



HAL
open science

Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne)

Serge S. Suanez, Bernard Fichaut, Lénaïg Sparfel

► To cite this version:

Serge S. Suanez, Bernard Fichaut, Lénaïg Sparfel. Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2007, 13 (4), pp.319-334. 10.4000/geomorphologie.4582 . hal-00272908

HAL Id: hal-00272908

<https://hal.science/hal-00272908>

Submitted on 8 Aug 2014

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

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

Serge Suanez, Bernard Fichaut et Lénaïg Sparfel

Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne)

Avertissement

Le contenu de ce site relève de la législation française sur la propriété intellectuelle et est la propriété exclusive de l'éditeur.

Les œuvres figurant sur ce site peuvent être consultées et reproduites sur un support papier ou numérique sous réserve qu'elles soient strictement réservées à un usage soit personnel, soit scientifique ou pédagogique excluant toute exploitation commerciale. La reproduction devra obligatoirement mentionner l'éditeur, le nom de la revue, l'auteur et la référence du document.

Toute autre reproduction est interdite sauf accord préalable de l'éditeur, en dehors des cas prévus par la législation en vigueur en France.

revues.org

Revues.org est un portail de revues en sciences humaines et sociales développé par le Cléo, Centre pour l'édition électronique ouverte (CNRS, EHESS, UP, UAPV).

Référence électronique

Serge Suanez, Bernard Fichaut et Lénaïg Sparfel, « Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], 4/2007 | 2008, mis en ligne le 01 janvier 2010, consulté le 11 octobre 2012. URL : <http://geomorphologie.revues.org/4582> ; DOI : 10.4000/geomorphologie.4582

Éditeur : Groupe français de géomorphologie

<http://geomorphologie.revues.org>

<http://www.revues.org>

Document accessible en ligne sur : <http://geomorphologie.revues.org/4582>

Ce document est le fac-similé de l'édition papier.

© Groupe français de géomorphologie

Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne)

Assessment method of low coastal flooding hazard applied to Vougot beach, Guissény (Brittany)

Serge Suanez*, Bernard Fichaut*, Lénaïg Sparfel*

Résumé

Cet article présente une approche méthodologique visant à évaluer le risque de submersion dans un contexte d'érosion de cordon dunaire à partir d'un exemple pris dans le Finistère, la plage du Vougot sur la commune de Guissény. Dans un premier temps, les vitesses de recul du front de dune ont été mesurées à partir d'une analyse photogrammétrique et des levés de terrain au DGPS. La cinématique du cordon dunaire a ainsi été décrite depuis les années 1950. Dans un second temps, un relevé topographique du secteur d'étude au DGPS a été effectué afin de restituer la morphologie de l'avant plage, du cordon dunaire et de la zone d'arrière dune. En troisième lieu, une analyse statistique des niveaux marins extrêmes a été effectuée en tenant compte des deux paramètres agissant sur la déformation du plan d'eau à la côte : la surcote et l'agitation des vagues (*wave setup*). Dans une quatrième étape, une cartographie des zones inondables, visant à estimer le risque potentiel de submersion, a été produite par simulation en croisant les niveaux marins extrêmes et l'altimétrie du secteur étudié. Enfin, une analyse prospective est proposée en tenant compte des différents scénarios sur l'élévation du niveau marin relatif durant le siècle en cours.

Mots clés : dune, érosion, submersion, topographie, niveaux marins extrêmes, élévation du niveau marin.

Abstract

This study presents a method that analyses and evaluates submersion hazard in a setting of dune erosion based on the example of Vougot beach in Guissény (Finistère). Rates of dune retreat since 1950 were determined using aerial photograph analysis and DGPS measurements. A DGPS topographic survey of the entire area was also carried out in order to analyse shore and backshore morphology. Extreme water levels were statistically analysed, taking into account the effects on sea levels of surge and wave setup. Simulations based on extreme water levels and altimetry of the study area were performed in order to map submersible areas located landward of the dune and assess potential flooding hazard. Finally, prospective analysis was carried out to consider different scenarios of relative sea-level rise for the end of the 21st century.

Key words: dune, erosion, submersion, topography, extreme water levels, relative sea-level rise.

English Abridged Version

This paper presents a method of assessing flood hazard in the context of an eroding dune at Vougot beach (Guissény, Finistère). The study area consists of a massive dune, 0.2 to 0.4 km wide and 2 km long, that extends in a SW-NE direction and protects 100 hectares of salt-marsh lowland, which was disconnected from the sea by a dike constructed in 1834 (fig. 1). The marshes were subsequently drained for agriculture. Nowadays, part of this polder is urbanised and lies at or slightly below the sea level. The dune remains, therefore,

a natural rampart against potential flood hazards. This massive and homogeneous foredune reaches heights of 13 m (fig. 2A). Several hollows located in the inner dune are the legacy of sand excavation that occurred some decades ago. These depressions are the most vulnerable areas to flooding because the width of the dune is considerably reduced (fig. 2B). For many years the eastern part of the dune has been subject to erosion, and the local population fears a breach that could cause coastal flooding.

This study is based on a combination of topographical elevations and extreme sea-level estimates in order to map

* GEOMER, UMR 6554 CNRS, Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané. Courriel : serge.suanez@univ-brest.fr ; bernard.fichaut@univ-brest.fr ; lenaig.sparfel@univ-brest.fr

potential coastal inundation. Hazard maps linked to hazard return period are presented, where estimated foredune retreat rates are employed in order to predict dune resilience. A digital terrain model (DTM) was computed from over 17,000 field DGPS measurements covering 64 hectares (fig. 3). The DTM was computed by applying an algorithm based on a kriging method that supports breaklines (fig. 4). Calculations of extreme water levels included two critical parameters: surge elevation and wave setup. Surge elevation was estimated from tide-gauge measurements recorded in Roskoff over the period 1973-2006. Wave setup was calculated from numerical wave data obtained by a run model for the period 1979-2000. Wave setup was computed from its mathematical expression given by Komar (1998), itself modified from an initial formula of Holman (1986):

$$\bar{\eta}_{\max} = 0,45 H_o \xi_o \quad (1)$$

where H_o : spectral wave height (H_{mo}); ξ_o = Iribarren number (Battjes, 1974).

$$\xi_o = \frac{\tan\beta}{(H_o/l_o)^{1/2}} \quad (2)$$

where $\tan\beta$: beach slope; H_o : spectral wave height (H_{mo}); L_o : wave length or $1.561T^2$ ($T = T_{pic}$: wave period).

