Dehouck, *en révision*).

L'analyse des relations de phase entre les signaux d'élévation et de vitesse du courant montre que ces ondes sub-harmoniques sont stationnaires à certaines étales de pleine mer. Sur la plage de Corsen, leur observation coïncide avec l'initialisation des croissants tandis qu'à Tregana, elles interviennent dans le développement de l'amplitude et de la rythmicité du système (Dehouck, *en révision*).

Sur les deux plages, l'initialisation d'un nouveau système s'opère rapidement, en une étale de pleine mer, quelques heures après le coup de vent alors que les conditions d'agitation sont décroissantes mais encore relativement énergétiques.

Enfin, les perspectives de recherche concernant les conditions d'apparition des croissants de plage restent nombreuses. La connaissance de la structure spatiale des ondes sub-harmoniques impliquées dans leur développement nécessite de multiplier les capteurs sur le terrain en des lignes longitudinale et transversale. Des méthodes complémentaires pourraient de ce fait être mises en œuvre, parmi lesquelles, l'analyse des signaux dans l'espace fréquence-nombre d'onde (Oltman-Shay and Guza, 1987 ; Lippmann *et al.*, 1999).

Conclusion de la troisième partie

Dans cette troisième partie, les objectifs étaient (i) de qualifier les conditions d'agitation sur les quatre plages au cours d'un cycle de marée et pour des états de mer changeants, (ii) d'observer conjointement l'évolution morphologique de la zone intertidale, (iii) d'examiner les processus hydrodynamiques et de constater leur influence sur le transport et la formation de corps et de figures sédimentaires.

Au cours des campagnes de mesures réalisées au printemps 2004 et 2005, l'agitation sur les plages était variée, des périodes de calme alternant avec des épisodes de coups de vent voire de tempêtes. Ceux-ci sont caractérisés par des hauteurs significatives de vagues de 1 à 1,5 m selon les sites. Cependant, l'agitation sur les quatre plages est globalement faible à l'échelle annuelle (H_s modal sur 2 ans $< 0,5$ m) en raison du contexte géomorphologique régional.

Pendant ces campagnes, un unique capteur était présent dans la dimension transversale de la plage. Bien qu'il s'agisse d'une contrainte forte à l'analyse poussée des processus hydrodynamiques (levé des vagues, déferlement, swash –non observé), elle a été rendue possible du fait de leur variabilité spatio-temporelle au cours du cycle de marée. Deux signatures hydrodynamiques sont observées :

- dans la zone intertidale, ce sont les courants induits par les vagues dans la zone de déferlement, les principaux agents du transport sédimentaire. La vitesse maximale du courant de retour est de 0,25 à 0,4 m/s selon les sites. Nul en zone de levée des vagues ou en périodes de calme, il transporte les sédiments vers le large pendant les tempêtes, jusqu'à l'extérieur de la zone de déferlement, sur une distance relativement courte (une trentaine de mètres). La dérive longitudinale oriente le sens du transport sédimentaire selon l'obliquité des vagues au rivage. Pendant le cycle de marée, la zone d'action de ces deux courants se déplace sur la zone intertidale résultant en un déplacement simultané de la zone de dépôt des sédiments (par exemple, de la plage intertidale à la plage subtidale pendant la marée descendante) ;
- dans la zone subtidale, ce sont les courants de marée qui dominent l'hydrodynamisme. Ils sont peu intenses (vitesse maximale de 0,1 à 0,2 m/s aux Blancs Sablons pendant les marées de vives-eaux) et sont impliqués dans la formation de rides de courant. Lors des tempêtes, un courant induit par l'asymétrie des vagues, dirigé vers la plage, se superpose aux courants de marée.

Par l'activation du courant de retour, un critère de déferlement empirique et local a été déterminé sur chaque site. La hauteur relative des vagues au point de déferlement est estimée à 0,2 à Corsen, 0,25 à Porsmilin et 0,45 à Tregana.

Sur les quatre plages, la génération d'ondes secondaires est observée lors de la propagation des vagues vers le rivage. Lors de conditions énergétiques, il existe un transfert d'énergie vers les basses fréquences. Les ondes infragravitaires peuvent représenter jusqu'à 60 % de l'énergie totale des vagues dans la zone de déferlement. Elles sont impliquées dans le transport sédimentaire dans la zone de swash et en particulier, dans la formation d'une barre de swash sur les niveaux de basse mer de vives-eaux à Porsmilin. De plus, on

a observé la participation d'une onde de bord sub-harmonique et stationnaire à l'initialisation et au développement de nouveaux systèmes de croissants à Corsen et Tregana. Il semblerait que des processus d'auto-organisation de la morphologie par les courants de swash soient également à l'œuvre. Toutefois, ces observations nécessitent d'être validées par de nouvelles expériences sur le terrain, lors desquelles des lignes multiples de capteurs seraient déployées. Enfin, des transferts d'énergie vers les hautes fréquences sont observés sur la plage de Corsen dans un contexte morphologique inhabituel. Le développement d'harmoniques liées au groupe de vagues, puis éventuellement libérées au déferlement, est également corrélé à des pics de vitesse du courant lors des coups de vent. Ces processus de transfert de l'énergie des vagues sont donc directement impliqués dans la formation de barres et de croissants de plage, et plus largement dans la dynamique sédimentaire de la zone intertidale.

CONCLUSION GENERALE

Cette recherche concernait la morphodynamique de quelques plages représentatives des littoraux de la mer d'Iroise. Elle visait à répondre en particulier à trois objectifs :

- renseigner l'évolution morphodynamique des sites d'étude à long terme afin de recadrer les observations réalisées à court et moyen termes ;
- observer et analyser la variabilité morpho-sédimentaire des plages à l'échelle événementielle, saisonnière et pluri-annuelle par un suivi topographique et bathymétrique ; et identifier les agents de forçage par une analyse en composantes principales ;
- qualifier les conditions d'agitation sur les plages pour des états de mer variables, observer conjointement l'évolution morphologique de la zone intertidale, examiner les processus hydrodynamiques et constater leur influence sur le transport, la formation de corps et de figures sédimentaires.

Singularité morphologique

Bien que de taille relativement réduite pour la plupart d'entre elles, les plages de la mer d'Iroise constituent des observatoires à grande échelle de la diversité des formes rencontrées sur les littoraux macrotidaux. Grâce aux modèles empiriques morphologiques développés à partir des observations dont elles font l'objet, la singularité morphologique des quatre plages étudiées se traduit par des caractères spatiaux et temporels spécifiques à chacune d'entre elles. Ceux-ci sont synthétisés en des modèles conceptuels de fonctionnement morphodynamique (illustration 154). Deux groupes de plages sont identifiés dont la variabilité morpho-sédimentaire est dominée soit par des flux transversaux (Porsmilin et Blancs Sablons) soit par des flux longitudinaux (Trégana, Corsen).

La plage de Porsmilin est caractérisée par la présence ponctuelle de barres intertidales (de swash) et subtidales (de déferlement) dont la dynamique est liée à la variabilité saisonnière et événementielle des conditions d'agitation. Tandis que le modèle statistique linéaire décrit avec efficacité l'évolution saisonnière de l'estran, il est inadapté à l'observation de la migration de la barre de swash vers le haut de plage lors des périodes de calme. Lors des tempêtes, les barres intertidales et subtidales disparaissent, l'estran est érodé. Le profil de la plage est mobile jusqu'à une profondeur de -3 m C.M. (estimée sur neuf mois de suivi). Cette profondeur de fermeture témoigne de conditions d'agitation globalement faibles sur la plage ($H_s=0,2$ m) en dépit d'un environnement très exposé au large. A l'échelle pluri-annuelle, la série d'observation met en évidence une tendance à l'engraissement de la plage et à sa progradation vers la mer. En plus de sa position d'abri et de l'absence de tempêtes extrêmes sur la période d'observation, on suppose que le facteur déterminant est la disponibilité de matériel sédimentaire dans l'anse de Bertheaume.

La plage des Blancs Sablons est caractérisée par un domaine supratidal fragilisé par la fréquentation estivale et soumis à l'érosion marine lors des hauts niveaux d'eau. Le modèle statistique indique une tendance pluri-annuelle au recul du profil, confirmée par l'analyse diachronique des photographies aériennes (-0,5 à -2 m/an entre 2000 et 2005). La mobilité du trait de côte est spatialement homogène en termes de direction du fait de flux longitudinaux très réduits. Les sédiments dunaires sont massivement exportés vers la plage subtidale (environ 10 000 m³ disparus en 5 ans) considérant la variabilité presque négligeable de la

zone intertidale. Avec une profondeur de fermeture théorique de l'ordre de -4,5 m C.M. ($H_s=0,4\text{m}$), il doit exister une (des) barre(s) subtidale(s) impliquées dans le stockage des sédiments.

La variabilité morpho-sédimentaire des plages de Tregana et de Corsen est dominée par des flux longitudinaux. La plage de Tregana est caractérisée par un système simple ou double de croissants de plage, figures rythmiques d'accumulation sédimentaire se développant sur la totalité du haut de plage. Leur évolution s'organise selon un cycle de vie « développement-maintien-destruction » contrôlé par les conditions d'énergie et la marée. La variabilité longitudinale des croissants, pouvant être induite par leur migration sous l'obliquité des vagues et/ou des longueurs d'onde variables, est mal prise en compte par le modèle statistique uni-dimensionnel. De plus, la corrélation entre la morphologie et les conditions hydrodynamiques est inconsistante à cause de la grande réactivité des croissants de plage. En effet, après destruction d'un système initial lors des tempêtes, des croissants de plage se forment de nouveau dès la pleine mer consécutive au paroxysme d'énergie. La plage de Corsen expérimente une réflectivité variable à l'échelle saisonnière et des échanges sédimentaires longitudinaux sous l'obliquité des vagues lors des tempêtes. Le transport sédimentaire est essentiellement dominé par des flux longitudinaux sous des vagues très obliques d'incidence sud. La réponse morphologique de l'estran sous flux de nord n'a pas été observée.

Des caractères hydrodynamiques communs

L'agitation sur les quatre plages est globalement faible à l'échelle annuelle ($H_s < 0,5\text{ m}$) en raison du contexte géomorphologique régional. Cependant, la morphodynamique des plages n'est pas directement contrôlée par la marée mais par la dissipation de l'énergie incidente des vagues au cours du cycle tidal. L'étude de la transformation des vagues, à partir de leur hauteur relative H_s/h , a permis de déterminer des types de vagues associés à des processus morphodynamiques (asymétrie des vagues en zone de levé, courant de retour et composante induite par les déferlantes en zone de déferlement) et de transport sédimentaire particuliers. Un critère de déferlement empirique et local a été déterminé sur chaque site ($H_s/h=0,2$ à $0,45$).

Dans la zone intertidale, l'hydrodynamisme est dominé par les vagues. En l'absence de conditions énergétiques, les courants sont insignifiants. Dans la zone de déferlement, le courant de retour ($0,25\text{--}0,4\text{ m/s}$) et la dérive longitudinale ($0,6\text{ m/s}$ maximum) sont les deux agents principaux du transport sédimentaire. Le courant de retour induit un transport sédimentaire dirigé vers le large, mais sur des distances relativement courtes (quelques dizaines de mètres) en raison de l'étroitesse des zones de surf sur ces plages. L'intensité de la dérive longitudinale est fonction des conditions d'énergie et de l'incidence des

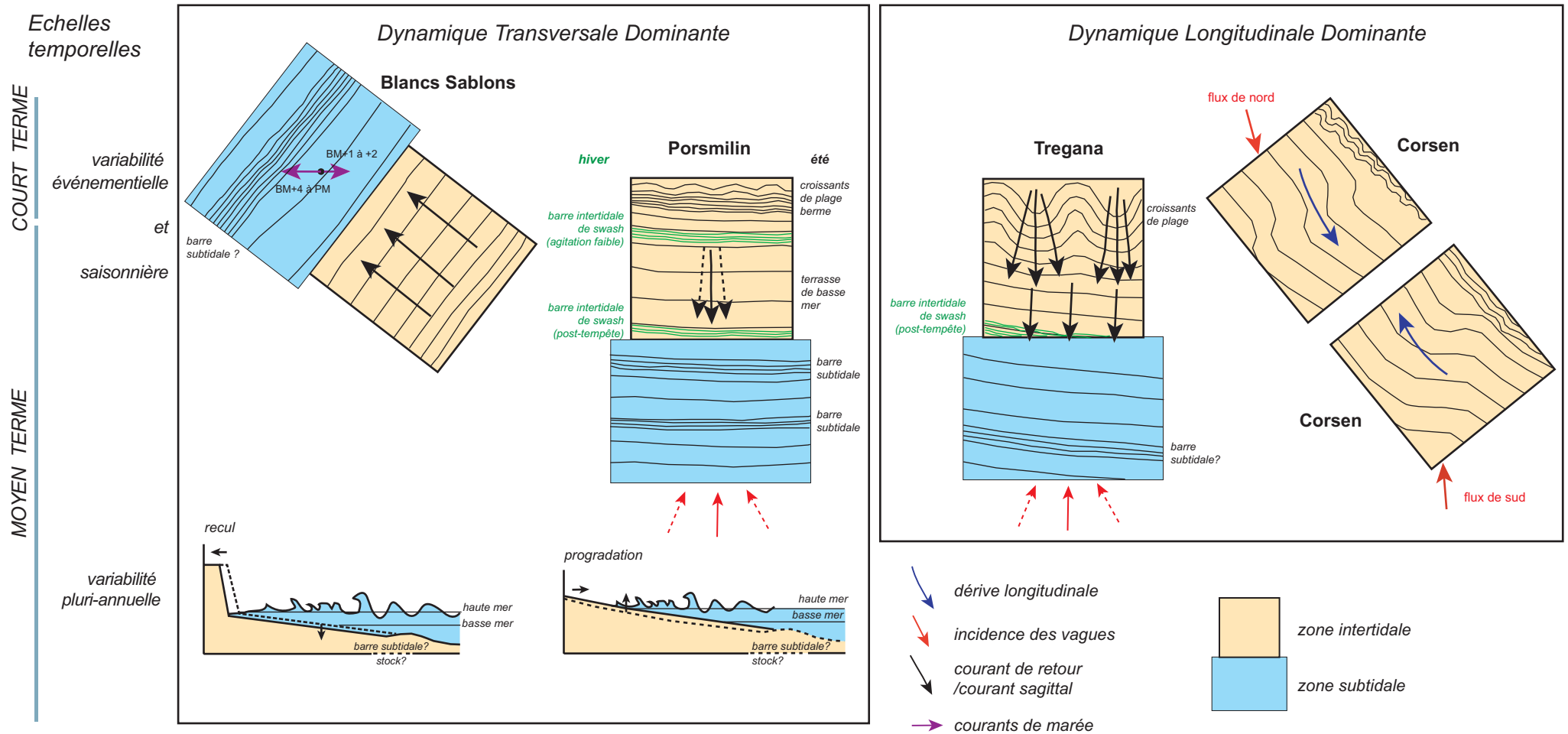


Illustration 154 . Modèles morphodynamiques conceptuels

vagues. A proximité de la zone de swash, les courants diminuent et peuvent basculer dès lors que la contribution des vagues déferlantes est supérieure à celle du courant de retour. Il en résulte alors un transport sédimentaire orienté vers la plage et dans le sens de propagation des vagues. Dans la zone de déferlement, la proportion d'ondes infragravitaires est très significative lors des tempêtes (jusqu'à 60 % de l'énergie totale). Elles sont transmises vers la zone de swash où elles peuvent participer à la formation d'une barre de swash et de croissants de plage.

Dans la zone subtidale, l'hydrodynamisme est dominé par les courants de marée et dans une moindre mesure, par l'asymétrie des vagues lors des tempêtes. Les courants de marée sont alternatifs, peu intenses aux Blancs Sablons (0,1-0,2 m/s en vive-eau) et impliqués dans la formation de rides de courant. En extrapolant ces observations à la plage de Porsmilin, on conforte l'idée de leur implication dans le transport longitudinal dans l'anse de Bertheaume et dans la progradation du profil à Porsmilin.

Des évidences de rétroactions morphodynamiques

En plus de répondre au changement des conditions hydrodynamiques, la morphologie des plages peut jouer un rôle actif dans son évolution par des processus de rétroactions. Trois situations particulières donnent lieu à l'observation de rétroactions entre la morphologie et l'hydrodynamisme. La première situation concerne la formation des croissants de plage. Celle-ci induit une modification spatiale des courants de swash qui se concentrent dans les baies du système et encouragent la mise en place de courants sagittaux. Ces derniers sont à leur tour susceptibles d'interagir et de modifier le champ de vagues incidentes, et donc, l'hydrodynamisme local. La seconde situation concerne la formation de barres intertidales. Elles provoquent le déferlement des vagues et accentuent la dissipation de leur énergie modifiant les conditions de forçage hydrodynamique en amont sur la plage. La présence de ces barres intertidales permet de préserver le rivage des tempêtes et de sauvegarder la position du trait de côte. La troisième situation est associée à la rupture de pente entre les zones subtidale et intertidale à Corsen. Elle semble favoriser la libération d'harmoniques, vagues très courtes dont l'observation est corrélée à des pics de vitesse du courant lors des coups de vent, et donc, à une intensification du transport sédimentaire.

En termes de **perspectives**, ces résultats, s'ils sont intéressants du point de vue des connaissances en dynamique littorale de la mer d'Iroise, s'inscrivent dans une démarche d'acquisition sur le long terme de séries topographique et bathymétrique.

Le maintien d'un suivi régulier de la morphologie des quatre plages à une fréquence mensuelle est requis. Sur la plage de Tregana, le suivi topographique doit évoluer vers un levé en trois dimensions pour s'adapter à la variabilité longitudinale des formes. On pourra multiplier le nombre de profils sur une distance équivalente à deux longueurs d'onde de croissants de plage. Un cinquième site d'observation, la plage de La Palue en presqu'île de Crozon, pourrait compléter la série. Sa morphologie marquée en barres-bâches, son ouverture exceptionnelle aux houles océaniques, et ses conditions d'agitation fortes contrastent avec les quatre plages faisant l'objet du suivi.

En complément, la poursuite des levés bathymétriques à Porsmilin et leur extension à la plage des Blancs Sablons sont motivées par la mise en évidence de l'évolution pluri-annuelle des estrans et de la position du rivage. Celle-ci est intimement liée à la dynamique sédimentaire de l'avant-plage, aux flux sédimentaires transversaux et longitudinaux qu'ils soient ou non associés à la mobilité de barres subtidales. Cette nouvelle série bathymétrique est donc pleinement justifiée et mériterait d'intégrer au même titre que la série topographique l'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM.

En complément aux mesures bathymétriques, une autre perspective vise à identifier les formations sédimentaires superficielles dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons au moyen de l'imagerie acoustique. En se basant sur une campagne initiale au sonar multi-faisceaux, la structure longitudinale des barres subtidales observées à Porsmilin pourrait être identifiée et une cartographie des formations sableuses potentiellement impliquées dans la dynamique sédimentaire des plages de Porsmilin (source) et des Blancs Sablons (puits) à l'échelle pluri-annuelle à pluri-décennale pourrait être réalisée. Dans l'éventualité d'une répétitivité des campagnes de mesure, la dynamique sédimentaire 3D de l'avant-plage en réponse aux forçages hydrodynamiques pourrait être appréhendée.

Les données de la série topographique pourraient contribuer à calibrer un modèle empirique de la morphodynamique des plages de la mer d'Iroise servant de support à la production de simulations de leur évolution morphologique. Dans ce cadre, la conception de modèles morphodynamiques empiriques locaux, spécifiques à chaque plage serait fondée sur une analyse canonique des corrélations entre les données morphologiques et hydrodynamiques (Wijnberg and Terwindt, 1995 ; Rihouey, 2004). Cette étape est réalisable à brèves échéances, les jeux de données nécessaires étant d'ores et déjà acquis (série de profils de plage 2003-2005, données hydrodynamiques 2003-2004). Dans une seconde étape, les capacités prédictives de ces modèles seraient testées en tenant compte des forçages hydrodynamiques « en temps réel » (ou légèrement différé), puis des forçages futurs (dans le cas d'une évolution du climat de vagues, du nombre et de l'intensité des tempêtes par exemple).

Concernant le transport sédimentaire, deux voies de recherche sont envisageables. La première est expérimentale et s'appuie sur l'acquisition synchrone de données hydrodynamiques et sédimentaires à haute fréquence temporelle et spatiale. On adoptera une stratégie d'acquisition selon les thématiques d'étude ciblées, en déployant des lignes cross-shore et/ou longshore de capteurs (pression, courantomètres, OBS). La seconde est fondée sur une approche modélisatrice par le couplage des mesures hydrosédimentaires *in situ* et de modèles hydrodynamique et/ou de transport sédimentaire. A l'aide de profils verticaux détaillés de concentration en sédiments, le transport sédimentaire observé pourrait être comparé aux prédictions par un modèle de transport de type énergétique (Bagnold, 1966 ; Bailard, 1981). Cette approche permettrait également d'analyser la contribution relative de chaque processus hydrodynamique (asymétrie des vagues, courants moyens, ondes infragravitaires) au transport sédimentaire sur les plages (Ruessink *et al.*, 1998b).

- Aagaard, T. and Greenwood, B. (1994). Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone. *Marine Geology*, 118(1-2), 23-48.
- Aagaard, T. and Greenwood, B. (1995). Suspended sediment transport and morphological response on a dissipative beach. *Continental Shelf Research*, 15(9), 1061-1086.
- Aagaard, T., Greenwood, B. and Nielsen, J. (1997). Mean currents and sediment transport in a rip channel. *Marine Geology*, 140(1-2), 25-45.
- Aagaard, T., Nielsen, J. and Greenwood, B. (1998). Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology*, 148(3-4), 203-225.
- Aagaard, T., Kroon, A., Andersen, S., Moller Sorensen, R., Quartel, S. and Vinther, N. (2005). Intertidal beach change during storm conditions; Egmond, The Netherlands. *Marine Geology*, 218(1-4), 65-80.
- Agard, E. (2004). *Evolution morphosédimentaire de la plage des Blancs Sablons*. Mémoire de maîtrise, Université de Bretagne Occidentale, 145 p.
- Allain, S., Guillaumont, B., Le Visage, C., Loubersac, L. et Populus, J. (2000). *Données géographiques de référence en domaine littoral marin*. Rapport du Groupe de travail SHOM-IFREMER.
- Anders, F. J. and Byrnes, M. R. (1991). Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs. *Shore and Beach*, 59(1), 17-26.
- Anthony, E. J. (1998). Sediment-wave parametric characterization of beaches. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 347-352.
- Anthony, E.J., Levoy, F., and Monfort, O. (2004). Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208(1), 73-100.
- Anthony, E. J., Levoy, F., Monfort, O. and Degryse-Kulkarni, C. (2005). Short-term intertidal bar mobility on a ridge and runnel beach, Merlimont, northern France. *Earth surface processes and landforms*, 30, 81-93.
- Ardhuin, F. (2001). *Swell across the continental shelf*. Doctoral thesis, Naval Postgraduate School, 133 p.
- Ardhuin, F. and Courvoisier, A. (2004). *Bilan Vigicote 2004*. Communication personnelle (présentation powerpoint)
- Aubrey, D.G. (1979) Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement. *Journal of Geophysical Research*, 84(C10), 6347-6354.
- Aubrey, D. G., Inman, D. L. and Winant, C. D. (1980). The statistical prediction of beach changes in Southern California. *Journal of Geophysical Research*, 85(C6), 3264-3276.
- Austin, M. and Masselink, G. (2005). Infiltration and exfiltration in the swash zone of a steep gravel beach. Implications for morphological change. *Proceedings of the Coastal Dynamics 2005*, Barcelona, Spain, ASCE
- Bagnold, R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. Prof. Paper 422-I, US Geological Survey.
- Bailard, J. A. (1981). An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10938-10954.
- Balouin, Y., Howa, H. and Michel, D. (2001). Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 17(4), 784-791.
- Barusseau, J.-P. et Saint-Guily, B. (1981). Disposition, caractères et formation des barres d'avant-côte festonnées du Golfe du Lion. *Oceanologica Acta*, 4(3), 297-304.