The Gumbel method for estimating return period of extreme surges and wave setup was applied to the tide-gauge and wave data (fig. 5 and tab. 1). A combination of extreme surge and wave setup was undertaken to define extreme sea levels by considering return periods of 2, 5, 10, 20, 50 and 100 years. The results range between 5.07 m IGN69 for a 2-year return period and 5.87 m IGN69 for a 100-year return period (tab. 2). Analysis of foredune evolution was performed using aerial photograph treatment and DGPS measurements for the period 1952-2006. The eastern part of the dune showed continuous erosion reaching 15 ± 0.75 m, implying -0.3 m/year between profiles P7 to P11 (fig. 6A). This evolution was not linear erosion and reached about 1 m/year for the period 2000-2006 (fig. 6C). For the entire period, the foredune of the Centre Nautique beach (between profiles P12 and P14) retreated by 35 ± 0.5 m (-0.6 m/year). Nevertheless, most of this erosion occurred between 1952 and 1978 (30 ± 0.5 m, i.e. -1 m/year) (fig. 6B). The change in trend recorded at both sites is due to the construction of the Enez Croas Hent jetty in 1974. This has entirely modified the hydrodynamics and sedimentation processes in the area (fig. 1). Before 1974, sediments eroded at the Centre Nautique beach were transported to Vougot beach located on the western part of the system. This shore drift was interrupted by the construction of the jetty which caused erosion on Vougot beach.

Mapping of coastal flood hazard was carried out for six return periods (fig. 7). Maps showed that if a breach breakout occurred through the dune at $+5.02$ m level for a return time of 2 years, it would submerge the eastern part of the Curnic area (fig. 7A). Flooding extent was increased with a $+5.96$ m extreme sea level for a return time of 100 years (fig. 7F). Finally, the analysis was pushed further by determining dune resilience on the basis of dune width and dune

retreat rates (tab. 3). For a return period of 100 years, dune resilience is ensured for 180 to 200 years, thus reducing the potential flooding hazard for the next few decades. Finally, a prospective analysis was carried out by taking into account predictions of sea-level rise between now and 2100 (IPCC, 2007). These predictions range between $+0.13$ m (lower value), $+0.355$ m (average value), and $+0.58$ m (high value). A rise of sea level would have two implications: it would increase flood levels (fig. 8) and accelerate dune erosion. This last component was estimated by using the formula of Durand and Heurtefeux (2006):

$$R = r + [(E21 - E20)/P] \quad (4)$$

where R = dune retreat (m); r = rate of dune retreat (m/y); $E21$ = prediction of sea-level rise for 2100 (in this case 0.13 m, 0.355 m and 0.58 m); $E20$ = annual value of sea-level rise for the 20th century (in this case 1.24 mm/y after Pirazzoli, 2001) multiplied by the length of the prediction period (93 years, i.e. 2100-2007); P = beach slope (1.6%). Results showed that the increase in dune erosion would be insignificant, except when considering the higher value of $+0.58$ m is considered, in which case dune retreat increased by 0.3 m. Calculations of the resilience of the dune for extreme sea levels associated with a return time of 100 years were carried out. In the areas where erosion is greatest (zone extending from P8 to P10), dune resilience would reach 80 years (tab. 4). This analysis based on the concept of 'passive submersion' shows the low level of coastal flooding hazard. Nevertheless, this simple approach can certainly be improved by considering feedback effects due to erosion and/or sea-level rise on the hydro-sedimentary processes affecting the coastal fringe. Additional field research is required to provide comprehensive assessment and quantification of these processes.

Introduction

Pour la plupart des côtes basses, le cordon dunaire joue le rôle de premier rempart naturel contre la submersion marine des espaces situés en arrière (Stauble *et al.*, 1990 ; Louise et van der Meulen, 1991 ; Erchinger, 1992 ; Ruessink et Jeuken, 2002 ; Gómez-Pina *et al.*, 2002 ; Benavente *et al.*, 2006). Cet élément est d'autant plus déterminant que ces zones d'arrière dune sont souvent urbanisées ou abritent un patrimoine floristique ne supportant aucune intrusion d'eau salée (van Vuren *et al.*, 2004). Dans ces conditions le maintien de la dune est une priorité. Sur le littoral néerlandais, les recherches ont très tôt permis d'élaborer des modèles afin de dimensionner la morphologie dunaire capable de résister à l'attaque marine (van de Graaff, 1983) et de procéder dans certains cas au reprofilage des dunes (van der Wal, 2004). Pour les mêmes raisons, les autorités espagnoles ont lancé à la fin des années 1980 un plan national de réhabilitation et de préservation des dunes (Gómez-Pina *et al.*, 2002). De même, depuis quelques décennies les communes littorales de la Caroline du Nord ont fait le choix de recharger leurs plages et de profiler leurs dunes pour se prémunir de l'action des ouragans (Rogers, 2000). À une échelle plus locale, les

travaux d'ingénierie visant à reconstituer un bourrelet dunaire artificiel comme sur la flèche de la Gracieuse dans le delta du Rhône (Longé, 1990 ; Suanez et Bruzzi, 1999), où sur la péninsule de Cacela au sud du Portugal (Matias *et al.*, 2005), ont été réalisés afin de se protéger contre les phénomènes de submersion (*overwash*). La question de l'érosion du cordon dunaire et des risques de submersion ne se pose plus en simples termes environnementaux, mais entraîne des prises de décision politique avec lesquelles les gestionnaires du littoral doivent composer. Il s'agit alors d'évaluer de la façon la plus pertinente possible le risque encouru avant d'intervenir sur le terrain (Roberts *et al.*, 2002 ; Benavente *et al.*, 2006).

L'impact des événements de forte énergie tels que les tempêtes atlantiques ou les ouragans subtropicaux et tropicaux sur le fonctionnement morpho-sédimentaire des côtes basses a été abondamment étudié (Regnaud *et al.*, 2004 ; Forbes *et al.*, 2004 ; Froede, 2006). D'une manière générale, les littoraux sableux présentent une fragilité accrue par leur granulométrie fine, l'action des épisodes morphogènes pouvant alors créer des brèches dans la dune (Carter et Stone, 1989 ; Pye et Neal, 1994) par lesquelles les eaux marines envahissent alors les milieux naturels et/ou anthropisés situés en arrière (Thom, 1984 ; Sanchez-Arcilla et Jimenez, 1994 ; Thomas et Diaw, 1997). Ces phénomènes sont le résultat du salement répété du pied de dune par la marée de tempête submergeant le haut de plage (Vellinga, 1982 ; Judge *et al.*, 2003) et ont fait l'objet de modélisation visant à décrire l'ensemble du processus (Cheung *et al.*, 2003 ; Larson *et al.*, 2004). Dans la plupart des cas, le problème vient d'un déficit sédimentaire qui entraîne un démaigrissement et un abaissement de la plage, rendant ainsi plus vulnérable la base du cordon dunaire à l'action du jet de rive (Sherman et Nordstrom, 1985 ; Ruggiero *et al.*, 2001 ; Suanez et Stéphan, 2006). À ce titre, les transferts sédimentaires entre l'infra et le supra-littoral sont déterminants (Hesp, 1988 ; Psuty, 1988 ; Sherman et Bauer, 1993 ; Hesp, 2002 ; Aagaard *et al.*, 2004). Lorsque le cordon dunaire disparaît et que l'altitude de la plage est inférieure à la hauteur des niveaux marins extrêmes, la submersion se produit. Cette hauteur dépend de deux paramètres jouant conjointement dans la déformation du plan d'eau à la côte : la surcote (Pirazzoli, 2000 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007) et les phénomènes liés à l'agitation, communément appelée *wave setup* (Bowen *et al.*, 1968 ; Komar 1998). À cela s'ajoutent les effets de la montée du niveau de la mer intervenant sur des échelles de temps beaucoup plus longues (Tooley et Jelgersma, 1992 ; Bird, 1993 ; Paskoff, 2001, 2004).

La méthode utilisée dans cette étude repose sur le croisement des données géomorphologiques et des niveaux marins extrêmes. Ces derniers sont estimés en tenant compte de la surcote et des phénomènes liés à l'agitation : *wave setup* (Garès, 1990 ; Bellomo *et al.*, 1999 ; Benavente *et al.*, 2006). Le paramètre dynamique représenté par le recul de la côte est également pris en compte car il conditionne la résilience du milieu (Dean et Malakar, 1999). Ainsi, une étude de la cinématique du front de dune entre 1952 et 2006 a tout

d'abord été effectuée afin de mesurer le recul de la dune, en arrière de la plage du Vougot, sur la commune de Guissény (fig. 1). Un modèle numérique de terrain de la zone d'étude a ensuite été calculé à partir de levés topographiques permettant ainsi de cartographier les secteurs potentiellement inondables pour différents scénarios. Ce travail s'est appuyé sur le traitement statistique de séries temporelles de marée observée et de houle afin de déterminer les niveaux marins extrêmes en termes de probabilité d'occurrence. À partir de là, la prise en compte des processus dynamiques liés au recul de la dune a permis d'estimer la résilience du cordon dunaire et de définir des périodes à partir desquelles la disparition même partielle de la dune entraînerait la submersion de la zone située en arrière. Enfin, l'analyse a été poursuivie en tenant compte des estimations proposées par l'IPCC (2007) sur les variations du niveau de la mer pour le siècle en cours.

Contexte géomorphologique et dynamique de la zone d'étude

La partie septentrionale des communes de Plouguerneau et de Guissény est formée d'une large plate-forme côtière à écueils, s'étendant en contrebas du plateau du Léon et dominant de plus de 50 m les fonds de la Manche (fig. 1). Le secteur de la plage du Vougot se situe dans l'axe d'une entaille profonde correspondant sans doute à une vallée sous-marine creusée par un ancien cours du Quillimadec (fig. 2A). Ce dernier devait autrefois déboucher à l'emplacement du polder du Curnic qui a par la suite été remblayé (Hallégouët, 1971). Le contact entre la plate-forme à écueils et la partie continentale du plateau du Léon se fait par un escarpement en partie d'origine tectonique, de 30 à 50 m de commandement, battu par la mer dans sa partie occidentale (secteur de Plouguerneau). Au niveau du Vougot, cet abrupt est déconnecté des eaux marines par un large cordon dunaire qui s'étire sur environ 2 km depuis la falaise morte du Zorn, suivant une direction sud-ouest - nord-est (fig. 2A). L'orientation de cet édifice atteste de la présence d'une dérive littorale dirigée vers l'ouest-nord-ouest. Cette circulation est commandée par l'orientation générale des houles d'ouest à nord-ouest. L'édification de ce cordon s'est faite en plusieurs phases (Bodéré *et al.*, 1983). La partie interne a pu se former à l'âge du bronze lorsque la mer a atteint son niveau actuel. Un second cordon, externe, s'est mis en place au début de l'âge du fer ($\pm 2\ 400$ ans BP) durant un léger stade régressif du niveau de la mer (Guilcher et Hallégouët, 1991). Un stade ultime de progradation dunaire est bien identifié entre le XVII^e et le XVIII^e siècle, notamment dans le secteur étudié de Plouguerneau à Guissény. Cet édifice dunaire culmine à près de 13 m d'altitude IGN69 et se présente sous la forme d'un complexe dunaire massif d'une largeur comprise entre 250 m et 400 m (fig. 2B). Dans le détail, les nombreuses formes d'érosion « en coup de cuillère » qui affectent sa partie interne témoignent de l'importance des prélèvements anthropiques qui ont été effectués au cours du temps. Le secteur le plus sensible est marqué par la présence d'un siffle vent en partie creusé par le passage des goémoniers au cours des dernières décennies et