- Barthel, V. and Funke, E. R. (1984). Estimates of long waves in the Weser estuary. *Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering*, 782-799.
- Battjes, J. A. (1974). Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Conference of Coastal Engineering*, 466-480.
- Battjes, J. A. and Janssen, J. P. (1978). Energy loss and setup due to breaking of random waves. *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 569-588.
- Beji, S. and Battjes, J. A. (1993). Experimental investigation of wave propagation over a bar. *Coastal engineering*, 19, 151-162.
- Birkemeier, W. A. (1985). Field data on seaward limit of profile change. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 111(3), 598-602.
- Birkemeier, W. A. and Mason, C. (1984). The CRAB: a unique nearshore surveying vehicle. *Journal of Surveying Engineering*, 110(1), 1-7.
- Black, K. P. and Rosenberg, M. A. (1991). *Hydrodynamics and sediment dynamics in wave-driven environments. Vol. 1 : Field equipment and data*. Technical report n°13, Victorian Institute of marine sciences, 229 p.
- Bouligand, R. and Pirazzoli, P. A. (1999). Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta*, 22(2), 153-166.
- Bouligand, R. and Tabeaud, M. (1999). Les types de circulation atmosphérique à surcotes à Brest. *Annales de Géographie*, 607, 227-238.
- Bowen, A. J. (1969). Rip currents, 1. Theoretical investigations. *Journal of Geophysical Research*, 74, 5467-5478.
- Bowen, A. J. and Inman, D. L. (1969). Rip currents, 2. Laboratory and field observations. *Journal of Geophysical Research*, 74, 5479-5490.
- Bretel, P. (2003). *Processus éoliens et morphodynamique dunaire sur les côtes bas-normandes*. Thèse de doctorat, Université de Caen, 312 p.
- BRGM (1980). Carte géologique de la France au 1/50000. Brest, Feuille 0417.
- BRGM (1989). Carte géologique de la France au 1/50000. Le Conquet, Feuille 0317.
- Bruun, P. (1962). Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division*, 88, 117-130.
- Bruun, P. (1988). The Bruun rule of erosion by sea-level rise : a discussion on large-scale two and three-dimensional usages. *Journal of Coastal Research*, 4(4), 627-648.
- Butt, T. and Russell, P. (1999). Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. *Marine Geology*, 161(2-4), 361-375.
- Butt, T., Russell, P. and Turner, I. (2001). The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore? *Coastal Engineering*, 42(1), 35-52.
- Byrne, R. J. (1969). Field occurrences of induced multiple gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 74, 2590-2596.
- Caballeria, M., Coco, G., Falquès, A. and Huntley, D. A. (2002). Self-organization mechanisms for the formation of nearshore crescentic and transverse sand bars. *Journal of Fluid Mechanics*, 465, 379-410.
- Carter, R. W. G. (1978). Small-scale transverse bars in Lough Neagh, Northern Ireland. *Journal Earth Science Royal Dublin Society*, 1, 205-209.

- Carter, R. W. G. (1988). *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. ed. Academic Press Limited, London, 617 p.
- Castelle, B. (2004). *Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle: application à la côte aquitaine*. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 295 p.
- Cayocca, F. (1996). *Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale: application aux passes d'entrée du Bassin d'Arcachon*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 419 p.
- Certain, R. (2002). *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du Lion (Languedoc-Roussillon)*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan, 209 p.
- Clarke, D. J. and Eliot, I. G. (1988). Low-frequency changes of sediment volume on the beachface at Warilla Beach, New South Wales, 1975-1985. *Marine Geology*, 79(3-4), 189-211.
- Clausner, J. E., Birkemeier, W. A. and Clark, G. R. (1986). *Field comparison of four nearshore survey systems*. Report, Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers, 26 p.
- Coco, G., O'Hare, T. J. and Huntley, D. A. (1999). Beach cusps : a comparison of data and theories for their formation. *Journal of Coastal Research*, 15(3), 741-749.
- Coco, G., Huntley, D. A. and O'Hare, T. J. (2000). Investigation of a self-organisation model for beach cusps formation and development. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9), 21991-22002.
- Coco, G., Huntley, D. A. and O'Hare, T. J. (2001). Regularity and randomness in the formation of beach cusps. *Marine Geology*, 178(1-4), 1-9.
- Coco, G., Burnet and Werner, B. T. (2003). Test of self-organization in beach cusp formation. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3), 3101.
- Cohen, O., Dolique, F., Anthony, E. J. et Hequette, A. (2002). L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale. *Littoral : regards, pratiques et savoirs*, 191-214.
- Cowell, P. J. and Thom, B. G. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. *Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics*, Carter, R. W. G. and Woodroffe, C. D. (dir.), Cambridge University Press, 33-86 p.
- Cowell, P. J., Hanslow, D. J. and Meleo, J. F. (1999). The shoreface. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, Short, A. D. (dir.), John Wiley & Sons, 39-71 p.
- Crowell, M., Leathermann, S. P. and Buckley, M. K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 839-852.
- Davies, J. L. (1964). A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift fur Geomorphology*, 8, 127-142.
- Dean, R. G. (1973). Heuristic models of sand transport in the surf zone. *Proceedings of the Conference on Engineering dynamics in the coastal zone*, 208-214.
- Dean, R. G. and Maurmeyer, E. M. (1980). Beach cusps at Point Reyes and Drakes Bay beaches, California. *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, 863-884.
- De Boer, D. H. (1992). Hierarchies and spatial scales in process geomorphology: a review. *Geomorphology*, 4, 303-318.
- Degryse-Kulkarni, C. (2003). *Morphodynamique de la zone de swash*. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université de Caen/ Bass-Normandie, 200 p.
- Degryse, C., Levoy, F. and Ruessink, B. G. (2001). Influence des vagues infragravitaires sur la morphodynamique des plages. *Revue Française de Génie Côtier*, 959-972.

- Degryse-Kulkarni, C., Levoy, F., Monfort, O. and Miles, J. (2004). Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK). *Continental Shelf Research*, 24, 1203-1218.
- Dehouck, A. (2004). Monitoring shoreline change from aerial near-vertical photographs: towards knowledge of the dynamic context along the West Brittany sandy coast. *Proceedings of Littoral 2004*, Aberdeen (Scotland), EUCC/EUROCOAST, 164-169.
- Dehouck, A. (2006). *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 262 p.
- Dehouck, A. Observations et conditions d'apparition des croissants de plage sur le littoral de la mer d'Iroise. *Norois*, en révision.
- Dehouck, A. and Rihouey, D. Mid-term morphodynamics of the Iroise sea sandy beaches using linear statistical methods. *Continental Shelf Research*, submitted.
- Dehouck, A., Dupuis, H., Amis, G. and Le Berre, A. (2005). An hydrodynamic field experiment in the Iroise sea, Porsmilin and Blancs Sablons study beaches. *Proceedings of the Coastal Dynamics '05*, Barcelona (Spain), American Society of Civil Engineers, in press.
- Dehouck, A., Dupuis, H. and Sénéchal, N. (2006). Courants induits et dissipation de l'énergie des vagues sur les plages macrotidales de la mer d'Iroise. *Actes des 9èmes Journées Génie Côtier - Génie Civil*, Brest, Centre Français du Littoral, accepté.
- De la Torre, Y. (2000). *Méthodologie pour la mise en place d'un observatoire du littoral sur la dynamique morphosédimentaire des côtes sableuses, l'exemple de l'observatoire des Blancs Sablons au Conquet (Finistère)*. Report Mémoire de maîtrise, Université de Bretagne Occidentale, 188 p.
- De Melo Apoluceno, D. (2003). *Morphodynamique des plages à barres en domaine méso à macrotidal : exemple de la plage du Truc Vert, Gironde, France*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1.
- De Melo Apoluceno, D., Howa, H., Dupuis, H. and Oggian, G. (2002). Morphodynamics of ridge and runnel systems during summer. *Journal of Coastal Research*, (SI36), 222-230.
- Desmazes, F. (2005). *Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 292 p.
- Desmazes, F., Michel, D., Howa, H. et Pedreros, R. (2002). Etude morphodynamique du domaine pré-littoral nord-aquitain, site atelier du Truc Vert. *Actes des 7e Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier*, Anglet, France, 155-162.
- Dolan, R., Hayden, B. and Heywood, J. (1978). A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coastal engineering*, 2, 21-39.
- Dolan, R., Hayden, B. P., May, P. and May, S. (1980). The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*, 48(4), 22-29.
- Douglas B.C. and Crowell M., 2000. Long term shoreline prediction and error propagation. *Journal of Coastal Research*, 16, 1, 145-152.
- Durand, P. (1998). Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 155-166.
- Durand, P. (1999). *L'évolution des plages de l'ouest du golfe du Lion au XXème siècle. Cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle*. Thèse de doctorat, 461 p.
- Durand, P. (2000). Approche méthodologique pour l'analyse de l'évolution des littoraux sableux par photo-interprétation. *Photo-interprétation*, 38(1-2), 3-18.
- Evans, O. F. (1938a). The undertow. *Science*, 88, 279-281.
- Evans, O. F. (1938b). The classification and origin of beach cusps. *Journal of Geology*, 46, 615-627.

- Falquès, A., Coco, G. and Huntley, D. A. (2000). A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 105(C5), 24071-24088.
- Fenster, M. S., Dolan, R. and Elder, J. F. (1993). A new method for predicting shoreline positions from historical data. *Journal of Coastal Research*, 9(1), 147-171.
- Gallagher, B. (1972). Some qualitative aspects of nonlinear radiation in a surf zone. *Geophysical Fluid Dynamics*, 3, 347-354.
- Gallagher, E. L., Elgar, S. and Guza, R. T. (1998). Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2), 3203-3215.
- Garcez Faria, A. F., Thornton, E. B., Lippmann, T. C. and Stanton, T. P. (2000). Undertow over a barred beach. *Journal of Geophysical Research*, 105(C7), 16999-17010.
- Gelfenbaum, G. and Brooks, G. R. (2003). The morphology and migration of transverse bars off the west-central Florida coast. *Marine Geology*, 200, 273-289.
- Gibeaut, J. C., Gutierrez, R. and Kyser, J. A. (1998). Increasing the accuracy and resolution of coastal bathymetric surveys. *Journal of Coastal Research*, 14(3), 1082-1098.
- Goasguen, G. (2006). *Projet Discobole. Contribution à la Tâche 3 : analyse statistique de tendances passées sur les houles et les surcotes extrêmes*. Rapport CETMEF/DELCE, 21 p.
- Gourlay, M. R. (1968). Beach and dune erosion tests. Report, Delft Hydraulics Laboratory.
- Gracia, V., Jimenez, J. A. and Sanchez-Arcilla, A. (1995). Nearshore profiles along the Ebro delta coast. Implications for coastal processes. *Proceedings of the MEDCOAST' 95*, Tarragona (Spain), 1131-1143.
- Greenwood, B. and Davidson-Arnott, R. G. D. (1979). Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 312-332.
- Greenwood, B. and Osborne, P. D. (1990). Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertow and wave set-up on a barred beach. *Coastal Engineering*, 14(6), 543-580.
- Guilcher, A. (1949). Observations sur les croissants de plage. *Bulletin Société Géologique de France*, 5(19), 15-29.
- Guilcher, A. and Hallegouet, B. (1991). Coastal dunes in Brittany and their management. *Journal of Coastal Research*, 7(2), 517-533.
- Guitton, M., Paulais, C. et Fortin, T. (2003). *La gestion des espaces naturels littoraux pour limiter les impacts de la fréquentation. Enjeux et propositions de gestion pour les sites des Blancs Sablons et de Kermorvan*. Mémoire de maîtrise, Institut de géoarchitecture Brest, 62 p.
- Guza, R. T. and Inman, D. L. (1975). Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80, 2997-3012.
- Guza, R. T. and Thornton, E. B. (1980). Local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressures and velocities. *Journal of Geophysical Research*, 85(C3), 1524-1530.
- Guza, R. T. and Thornton, E. B. (1985). Observations of surf beat. *Journal of Geophysical Research*, 90, 3161-3172.
- Hallégouët, B. (1971). *Le Bas-Léon (Finistère, France). Etude géomorphologique*. Thèse de doctorat, Université de Brest, 260 p.
- Hallégouët, B. (1978). L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon. *Penn ar bed*, (95), 417-430.
- Hallégouët, B. et Henaff, A. (1995). L'engraissement des plages de l'anse de Dinan, à l'ouest de la presqu'île de Crozon, en Bretagne occidentale. *Norvès*, 42(165), 131-152.

- Hallégouët, B., Bodéré, J.-C. et Piriou, N. (1986). La gestion des dunes littorales dans le département du Finistère. *Noréis*, 33(132), 517-535.
- Hallermeier, R. J. (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal engineering*, 4, 253-277.
- Hasselmann, K. (1962). On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum, 1. General theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12, 481-500.
- Hénaff, A. (1997). *Morphologie dynamique et budget sédimentaire des estrans meubles de la façade occidentale de la presqu'île de Crozon, de l'anse de Combrit et de l'anse du Pouldu*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 439 p.
- Hénaff, A. (2005). *Projet DISCOBOLE-Contribution à la tâche 3: 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 de données et comparaison avec les données de l'Atlas Numérique de houle EDF-LNHE*. Report, Géomer-UMR6554, 22 p.
- Holland, K. T. (1998). Beach cusp formation and spacings at Duck, USA. *Continental Shelf Research*, 18(10), 1081-1098.
- Holland, K. T. and Holman, R. A. (1996). Field observations of beach cusps and swash motions. *Marine Geology*, 134(1-2), 77-93.
- Holman, R. A. (1981). Infragravity energy in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 86, 6442-6450.
- Holman, R. A. and Bowen, A. J. (1982). Bars, bumps and holes: models for the generation of complex beach topography. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1), 457-468.
- Howa, H. (1987). *Le littoral du Nord Médoc (Gironde). Evolution d'une côte sableuse en érosion*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 258 p.
- Hsu, T.-W., Ou, S.-H. and Wang, S.-K. (1994). On the prediction of beach changes by a new 2-D empirical eigenfunction model. *Coastal Engineering*, 23, 255-270.
- Hughes, M. G., Masselink, G. and Brander, R. W. (1997). Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, 138(1-2), 91-103.
- Huntley, D. A., Guza, R. T. and Thornton, E. B. (1981). Field observations of surf beat, 1. Progressive edge waves. *Journal of Geophysical Research*, 86, 6451-6466.
- Inman, D.L., and Guza, R.T. (1982) The origin of swash cusps on beaches. *Marine Geology*, 49, 133-148.
- Iribarren, C. R. et Nogales, C. (1949). Protection des ports. *Proceedings of the 17th International naval Congress*, 31-80.
- Johnson, D. W. (1910). Beach cusps. *Geological Society of America Bulletin*, 21, 599-624.
- Keller, H. B., Levine, D. A. and Whitham, G. B. (1960). Motion of a bore on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics*, 7, 337-360.
- King, C. A. M. (1972). *Beaches and coasts*. Edward Arnold, London, 570 p.
- King, C. A. M. and Williams, W. W. (1949). The formation and movement of sand bar by wave action. *Geographical Journal*, 113, 70-85.
- Komar, P. D. (1998). *Beach processes and sedimentation*. Englewood Cliffs, New Jersey, 544 p.
- Komar, P. D. and Holman, R. A. (1986). Coastal processes and the development of shoreline erosion. *Annual review earth and planetary sciences*, 14, 237-265.
- Konicki, K. M. and Holman, R. A. (2000). The statistics and kinematics of transverse sand bars on an open coast. *Marine Geology*, 169, 69-101.

- Kraus, C. and Rosati, J. D. (1997). *Interpretation of shoreline-position data for coastal engineering analysis*. Coastal engineering technical note II-39, US Army Engineer Waterways Experiment Station, 14 p.
- Kraus, N. C., Larson, M. and Wise, R. A. (1998). *Depth of closure in beach-fill design*. Coastal engineering technical note, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal and Hydraulics Laboratory, 13 p.
- Kraus, K. et Waldhäusl, P. (1998). *Manuel de photogrammétrie, principes et procédés fondamentaux*, Editions Hermes, 407 p.
- Kroon, A. (1994). *Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone, near Egmond, the Netherlands*. PhD thesis, University of Utrecht, 275 p.
- Kroon, A. and Masselink, G. (2002). Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology*, 190(3-4), 591-608.
- Kuenen, P. H. (1948). The formation of beach cusps. *Journal of Geology*, 56, 34-40.
- Kushnir, Y., Cardone, V. J., Greenwood, J. G. and Cane, M. A. (1997). The recent increase in North Atlantic wave heights. *Journal of Climate*, 10, 2107-2113.
- Lafon, V., De Melo Apoluceno, D., Dupuis, H., Michel, D., Howa, H. and Froidefond, J. M. (2004). Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): I. Mapping beach changes using visible satellite imagery. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(2), 289-299.
- Lafon, V., Dupuis, H., Butel, R., Castelle, B., Michel, D., Howa, H. and De Melo Apoluceno, D. (2005). Morphodynamics of nearshore rhythmic sandbars in a mixed-energy environment (SW France): 2. Physical forcing analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65(3), 449-462.
- Larson, L. and Kraus, C. N. (1993). Predictions of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal time scales. *Large scale coastal behavior'93*, U.S.G.S. report 93-381, 96-99 p.
- Larson, M., and Kraus, N.C. (1994) Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117, 75-94.
- Larson, M. and Kraus, N. C. (1995). Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology*, 126, 111-127.
- Larson, M., Capobianco, M., and Hanson, H. (2000) Relationship between beach profiles and waves at Duck, North Carolina, determined by canonical correlation analysis. *Marine Geology*, 163, 275-288.
- LCHF (1987). *Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Manche et de l'Atlantique (Partie A)*. ed. Eyrolles, Paris, 559 p.
- Le Berre, I. (1999). *Mise au point de méthodes d'analyse et de représentation des interaction complexes en milieu littoral pour la cartographie de synthèse de l'environnement côtier*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Lee, G.-H., Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A. and Leathermann, S. P. (1995). A conceptual fairweather-storm model of beach nearshore profile evolution at Duck, North Carolina, USA. *Journal of Coastal Research*, 11(4), 1157-1166.
- Lee, G.-H., Nicholls, R. J. and Birkemeier, W. A. (1998). Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. *Marine Geology*, 148, 163-177.
- Lemasson, L. (1999). *Vents et tempêtes sur le littoral de l'ouest de la France : variabilité, variation et conséquences morphologiques*. Thèse de doctorat, université de Haute-Bretagne Rennes 2, 185 p.
- Levoy, F. (1994). *Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales: l'exemple de la côte ouest du Cotentin*. Thèse de doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 424 p.
- Levoy, F. (2000). *L'influence de la marée sur la morphodynamique des plages sableuses*. Habilitation à diriger les recherches, Université de Caen Basse-Normandie, 185 p.

- Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J.-P., Howa, H. and Tessier, B. (1998). Morphodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(12), 811-818.
- Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., and Larsonneur, C. (2000) The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171(1-4), 39-59.
- Levoy, F., Monfort, O. and Larsonneur, C. (2001). Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France. *Continental Shelf Research*, 21(6-7), 563-586.
- Lippmann, T. C. and Holman, R. A. (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95, 11575-11590.
- Lippmann, T. C., Holman, R. A. and Hathaway, K. K. (1993). Episodic, nonstationnarity behaviour of double bar system at Duck, N.C., U.S.A., 1986-1991. *Journal of Coastal Research*, SI15, 49-75.
- Lippmann, T. C., Herbers, T. H. C. and Thornton, E. B. (1999). Gravity and shear wave contributions to nearshore infragravity motions. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 231-239.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W. (1962). Radiation stress and mass transport in surface gravity waves with application to "surf beats". *Journal of Fluid Mechanics*, 13, 481-504.
- Lorenz, E. N. (1956). *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. Report, Dept. of Meteorology, Massachussets Institute of Technology, 49 p.
- MacMahan, J. H., Thornton, E. B. and Reniers, A. J. H. M. (2006). Rip current review. *Coastal Engineering*, 53(2-3), 191-208.
- Masselink, G. (1993). Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, (SI 15), 180-197.
- Masselink, G. (1998) Field investigation of wave propagation over a bar and the consequent generation of secondary waves. *Coastal Engineering*, 33(1), 1-9.
- Masselink, G. (1999). Alongshore variation in beach cusp morphology in a coastal embayment. *Earth surface processes and landforms*, 24, 335-347.
- Masselink, G. and Short, A. D. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9(3), 785-800.
- Masselink, G. and Black, K. P. (1995). Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. *Coastal Engineering*, 25(3-4), 165-190.
- Masselink, G. and Hegge, B. (1995). Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology*, 129(1-2), 1-23.
- Masselink, G., and Pattiaratchi, C.B. (1998) Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns. *Marine Geology*, 146(1-4), 93-113.
- Masselink, G. and Hughes, M. (1998). Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 18(10), 1179-1199.
- Masselink, G. and Anthony, E. J. (2001). Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth surface processes and landforms*, 26, 759-774.
- Masselink, G. and Li, L. (2001). The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study. *Marine Geology*, 176(1-4), 139-156.
- Masselink, G. and Hughes, M. (2003). *Introduction to coastal processes and geomorphology*, Arnold Publishers, 354 p.