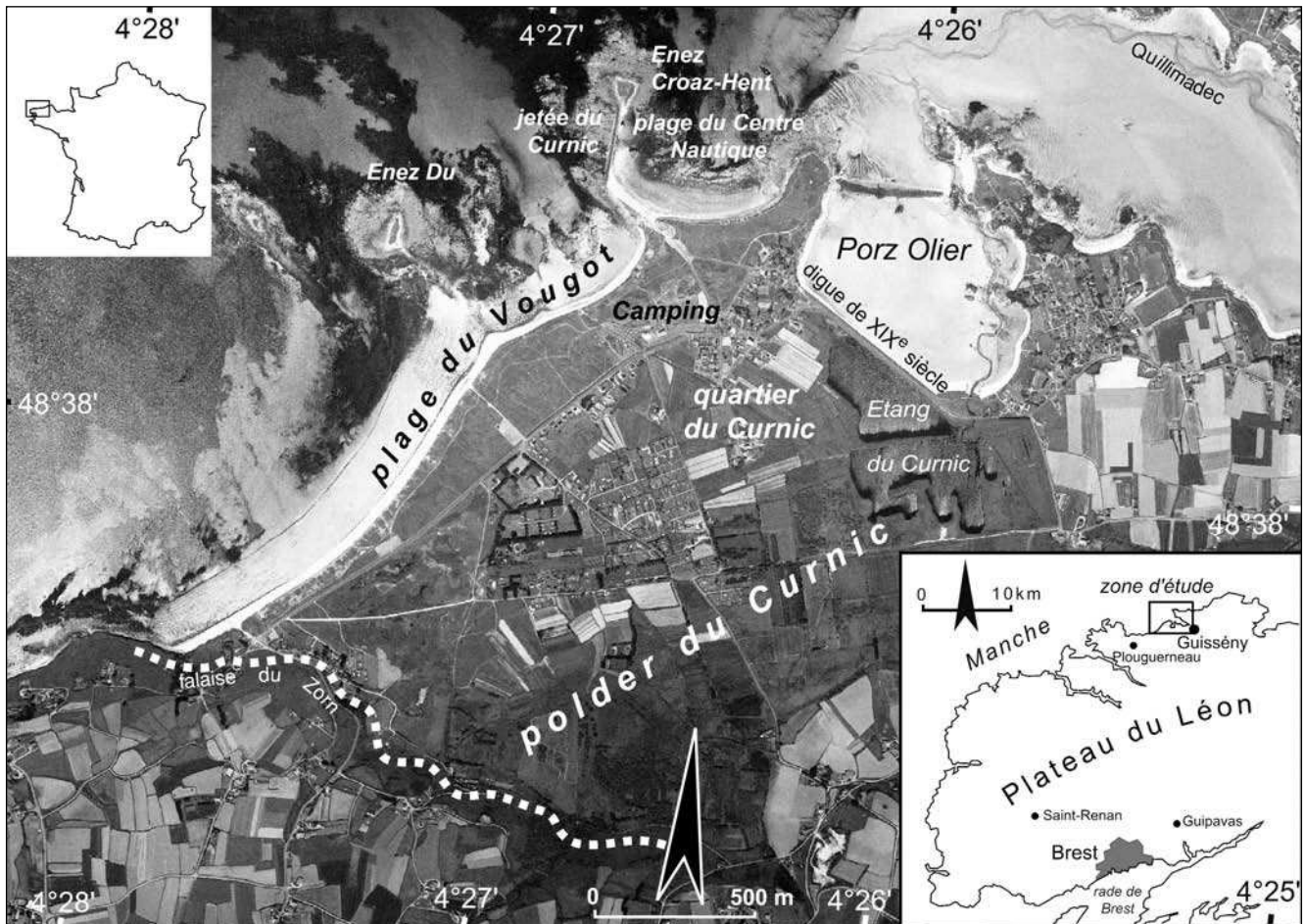


Fig. 1 – Carte de localisation du secteur d'étude.

Fig. 1 – Location map of the study area.

servant aujourd'hui d'accès à la plage pour les usagers du camping municipal (fig. 1 et 2B). À cet endroit, la largeur du cordon est considérablement réduite. La taille du matériel sédimentaire constituant les sables dunaires est d'environ $200 \mu\text{m}$ et devient plus grossière au niveau de la plage, de 250 à $315 \mu\text{m}$.

Les houles principales arrivant sur le secteur de Guissény proviennent essentiellement de l'ouest-nord-ouest (fig. 2A). Les hauteurs (H_{mo}) modales sont comprises entre 1 et 1,5 m, les périodes modales (T_{pic}) entre 9 et 10 secondes. Ces informations ont été déduites des données de houles obtenues par simulation numérique dont la procédure de calcul sera présentée dans la partie méthodologique. Le littoral de Guissény est relativement bien protégé des houles d'ouest à nord-ouest par la plate-forme hérissée d'îlots et de récifs émergents à basse mer (Golhédoc, Enez Du). Ces derniers rendent la circulation hydrosédimentaire à la côte complexe en provoquant d'importants phénomènes de diffraction à l'origine des nombreuses queues de comètes construites à l'arrière de ces obstacles (fig. 2A). Ce sont également eux qui donnent au tracé du cordon dunaire une forme courbe convexe en procurant à la côte un effet d'abri. La déformation de la houle proche du rivage s'exprime aussi par une inversion localisée de la dérive littorale comme c'est le cas au niveau de la plage du centre nautique (Bodéré *et al.*, 1983).

La résultante des vents sur le secteur de Plouguerneau montre que du printemps à l'automne, la dynamique éolienne est orientée vers le rivage (fig. 2A). À l'inverse, durant l'hiver, le transit éolien de direction ouest-sud-ouest est sub-parallèle à la dune. Sur l'ensemble de l'année, la résultante des vents s'oriente de façon similaire à la direction des houles dominantes d'ouest-nord-ouest.

L'action anthropique en termes de forçage a également joué un rôle important dans l'évolution de ce secteur. Jusqu'au XIX^e siècle, ce vaste complexe dunaire barrait une zone humide connectée à la mer au niveau de Porz Olier situé au nord nord-est (fig. 1). En 1834, une digue fut construite afin d'isoler l'ensemble du secteur de la mer, et les terres marécageuses furent drainées afin de les rendre cultivables (Bodéré *et al.*, 1983 ; Hallégouët et Yoni, 1999). Aujourd'hui, cette zone de polder est en partie occupée par l'étang du Curnic qui appartient au Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres. Une grande partie de la surface du polder, proche ou en dessous du niveau marin, est protégée de la mer par le cordon dunaire qui joue le rôle de rempart naturel. Cet élément est d'autant plus important que cet espace a été urbanisé au cours du temps (camping municipal, des lotissements, des fermes agricoles, etc.) (fig. 1). Or, il s'avère que depuis quelques dizaines d'années, la partie orientale du cordon dunaire s'érode, faisant craindre à la

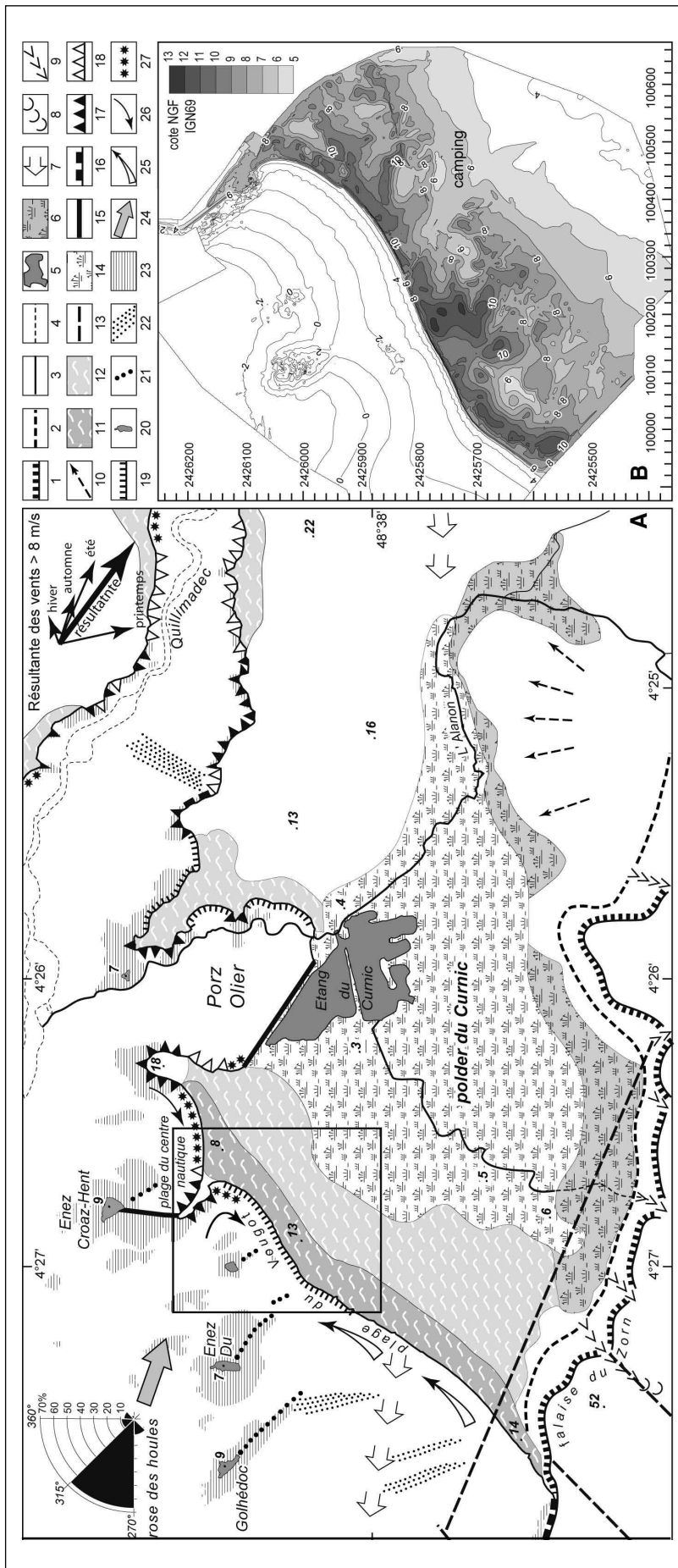


Fig. 2 – Carte géomorphologique du site d'étude (d'après Bodéré et al., 1983, modifié). 1 : falaise morte ; 2 : rupture de pente concave ; 3 : cours d'eau permanent ; 4 : cours d'eau intermittent ; 5 : étang ; 6 : zone humide ; 7 : ancien tracé du Quillimadec ; 8 : vallon en berceau ; 9 : vallon en V ; 10 : coulée de gelifluxion ; 11 : dune grise externe ; 12 : dune grise interne ; 13 : ligne de faille ; 14 : schorre asséché ; 15 : digue et jetée ; 16 : falaise rocheuse ; 17 : falaise taillée dans le head ; 18 : falaise taillée dans le limon ; 19 : falaise dunaire ; 20 : écueil ; 21 : queue de comète ; 22 : accumulation graveleuse ; 23 : platier rocheux ; 24 : houle dominante ; 25 : dérive littorale ; 26 : transit secondaire lié à la diffraction de la houle ; 27 : enrochement.

Fig. 2 – Geomorphological map of the study area (after Bodéré et al., 1983, modified). 1: abandoned cliff; 2: concave slope; 3: permanent stream; 4: intermittent stream; 5: lagoon; 6: salt marsh; 7: former channel of Quillimadec river; 8: U-shaped valley; 9: V-shaped valley; 10: gelifluxion slumping; 11: outer dune; 12: inner dune; 13: fault; 14: drained salt marsh; 15: dyke and jetty; 16: rocky cliff; 17: cliff cut in periglacial head; 18: cliff cut in silt deposit; 19: dune scarp; 20: reef; 21: comet tail; 22: gravel layer; 23: wave-cut platform; 24: prevailing wave; 25: longshore drift; 26: secondary transport due to wave diffraction; 27: rip-rap.

population locale une disparition de cette ligne de défense avec les conséquences que cela suppose pour leur environnement (Gara-boeuf, 1990).

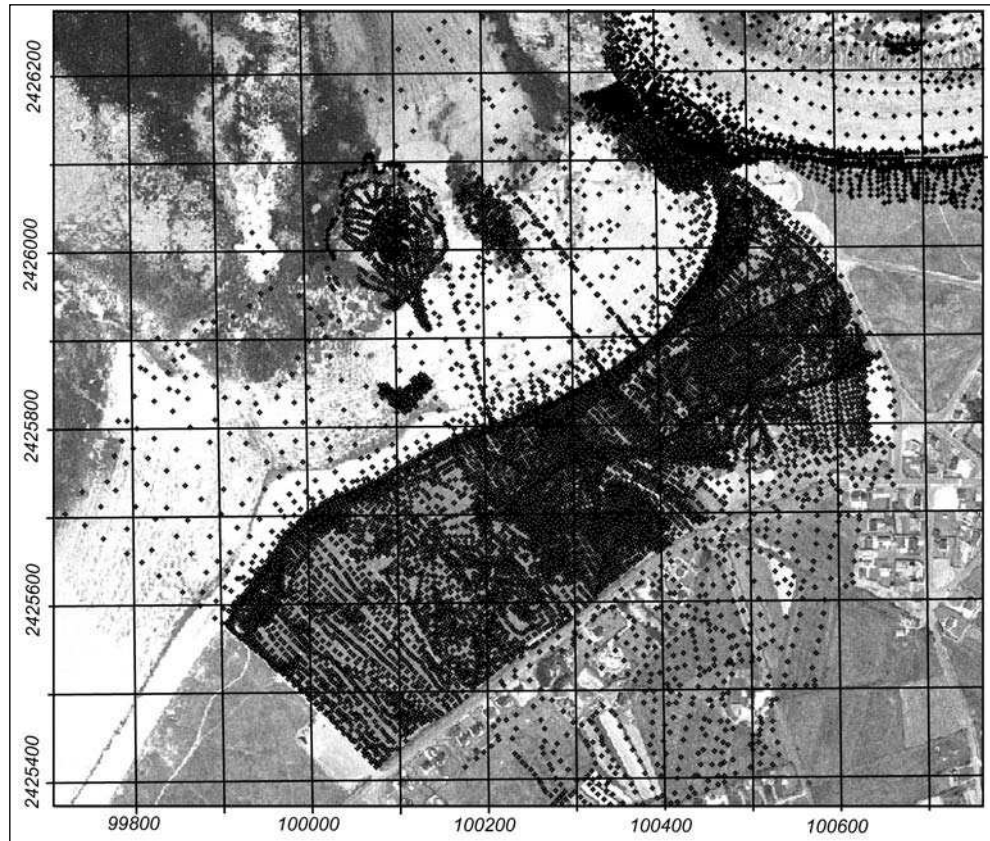
Acquisition et méthodes de traitement des données

L'étude de la cinématique du front de dune a été réalisée par photogrammétrie à partir de cinq missions IGN couvrant la période de 1952 à 2000 (F 0415-0815 du 11/06/1952, FR 3012 P du 14/08/1978, F 0415-0615 du 20/04/1982, IFN29 du 30/08/1993 et l'orthophotographie du 16/06/2000) à des échelles comprises entre 1/20 000 et 1/30 000, et par des levés de terrain au DGPS pour l'année 2006. Après avoir été numérisées à très haute résolution (pixel $\approx 50 \times 50$ cm), les photographies aériennes ont été corrigées géométriquement en utilisant la méthode de saisie des points d'amer et en prenant pour image de référence l'ortho-photographie IGN de 2000. Ce traitement permet d'éliminer les déformations liées aux effets du relief et à l'angle de prise de vue se traduisant par une parallaxe (Dolan et al., 1978 ; Shoshany et Degani, 1992 ; Crowell et al., 1991 ; Moore, 2000). Les marges d'erreur restantes après la correction ont été estimées en calculant les écarts, d'une date à une autre, de la position d'éléments considérés comme invariables (bâti-ments, ruines, etc.). L'incertitude au niveau

Fig. 3 – Distribution spatiale des levés de terrain ayant servi à la construction du Modèle Numérique de Terrain.