- Masselink, G., Hegge, B., and Pattiaratchi, C.B. (1997) Beach cusp morphodynamics. *Earth surface processes and landforms*, 22, 1139-1155.
- Masselink, G., Kroon, A. and Davidson-Arnott, R. G. D. (2006). Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings - A review. *Geomorphology*, 73(1-2), 33-49.
- McCowan, J. (1891). On the solitary wave. *Philosophy Magazine*, 32, 45-58.
- Merrifield, M. A. and Guza, R. T. (1990). Detecting propagating signals with complex empirical orthogonal functions: a cautionary note. *Journal of Physical Oceanography*, 20, 1628-1633.
- Miche, R. (1954). *Mouvements ondulatoires des mers en profondeur constante ou décroissante*. Rapport, University California Berkeley Wave Research Laboratory Series, 3 (363).
- Michel, D. (1997). *Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 162 p.
- Michel, D. and Howa, H. L. (1997). Morphodynamic behaviour of a tidal inlet system in a mixed-energy environment. *Physics and Chemistry of The Earth Hydrology*, 22(3-4), 339-343.
- Monfort, O., Levoy, F., et Larssonneur, C. (2000) Caractéristiques morphologiques et conditions d'apparition de croissants de plage dans des environnements macrotidaux. *Bulletin Société Géologique de France*, 171(6), 649-656.
- Moore, L. J. (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 111-124.
- Munk, W. H. and Traylor, M. A. (1947). Refraction of ocean waves: a process linking underwater topography to beach erosion. *Journal of Geology*, LV(1), 1-26.
- Nebiker et coll., 2000. *Guide assurance de la qualité : photogrammétrie et génération de MNT*. http://www.kkva.ch/downloads/richtlinien/photogrammetrie/eq_photogrammetrie.pdf
- Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A., and Lee, G.-h. (1998). Evaluation of depth closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology*, 148, 179-201.
- Oltman-Shay, J. and Guza, R. T. (1987). Infragravity edge wave observations on two California beaches. *Journal of Physical Oceanography*, 17, 644-663.
- Osborne, P. D. and Greenwood, B. (1992). Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport: 2. A barred shoreface. *Marine Geology*, 106, 25-51.
- Pedreras, R. (2000). *Quantification et modélisation du transport éolien au niveau des zones côtières. Application au littoral girondin*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 195 p.
- Pinot, J.-P. (1988). L'évolution des côtes du Tregor et du Léon depuis le XVIII^e siècle. *Actes du 2^{ème} Forum national de la Géomorphologie*, Caen, 9-20.
- Pirazzoli, P. A. (2000). Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, 23, 643-661.
- Pirazzoli, P. A. (2004). Etude statistique des variations récentes de la pression atmosphérique et du vent sur les côtes atlantiques de la France et de l'Irlande. *Actes de l'AIC*, Caen, 341-343.
- Pirazzoli, P. A., Regnaud, H. and Lemasson, L. (2004). Changes in storminess and surges in western France during last century. *Marine Geology*, 210, 307-323.
- Plant, N., Holman, R. A., Freilich, M. H. and Birkemeier, W. (1999). A simple model for interannual sandbar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7), 15755-15776.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T., and Elgar, S. (1996). Wave transformation across the inner surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 101(C10), 25589-25597.

- Reeve, D., Li, B. and Thurston, N. (2001). Eigenfunction analysis of decadal fluctuations in sandbank morphology at Gt Yarmouth. *Journal of Coastal Research*, 17(2), 371-382.
- Regnault, H. and Louboutin, R. (2002). Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments, Brittany, France. *Sedimentary Geology Coastal Environment Change During Sea-Level Highstands*, 150(1-2), 17-29.
- Reichmüth, B. (2003). *Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales, exemples de la Côte d'Opale, Nord de la France*. Thèse de doctorat, Université du Littoral-Côte d'Opale.
- Rihouey, D. (2004). *Analyse statistique de l'évolution morphodynamique des plages sableuses. Application aux sites d'étude du Programme National d'Environnement Côtier et aux plages d'Anglet*. Thèse de doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 196 p.
- Rihouey, D., and Maron, P. (2003) Decadal morphological behavior from long-term bathymetric surveys along the beaches of Anglet using eigenfunction analysis. *Proceedings of Coastal Sediments'03*, Florida.
- Robin, M. (2002). Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. *Le littoral: regards, pratiques et savoirs*, ENS, 376 p.
- Robin, P. (2001). *Vagues ; l'énergie magnifique*. ed. Georges Naef, Genève, 192 p.
- Roelvink, J. A. and Stive, M. (1989). Bar generating cross shore flow mechanisms on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4785-4800.
- Ruessink, B. G. (1998a). Bound and free infragravity waves in the nearshore zone under breaking and non breaking conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103(C6), 12795-12805.
- Ruessink, B. G. (1998b). The temporal and spatial variability of infragravity energy in a barred nearshore zone. *Continental Shelf Research*, 18(6), 585-605.
- Ruessink, B. G. and Kroon, A. (1994). The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands : 1965-1993. *Marine Geology*, 121, 187-197.
- Ruessink, B. G. and Terwindt, J. H. J. (2000). The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model. *Marine Geology*, 163(1-4), 289-302.
- Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G. and van den Beukel, P. G. L. (1998a). Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2), 3111-3118.
- Ruessink, B. G., Houwman, K. T. and Hoekstra, P. (1998b). The systematic contribution of transporting mechanisms to the cross-shore sediment transport in water depths of 3 to 9 m. *Marine Geology*, 152(4), 295-324.
- Ruessink, B. G., Houwman, K. T. and Hoekstra, P. (1999). Medium-term frequency distributions of cross-shore suspended sediment transport rates in water depths of 3 to 9 m. *Coastal Engineering*, 38(1), 25-46.
- Ruessink, B. G., van Enckevort, I. M. J., Kingston, K. S. and Davidson, M. A. (2000). Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology*, 169(1-2), 161-183.
- Ruessink, B. G., Wijnberg, K. M., Holman, R. A., Kuriyama, Y. and van Enckevort, I. M. J. (2003). Intersite comparison of interannual nearshore bar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), 3249-3261.
- Ruessink, B. G., van Enckevort, I. M. J. and Kuriyama, Y. (2004). Non-linear principal component analysis of nearshore bathymetry. *Marine Geology*, 203(1-2), 185-197.
- Sabatier, F. (2001). *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, 272 p.
- Sabatier, F. and Suanez, S. (2003). Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, 283-300.

- Sabatier, F., Stive, M. and Pons, F. (2004). Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast. *Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering*, Lisbon, Portugal, 2327-2339.
- Sénéchal, N. (2003). *Etude de la propagation des vagues au-dessus d'une bathymétrie complexe en zone de surf*. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 278 p.
- Sénéchal, N., Dupuis, H., Bonneton, P., Howa, H. and Pedreros, R. (2001). Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach on the French Atlantic coastline. *Oceanologica Acta*, 24(6), 545-556.
- Sénéchal, N., Bonneton, P., and Dupuis, H. (2002) Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. *Coastal engineering*, 46, 233-247.
- Sénéchal, N., Rey, V., Bonneton, P. and Dupuis, H. (2005). On the difficulty of correctly determine the characteristic wave period in the surf zone. *Proceedings of Coastal dynamics 2005*, Barcelona, ASCE, in press.
- SHOM (1994). Courants de marée de la côte ouest de Bretagne de Goulven à Penmarc'h.
- SHOM (2003). Carte sédimentologique Du goulet de Brest à Portsall - île d'Ouessant, carte 7149G.
- Short, A. D. (1991). Macro-meso tidal beach morphodynamics - an overview. *Journal of Coastal Research*, 7(2), 417-436.
- Short, A. D. and Hesp, P. A. (1982). Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, 48(3-4), 259-284.
- Short, A. D. and Hogan, C. L. (1994). Rip currents and beach hazards, their impact on public safety and implications for coastal management. *Journal of Coastal Research*, SI12, 197-209.
- Sipka, V. (1998). *Les plages macrotidales du Nord-Pas de Calais : contexte environnemental et caractérisation morphodynamique*. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 224 p.
- Sipka, V. and Anthony, E. J. (1999). Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal low wave conditions. *Journal Rech. Océanographique*, 24(1), 25-31.
- Soulsby, R. (1997). *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications*. London, 249 p.
- Stépanian, A. (2002). *Evolution morphodynamique d'une plage à barres : Omaha beach (Normandie)*. Thèse de doctorat, Université de Caen, Basse-Normandie, 276 p.
- Stepanian, A. et Levoy, F. (2003). Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta*, 26(2), 167-177.
- Stephan, P. (2003). *Dynamiques morphosédimentaires récente et actuelle des cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève*. Mémoire de maîtrise, Université de Bretagne Occidentale, 309 p.
- Stive, M., Roelvink, J. A. and de Vriend, H. J. (1991). Large scale coastal evolution concept. *Proceedings of the 22nd International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 1962-1974.
- Suanez, S. (1997). *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université Aix 1, 283 p.
- Suanez S. et Simon B. (1997). Utilisation de l'analyse diachronique dans l'étude de l'évolution du littoral oriental du delta du Rhône (France, Sud-Est). *Photo-Interprétation*, 3-4, 147-154.
- Suanez, S. et Stéphane, 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*, sous presse.

- Suanez, S., Bruzzi, C. et 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*, 4, 291-311.
- Sunamura, T. (1986). A parameter for cross-shore sediment transport direction and its application to beach erosion/accretion problem. Annual Report of the Institute of Geoscience.
- Sunamura, T. (1988). Beach morphologies and their change. *Nearshore dynamics and coastal processes*, Horikawa, K. (ed.), University of Tokyo press, 135-161.
- Takeda, I. and Sunamura, T. (1983). Formation and spacing of beach cusps. *Coastal Engineering Japan*, 26, 121-135.
- Terwindt, J. H. J. and Kroon, A. (1993). Theoretical concepts of parametrization of coastal behaviour. *Large scale coastal behavior'93*, U.S.G.S. report number 93-381, 193-196 p.
- Thieler E.R. and Danforth W.W. (1994a). Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors. *Journal of Coastal Research*, 10, 3, 549-563.
- Thieler, E. R. and Danforth, W. W. (1994b). Historical shoreline mapping (II): application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, 10(3), 600-620.
- Thornton, E. B. and Guza, R. T. (1982). Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(C12), 9499-9508.
- Thornton, E. B. and Guza, R. T. (1983). Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5925-5938.
- Thornton, E. B., Humiston, R. T. and Birkemeier, W. (1996). Bar/through generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5), 12097-12110.
- Tissot, C., Le Tixerant, M., Rouan, M. and Gourmelon, F. (2004). *Contribution méthodologique pour le couplage de modèles qualitatifs et quantitatifs au sein de systèmes d'information géographique*. Rapport final du Programme Environnement Vie et Société du CNRS.
- Uda, T. and H. Hashimoto (1982). Description of beach changes using an empirical predictive model of beach profile changes. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, Cape Town.
- van Enckevort, I. M. J., Ruessink, B. G., Coco, G., Suzuki, K., Turner, I., Plant, N. and Holman, R. A. (2004). Observations of nearshore crescentic sandbars. *Journal of Geophysical Research*, 109(C06028).
- WASA (1998). Changing waves and storms in the Northeast Atlantic? *Bulletin of the american meteorological society*, 79, 741-760.
- Werner, B. T. and Fink, T. M. (1993). Beach cusps as self-organized patterns. *Science*, 260, 968-971.
- Wijnberg, K.M., and Terwindt, J.H.J. (1995). Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology*, 126, 301-330.
- Wijnberg, K. M. and Kroon, A. (2002). Barred beaches. *Geomorphology*, 48(1-3), 103-120.
- Winant, C.D., Inman, D.L., and Nordstrom, C.E. (1975) Description of seasonal beach changes using empirical eigenfunctions. *Journal of Geophysical Research*, 80(15), 1979-1986.
- Wright, L. D. and Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.
- Wright, L. D., Nielsen, P., Short, A. D. and Green, M. O. (1982). Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, 50, 97-128.

Yoni, C. (1995). *Dynamique des flèches dunaires à pointe libre de Bretagne*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 348 p.

A	amplitude de la vague crête à creux (m)
α	orientation de la côte (°)
$\tan\beta$	pente de la plage
d_{50}	médiane granulométrique (μm)
E	énergie totale des vagues (J)
ε_c	paramètre de prominance des croissants de plage
ε	paramètre d'échelonnement de la barre (<i>surf scaling parameter</i>)
f_p	fréquence des vagues au pic spectral (hz)
f_c	fréquence de coupure (hz)
f_{Ny}	fréquence de Nyquist (hz)
g	accélération de la gravité (m^2/s)
γ_s	hauteur relative des vagues ou rapport de la hauteur significative des vagues à la hauteur d'eau
γ_b	hauteur relative des vagues au déferlement
η	élévation de la surface libre (m)
h	hauteur d'eau (m)
h_l	profondeur de fermeture du profil (en m C.M.)
H_s	hauteur significative des vagues (m)
$H_{s,0}$	hauteur significative des vagues au large (m)
$H_{s,e}$	hauteur significative des vagues excédée moins de 12 heures par an (m)
$H_{1/3}$	hauteur du tiers des plus grosses vagues (m)
H_b	hauteur des brisants, hauteur des vagues au déferlement (m)
k	nombre d'onde d'une vague (rad/m)
l.c	longueur de coupure des profils
L	longueur d'onde d'une vague (m)
L_0	longueur d'onde au large (m)
L_c	longueur d'onde des croissants de plage (m)
L_e	longueur d'onde d'une onde de bord (m)
m_n	moment d'ordre n
ω	vitesse de phase des vagues (rad/s)
ω_s	vitesse de chute du sédiment (m/s)
Ω	vitesse de chute adimensionnelle
ρ	masse volumique de l'eau (kg/m^3)
RTR	Relative Tidal Range, marnage relatif
S	densité spectrale d'énergie des vagues (m^2/hz)
S_w	longueur d'excursion du swash (m)
$T_{1/3}$	période du tiers des plus grosses vagues (s)
T_i	période des vagues incidentes (s)
T_p	période des vagues au pic spectral (s)
$T_{p,0}$	période des vagues au large associée au pic spectral (s)
T_e	période des vagues associée à $H_{s,e}$ (s)
θ	direction du courant (°)
U	composante transversale du courant moyen (m/s)
V	composante longitudinale du courant moyen (m/s)
V	volume sédimentaire (m^3)
DV	bilan volumique (m^3)
ξ	paramètre de réplcation de la barre (<i>surf similarity parameter</i>)

METHODE D'ANALYSE DE PHOTOGRAPHIES ANCIENNES

La démarche repose sur des techniques de photo-interprétation et de mesures *in situ* de la position du trait de côte. Elle nécessite la mise en œuvre d'une méthodologie rigoureuse de traitement et d'analyse de photographies aériennes abondamment documentée dans la littérature (Suanez et Simon, 1997 ; Suanez, 1997 ; Durand, 1998, 1999 ; 2000 ; Sabatier and Suanez, 2003 ; Dehouck, 2004) dont les principales étapes sont brièvement présentées ici.

1. Définition du trait de côte

Robin (2002) a défini une douzaine de lignes de référence pouvant être assimilées au trait de côte. Ethymologiquement, le trait de côte est la ligne des plus hautes mers de vives-eaux délimitant du même fait le Domaine Public Maritime (Allain *et al.*, 2000). Toutefois, de nombreux auteurs assimilent le trait de côte à la ligne de rivage à pleine mer facilement identifiable sur les photographies aériennes par exemple, par la différence radiométrique entre les parties sèches et humides de l'estran (Dolan *et al.*, 1978 ; Dolan *et al.*, 1980 ; Crowell *et al.*, 1991 ; Douglas and Crowell, 2000 ; Thieler and Danforth, 1994a). Sur les littoraux microtidaux où le marnage est négligeable, on associe souvent le trait de côte à la ligne de rivage instantanée (Suanez et Simon, 1997 ; Durand, 1998 ; Durand, 2000 ; Sabatier and Suanez, 2003) bien qu'une marge d'erreur soit induite par la marée, les conditions météorologiques (surcote/décote) et la variabilité morphologique des estrans (fluctuations de leur pente). Sur les littoraux macrotidaux, comme en mer d'Iroise, la ligne de rivage n'est pas un indicateur stable puisqu'elle se déplace rapidement sur l'estran avec la marée. C'est pourquoi, notre choix s'est porté à définir le trait de côte comme la limite de végétation dunaire, indicateur le plus approprié pour observer et quantifier la mobilité du rivage (Thieler and Danforth, 1994b ; Kraus and Rosati, 1997 ; Robin, 2002 ; Stephan, 2003).

2. Numérisation des photographies aériennes

Un jeu de cinq photographies aériennes est constitué couvrant la période 1952-2000. Ces photographies sont numérisées de manière à être ensuite orthorectifiées et comparées les unes aux autres. La résolution de scannage est adaptée en fonction de l'échelle des clichés afin d'obtenir une résolution spatiale de 1 m pour toutes les images. Le choix de cette résolution est un compromis entre la précision de travail désirée (métrique) et la préservation de la qualité des photographies (Kraus et Waldhäusl, 1998 ; Nebiker *et al.*, 2000).

3. Rectification géométrique et production d'ortho-images

Les images numérisées contiennent diverses déformations inhérentes au mécanisme de prise de vue, à l'altitude de l'avion et au relief survolé, qu'il est nécessaire de corriger afin de comparer les traits de côte

extraits les uns aux autres. La rectification planimétrique (2D) corrige les distorsions radiales liées à l'optique et celles causées par les mouvements de l'avion (tangage, roulis, changement d'altitude ; Dolan *et al.*, 1980 ; Anders and Byrnes, 1991 ; Crowell *et al.*, 1991 ; Moore, 2000). Elle implique l'application d'un modèle de rectification par la saisie de points homologues (amers) entre deux images, l'une étant l'image à corriger, l'autre une image déjà géoréférencée. La référence est la BD ORTHO 2000, orthophotographie produite par l'IGN, d'une résolution spatiale de 0,5 m et projetée en Lambert 2 étendu (ellipsoïde Clarke 1880).

Les orthophotographies résultent d'une rectification 3D qui corrige les déformations verticales liées au relief, importantes en milieu continental, modérées sur le littoral (Dolan *et al.*, 1980 ; Anders and Byrnes, 1991, Crowell *et al.*, 1991). On utilise la BD ALTI Finistère de l'IGN comme modèle numérique de terrain de la zone d'étude. La résolution spatiale de ce produit est de 50 m, suffisante pour renseigner l'altitude des points d'amers sur des terrains peu vallonnés à faible déclivité.

4. Digitalisation du trait de côte

La digitalisation du trait de côte, à l'écran sur fond d'image, est effectuée avec le logiciel Arcview 3.2. La nuance radiométrique associée à la limite de végétation est définie dès le début de la saisie assurant une digitalisation homogène sur l'ensemble du jeu d'images. Elle est définitivement fixée à l'interface des pixels blancs (sable) et des pixels sombres les plus clairs (végétation peu dense) de manière à identifier les dunes embryonnaires nouvellement formées et donc les secteurs où le rivage prograde.

Le jeu de données est réactualisé en mai 2005 par un levé topographique au DGPS (Trimble 5800 de précision centimétrique) de la limite de végétation.

5. Estimation de la cinématique du trait de côte et des bilans sédimentaires surfaciques et volumiques

Pour quantifier la mobilité du rivage entre deux dates et sa cinématique annuelle, la technique consiste à digitaliser les polygones d'accrétion ou d'érosion formés par l'intersection entre les deux traits de côte et à diviser leur aire par le linéaire côtier associé. On obtient une mesure moyenne de l'avancée ou du recul du rivage entre deux dates.

Grâce à la résolution spatiale des documents de référence (orthophoto à 50 cm), on a une bonne confiance sur les estimations quantitatives de la cinématique du trait de côte. En effet, l'incertitude absolue liée à la méthode est de l'ordre de 4 m (± 2 m) : la rectification et le géoréférencement des images d'une précision absolue de 2 m (± 1 m) et la digitalisation de la limite de végétation précise à un pixel près (± 1 m). Elle est donc bien meilleure que celle estimée à ± 11 m couramment reportée dans la littérature (Dolan *et al.*, 1980 ; Crowell *et al.*, 1991 ; Durand, 1998 ; Suanez et Simon, 1997).

Enfin, les surfaces dunaires associées à la mobilité du trait de côte et de la végétation sont cartographiées et quantifiées sous forme de bilans sédimentaires surfaciques et volumiques.

MOBILITE MI-SECUCLAIRE DU SITE DES BLANCS SABLONS (1952-2005)

L'analyse des photographies aériennes révèle trois séquences d'évolution du trait de côte au cours des cinquante dernières années.

1. Phase de dégradation massive (1952-1978)

Cette période est marquée par un recul intense de la limite de végétation en particulier sur les secteurs centraux (secteurs 1 et 2) du cordon dunaire. Si en 1927 et en 1964 (ill. 155) on peut déjà constater plusieurs couloirs de déflation, la dégradation du cordon dunaire progresse jusqu'à atteindre son paroxysme à la fin des années soixante-dix (ill. ; 156). En 1965, le trait de côte a reculé d'environ 3 m (par rapport à 1952) sur les secteurs latéraux et de 6 à 10 m sur les secteurs centraux (ill. 157). Toutefois, ces derniers chiffres sont probablement surestimés du fait d'une limite de végétation en arrière du front dunaire. Entre 1965 et 1978, le trait de côte est relativement stable, le front dunaire semblant progresser de 2 à 3 m en 13 ans (+0,1 à 0,2 m/an). Alors que le bilan sédimentaire est globalement en équilibre sur les secteurs latéraux, ce sont près de 1,3 hectares de végétation dunaire qui ont disparu entre 1952 et 1978 sur les secteurs centraux (ill. 158 et 159). La dégradation massive des dunes des Blancs Sablons est causée par l'essor considérable du tourisme à l'après-guerre : les sentiers pédestres se multiplient, les dunes et les plages sont accessibles aux véhicules motorisés, des aires de camping sont aménagées sur les dunes au plus près du rivage (ill. 155b et 156). En dépit d'une fréquentation généralisée des dunes, l'ampleur de la dévégétalisation est spatialement graduée, totale au niveau des accès à la plage, diffuse sur la dune grise jusqu'en arrière des fortifications.