Fig. 3 – Spatial distribution of measurements used to compute Digital Elevation Model.

du trait de côte est comprise entre $\pm 0,5$ et 1 m. Les photographies aériennes, corrigées et géoréférencées dans le système français de coordonnées Lambert II étendu, ont été ensuite intégrées dans un SIG (ArcView). Le front de dune a été numérisé à l'écran en prenant pour ligne de référence la limite de végétation dunaire qui, dans le cas présent, matérialise le contact net entre l'escarpement de la dune grise et les sables vifs du haut de plage. Deux types d'informations ont été acquis par l'analyse de la cinématique du front de



dune : les variations du front de dune par simple calcul de la distance (en mètres) séparant deux états le long de plusieurs profils et les vitesses de progradation ou de recul du front de dune calculées également le long de ces derniers.

La donnée topo-morphologique du site d'étude a été obtenue à partir de levés topographiques au DGPS de l'avant plage, du cordon dunaire et de la zone basse située en arrière. Plus de 17 000 points ont été ainsi mesurés sur une superficie d'environ 64 hectares (fig. 3). La densité des

levés a été déterminée en fonction de la complexité de la morphologie de manière à respecter le plus possible la réalité de terrain. Ces levés ont été raccordés au système géodésique français à partir d'une borne IGN située sur la presqu'île de Kerlouan (borne IGN de Kerlouan I, n° Site 2909101 - système de coordonnées Lambert II étendu en X et Y, et de nivellement NGF-IGN69 pour les altitudes). La construction du modèle numérique de terrain a été faite avec le logiciel Surfer 8.0 par la méthode d'interpolation du kri-

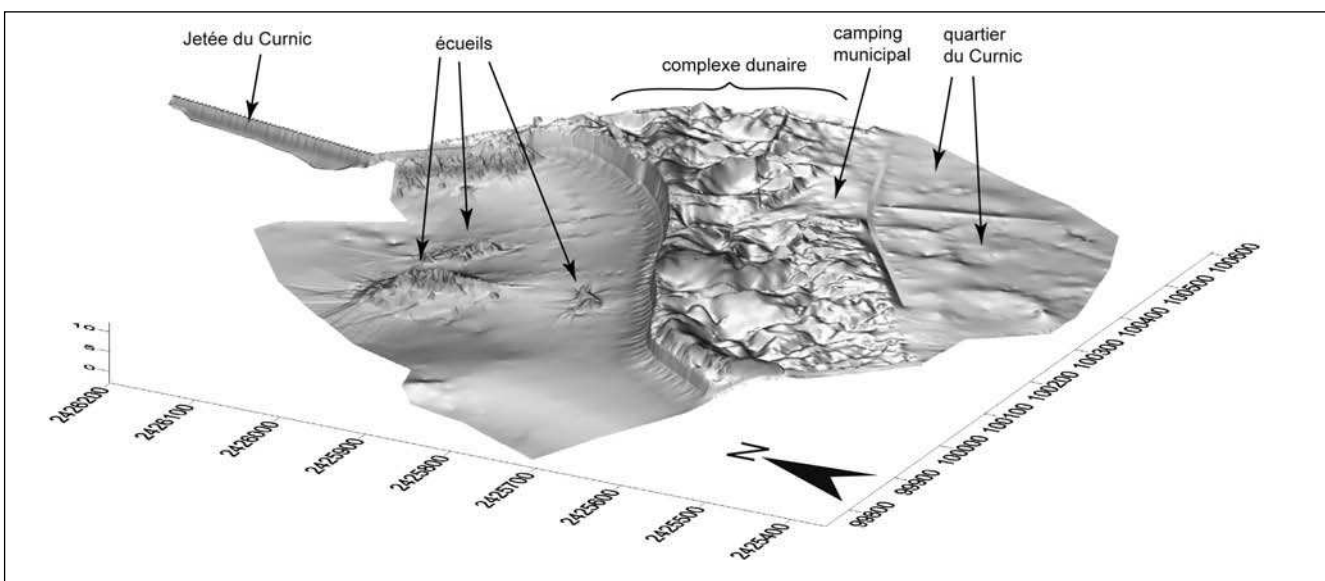


Fig. 4 – Représentation 3D du modèle numérique de terrain reconstituant la topographie du site d'étude.

Fig. 4 – 3D image of Digital Elevation Model illustrating the topography of the study area.

geage avec intégration des lignes de rupture. Une maille de 50 x 50 cm a été retenue afin de restituer le plus finement possible les dénivelées de détail (fig. 4).

Pour l'estimation des niveaux marins extrêmes, deux paramètres ont été considérés : la marée observée donnant une information sur les surcotes et l'action de la houle agissant sur la déformation du plan d'eau à la côte que l'on définit par le *wave setup* : $\bar{\eta}_{max}$ (Bowen *et al.*, 1968).

Cette déformation est engendrée par les trains de houles arrivant au littoral et dessine un angle dont la pente orientée vers le rivage trouve son origine au niveau de la zone de déferlement. Le calcul du *setup* a été réalisé à partir de l'équation de P.D. Komar (1998) adaptée des travaux de R.A. Holman (1986), de P. Nielsen et D. Hanslow (1991) et de D. Hanslow et P. Nielsen (1993) :

$$\bar{\eta}_{max} = 0,45 H_o \xi_o \quad (1)$$

où H_o est la hauteur significative spectrale (en mètres) ; 0,45 une constante C sans dimension ; ξ_o = nombre d'Iribarren (Battjes, 1974)

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

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

La surcote et le *setup* ont été retenus en partant du principe que les deux phénomènes n'étaient pas totalement indépendants. En effet, les plus grandes surcotes surviennent généralement lors des tempêtes qui génèrent alors de fortes houles (Simon, 1996 ; Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007). Les niveaux extrêmes associés à des périodes de retour pour les surcotes ont été déterminés en travaillant sur des données marégraphiques et celles du *setup* à partir de données de houles. Ces deux informations ont été ensuite combinées. La démarche suivie dans le cas du calcul des probabilités de surcotes extrêmes diffère de celle mise en œuvre par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (Simon, 1996). La méthode du SHOM repose sur la déconvolution des hauteurs de pleines mers prédites et des valeurs des surcotes observées pour des probabilités d'oc-