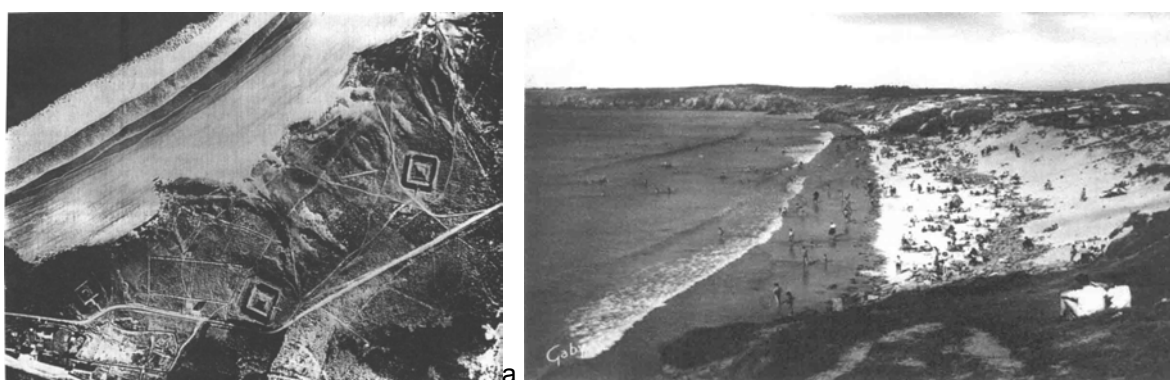
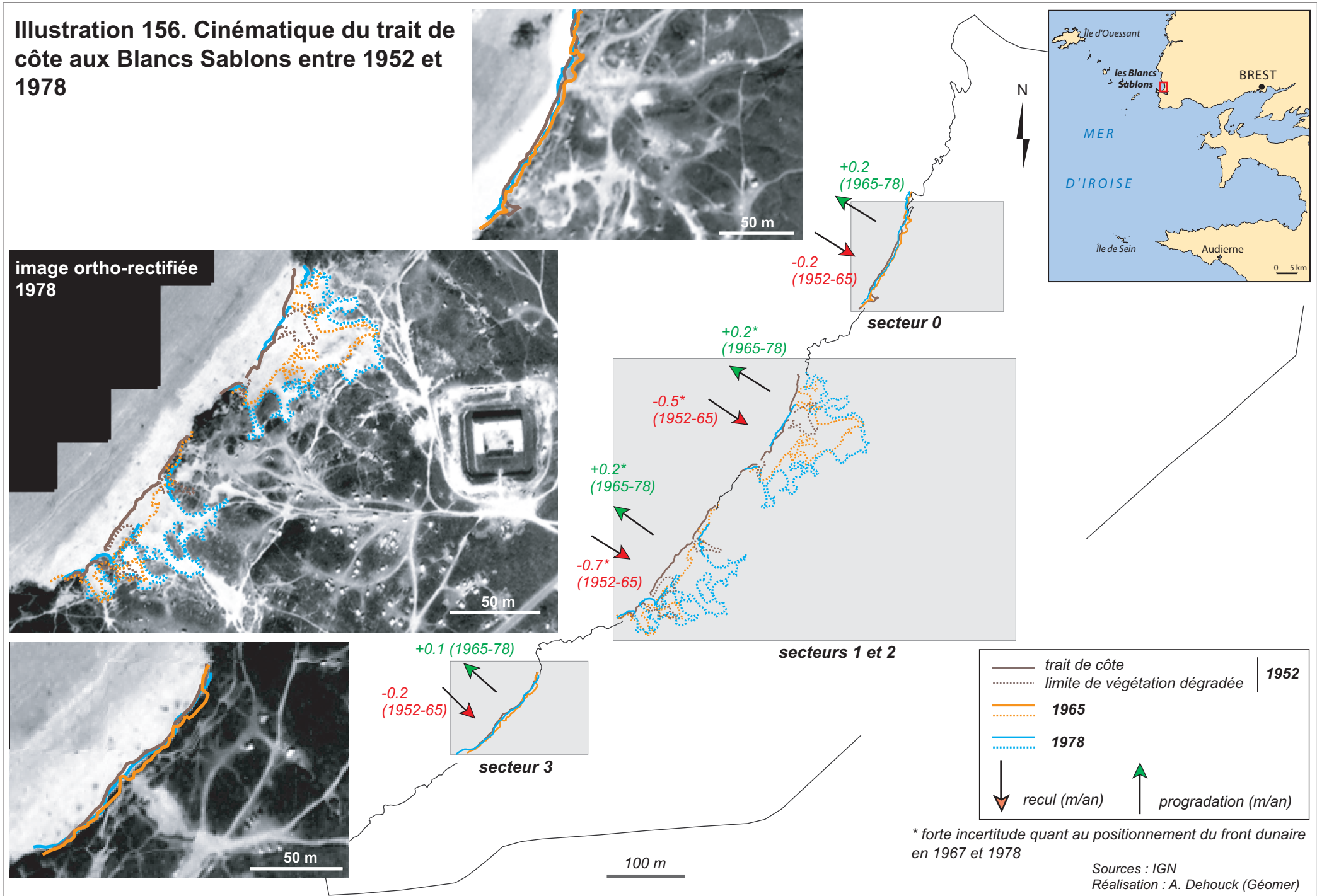


Illustration 155. Les Blancs Sablons (a) en 1927 (d'après Guilcher et Hallegouet, 1991), (b) carte postale de 1964 (d'après Guillon *et al.*, 2003)

Illustration 156. Cinématique du trait de côte aux Blancs Sablons entre 1952 et 1978



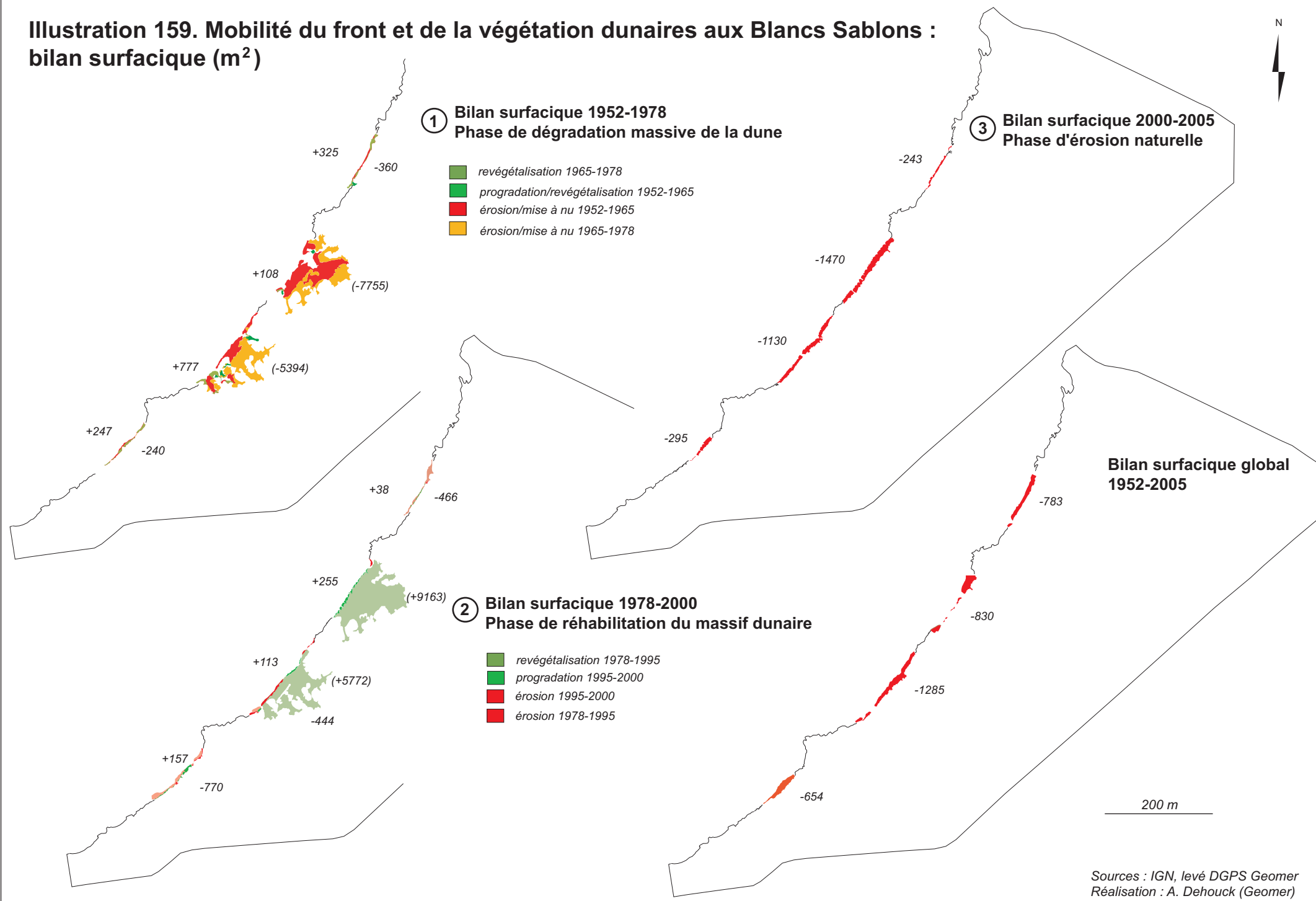
	secteur 0	secteur 1	secteur 2	secteur 3
1952-1965	- 3,0 (-0,2)	- 6,6* (-0,5*)	- 9,9* (-0,7*)	- 3,2 (-0,2)
1965-1978	+ 2,4 (+0,2)	+ 3,1* (+0,2*)	+ 3,0* (+0,2*)	+ 2,0 (+0,1)
1978-1995	- 3,4 (-0,2)	+ 4,2* (+0,25*)	+ 7,3* (+0,4*)	- 4,8 (-0,3)
1995-2000	+ 0,1 (0)	+ 1,7 (+0,3)	- 0,2 (0)	+ 1,3 (+0,25)
2000-2005	- 3,1 (-0,6)	- 10,1 (-2)	- 6,6 (-1,3)	- 2,3 (-0,5)

Illustration 157. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front de dune. (respectivement des valeurs négatives ou positives). Les astérisques concernent les estimations pour lesquelles la position du trait de côte est incertaine.

	1952-1965	1965-1978	1978-1995	1995-2000	2000-2005
S-	6752	7472	697	0	2894
S+	488	372	14753	0	0
DS	-6264	-7100	+14056	0	-2894
DV	-21000	-24000	+48000	0	-9800

Illustration 158. Evolution des surfaces (m²) entre deux clichés consécutifs, dégradées ou érodées (S-), progradées ou revégétalisées (S+) ; bilans surfacique (DS) et volumique (DV) respectivement exprimés en m² et en m³.

Illustration 159. Mobilité du front et de la végétation dunaires aux Blancs Sablons : bilan surfacique (m²)



2. Phase de réhabilitation (1978-2000)

Cette seconde période est caractérisée par une variabilité spatiale du sens de l'évolution des secteurs centraux et latéraux. Entre 1978 et 1995, on observe une forte reprise de la végétation sur la dune grise et sur la dune vive au niveau des secteurs centraux auparavant les plus touchés (ill. 161). Le front dunaire y prograde de 4 à 7 m en moyenne (+0,25 m/an et +0,4 m/an respectivement sur les secteurs 1 et 2 ; ill. 157). Comme nous l'avons vu précédemment, l'avancée du trait de côte est à mettre au crédit de la campagne de réhabilitation du massif dunaire entreprise en 1980 suite à l'acquisition des dunes par le Conservatoire du Littoral et des Rivages Lacustres en 1979. La mise en place d'une réglementation stricte des usages (interdiction du camping sauvage et de l'accès motorisé aux dunes) par une série d'aménagements alternatifs (sentiers pédestres d'accès à la plage, parkings) a permis de limiter et de canaliser la fréquentation sur le site. Dans le même temps, la réhabilitation du site a été conditionnée par l'adoption de mesures majeures de protection. La compartimentation des zones dunaires dégradées par des séries de ganivelles et la plantation d'oyats (ill. 160) ont favorisé la réduction de la déflation éolienne, l'accumulation et la fixation des sables et la revégétalisation des dunes sur 1,5 hectares (ill. 158 et 159).

A l'inverse, les secteurs les moins sensibles du front dunaire reculent en moyenne de 3 à 5 m entre 1978 et 1995. L'absence de mesures de protection sur les secteurs latéraux se traduit par une poursuite de l'érosion du front dunaire à une vitesse comparable à celle observée lors de la période 1952-1965 (-0,2 à -0,3 m/an). La fréquentation humaine fortement réduite à partir des années quatre-vingt par les mesures du Conservatoire du Littoral incite à penser que la variabilité climatique naturelle est le principal acteur du recul du rivage.

Entre 1995 et 2000, le trait de côte est globalement stable (secteurs 0 et 2), légèrement progradant en certains endroits (de l'ordre du mètre en 5 ans).

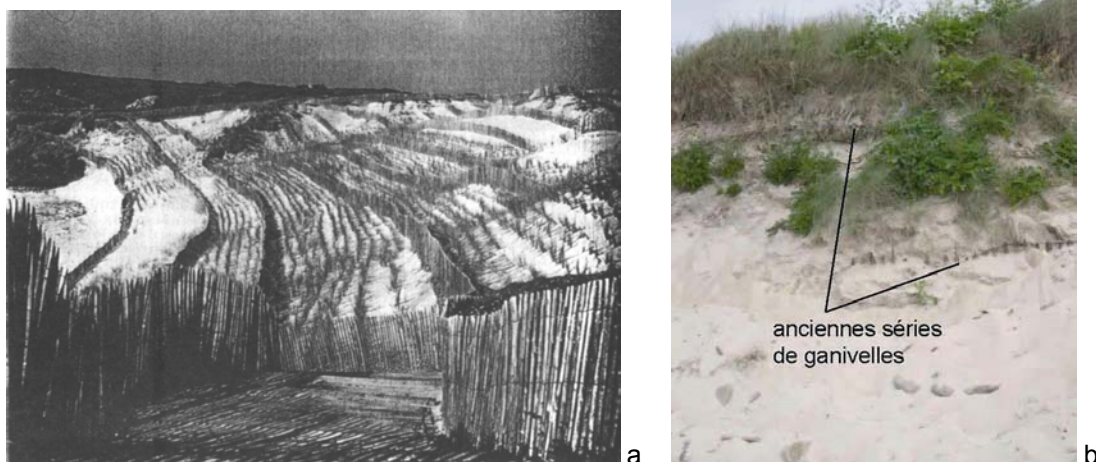
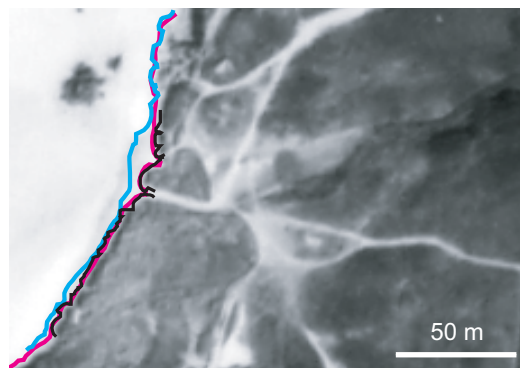


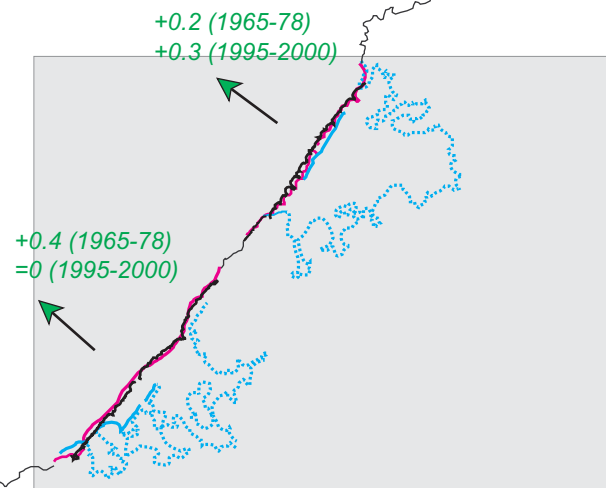
Illustration 160. (a) Les dunes des Blancs Sablons en 1982 lors des travaux de restauration (Guilcher et Hallegouet, 1991), (b) affleurement en mai 2005 des anciennes lignes de ganivelles au niveau du front dunaire sur le secteur 2.

Illustration 161. Cinématique du trait de côte aux Blancs Sablons entre 1978 et 2000



-0.2 (1978-95)
=0 (1995-2000)

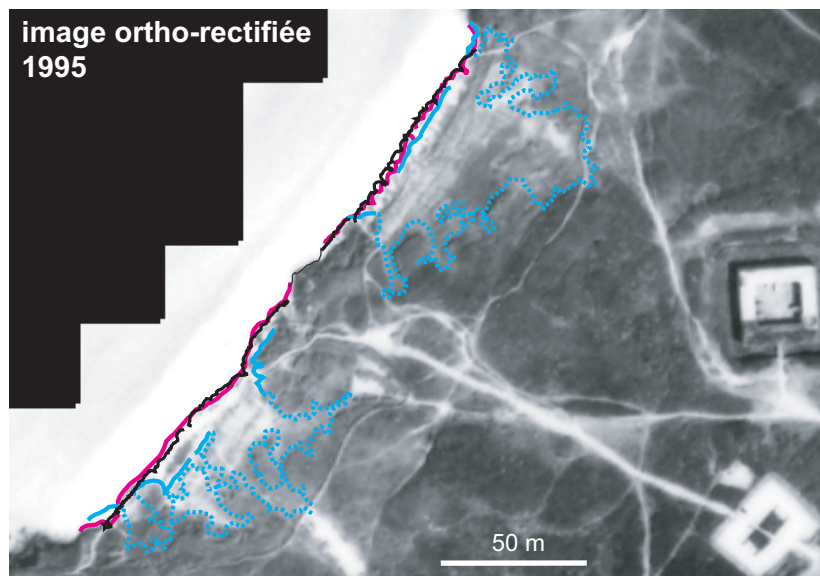
secteur 0



+0.2 (1965-78)
+0.3 (1995-2000)

+0.4 (1965-78)
=0 (1995-2000)

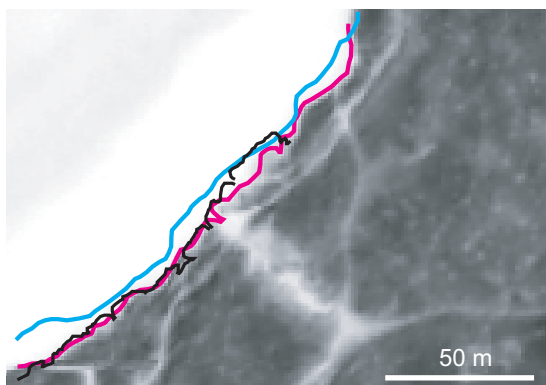
secteurs 1 et 2



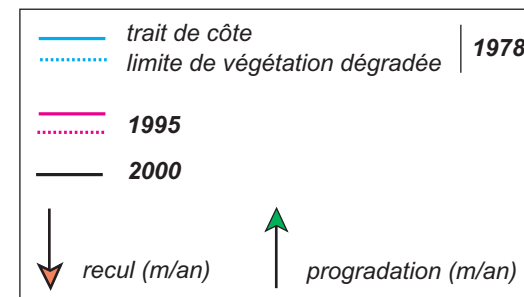
+0.2 (1995-2000)

-0.3
(1978-95)

secteur 3



100 m



Sources : IGN
Réalisation : A. Dehouck (Géomer)

3. Phase de recul naturel (2000-2005)

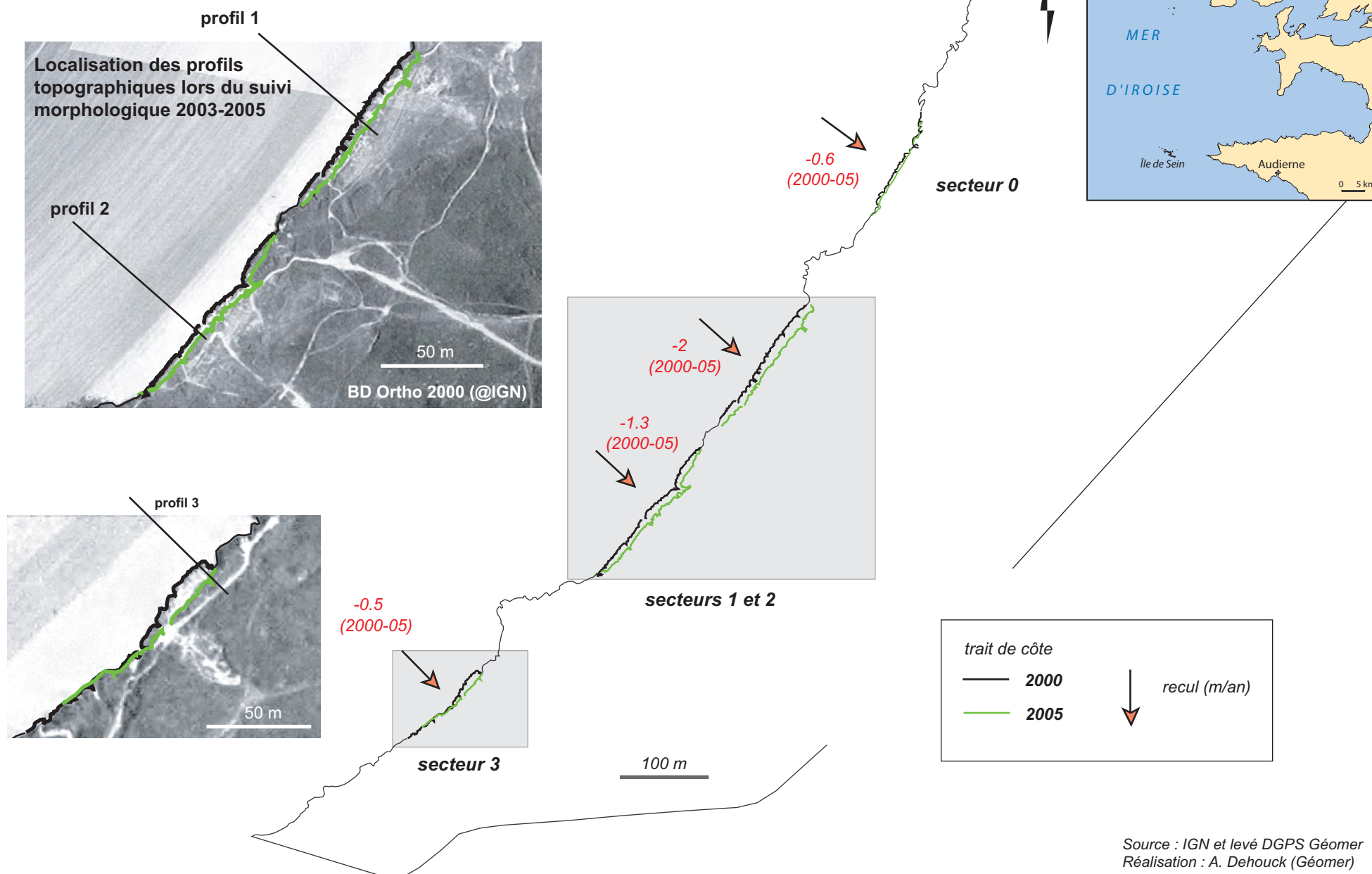
La période récente est caractérisée par un recul sans commune mesure du trait de côte (ill. 162a et 163). Entre 2000 et 2005, la vitesse d'érosion du front dunaire est deux à quatre fois plus élevée (-0,5 à -2 m/an ; ill. 157) que celle mesurée sur les périodes précédentes. En 2005, la position du front dunaire se situe en moyenne 2 à 3 m en arrière de sa position en 2000 sur les secteurs latéraux, 6 à 10 m sur les secteurs centraux. Les bilans surfaciques sont très nettement déficitaires avec près de 0,3 hectare de dunes disparues en cinq ans (ill. 158 et 159). Ce constat est d'autant plus surprenant que la dégradation d'origine anthropique semble bien inférieure à celle observée les décennies antérieures. En effet, les activités les plus dégradantes pour le milieu ont été interdites et le site est régulièrement entretenu. Ce constat paraît alarmant dans la mesure où ces bilans surfaciques concernent des volumes de sédiments disparus *a contrario* des volumes mis à nu et seulement partiellement érodés dans les années cinquante à soixante-dix.

De plus, l'étude réalisée sur les données de l'Atlas Numérique de Houle révèle une stationnarité des climats de vagues au large d'Ouessant entre 1979 et 2002 (Goasguen, 2006). Il est donc difficile d'imputer le recul actuel des dunes des Blancs Sablons à une intensification des hauteurs de vagues extrêmes. Quelques uns des résultats du suivi morphodynamique à moyen terme (détaillés dans la partie 2) mettent en évidence l'action prépondérante du forçage tidal sur la mobilité actuelle du front dunaire. La conjugaison des marées de vives-eaux à l'agitation des vagues serait une des causes majeures du recul des dunes. A celle-ci, on peut toutefois ajouter la dégradation de la végétation et l'érosion des dunes induites par le piétinement du haut de plage et du front dunaire lors de la saison estivale. En effet, entre mai et novembre 2005, le recul des dunes s'est poursuivi en dépit de conditions climatiques extrêmement calmes. Les secteurs les plus dégradés, à proximité des accès centraux à la plage, font l'objet de nouvelles mesures de protection à l'automne 2005 (ill. 162b). Selon une technique identique à celle expérimentée dans le début des années quatre-vingt, une série de ganivelles est installée au niveau du pied de dune et des oyats sont plantés en arrière.



Illustration 162. (a) Démantèlement récent de l'un des escaliers centraux d'accès à la plage et (b) mesures actuelles de réhabilitation de la végétation dunaire aux Blancs Sablons.

Illustration 163. Cinématique du trait de côte aux Blancs Sablons entre 2000 et 2005



MOBILITE MI-SECUAIRE DU LITTORAL DE L'ABER BENOIT

1. Dunes des Trois Moutons, de Coulouarn et de Corn ar Gazel (communes de Lampaul-Ploudalmezeau, Saint Pabu)

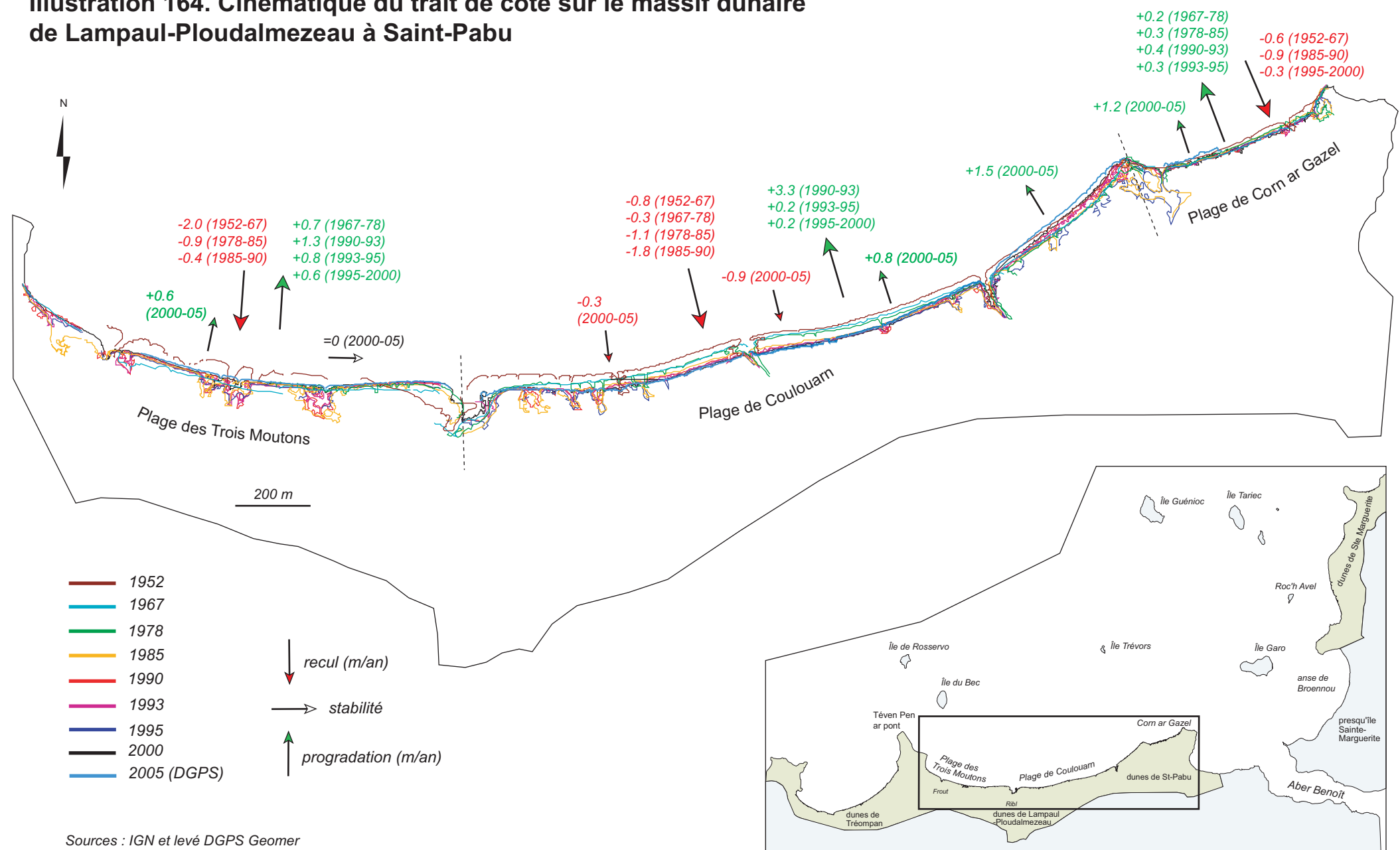
L'évolution de la mobilité du rivage au cours des cinquante dernières années se résume en deux grandes phases pluri-décennales.

1.1. Phase érosive (1952-1990)

Du début des années cinquante à la fin des années quatre-vingt, l'analyse des photographies aériennes met en évidence une longue période d'érosion du massif dunaire (ill. 164). En 1967, la position du trait de côte se situe déjà de 9 à 30 m en retrait, selon les secteurs, par rapport à celle de 1952 (ill. 165 et 166). C'est la période où l'érosion des dunes est la plus forte et généralisée. Les dunes sont très dégradées et fragilisées par les activités industrielles d'exploitation minière (carrières de sable fournissant depuis la seconde guerre mondiale les matériaux de reconstruction de la ville de Brest) et par la récolte du goémon par les exploitants agricoles (amendement des terres et vente aux industries pharmaceutiques). Les vitesses moyennes de recul du rivage se situent entre -0,3 et -2 m/an. Elles sont particulièrement faibles entre 1967 et 1978 malgré des tempêtes hivernales mémorables (1967, 1975, 1976 selon Hallégouet, 1978). Le recul du trait de côte est cependant inégal sur le littoral. Continu sur les dunes de Coulouarn, il est ponctué de périodes de faible progradation sur les dunes de Corn ar Gazel (+0,2-0,3 m/an entre 1967-1985) et de progradation prononcée sur les dunes des Trois Moutons (+0,7 m/an entre 1967-1978). A partir des années 1970, la fin des extractions marines de sables par les particuliers sur les plages des Trois Moutons et de Coulouarn et par les professionnels dans les dunes semble bien correspondre au ralentissement du recul du rivage à Coulouarn et à son avancée sur les plages de Corn ar Gazel et des Trois Moutons entre 1967 et 1978 (ill. 165 et 166). Dans les années cinquante à soixante-dix, les activités anthropiques semblent donc commander la mobilité du trait de côte, fortement en recul sur les deux premières décennies, puis basculant vers une stabilité relative voire une sensible avancée.

Au cours des années quatre-vingt, on observe une forte reprise du recul du trait de côte sur tous les secteurs (en moyenne, 8 m aux Trois Moutons, 16 m à Coulouarn entre 1978-1990 ; 4 m à Corn ar Gazel entre 1985-90). De larges couloirs de déflation éolienne se mettent en place dans des secteurs où le cordon dunaire est parfois déjà fragilisé, en témoigne la déstabilisation de la dune à Corn ar

Illustration 164. Cinématique du trait de côte sur le massif dunaire de Lampaul-Ploudalmezeau à Saint-Pabu



Sources : IGN et levé DGPS Geomer
Réalisation : A. Dehouck (Geomer)

	1952- 1967	1967- 1978	1978- 1985	1985- 1990	1990- 1993	1993- 1995	1995- 2000	2000- 2005
3 Moutons Ouest	-30,3 (-2,0)	+7,8 (+0,7)	-5,9 (-0,9)	-2,1 (-0,4)	+3,9 (+1,3) +1,5 (+0,5)	+1,5 (+0,8)	+3,1 (+0,6)	+3,0 (+0,6)
3 Moutons Est								+0,3 (0)
Coulouarn Ouest	-12,7 (-0,8)	-2,7 (-0,3)	-7,5 (-1,1)	-9,2 (-1,8)	+9,8 (+3,3) +4,2 (+1,4)	+0,5 (+0,2)	+1,2 (+0,2)	-1,6 (-0,3)
Coulouarn Est								-4,4 (-0,9) +4,1 (+0,8) +7,5 (+1,5)
Corn ar Gazel	-9,1 (-0,6)	+2,2 (+0,2)	+2,0 (+0,3)	-4,2 (-0,9)	+1,3 (+0,4)	+0,6 (+0,3)	-1,4 (-0,3)	+6 (+1,2)

Illustration 165. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front des dunes des Trois Moutons, de Coulouarn et Corn ar Gazel (respectivement des valeurs négatives et positives). Les valeurs en gras correspondent aux estimations améliorées, réalisées avec la méthode alternative d'estimation non discrétisée.

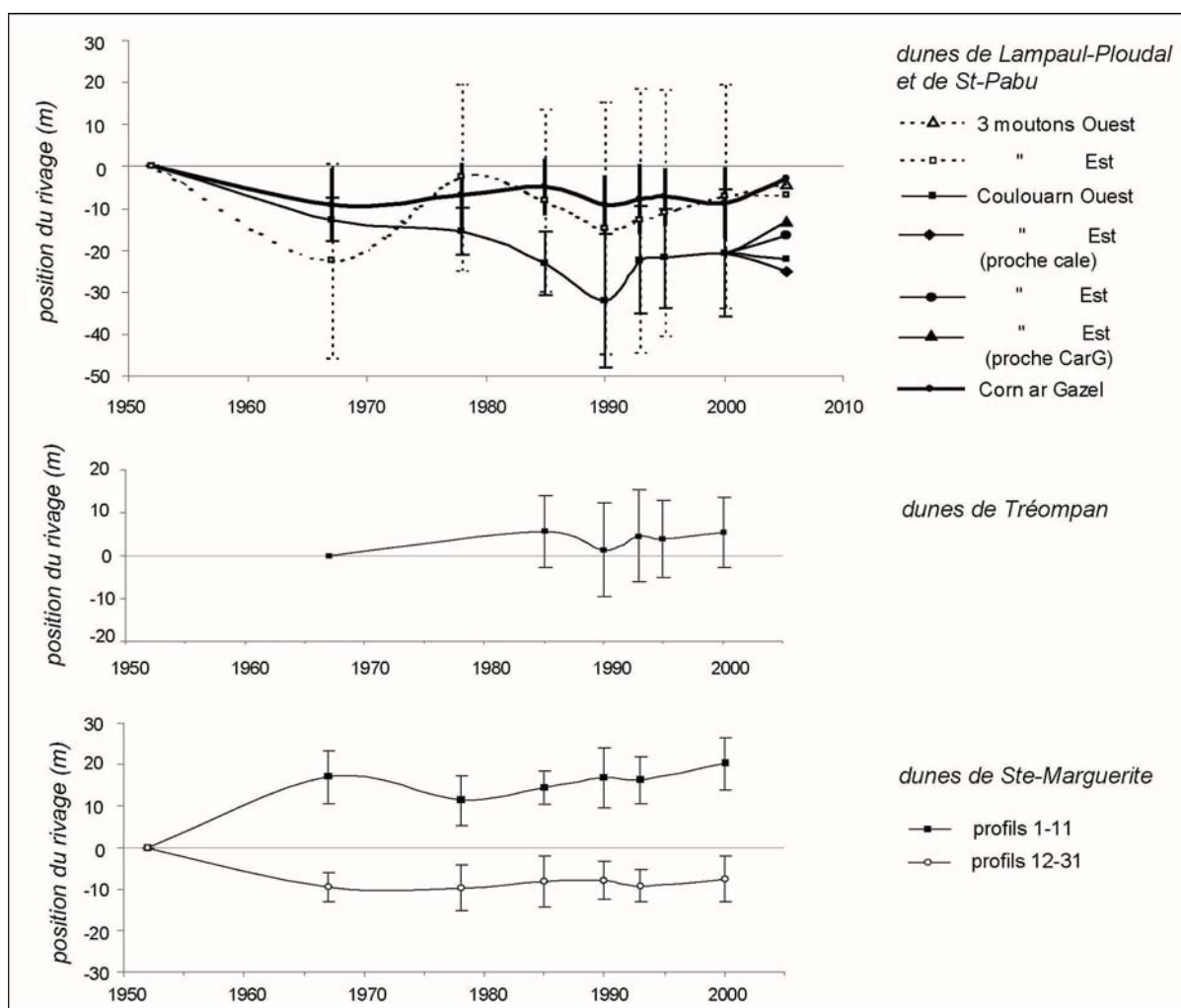


Illustration 166. Position relative du rivage par rapport à 1952 sur les dunes des environs de l'aber Benoît. Les barres verticales sont associées à la variabilité de la mobilité du trait de côte à chaque date ($\pm$ écart-type).

Gazel pourtant protégée par des traverses de chemins de fer (ill. 167a et 168a). Entre 1985 et 1990, les tempêtes hivernales sont répétitives et très dévastatrices, les hauteurs de vagues au large d'Ouessant franchissant 8 m à plusieurs reprises (source : base CANDHIS, CETMEF). Les vitesses de recul du front de dune sont élevées (-1,1 à -1,8 m/an à Coulouarn, -0,9 m/an à Corn ar Gazel), sensiblement plus faibles aux Trois Moutons (-0,4 m/an), voire positives (+0,3 m/an entre 1978-85) à Corn ar Gazel.

Ces fluctuations de l'intensité et du sens de la mobilité des dunes entre les trois secteurs peuvent suggérer une variabilité interannuelle de la direction des vents et des houles et par suite du sens du transport sédimentaire longitudinal. On observerait une légère rotation des vents et houles autour de 1985 avec des vents dominants de secteur NNO entre 1978 et 1985 (transport longitudinal vers Corn ar Gazel) basculant NNE entre 1985 et 1990 (transport vers les Trois Moutons). Toutefois, une des explications majeures du recul des dunes reste l'exploitation des sables dans l'aber Benoît puis, à partir de la fin des années soixante-dix, l'ouverture de nouvelles zones de dragages à l'extérieur de l'aber, au large du chenal d'accès, entre les îles Guénioc, Garo et Trévors (se référer à l'illustration 164).

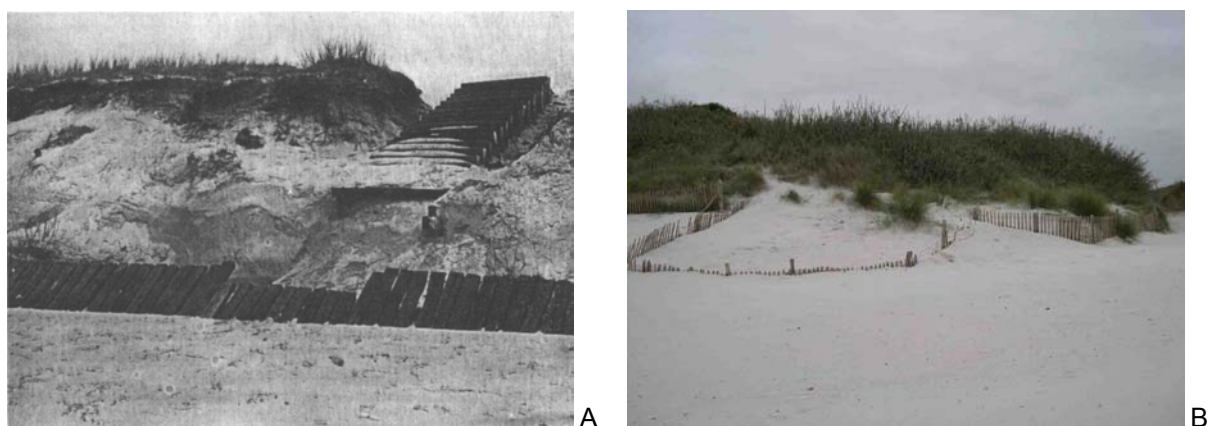


Illustration 167. Dune de Corn ar Gazel (a) en érosion en 1984 (Hallégouet *et al.*, 1986), (b) en forte progradation en 2003

1.2. Phase actuelle de progradation (1990-2005)

Depuis les années quatre-vingt-dix, on constate une progradation rapide du rivage touchant en totalité les dunes de Corn ar Gazel et des Trois Moutons, partiellement les dunes de Coulouarn.

Les vitesses d'avancée du front de dune sont dans un premier temps (1990-1993) très rapide (+1,3 m/an aux Trois Moutons, +3,3 m/an, à Coulouarn) associées à une reconquête spectaculaire de la végétation partout sur le massif dunaire (comblement des couloirs de déflation, formation de dunes embryonnaires ; ill. 167b et 168b). En trois ans, le front de dune a progressé en moyenne de 4 m sur la mer aux Trois Moutons, de 10 m à Coulouarn là où historiquement les dunes sont érodées depuis toujours (ill. 165). Toutefois ces valeurs sont nettement sur-estimées par la méthode de quantification

de la cinématique du trait de côte utilisée. De façon plus réaliste, la progradation moyenne sur les plages de Coulouarn et des Trois Moutons entre 1990-93 est respectivement de +4,2 m (+1,4 m/an) et +1,5 m (+0,5 m/an), atteignant très localement +10 à +30 m lorsque les couloirs de déflation ont été entièrement résorbés.

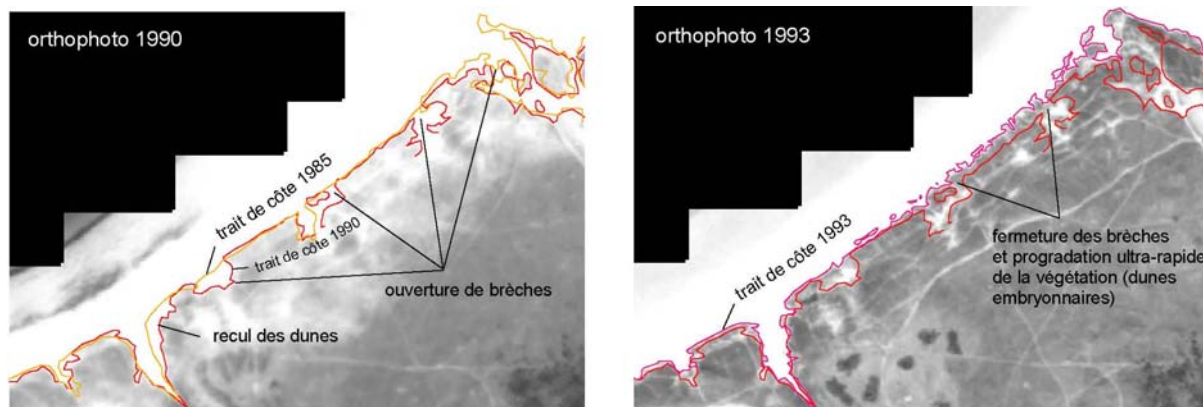


Illustration 168. Extraits des orthophotos de 1990 et 1993 à proximité de la pointe de Corn ar Gazel

Entre 1993 et 2000, la progradation du front dunaire reste soutenue aux Trois Moutons (+0,6 à 0,8 m/an) tandis qu'elle est nettement freinée à Coulouarn (+0,2 m/an) voire tend de nouveau à un léger recul à Corn ar Gazel (-0,3 m/an entre 1995-2000). Enfin, la période actuelle (2000-2005) est caractérisée par la revégétalisation très rapide du front dunaire depuis les dunes des Trois Moutons et de Corn ar Gazel vers celles de Coulouarn. Elle est très spectaculaire sur la plage immédiatement à l'ouest de la pointe de Corn ar Gazel où l'on distingue l'ancien front de dune, souligné par des séries de ganivelles, 10 à 15 m en arrière de la limite de végétation actuelle. C'est à cet endroit que la progradation du trait de côte est actuellement la plus rapide (+1,5 m/an) encouragée par l'extrême vivacité de conquête de la végétation halophile sur le haut de plage et sur le pied de dune (ill. 169a). Elle se poursuit à une vitesse soutenue (+0,8 m/an) vers l'ouest où les dunes hautes sont pourtant plus fragiles, moins réactives et plus exposées aux flux de nord. De part et d'autre du rocher de Coulouarn, la progradation de la végétation cesse, le front dunaire demeure nu et persiste à reculer à une vitesse moyenne de -0,3 à -0,9 m/an (ill. 169b). Sur la plage des Trois Moutons, la position du trait de côte est stable entre 2000 et 2005 à proximité de l'embouchure du Ribl tandis que la progradation de la végétation est de plus en plus marquée à l'extrémité ouest de la plage (+0,6 m/an).