currence similaires. Il s'agit dans ce cas d'estimer les probabilités d'apparition d'événements rares, sans être nécessairement exceptionnels, des hauteurs prédites des grandes marées de vives eaux séparément des surcotes, et de les combiner ultérieurement. Toutefois, comme le notait P. Pirazzoli (2000) à partir de l'analyse des données marégraphiques de Brest, la conjonction de ces deux paramètres pour des événements de très forte magnitude n'a jamais été observée depuis le milieu de XIX^e siècle. Aussi, la très faible probabilité que ces deux phénomènes apparaissent de façon synchrone dans le temps accroît « théoriquement » la période de retour d'un tel épisode ; de plus, elle surestime les valeurs obtenues par les enregistrements in situ. Notre approche repose sur le traitement des données obtenues par les enregistrements marégraphiques sans distinguer la marée prédite de la surcote. À ce titre, les résultats illustrent fidèlement les conditions mesurées in situ et restituées par la série d'observations (Pirazzoli et Tomasin, 2007). Le traitement statistique a été effectué sur les maxima annuels en utilisant une loi d'ajustement de type Gumbel par la méthode des moments (fig. 5). Les enregistrements marégraphiques de Roscoff ont été utilisés sur la période 1973-2006, soit 34 années. Ce marégraphe, situé à une trentaine de kilomètres à l'est, appartient au réseau des « ports de référence » et reste le plus représentatif de notre site d'étude. L'ajustement a toutefois été opéré sur une distribution de 30 individus seulement (4 années ayant été exclues car elles comportaient plus de 20 % de lacunes). Les valeurs obtenues sont comprises entre 5,33 m (T = 100 ans) et 4,89 m (T = 2 ans) et résultent d'un ajustement de bonne qualité ($\sigma < \pm 0,1$) notamment pour les plus petites périodes de retour (tab. 1). Pour T = 100 ans l'intervalle de confiance 95 % atteint 40 cm et s'explique par le trop faible nombre d'individus. Il est en effet admis qu'une période de retour excédant trois fois la durée d'observation n'est plus significative. Ces valeurs Xt calculées à Roscoff ont ensuite été réajustées au site de Guis-sény en sachant qu'il y a environ 25 cm de différence d'amplitude de marée entre les deux sites (tab. 2). Cette hauteur a été estimée à partir des cartes en isolignes d'égaux hauteurs d'eau extrêmes portant sur le secteur nord Bretagne – golfe normand, publiées par le SHOM.

T (ans)	Marée observée			Hauteur houle (H_{mo})			Période houle (T_{pic})*		
	Xt (m)	σ	int. conf.	Xt (m)	σ	int. conf.	Xt (sec.)	σ	int. conf.
100	5,33	0,097	5,13 - 5,52	15	1,42	12,2 - 17,8	22,8	1,71	19,5 - 26,1
50	5,25	0,083	5,09 - 5,42	14,1	1,22	11,7 - 16,4	21,6	1,46	18,8 - 24,5
20	5,16	0,065	5,03 - 5,28	12,8	0,953	10,9 - 14,6	20,1	1,15	17,8 - 22,3
10	5,08	0,052	4,98 - 5,18	11,8	0,754	10,3 - 13,3	18,9	0,907	17,1 - 20,7
5	5,00	0,038	4,93 - 5,08	10,7	0,558	9,65 - 11,8	17,6	0,672	16,3 - 19,0
2	4,89	0,023	4,84 - 4,93	9,18	0,332	8,53 - 9,83	15,8	0,399	15,0 - 16,6

Tableau 1 – Calcul des périodes de retour à partir de la loi de Gumbel (méthode des moments) pour les trois variables : marée observée (Roscoff), hauteur (H_{mo}) et période (T_{pic}) de la houle. (*) Les périodes T_{pic} correspondent aux périodes associées à H_{mo} et non aux valeurs maximales enregistrées.

Table 1 – Calculation of the return periods using the Gumbel method (method of moments) for the three data sets: tide records at Roscoff, wave height (H_{mo}), wave period (T_{pic}). (*) Periods T_{pic} correspond to the associated periods to H_{mo} but not to annual maximum values recorded.

T (ans)	Xt : marée observée à Roskoff	marée observée à Guissény	H _{mo}	T _{pic}	ξ _o	Setup	niveau marin extrême (marée observée + setup) à Guissény
100	5,33 m	5,08 m	15	22,8	0,118	0,794	5,87 m IGN69
50	5,25 m	5 m	14,1	21,6	0,115	0,730	5,73 m IGN69
20	5,16 m	4,91 m	12,8	20,1	0,112	0,647	5,56 m IGN69
10	5,08 m	4,83 m	11,8	18,9	0,110	0,584	5,41 m IGN69
5	5,00 m	4,75 m	10,7	17,6	0,108	0,518	5,27 m IGN69
2	4,89 m	4,64	9,18	15,8	0,104	0,431	5,07 m IGN69

Tableau 2 – Calcul des valeurs extrêmes de la hauteur (H_{mo}) et de la période associée (T_{pic}) de la houle, du nombre d'Iribarren (ξ_o), du *setup*, et des niveaux marins extrêmes (marée observée et *setup*) pour six périodes de retour des hauteurs d'eau observées à Roscoff et réajustées au site de Guissény.

Table 2 – Calculation of extreme values of wave height (H_{mo}) and associated period (T_{pic}), of Iribarren number (ξ_o) of *setup*, and extreme water levels (tide and *setup*) for the six return periods of the water level recorded at Roscoff and adjusted to the site of Guissény.

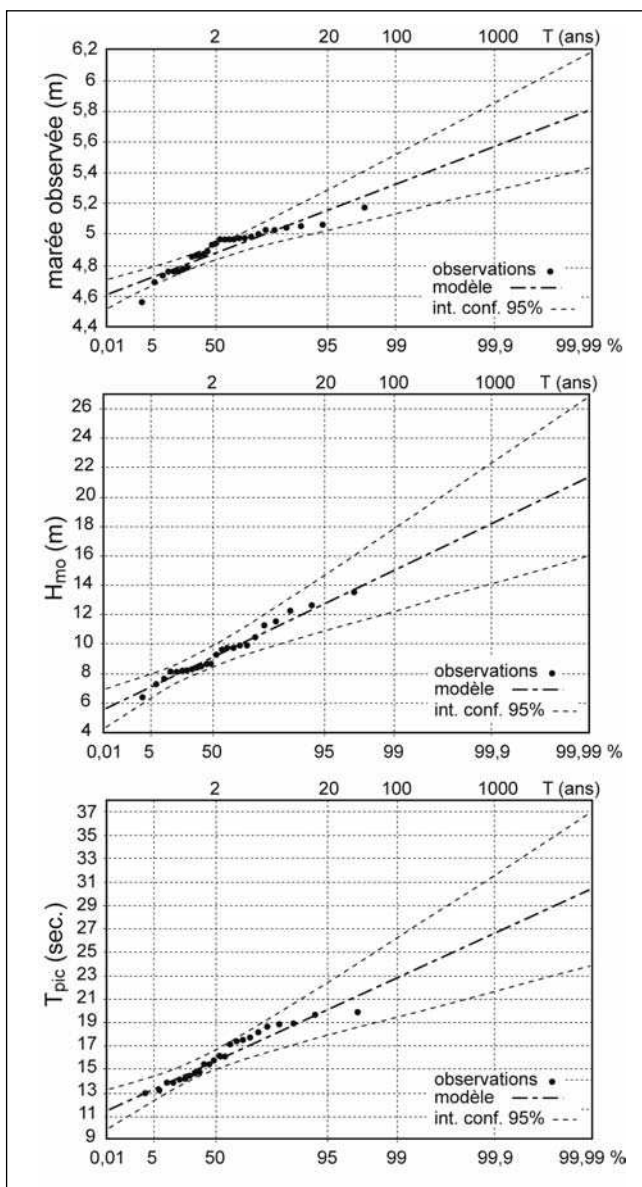


Fig. 5 – Ajustement des valeurs annuelles extrêmes pour les trois séries de données : marée observée, hauteur (H_{mo}) et période (T_{pic}) de la houle.