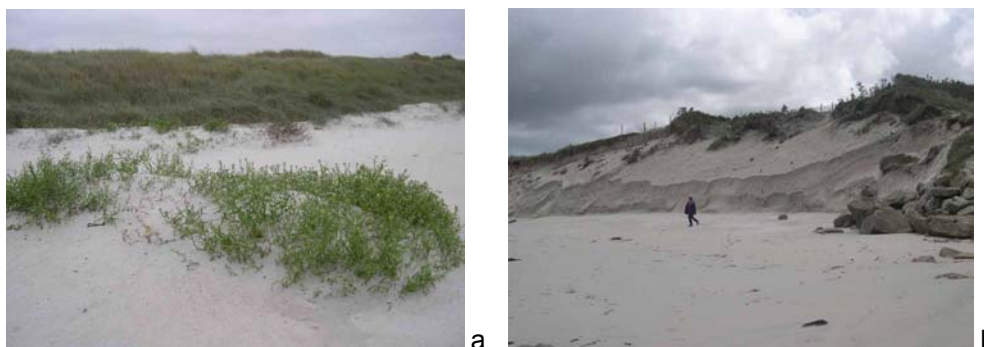
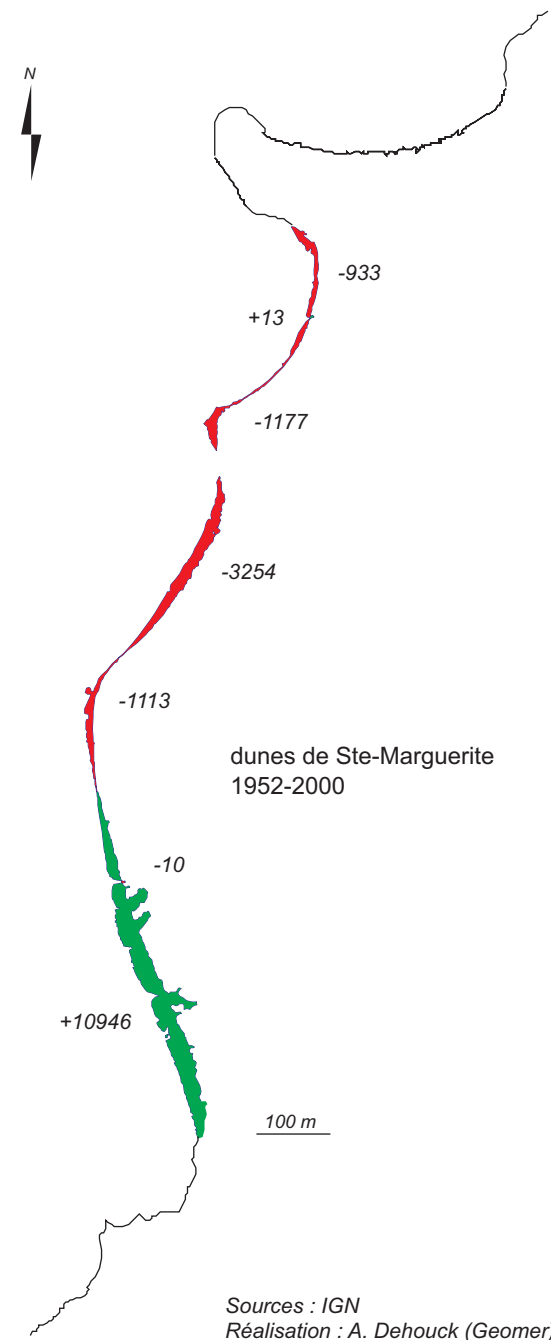
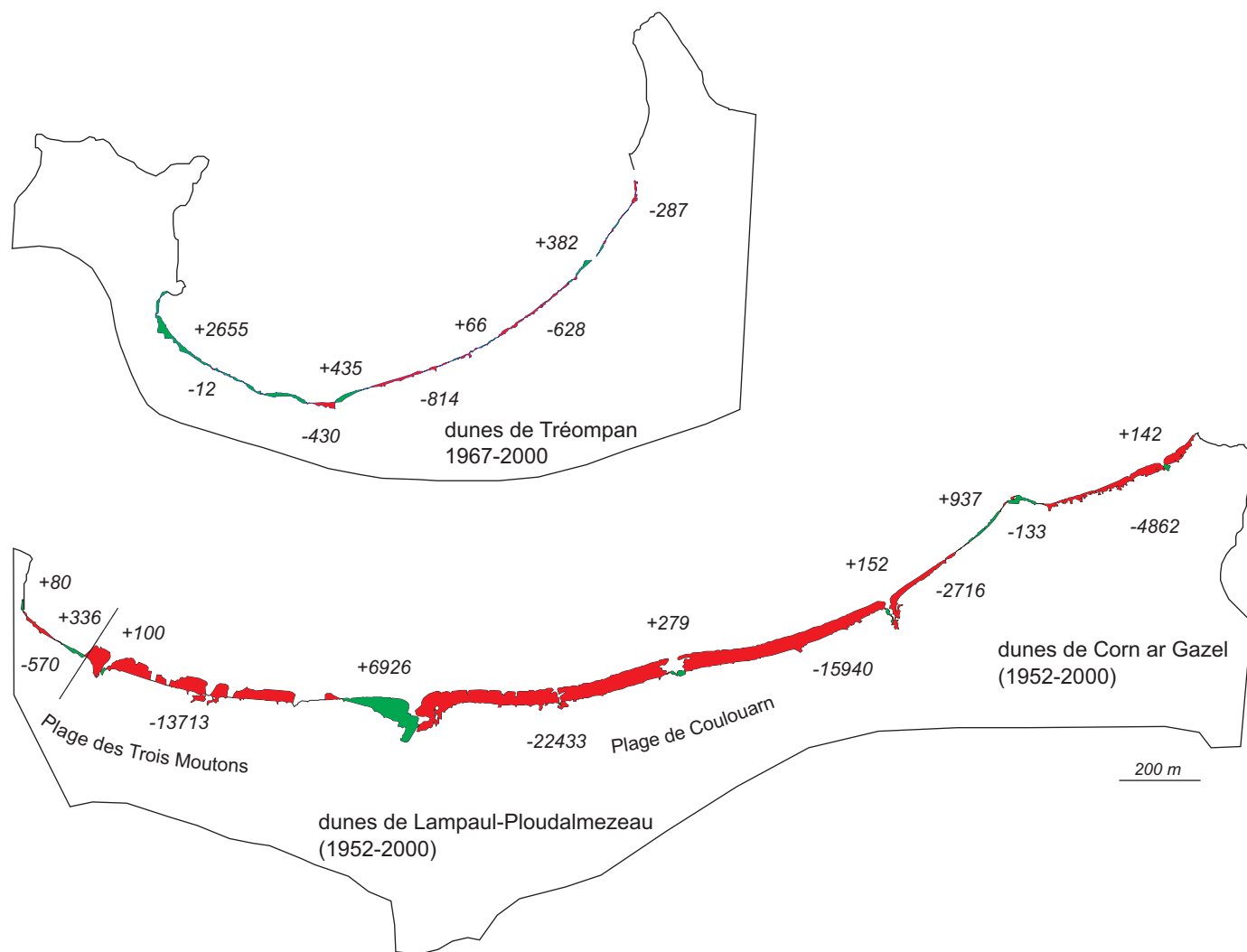


Illustration 169. Plage de Coulouarn (a) Dune embryonnaire à *Cakile maritima* à proximité de la pointe de Corn ar Gazel en 2003 , (b) érosion du pied de dune en 2004 au niveau de la cale d'accès.

Illustration 170. Bilan des surfaces dunaires en mouvement dans les environs de l'Aber Benoît entre 1952 (ou 1967) et 2000

- surfaces érodées/dégradées (m2)
- surfaces progradées/revégétalisées (m2)



La phase de progradation du rivage engagée au début des années quatre-vingt-dix se décompose en trois séquences :

- La première, de 1990 à 1993, se traduit par une avancée rapide et inégale de la limite de végétation et donc par la reconstruction des zones les plus dégradées. Certains des aménagements réalisés par les communes à cette époque peuvent expliquer en partie le basculement de la tendance générale d'une érosion chronique à une accrétion prononcée. En 1989, des rampes d'accès aux plages sont construites pour canaliser le flot des tracteurs à travers les dunes. Une frange d'épineux est plantée au droit du camping de Corn ar Gazel pour réduire les points d'accès pédestres à la plage.
- La seconde de 1993 à 2000 se traduit par une mobilité du trait de côte très variable à l'échelle spatiale.
- La troisième, de 2000 à aujourd'hui, connaît une nouvelle accélération de l'avancée du trait de côte. Parmi les facteurs anthropiques contrôlant le budget sédimentaire littoral, l'interruption récente des extractions sous-marines de granulats sur le plateau de Trévors accroît significativement la disponibilité sédimentaire du système pour les années à venir. Parmi les facteurs naturels, la rotation des vents dominants privilégie depuis la fin des années quatre-vingt une circulation zonale (Oscillation Nord-Atlantique positive ; Pirazzoli *et al.*, 2004) et par conséquent une diminution relative des tempêtes de noroît. Malgré certains secteurs de la plage de Coulouarn toujours en érosion (ill. 169b), la balance opposant le pouvoir érosif des tempêtes à la capacité de régénération des dunes favorise actuellement l'accumulation sédimentaire sur le littoral et sa progradation vers la mer.

	période	S+	S-	DS	DV
Tréompan	1967-2000	3538	2171	+1367	+4000
Trois Moutons	1952-2000	7442	14283	-6841	-19000
	2000-2005	1159	177	+982	+2800
Coulouarn Ouest Est	1952-2000	1379	41222	-39843	-151000
	2000-2005	508 4869	1664 834	-1156 +4035	-4300 +15000
Corn ar Gazel	1952-2000	142	4862	-4720	-11800
	2000-2005	1439	0	+1439	+3600
Ste Marguerite	1952-2000	10959	6487	+4472	

Illustration 171. Surfaces en mouvement (m^2) au cours des 50 dernières années, dégradées ou érodées (S-), progradées ou revégétalisées (S+); bilans surfacique (DS) et volumique (DV) respectivement exprimés en m^2 et en m^3 .

Malgré la progradation actuelle des dunes, les bilans sédimentaires surfaciques et volumiques restent globalement très déficitaires sur les massifs dunaires des Trois Moutons, Coulouarn et Corn ar Gazel (ill. 170 et 171). Au cours des cinquante dernières années (1952-2005), plus de 4 hectares de dunes ont disparu ($-46\,000\,m^2$) soit près de $160\,000\,m^3$ de sédiments rendus à la mer entre 1952 et 2000. Alors qu'en 2000, la position du rivage se situait encore 10 à 20 m en retrait de celle de 1952 (ill. 164 et 166), elle tend en 2005 à retrouver sa position initiale sur quelques secteurs (Corn ar Gazel)

voire parfois à la devancer très largement sur d'autres (rive ouest du Ribl, proximité de la pointe de Corn ar Gazel). Avec l'aménagement du lit des ruisseaux (le Froul et le Ribl) en 1982, l'érosion de leurs rives a cessé et la dune a pu se reconstruire sur près de 7000 m² par rapport à 1952. A l'opposé, l'accumulation récente de près de 21 000 m³ de sédiments (ill. 171) ne tient de façon certaine qu'à la réactivité naturelle du système lequel s'ajuste à la variabilité des forçages, d'origine climatique ou anthropique.

2. Dunes de Tréompan (commune de Ploudalmezeau)

Les dunes de Tréompan se situent en continuité de celles de St-Pabu et de Lampaul-Ploudalmezeau. Cependant, leur mobilité est contrôlée par la dynamique hydrosédimentaire d'une cellule bien distincte définie à l'est par la pointe du Téven et à l'ouest par la pointe de l'île Carn. On retrouve des tendances globalement identiques à celles observées sur les dunes des Trois Moutons et de Corn ar Gazel.

- Une première phase globalement érosive (ill. 173 et 174) en dépit d'une sensible avancée du rivage entre 1967 et 1985 (+0,3 m/an en moyenne). Entre ces dates, la position du trait de côte prograde en moyenne de 4 à 8 m. Entre 1985 et 1990, l'érosion des dunes est vive, le trait de côte recule en moyenne de 4 m (-0,9 m/an) jusqu'à 10 à 15 m localement là où des couloirs de déflation s'accroissent et de nouvelles brèches s'ouvrent (ill. 172a). Pendant cette période, le rivage est stable voire même prograde légèrement sur l'extrémité occidentale de la plage de Tréompan.

- A partir des années quatre-vingt-dix, on observe une première séquence courte mais intense de progradation du rivage (+3 m en moyenne en 3 ans). Elle se traduit par une avancée régulière du front de dune sur la plage occidentale, plus irrégulière sur le reste du secteur et par une reconquête de la végétation dans les caoudeyres (ill. 172b). L'avancée se poursuit sur la partie centrale de la plage (+2 à 3 m entre 1993-95) tandis qu'un nouveau recul s'amorce sur tous les autres secteurs (-1 à -5 m). Sur la période la plus récente, le trait de côte prograde sensiblement sur tous les secteurs (+0,3 m/an), la végétation parvenant à se fixer en avant de nombreux couloirs de déflation et à les fermer partiellement.

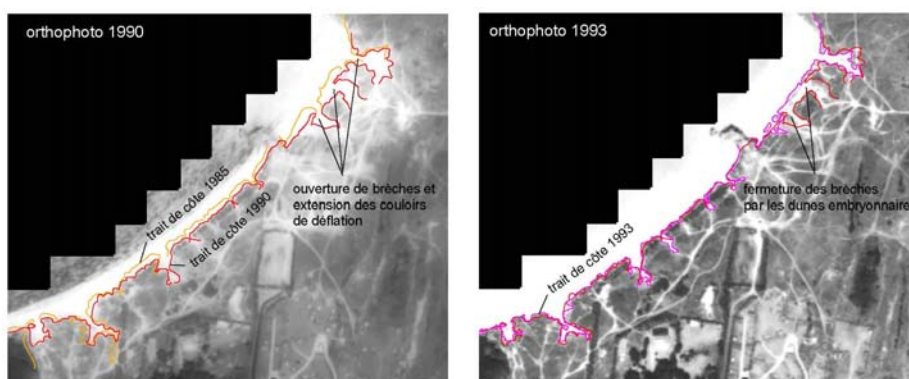
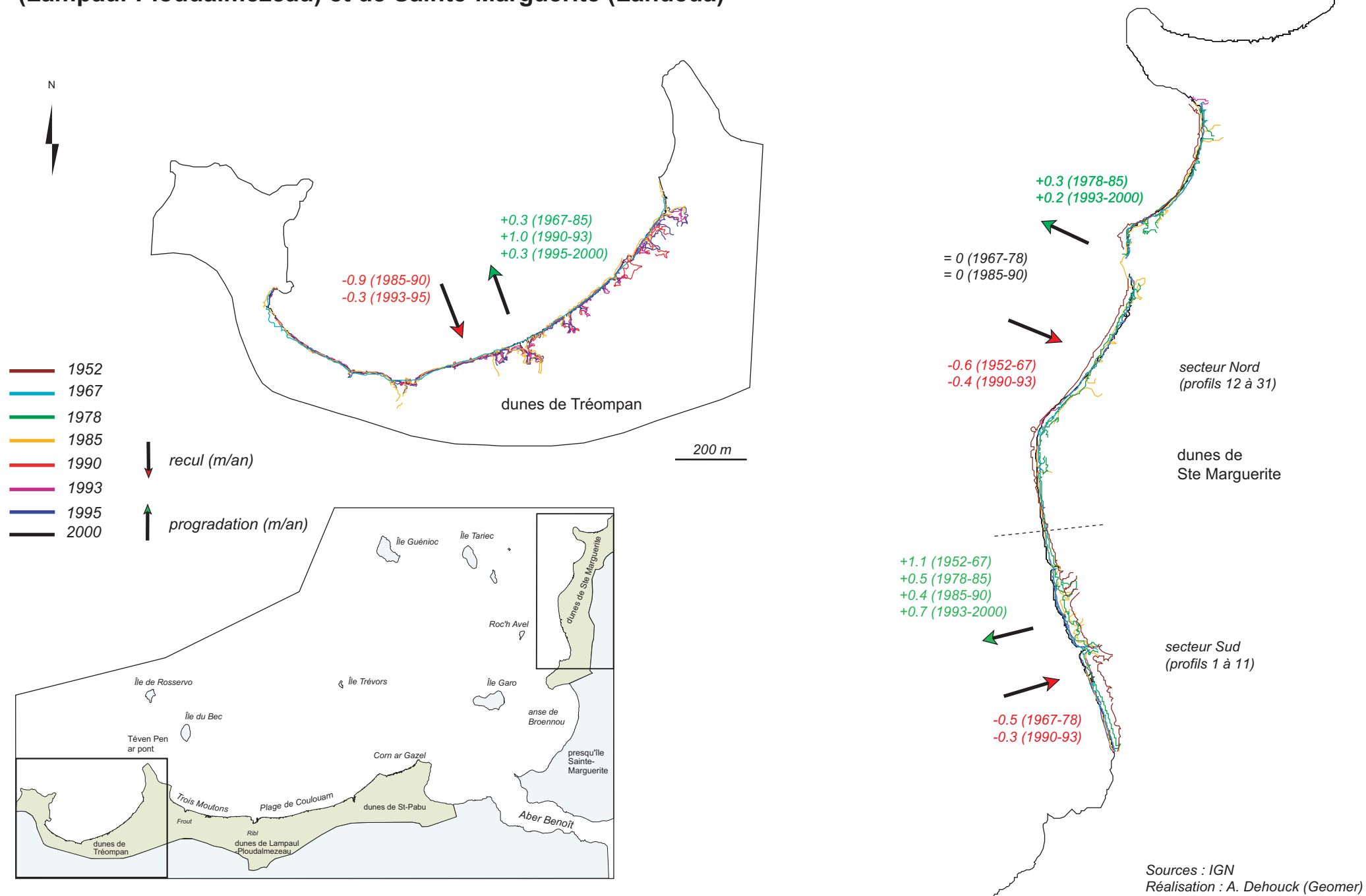


Illustration 172. Extrait des orthophotos 1990 et 1993 sur la partie orientale des dunes de Treompan.

Illustration 173. Cinématique du trait de côte sur les massifs dunaires de Tréompan (Lampaul-Ploudalmezeau) et de Sainte-Marguerite (Landeda)



Les particularités géomorphologiques de l'anse de Tréompan (fermée à ses extrémités) encouragent l'équilibre sédimentaire de la cellule avec un bilan surfacique sensiblement excédentaire (+1300 m²) soit quelques 4000 m³ de sédiments accumulés essentiellement dans la partie occidentale du massif dunaire. Ceux-ci proviennent de la redistribution des sables dunaires érodés au fil du temps, repris par la dérive longitudinale dans l'anse et déposés sur les plages abritées les plus à l'ouest. On constate donc que la position du trait de côte à Tréompan est relativement stable depuis 1967, la progradation observée lors de la dernière décennie gommant les effets de la dégradation anthropique et de l'érosion marine des dunes dans les années soixante-dix et quatre-vingt.

	1967-1985	1985-1990	1990-1993	1993-95	1995-2000
Tréompan	+5,6 (+0,3)	-4,4 (-0,9)	+3,1 (+1,0)	-0,6 (-0,3)	+1,5 (+0,3)

Illustration 174. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front des dunes de Treompan (respectivement des valeurs négatives et positives).

3. Dunes de Sainte-Marguerite (commune de Landeda)

Contrairement aux deux autres massifs dunaires étudiés jusqu'à présent, la côte de Ste-Marguerite est orientée N-S et NO-SE respectivement dans sa partie septentrionale et méridionale.

- La mobilité du rivage dans les années cinquante et soixante donne le ton de la tendance générale sur chacun des deux secteurs (ill. 173) : à l'érosion au nord (-0,6 m/an), à la progradation au sud (+1,1 m/an). Face au camping des abers, le trait de côte progresse de 10 à 25 m en 15 ans tandis qu'il recule de 5 à 15 m vers le nord avec le changement d'incurvation du littoral (ill. 166 et 173). Le transit sédimentaire sur les plages de Ste-Marguerite est donc très intense pendant cette période. Il est favorisé par le transport longitudinal du Nord vers le Sud par les vents, l'obliquité des houles et les courants de marée. En plus des forçages hydrodynamiques et climatiques, les activités anthropiques (expansion du camping sauvage motorisé, carrières de sable) ont certainement aggravé la dégradation des dunes. Les évolutions ultérieures du trait de côte sont bien plus mesurées.

- Depuis la fin des années soixante-dix, on constate une tendance générale à la stabilisation du trait de côte voire même à sa progradation, lente sur la partie exposée des dunes (de l'ordre de +0,2 m/an soit environ +5 m entre 1978 et 2000), plus soutenue au sud (+0,4 m/an, +10 m entre 1978-2000). Cette date correspond à l'éveil des associations de défense du littoral et des expertises scientifiques lesquelles associent l'érosion des dunes aux extractions intensives de sables dans l'aber Benoît. En effet, les dunes reculent de 5 m entre 1967 et 1978 (-0,5 m/an) sur un secteur dont le bilan sédimentaire est historiquement excédentaire (ill. 175). En 1979 puis en 1997, le Conservatoire du Littoral acquiert 72 ha de dunes. Comme aux Blancs Sablons, il met en place une réglementation des usages (interdiction du camping sauvage, aménagement de parkings et sentiers) et un entretien régulier des dunes (ganivelles). Le bilan sédimentaire des cinquante dernières années est significativement excédentaire (+4400 m²). Cela signifie qu'en plus de la dérive longitudinale Nord-Sud, une source extérieure alimente les plages et dunes du secteur sud.

	1952-1967	1967-1978	1978-1985	1985-1990	1990-1993	1993-2000
secteur sud	+16,9 (+1,1)	-5,6 (-0,5)	+3,4 (+0,5)	+1,8 (+0,36)	-1,0 (-0,3)	+4,8 (0,7)
secteur nord	-9,6 (-0,6)	+0,1 (0)	+1,9 (+0,3)	+0,2 (0)	+1,3 (-0,45)	+1,4 (+0,2)

Illustration 175. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front des dunes de Ste Marguerite (respectivement des valeurs négatives et positives).

ANNEXE D

INSTRUMENTATION DE MESURES TOPOGRAPHIQUES ET BATHYMETRIQUES

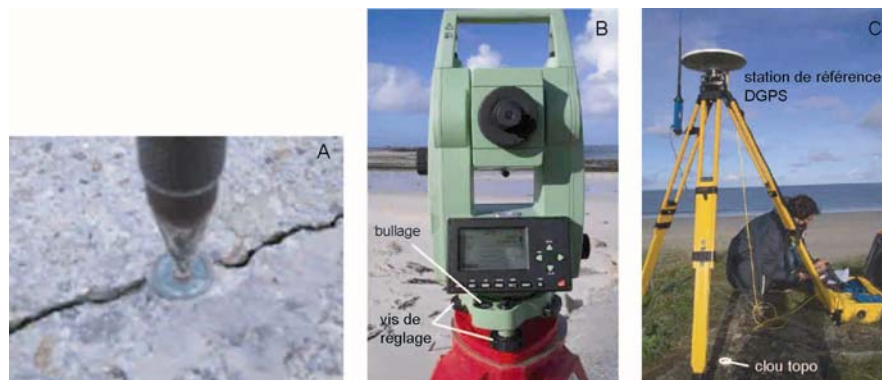


Illustration 176. (a) clou topographique sur une cale bétonnée, (b) mise en station du tachéomètre laser et (c) du DGPS.



Illustration 177. Système embarqué de mesure acoustique.

DETERMINATION DES FREQUENCES DE COUPURE SPECTRALES

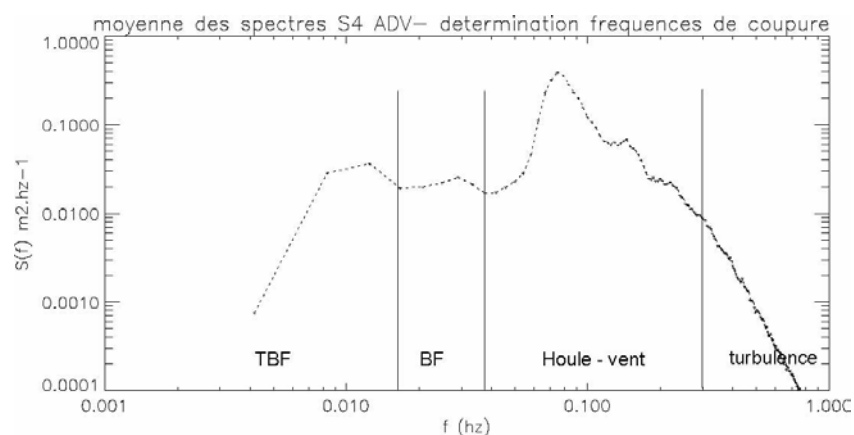


Illustration 178. Spectre d'énergie des élévations de la surface moyenné sur l'ensemble des acquisitions à Porsmilin.

	$f_{\text{TBF-BF}}$	$f_{\text{BF-HV}}$
Porsmilin	0,013	0,0316
Blancs Sablons	0,0044	0,0444

Illustration 179. Fréquences de coupure locales entre les domaines gravitaire, infragravitaire, infragravitaire lointain.

TYPES DE DEFERLEMENT



Illustration 180. Déferlement (a) plongeant à Porsmilin, (b) frontal à Corsen et (c) glissant aux Blancs Sablons.

LONGUEUR D'ONDE ET AMPLITUDE DES CROISSANTS DE PLAGE

		L _{c1-2}	L _{c2-3}	L _{c3-4}	L _{c4-5}	L _{c5-6}	L _{c6-7}	L _{c7-8}	L _{c8-9}	L _c
PORSMILIN	9/03/04 ligne1	36,2	30	32,6	24	24,6				27,5
	9/03/04 ligne2	26,5	14,1	26,2						23,1
	22/03/04	36,2	32,7	31,2		33,3				
	26/03/04	34,2	33,9	31,1		33,0				
	5/04/04	37,8	35	32		34,9				
	8/04/04	34,3	33,9	31,8		33,3				
CORSEN	23/03/05	22,4	21	18,8	17,6	11,2	26,1	18,2	21	19,5
TREGANA	20/05 ligne 1	26,9	31,0	27,6						28,5
	27/05 ligne 1	55,7*		33,0						
	27/05 ligne 2	22,2	23,1	25,3						23,5

Illustration 181. Evolution de la longueur d'onde intra-croissants L_c (en mètre) sur les plages de Porsmilin, Corsen, Tregana au cours des campagnes de mesures intensives. $\overline{L_c}$ est la longueur d'onde moyenne du système de croissants de plage.

	corne 1	corne 2	corne 3	corne 4	corne5	corne6
9/03/04 ligne 1	-0,118	-(0,146-0,093)	-(0,069-0,048)	0,169	0,346-0,211	0,364
ligne 2	0,053	0,734-0,604	0,378-0,430	0,582-0,412		
22/03/04	0,271	0,108-0,18	0,219-0,134	0,286		
26/03/04	0,048	0,108-0,061	0,149-0,035	0,273		
5/04/04	0,394-0,138	0,013-(-0,043)	0,072-0,037	0,265		
8/04/04	0,145-0,105	0-0,016	0,108-(-0,006)	0,148		

Illustration 182. Paramètre ε_c d'amplitude des croissants de plage à Porsmilin

	corne 1	corne 2	corne 3	corne 4	corne 5	corne 6	corne 7	corne 8	corne 9
23/03/05	0,523	0,478	0,146	0,341	0,396	0,231	0,168	0,148	0,099

Illustration 183. Paramètre ε_c d'amplitude des croissants de plage à Corsen

		corne 1	corne 2	corne 3	corne 4
20/05 ligne1	amont	0,003	-0,237 - 0,089	0,219 - 0,044	0,030
	aval	0,169	0,199 - 0,219	0,282 - 0,309	0,112
27/05	ligne1	0,212	-	0,102 - 0,004	0,039
	ligne 2	0,136	0,120 - 0,125	0,141 - 0,169	0,126

Illustration 184. Paramètre ε_c d'amplitude des croissants de plage à Tregana

TABLE DES MATIERES

Introduction générale.....	3
Partie 1	11
Contexte scientifique et présentation des sites D'étude	11
Chapitre 1. Contexte scientifique.....	13
1. L'Observatoire du Domaine Côtier de l'IUEM	13
2. Le cadre géographique de la mer d'Iroise	15
2.1. Contexte géomorphologique	15
2.2. Contexte hydrodynamique	15
2.3. Evolution à long terme des estrans de la mer d'Iroise	18
Chapitre 2. Présentation des sites d'étude	21
1. Typologie des plages : état de l'art	21
1.1. Plages à barres subtidales.....	22
1.1.1. Les barres bi-dimensionnelles.....	22
1.1.2. Les barres tri-dimensionnelles	22
1.2. Plages à barres intertidales.....	24
1.2.1. Les barres bi-dimensionnelles.....	24
1.2.2. Les barres tri-dimensionnelles	25
1.3. Classification semi-quantitative de la morphologie des plages	25
2. Caractéristiques des sites d'étude	27
2.1. Caractéristiques morphologiques.....	27
2.1.1. Domaine supratidal	27
2.1.2. Domaine intertidal	29
2.1.3. Domaine subtidal	29
2.2. Caractéristiques sédimentologiques	30
2.3. Caractéristiques hydrodynamiques	30
2.3.1. La marée	30
2.3.2. Les vagues.....	31
2.4. Caractéristiques anthropiques	33
2.4.1. Les aménagements en dur.....	34
2.4.2. La fréquentation touristique	35
Conclusion de la première partie.....	37
Partie 2	39
Variabilité morpho-sédimentaire des plages et interactions dynamiques à moyen terme.....	39
Introduction de la seconde partie	41
Chapitre I.....	42
Méthodes de suivi et d'analyse des données.....	42
1. Méthodologie du suivi morpho-sédimentaire	42
1.1. Le suivi topographique	42
1.1.1. Instrumentation et protocole de levé	42
1.1.2. Résolutions temporelle et spatiale	44
1.1.3. Précision de la mesure.....	44
1.2. Le suivi bathymétrique	45
1.2.1. Pré-acquisition	45
1.2.2. Acquisition.....	45
1.2.3. Traitements en post-acquisition	46
2. Méthodes d'analyse.....	48
2.1. L'analyse volumétrique	48
2.2. Les modèles linéaires EOF (Empirical Orthogonal Functions).....	49
2.2.1. Introduction	49
2.2.2. Application aux séries de profils.....	50
Chapitre II.....	53
Variabilité morpho-sédimentaire des plages sableuses	53
1. Morphologie de la zone intertidale.....	53
1.1. Analyse descriptive	53
1.2. Analyse factorielle.....	57
1.2.1. Mise en forme des données.....	57
1.2.2. Inertie et variance des modes morphologiques.....	58
1.2.3. Résultats	58
1.2.4. Discussion.....	70
1.3. Analyse volumétrique : bilans sédimentaires	71
1.3.1. Porsmilin	71
1.3.2. Corsen.....	71
1.3.3. Tregana.....	71
1.3.4. Blancs Sablons	73
1.4. Discussion.....	73
2. Morphologie de la zone subtidale : site de Porsmilin	76

2.1. Caractères morphologiques généraux et profondeur de fermeture du profil.....	76
2.2. Variabilité événementielle et saisonnière de la plage subtidale	79
2.3. Discussion.....	84
Chapitre III.....	86
Interactions entre la variabilité morphologique des estrans et les forçages dynamiques à moyen terme	86
1. Méthode : une analyse factorielle des données morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques.....	86
1.1. Problématique.....	86
1.2. Préparation des données.....	87
1.2.1. Choix et pertinence des variables	87
1.2.2. Indépendance des variables	89
1.2.3. Résolution temporelle des données.....	89
1.3. Analyse factorielle.....	89
2. Contextes hydrodynamique et climatique de la mer d'Iroise au cours du suivi à moyen terme	91
2.1. Forçage météorologique	91
2.2. Forçage par les vagues	92
2.2.1. Validation des données simulées.....	92
2.2.2. Agitation sur les plages	93
3. Réponse morphologique aux forçages hydrodynamiques et météorologiques : les résultats de l'ACP.....	93
3.1. Variances relatives et cumulées	93
3.2. Porsmilin	94
3.3. Corsen	95
3.4. Tregana	96
3.5. Blancs Sablons	97
3.6. Discussion.....	98
4. Classification de la morphodynamique des plages.....	99
4.1. Calcul des indices	99
4.2. Domaines morphodynamiques	100
4.3. Discussion.....	102
Conclusion de la seconde partie	105
Partie 3	109
Morphodynamique des plages à court terme.....	109
Introduction de la troisième partie	111
Chapitre I.....	112
Etat de l'art, méthodes d'acquisition et d'analyse des données	112
1. Etat de l'art	112
1.1. Processus hydrodynamiques liés aux vagues	112
1.1.1. Du domaine profond aux eaux peu profondes	112
1.1.2. Zone de levée des vagues (shoaling zone).....	113
1.1.3. Point de déferlement	116
1.1.4. Zone de déferlement (ou zone de surf)	117
1.1.5. Zone de jet de rive (swash)	121
1.2. Action de la marée	122
1.3. Implication des processus physiques dans la morphologie des plages	123
1.3.1. Formation de barres longitudinales	123
1.3.2. Initialisation et développement de figures rythmiques.....	123
2. Acquisition et méthodes de traitement des données hydrodynamiques	127
2.1. Présentation des campagnes de mesures intensives.....	127
2.2. Post-traitement des données hydrodynamiques.....	129
2.2.1. Corrections des données d'élévation	129
2.2.2. Correction des données de courant	130
2.3. Méthodes d'analyse pour les vagues.....	131
2.3.1. Analyse dans le domaine temporel : la méthode du croisement au zéro d'élévation (zero downcrossing).....	131
2.3.2. Analyse dans le domaine spectral.....	131
3. Levés topographiques et modèles numériques de terrain	133
3.1. Résolution temporelle des levés topographiques.....	133
3.2. Résolution spatiale des levés topographiques	134
3.3. Modèles numériques de terrain.....	134
3.4. Changement diachronique d'élévation et bilans sédimentaires	134
Chapitre II.....	135
Conditions d'agitation et processus hydrodynamiques sur les plages.....	135
1. Conditions d'agitation pendant les campagnes de mesures intensives.....	135
1.1. Conditions d'énergie au large	135
1.2. Conditions d'énergie sur les plages	137
1.2.1. Vagues.....	137
1.2.2. Paramétrisation de la morphodynamique des plages	144
1.2.3. Courants.....	145
1.2.4. Synthèse	151
2. La transformation des vagues en zone de surf.....	151
2.1. Dissipation de l'énergie des vagues.....	152

2.1.1. Paramétrisation de γ_s à la profondeur d'eau locale h	152
2.1.2. Paramétrisation de γ_s en fonction de la pente locale normalisée β/kh	154
2.2. Génération d'ondes secondaires	157
2.2.1. Ondes harmoniques	157
2.2.2. Ondes infragravitaires	160
2.3. Synthèse	162
Chapitre III	165
Evolution morpho-sédimentaire des estrans à court terme	165
1. Evolution morpho-sédimentaire	165
1.1. Porsmilin	165
1.2. Corsen	169
1.3. Tregana	173
1.4. Synthèse	178
2. Processus de formation d'une barre intertidale de swash	179
2.1. Mécanismes de formation d'une barre intertidale	179
2.1.1. Barre de déferlement	179
2.1.2. Barre de swash	179
2.2. Conditions d'agitation	180
2.2.1. Courants et vagues	180
2.2.2. Energie infragravitaire	180
3. Observations et conditions d'apparition de croissants de plage	182
3.1. Observations morphologiques	182
3.1.1. Evolution de la morphologie du haut de plage	182
3.1.2. Amplitude et longueur d'onde des systèmes de croissants	186
3.2. Conditions hydrodynamiques	187
3.2.1. Conditions d'agitation	187
3.2.2. Tests des théories	190
3.2.3. Circulation dans la zone de swash	191
3.2.4. Stationnarité	192
3.3. Synthèse	193
Conclusion de la troisième partie	197
Conclusion générale	201
Singularité morphologique	203
Des caractères hydrodynamiques communs	204
Des évidences de rétroactions morphodynamiques	206
Références	209
Notations	223
Annexe A	225
Méthode d'analyse de photographies anciennes	225
Annexe B	227
Mobilité mi-séculaire du site des Blancs Sablons (1952-2005)	227
Annexe C	235
Mobilité mi-séculaire du littoral	235
de l'aber Benoît	235
Annexe D	247
Instrumentation de mesures topographiques et bathymétriques	247
Annexe E	249
Détermination des fréquences de coupure spectrales	249
Annexe F	251
Types de déferlement	251
Annexe G	253
Longueur d'onde et amplitude des croissants	253
de plage	253
Table des matières	255
Tables des illustrations	258

TABLES DES ILLUSTRATIONS

Illustration 1. Schéma de la zone littorale et des échelles de temps impliquées dans sa dynamique (d'après Cowell et al., 1999 ; modifié).	5
Illustration 2. Répartition spatio-temporelle des facteurs climatiques, hydrodynamiques, sédimentologiques et anthropiques impliqués dans la dynamique sédimentaire des littoraux (d'après Fenster et al., 1993 ; modifié).	7
Illustration 3. Indice ONA (Oscillation Nord Atlantique) entre 1820 et 2004 (modifié d'après http://www.euronet.nl/users/e_wesker/nao.html).	14
Illustration 4. Carte bathymétrique de la mer d'Iroise et localisation des sites étudiés.	16
Illustration 5. (A) Rose des houles au large d'Ouessant à partir de données simulées d'état de mer (source : Atlas Numérique de houle 1979-2002, LNHE) ; (B) Rose des vents au sémaphore d'Ouessant 1951-2003 (source : données Météo-France, P. Pirazzoli).	17
Illustration 6. Propagation de la houle en mer d'Iroise (code TOMAWAC) pour un forçage directionnel variable au large de Ouessant (NW, W, SW). Les autres paramètres d'état de mer sont inchangés pour les trois simulations ($H_{m0}=4$ m, $T_p=10$ s, vent de 10 m/s dans le sens de l'incidence des vagues, niveau d'eau de pleine mer fixé à 6 m).	17
Illustration 7. Bilans sédimentaires surfacique (DS en m^2) et volumique (DV en m^3) du massif dunaire des Blancs Sablons de 1952 à 2005.	18
Illustration 8. Synthèse bibliographique non-exhaustive de la mobilité des cordons dunaires et flèches sableuses sur le littoral de la mer d'Iroise et ses abords. Les flèches colorées indiquent le sens et l'intensité de l'évolution constatée.	20
Illustration 9. Imagerie optique ARGUS : images brute et rectifiée de (A) Noordwijk beach (Pays-Bas), (B) Agate Beach (Etats-Unis) et (C) Palm beach en Australie (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).	23
Illustration 10. Barres subtidales transversales sur la côte ouest de la Floride, île d'Anna Maria (source : http://coastal.er.usgs.gov/wfla/vft/annamaria/).	23
Illustration 11. (a) Vue aérienne de la plage de Merlimont, côte d'Opale (d'après Anthony et al., 2004) ; (b) modèles numériques de terrain d'Omaha beach (d'après Stepanian, 2002).	24
Illustration 12. Systèmes rythmiques obliques de barre-baïne sur la plage intertidale du Truc Vert, côte Aquitaine, lors de la campagne PNEC2001 (photo P. Larroudé).	25
Illustration 13. Paramétrisation des indices environnementaux les plus couramment utilisés.	26
Illustration 14. Classification morphologique des plages selon les indices Ω et RTR (d'après Masselink and Short, 1993 ; modifié).	26
Illustration 15. Caractérisation de la morphodynamique des plages et du type de déferlement selon les indices ε , ξ et Ω .	27
Illustration 16. Vues des quatre sites d'étude.	28
Illustration 17. Pente moyenne des quatre plages.	29
Illustration 18. Médiane granulométrique d_{50} sur les quatre plages.	30
Illustration 19. Intensité et direction des courants de marée au large des anses des Blancs Sablons et de Bertheaume (source : SHOM, 1994).	30
Illustration 20. Propagation des vagues dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons pour trois cas tests (houle d'incidence NO, O, SO). Les conditions aux limites sont identiques à celles de la fig. 7 ($H_{m0}=4$ m, $T_p=10$ s, vent de 10 m/s dans le sens de l'incidence des vagues, niveau d'eau de pleine mer fixé à 6 m).	32
Illustration 21. Indices morphodynamiques moyens sur les quatre plages ; en gras calculés, en italique théoriques. Le type de domaine morphodynamique associé est indiqué entre parenthèses.	33
Illustration 22. Courants sagittaux se développant dans les baies des croissants de plage (a) à Tregana et (b) à Corsen, matérialisés par des panaches de forte turbidité en arrière du déferlement.	33
Illustration 23. Cartographie des ouvrages côtiers sur le littoral de la mer d'Iroise (source : Le Berre, 1999).	34
Illustration 24. Carte postale des Blancs Sablons dans les années 1970 (d'après De la Torre, 2000).	35
Illustration 25. Principales caractéristiques des plages étudiées.	37
Illustration 26. Localisation des profils topographiques et des points géoréférencés.	43
Illustration 27. Caractéristiques des séries morphologiques à moyen terme.	44
Illustration 28. Erreurs moyennes horizontale et verticale (écart-type, en cm) sur la mesure topographique.	44
Illustration 29. Hauteur significative des vagues au large de la plage de Porsmilin, dans l'anse de Bertheaume au cours du suivi bathymétrique (source : données de la Datawell). Les levés bathymétriques sont indiqués par les barres verticales grisées.	46
Illustration 30. Caractéristiques des levés bathymétriques.	46
Illustration 31. Méthode de calcul des volumes en mouvement.	48
et des bilans sédimentaires.	48
Illustration 32. Erreur moyenne (écart-type) en $m^3/m.l$ associée aux bilans volumiques globaux (sur l'ensemble du profil) sur la base d'une erreur altimétrique de ± 0.015 m et d'une longueur de profil l_c (longueur de coupure).	49
Illustration 33. Décomposition des profils de plage en fonctions empiriques (d'après Aubrey, 1979 ; modifié).	50
Illustration 34. Morphologie observée et prédite par une analyse canonique des corrélations (a,b) du haut de plage au Truc Vert, (c,d) d'Omaha beach d'après Rihouey (2004).	51
Illustration 35. Enveloppe des profils topographiques des plages de Porsmilin, Tregana, Corsen et des Blancs Sablons. Les niveaux d'eau de pleine mer et de basse mer de vives-eaux (HMVE, BMVE) et de mortes-eaux (HMME, BMME) sont indiqués.	55
Illustration 37. (a) Présence de tourbes en bas de plage à Porsmilin en février 2005, (b) cordon de galets affleurant sur la partie nord de l'estran à Corsen fin février 2005.	55

Illustration 36. (a) Profil moyen, enveloppes minimale et maximale des profils, (b) écart-type des élévations des profils des plages de Porsmilin, Corsen, Tregana et des Blancs Sablons.	56
Illustration 38. Nombre et longueur de coupure des profils sélectionnés dans l'analyse factorielle.	58
Illustration 39. Inertie associée au mode principal et variance résiduelle pour les modes secondaire et tertiaire (en %). ..	58
Illustration 41. Porsmilin le 10/11/04 lors de l'apparition de la barre de swash à mi-estran	59
Illustration 40. (a) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Porsmilin ; (c,d) leurs composantes temporelles	60
Illustration 42. Photographies (10/11/04) illustrant la structure et la forme (a) de la face interne et (b) des figures sédimentaires dans le creux de la barre de swash.	61
Illustration 43. Séquences de migration de la barre de swash vers le haut de plage (a) au printemps 2004 et (b) à l'hiver 2005	62
Illustration 44. Séquences de développement d'une barre intertidale en bas de plage.....	62
Illustration 46. Plage de Corsen, (a) début mars 2005, (b) fin mai 2005	63
Illustration 45. (a,b,c) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Corsen ; (d,e,f) leurs composantes temporelles	65
Illustration 47. (a,b) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils de Tregana ; (c,d) leurs composantes temporelles. La localisation du profil issue des observations de terrain est indiquée par les barres grisées (dans une baie), incolores (sur une face), foncées (sur une corne).	66
Illustration 48. Fonctionnement des modes morphologiques en fonction de la localisation du profil par rapport au(x) système(s) de croissants.....	67
Illustration 50. (a) Ablation du front dunaire au niveau du profil 3 (SO du massif), (b) bourrelet en haut de plage au printemps 2005.	68
Illustration 49. (a,b,c) modes spatiaux 1, 2 et 3 de la série de profils des Blancs Sablons ; (d,e,f) leurs composantes temporelles.....	69
Illustration 51. Bilans sédimentaires volumiques relatifs date à date (V_{rel}) et cumulés (V_{cumul}) sur la période du suivi morphologique des estrans de (a) Porsmilin, (b) Corsen, (c) Tregana, (d) Blancs Sablons.....	72
Illustration 52. Cumul des bilans sédimentaires date à date sur la période du suivi morphologique des estrans.....	74
Illustration 53. Evolution du domaine supratidal à Porsmilin d'octobre 2003 à mai 2005	75
Illustration 54. (a) Enveloppe des profils bathymétriques ; (b) profil moyen, maximal, minimal ($\pm$ écart-type) et écart-type des élévations.	77
Illustration 55. Paramètres morphologiques des barres subtidales observées à Porsmilin : extension cross-shore (x), longueur (L) et amplitude maximale des barres (A_{max}).	78
Illustration 57. Profondeur théorique de fermeture du profil (h_f) selon Hallermeier (1981) relative au zéro hydrographique (entre parenthèses, au niveau moyen des basses mers); hauteur significative des vagues $H_{s,e}$ (m) excédée 12 h/an, période pic associée $T_{p,e}$ (s) au large des plages étudiées dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons (source : SHOM).	79
Illustration 56. Série de profils bathymétriques de la plage de Porsmilin	80
Illustration 59. Bilan sédimentaire (m^3 par mètre linéaire) du profil bathymétrique, les valeurs en italique indiquent un bilan sédimentaire insignifiant comparativement à l'erreur moyenne ($\pm 6,7 m^3/m.l$).....	81
Illustration 58. Comparaison des profils bathymétriques un à un, bilan volumique associé, et conditions d'agitation au large de Porsmilin entre les deux levés consécutifs (barres grisées), lors de la semaine précédente (barres blanches) et lors des dernières 24 heures (barres bleues).	83
Illustration 60. Description des variables.....	88
Illustration 61. Nombre de variables et d'individus, nature des variables morphologiques, hydrodynamiques et météorologiques introduites dans l'analyse factorielle pour chacune des quatre plages.	89
Illustration 62. Test de l'indépendance entre les paramètres hydrodynamiques et climatiques, (a) entre la hauteur significative des vagues et la vitesse moyenne du vent, (b) entre la hauteur significative des vagues et leur fréquence.	90
Illustration 63. Données météorologiques (vitesse du vent au sémaphore Saint-Mathieu, source : Météo-France) et hydrodynamiques (hauteur significative des vagues dans les anses de Bertheaume et des Blancs Sablons, source: SHOM) acquises durant la période du suivi morpho-sédimentaire à moyen terme (janvier 2003 à juin 2005).	91
Illustration 64. Distributions des hauteurs significatives des vagues au large de l'île d'Ouessant issues de la base de données CANDHIS (1985-2004, par $-110 m$, source: CETMEF) et des données simulées par Wave Watch 3 (2003-2004, par $-123 m$, source: SHOM).....	92
Illustration 65. Erreur normalisée par les observations (indice de dispersion ou scatter index, S.I.), erreur quadratique moyenne (RMSE) et biais moyen entre les hauteurs de vagues mesurées et simulées dans les anses des Blancs Sablons et de Bertheaume (source : SHOM ; Arduin et Courvoisier, 2004).....	93
Illustration 66. Variances relatives (en gras, significatives) et cumulées (en %) associées aux nouveaux axes factoriels issus de l'analyse en composantes principales des variables morphologiques, hydrodynamiques et climatiques. ...	93
Illustration 67. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et 61 degrés de liberté).	94
Illustration 68. Projection des anciennes variables et périodes échantillonnées sur les nouveaux axes morphodynamiques à Porsmilin.	94
Illustration 69. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et $n-2$ degrés de liberté).	95
Illustration 70. Projection des anciennes variables sur les nouveaux axes factoriels à Corsen	96
Illustration 71. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et 23 degrés de liberté).	96
Illustration 72. Projection des anciennes variables et des périodes échantillonnées sur les nouveaux axes morphodynamiques à Tregana.	97
Illustration 73. Projection des anciennes variables et périodes échantillonnées sur les nouveaux axes morphodynamiques aux Blancs sablons.....	98

Illustration 74. Poids des anciennes variables sur les nouveaux axes (les coefficients de corrélation en gras sont significatifs pour un seuil α à 5 % et 19 degrés de liberté)	98
Illustration 75. Paramètres locaux utilisés dans le calcul des indices morphodynamiques : pente moyenne, médiane granulométrique moyenne, vitesse de chute calculée avec la formule de Soulsby (1997), hauteur significative et période pic modales.	99
Illustration 76. Indices Ω et RTR locaux. En italique sont indiquées les valeurs vers lesquelles tendent les indices pour des paramètres de vagues modaux à moyen terme (avec $H_{s,0}=0,1$ m, $T_{p,0}=10$ s).....	100
Illustration 77. Paramétrisation de la morphodynamique à moyen terme des plages de Porsmilin, Corsen, Tregana et des Blancs sablons à l'aide des indices ε , ξ , Ω	101
Illustration 78. Positionnement des plages macrotidales de la mer d'Iroise dans la classification Ω -RTR de Masselink et Short (1993) (modifié)	103
Illustration 79. Gamme des valeurs des indices RTR et ε sur les plages macrotidales de la mer d'Iroise	103
Illustration 80. Caractéristiques spatiales (a) et temporelles (b) des vagues.....	112
Illustration 81. Mouvement des particules d'eau forcé par les vagues : en domaine profond, mouvement circulaire ; en domaine intermédiaire, mouvement elliptique ; en domaine peu profond, mouvements transversaux (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).	113
Illustration 82. Transformation des vagues en zone littorale (Aagaard and Masselink, 1999 ; modifié).	114
Illustration 83. (a) Réfraction des vagues au-dessus des canyons sous-marins et le long du cap de La Jolla, Californie (d'après Munk and Traylor, 1947 ; modifié) ; (b) diffraction des vagues autour de la pointe de Ragan, Nouvelle-Zélande.	115
Illustration 84. Transfert d'énergie vers les hautes fréquences (d'après Guza and Thornton, 1980)	115
Illustration 85. Représentation schéma-tique d'une onde longue liée au groupe de vagues incident avec ses crêtes associées aux petites vagues, et ses creux aux grosses vagues (d'après Barthel and Funke, 1984).	116
Illustration 86. Les différents types de déferlement : (a) plongeant, (b) glissant, (c) frontal (d'après Robin, 2001).	116
Illustration 87. Contrôle de la hauteur d'eau sur la hauteur des vagues en zone de surf interne (d'après Thornton and Guza, 1982).	117
Illustration 88. Hauteur relative des vagues γ_s fonction de la pente de la plage normalisée (d'après Raubenheimer et al., 1996).	118
Illustration 89. Courants dans la zone de déferlement : (a) courants longitudinaux induits par les vagues obliques à la côte, (b) courant de retour de fond, (c) courants sagittaux (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).	119
Illustration 90. Deux modèles de formation de barres sableuses : (a) au point de déferlement, (b) par une onde stationnaire (d'après Komar, 1998).	120
Illustration 91. Onde réfléchie vers le large (leaky wave) et onde de bord piégée à la côte (edge wave), (d'après Wright et al., 1982).	121
Illustration 92. Ondes progressive et stationnaire (d'après Masselink and Hughes, 2003 ; modifié).	121
Illustration 93. Jet de rive et nappe de retrait dans la zone de swash à Tregana.....	121
Illustration 94. Exemple d'occurrence relative des processus de swash, de surf et de levée des vagues sur le profil (d'après Masselink, 1993 ; modifié).	123
Illustration 95. Diagramme schématique montrant l'espacement théorique des croissants de plage pour une onde de bord (a) sub-harmonique, (b) synchrone (d'après Komar and Holman, 1986).	124
Illustration 96. Modèle conceptuel de la morphodynamique des croissants de plage (d'après Masselink and Pattiaratchi, 1998).	126
Illustration 97. Simulation numérique de la formation de croissants de plage. Les deux figures montrent la morphologie du haut de plage au début de la simulation et après 800 cycles de swash (d'après Coco et al., 2000).	126
Illustration 98. Capteurs déployés sur les plages.	127
Illustration 99. Caractéristiques de déploiement des capteurs sur les plages.	128
Illustration 100. Caractéristiques de déploiement des bouées houle au large.....	128
Illustration 101. Localisation des capteurs sur les plages lors des campagnes de mesures hydrodynamiques.	129
Illustration 102. Élévation du capteur de pression au-dessus de l'interface avec le sédiment.	130
Illustration 103. Détermination des composantes U et V du courant par rapport aux axes transversaux et longitudinaux de la plage.....	130
Illustration 104. Orientation des axes transversaux et longitudinaux des plages	130
Illustration 105. Principe du calcul des hauteurs crête-creux et période par la méthode du downcrossing (échantillon des données d'élévation de Porsmilin le 12/03/04 17h40).	131
Illustration 106. Vitesse et direction du vent moyen au sémaphore Saint-Mathieu pendant les campagnes de mesures (a) de mars-avril 2004, (b) de mars 2005, (c) de mai 2005.	136
Illustration 107. Fréquence relative des hauteurs et/ou périodes significatives des vagues (a) au large des plages dans les anes de Bertheaume et des Blancs Sablons, (b) sur les plages au cours des campagnes de mesures	138
Illustration 108. Paramètres hydrodynamiques à Porsmilin : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore et longshore.....	140
Illustration 109. Paramètres hydrodynamiques aux Blancs Sablons : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore U et longshore V.....	141
Illustration 110. Paramètres hydrodynamiques à Corsen du 11 au 25/03/05 : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore U et longshore V.....	142
Illustration 111. Paramètres hydrodynamiques à Tregana du 20 au 27/05/05 : hauteur d'eau h , hauteur H_s et période significatives $T_{1/3}$ des vagues, courants cross-shore U et longshore V.....	143
Illustration 112. Indices morphodynamiques moyens ξ et ε ($\pm$ écart-type) et type de déferlement induit au cours des campagnes de mesures à Porsmilin, aux Blancs Sablons, à Corsen et Tregana.	144
Illustration 113. Composantes cross-shore (U) et longshore (V) du courant sur les plages de Porsmilin, Corsen et Tregana.....	146

Illustration 114. Composante transversale U et longitudinale V du courant aux Blancs Sablons (- 6 CM) (a) lors d'un cycle tidal de mortes-eaux /vives-eaux, (b) lors d'un cycle semi-diurne.	147
Illustration 116. Critère de déferlement $\gamma_{s,b} = (H_s/h)_b$ pour les trois plages.	148
Illustration 115. Courant transversal et longitudinal, U et V, fonction de la hauteur relative des vagues γ_s , à Porsmilin, Corsen et Tregana.	149
Illustration 117. Hauteur significative des vagues H_s fonction de la hauteur d'eau à Porsmilin, Corsen et Tregana.	153
Illustration 118. Hauteur relative des vagues γ_s (intégrée dans la bande gravitaire houle-vent) fonction de la hauteur d'eau.	153
Illustration 119. Hauteur relative des vagues γ_s fonction de la hauteur d'eau sur les quatre plages étudiées, toutes conditions d'énergie confondues.	154
Illustration 120. Hauteur significative relative des vagues γ_s fonction de la pente locale normalisée β/kh pour les plages de Porsmilin, Corsen, Tregana.	155
Illustration 121. Hauteur relative des vagues γ_s (intégrée dans la bande gravitaire houle-vent) fonction de la pente locale normalisée β/kh pour les trois sites (Porsmilin, Corsen, Tregana) et toutes les données acquises en zone de déferlement. Les symboles rouge correspondent aux moyennes par classe de $\beta/kh \pm 0,025$. La régression linéaire sur les moyennes observées γ_s est indiquée par la droite noire. Par comparaison, les relations empiriques de Raubenheimer et al. (1996) et Sénéchal et al. (2001) sont indiquées en pointillés.	156
Illustration 122. Spectres d'énergie des vagues et histogrammes des périodes des vagues individuelles lors de deux situations de marées hautes et basses sur la plage de Corsen.	158
Illustration 123. Vagues mesurées à Corsen le 15/03/05 à 12h04 TU pendant 120 s.	158
Illustration 124. (a) Energie totale des vagues, (b) proportion d'énergie infragravitaire E_{ig} et infragravitaire lointaine E_{fig} à l'énergie totale des vagues lors de la campagne de mesures à Porsmilin, hauteurs significative H_s et relative des vagues γ_s .	161
Illustration 125. Energie dans la bande infragravitaire (en joules) fonction de la hauteur relative des vagues pour les quatre plages étudiées.	163
Illustration 126. Levés topographiques au cours de la campagne de mesures à Porsmilin.	165
Illustration 127. Séquence de l'évolution morphologique de la plage de Porsmilin du 9 mars au 8 avril 2004.	166
Illustration 129. Volumes déposés (V_+), érodés (V_-) et bilan sédimentaire volumique entre deux levés consécutifs à Porsmilin. NS indique des valeurs non significatives (inférieures à la marge d'erreur).	167
Illustration 128. Changement d'élévation (en m) et bilan sédimentaire volumique (m^3) entre deux levés consécutifs à Porsmilin.	168
Illustration 130. Levés topographiques au cours de la campagne de mesures à Corsen.	169
Illustration 131. Séquence de l'évolution morphologique de la plage de Corsen entre les 11 et 25 mars 2005.	170
Illustration 132. Changement d'élévation et bilan sédimentaire volumique entre deux levés consécutifs à Corsen.	171
Illustration 133. Bilans sédimentaires volumiques entre deux levés topographiques consécutifs à Corsen. NS indique des valeurs non significatives (inférieures à la marge d'erreur).	172
Illustration 134. Changement de l'élévation de la plage de Corsen (en mètre) et estimations volumiques des secteurs en érosion et en accrétion entre les 11 et 25 mars 2005.	173
Illustration 136. Séquence de l'évolution morphologique de la plage de Tregana du 20 au 27 mai 2005.	174
Illustration 135. Levés topographiques au cours de la campagne de mesures à Tregana.	175
Illustration 138. Volumes déposés V_+ , érodés V_- et bilans volumiques sédimentaires DV entre deux levés consécutifs à Tregana. NS indique les bilans sédimentaires inférieurs au seuil de significativité.	175
Illustration 137. Changement d'élévation et bilan sédimentaire volumique entre deux levés topographiques consécutifs sur la plage de Tregana.	176
Illustration 139. Hauteur associée aux ondes basse fréquence (H_{BF}) et très basse fréquence (H_{TBF}) sur la plage de Porsmilin lors de la formation d'une barre sableuse de swash sur la laisse de basse mer de vives-eaux. Les levés topographiques sont représentés par un trait vertical grisé et la mention « BS » y est annotée lorsque la barre de swash est observée.	181
Illustration 140. Séquence d'évolution des croissants de plage à Porsmilin au cours de la campagne de mesures du printemps 2004. Le système de croissants est matérialisé par les iso-contours du haut de plage auxquels est superposé le changement d'élévation entre deux levés consécutifs (en mètre).	183
Illustration 141. Bilans sédimentaires 1DV de la plage de Tregana pour les deux phases (a) de régression du système de croissants du 20 au 25/05, (b) de formation du nouveau système.	185
Illustration 142. Volumes (m^3) déposés (V_+), érodés (V_-) et bilan volumique (ΔV) pour chacune des deux phases d'évolution à Tregana.	186
Illustration 143. Longueur d'onde moyenne $\overline{L_c}$ (en mètre) du système de croissants de plage à Porsmilin, Corsen, Tregana au cours des campagnes de mesures intensives.	187
Illustration 144. Positions prédites et observées des lisses de pleine mer (IGN69) et surcôtes associées précédant l'observation du système de croissants. Les hauteurs d'eau prédites à chaque pleine mer sont issues du SHOM, les hauteurs d'eau observées sont calculées par le S4. La position du zéro hydro se situe -3,48 m sous le zéro IGN69.	188
Illustration 145. Modèle numérique de terrain de la plage de Corsen le 23/03/05. Les isocontours bleus sont les lisses de haute mer observées (+2,31, +2,47, +2,74 m IGN69) pour les trois marées précédant le levé du 23/03 et la mise en place du système de croissants. Les isocontours jaunes (de +2,5 à +3,5 m) soulignent la morphologie du haut de plage.	188
Illustration 146. Spectres d'énergie des vagues à Corsen aux pleines mers (a) du 22/03 14h et (b) 23/03 2h. La flèche indique l'onde sub-harmonique potentielle.	189
Illustration 147. Spectres d'énergie des vagues à Tregana aux pleines mers (a) du 25/05 4h34 (initialisation) et (b) du 26/05 5h04 (développement rythmicité). Les flèches indiquent les ondes sub-harmoniques potentielles.	190

Illustration 148. Paramètres hydrodynamiques lors de l'initialisation et du développement des nouveaux systèmes de croissants.....	190
Illustration 149. Longueurs d'onde des croissants observée et prédites par les deux théories.....	191
Illustration 150. Paramètre $\varepsilon_c(S/L_c)^2$ associé au type de circulation dans la zone de swash lors de l'observation de la nouvelle ligne de croissants de plage à Corsen et Tregana. Chaque corne de croissant contribue à la circulation des deux baies qui l'encadre (deux données/corne).....	191
Illustration 151. Phase et cohérence (entre parenthèses) des co-spectres d'élévation de la surface libre et du courant transversal dans la bande 0,05-0,06 Hz à Tregana et à 0,06 Hz à Corsen lors de l'initialisation et du développement du système de croissants. En gras, les étales de pleine mer au cours desquelles l'onde stationnaire perdure.....	192
Illustration 152. Spectres d'énergie des vagues à Tregana pendant les pleines mers (a) du 25/05 au soir, (b) du 27/05 au matin, lors desquelles une onde stationnaire est observée à 0,05-0,06 Hz.....	193
Illustration 153. Phase et cohérence entre les signaux d'élévation de la surface libre h et de vitesse cross-shore U dans la bande 0,05-0,06 Hz lors de la formation du système de croissants de plage (a) à Tregana, (b) à Corsen.....	194
Illustration 154. Modèles morphodynamiques conceptuels.....	205
Illustration 155. Les Blancs Sablons (a) en 1927 (d'après Guilcher et Hallegouet, 1991), (b) carte postale de 1964 (d'après Guitton et al., 2003).....	227
Illustration 156. Cinématique du trait de côte aux Blancs Sablons entre 1952 et 1978.....	228
Illustration 157. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front de dune. (respectivement des valeurs négatives ou positives). Les astérisques concernent les estimations pour lesquelles la position du trait de côte est incertaine.....	229
Illustration 158. Evolution des surfaces (m^2) entre deux clichés consécutifs, dégradées ou érodées (S-), progradées ou revégétalisées (S+) ; bilans surfacique (DS) et volumique (DV) respectivement exprimés en m^2 et en m^3	229
Illustration 159. Mobilité du front et de la végétation dunaires aux Blancs Sablons : bilan surfacique (m^2).....	230
Illustration 160. (a) Les dunes des Blancs Sablons en 1982 lors des travaux de restauration (Guilcher et Hallegouet, 1991), (b) affleurement en mai 2005 des anciennes lignes de ganivelles au niveau du front dunaire sur le secteur 2.....	231
Illustration 161. Cinématique du trait de côte aux Blancs Sablons entre 1978 et 2000.....	232
Illustration 162. (a) Démantèlement récent de l'un des escaliers centraux d'accès à la plage et (b) mesures actuelles de réhabilitation de la végétation dunaire aux Blancs Sablons.....	233
Illustration 163. Cinématique du trait de côte aux Blancs Sablons entre 2000 et 2005.....	234
Illustration 164. Cinématique du trait de côte sur le massif dunaire de Lampaul-Ploudalmezeau à Saint-Pabu.....	236
Illustration 165. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front des dunes des Trois Moutons, de Coulouarn et Corn ar Gazel (respectivement des valeurs négatives et positives). Les valeurs en gras correspondent aux estimations améliorées, réalisées avec la méthode alternative d'estimation non discrétisée.....	237
Illustration 166. Position relative du rivage par rapport à 1952 sur les dunes des environs de l'aber Benoît. Les barres verticales sont associées à la variabilité de la mobilité du trait de côte à chaque date ($\pm$ écart-type).....	237
Illustration 167. Dune de Corn ar Gazel (a) en érosion en 1984 (Hallegouet et al., 1986), (b) en forte progradation en 2003.....	238
Illustration 168. Extraits des orthophotos de 1990 et 1993 à proximité de la pointe de Corn ar Gazel.....	239
Illustration 169. Plage de Coulouarn (a) Dune embryonnaire à <i>Cakile maritima</i> à proximité de la pointe de Corn ar Gazel en 2003, (b) érosion du pied de dune en 2004 au niveau de la cale d'accès.....	239
Illustration 170. Bilans des surfaces dunaires en mouvement dans les environs de l'aber Benoît entre 1952 et 2000... ..	240
Illustration 171. Surfaces en mouvement (m^2) au cours des 50 dernières années, dégradées ou érodées (S-), progradées ou revégétalisées (S+) ; bilans surfacique (DS) et volumique (DV) respectivement exprimés en m^2 et en m^3	241
Illustration 172. Extrait des orthophotos 1990 et 1993 sur la partie orientale des dunes de Treompan.....	242
Illustration 173. Cinématique du trait de côte sur les massifs dunaires de Tréompan (Lampaul-Ploudalmezeau) et de Ste-Marguerite (Landeda).....	243
Illustration 174. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front des dunes de Treompan (respectivement des valeurs négatives et positives).....	244
Illustration 175. Mobilité moyenne du trait de côte (en m) entre deux clichés consécutifs et entre parenthèses, cinématique annuelle (en m/an) du recul ou de l'avancée du front des dunes de Ste Marguerite (respectivement des valeurs négatives et positives).....	245
Illustration 176. (a) clou topographique sur une cale bétonnée, (b) mise en station du tachéomètre laser et (c) du DGPS.....	247
Illustration 177. Système embarqué de mesure acoustique.....	247
Illustration 178. Spectre d'énergie des élévations de la surface moyenné sur l'ensemble des acquisitions à Porsmilin.....	249
Illustration 179. Fréquences de coupure locales entre les domaines gravitaire, infragravitaire, infragravitaire lointain... ..	249
Illustration 180. Déferlement (a) plongeant à Porsmilin, (b) frontal à Corsen et (c) glissant aux Blancs Sablons.....	251
Illustration 181. Evolution de la longueur d'onde intra-croissants L_c (en mètre) sur les plages de Porsmilin, Corsen, Tregana au cours des campagnes de mesures intensives. L_c est la longueur d'onde moyenne du système de croissants de plage.....	253
Illustration 182. Paramètre ε_c d'amplitude des croissants de plage à Porsmilin.....	253
Illustration 183. Paramètre ε_c d'amplitude des croissants de plage à Corsen.....	253
Illustration 184. Paramètre ε_c d'amplitude des croissants de plage à Tregana.....	253

Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)

Ces travaux constituent la première étude fondamentale traitant de l'influence des forçages hydrodynamiques sur l'évolution morpho-sédimentaire des plages sableuses du littoral de la mer d'Iroise. Ils s'insèrent dans la démarche de l'Observatoire du Domaine Côtier (*Observatoire des Sciences de l'Univers*) qui supporte l'observation de la variabilité biologique, chimique et physique de ce littoral à long terme. Dans cette perspective, quatre sites ont été choisis pour illustrer la pluralité des morphologies et des conditions hydrodynamiques dans ce contexte macrotidal soumis à l'agitation des houles océaniques. La diversité des échelles spatiales et temporelles impliquées dans le fonctionnement hydro-sédimentaire des plages a nécessité la mise en œuvre de méthodes d'observation in situ adaptées : un suivi topométrique des plages à l'échelle pluri-annuelle et des campagnes ponctuelles de mesures hydrodynamiques et morphologiques à haute fréquence.

Par l'analyse statistique et volumétrique des séries de profils topographiques, la variabilité morpho-sédimentaire en zone intertidale et la dynamique des corps et figures sableuses est décrite à l'échelle événementielle, saisonnière et pluri-annuelle. Les résultats mettent en évidence une tendance actuelle au recul/progradation du profil sur les plages dominées par une dynamique transversale et à l'inverse, une relative stabilité sur les plages dominées par une dynamique longitudinale. Toutefois, l'observation d'une fermeture du profil autour de - 3 m C.M. associée à des bilans sédimentaires non nuls (neuf mois de suivi sur un site test) soulèvent la question de l'influence du transport longitudinal dans la disponibilité sédimentaire de certaines plages à l'échelle pluri-annuelle.

A une échelle de temps plus courte (du cycle de marée à la semaine), les campagnes de mesures intensives ont permis de caractériser l'agitation en zone intertidale lors de conditions d'énergie variables et d'analyser l'influence de la marée sur la variabilité spatio-temporelle des processus hydrodynamiques. En effet, la transformation des vagues dans les petits fonds est à la fois impliquée dans la spatialisation des courants induits par les vagues (et donc dans l'orientation du transport sédimentaire) et dans la formation des corps sédimentaires (barres de swash, systèmes de croissants de plage) par la génération d'ondes secondaires.

Morphodynamics of the Iroise Sea sandy beaches (Finistère, France)

This research work is the first fundamental study carried out with the purpose of investigating the effects of hydrodynamic forcings onto beach morpho-sedimentary change along the Iroise Sea coast. It is supported by the Coastal Domain Observatory (Universe Sciences Observatory) that focuses on the observation of long term variability of biological, chemical, physical parameters in the coastal domain. Within this issue, four field sites have been chosen as good indicators of morphological and hydrodynamic diversity in this macrotidal and swell-dominated setting. Convenient field methods have been deployed to accurately deal with the several spatial and temporal scales involved in hydrosedimentary beach behaviour, which are beach topographic monitoring over years and short field campaigns of high frequency hydrodynamic and morphological measurements.

Morphological change of the intertidal zone and dynamics of sandy bodies and features have been investigated from the event to yearly timescales by analyzing profile datasets by means of statistical and volumetric methods. Results show actual trend is to profile retreat/progradation on beaches dominated by cross-shore transport while to a relative stability for those dominated by longshore transport. However some evidence (i.e. - 3 m depth of closure and non zero sediment budget) arise questions about longshore transport impact on yearly beach sediment availability.

At a shorter timescale (from tides to weeks) field experiments provide characterization of wave agitation in the intertidal zone during various energetic conditions and analysis of the tidal control on hydrodynamic processes spatial and temporal variability. Wave transformation in shallow waters is actually involved in spatialization of wave-induced currents (and thus in sediment transport direction) and also in sediment bodies formation (swash bars, beach cusps) by secondary wave generation.