Fig. 5 – Trend of the extreme annual estimates obtained with the Gumbel method for three data sets: tide records, wave height (H_{mo}), and wave period (T_{pic}).

à la coordonnée 4,835°W et 48,714°N. Ces données ont été produites à partir du modèle d'états de mer côtier du logiciel TOMAWAC dans le cadre du projet de construction d'un Atlas Numérique d'Etats de Mer Océanique et Côtier (ANE-MOC) le long des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord. Ce projet est issu de la collaboration entre Météo France, le Centre d'Études Techniques Maritimes et d'Études Fluviales et LNHE-EDF. Le forçage du modèle repose sur l'utilisation de données de vent de la ré-analyse ERA40 du Centre Européen Météorologique à Moyen Terme. Comme pour la marée observée, le calcul des valeurs extrêmes Xt (H_{mo} et T_{pic}), associées à des périodes de retour, a été réalisé à partir de la loi de Gumbel par la méthode des moments (tab. 1). Les résultats montrent que le trop faible nombre d'années disponibles engendre une part d'incertitude non négligeable pour les plus fortes valeurs (Xt = 50 et 100 ans). Cela est également lisible sur la figure 5 où l'on voit que l'intervalle de confiance 95 % tend à augmenter au niveau des plus grandes périodes (T = 50 et 100 ans). Afin de calculer le nombre d'Iribarren, nous avons retenu la période T_{pic} associée aux hauteurs H_{mo} maximales (tab. 1), et une pente moyenne tanβ = 0,016 mesurée sur le terrain. Les résultats obtenus montrent que le *setup* varie entre 43 cm pour T = 2 ans et 80 cm pour T = 100 ans (tab. 2).

Résultats

Mobilité du front de dune

L'étude de la cinématique du front de dune montre que le secteur oriental de la plage du Vougot (profils P06 à P11) enregistre un recul quasi généralisé sur l'ensemble de la période (fig. 6B). Les valeurs les plus importantes (environ 15 m ± 0,75 m, soit une vitesse de 0,3 m/an) correspondent

Les paramètres de la houle (H_{mo} et T_{pic}) nécessaires au calcul du *setup* ont été obtenus par simulation numérique sur la période 1979-2002 en un point situé au large de Guissény

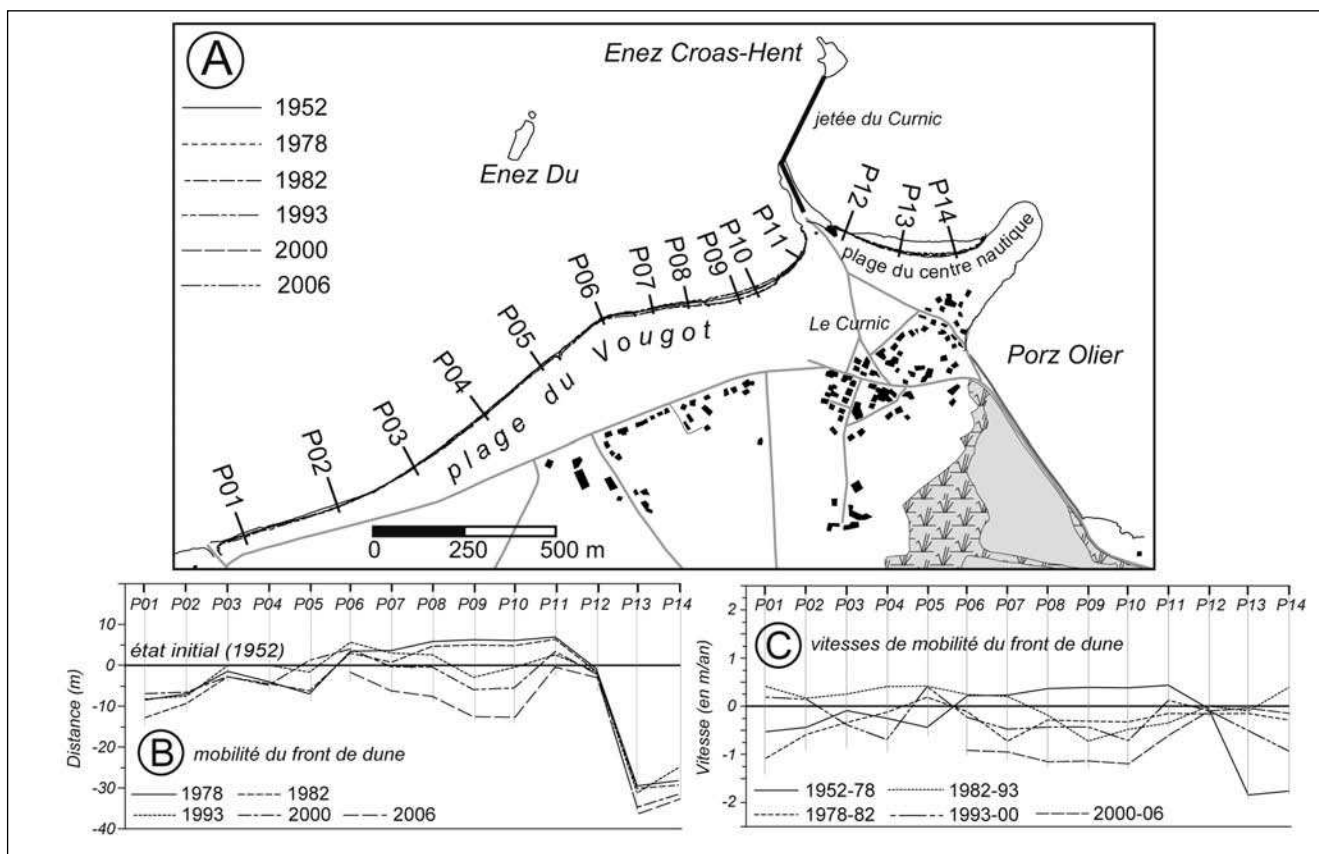


Fig. 6 – Mobilité du front de dune des plages du centre nautique et du Vougot obtenue par photo-interprétation et par mesures de terrain entre 1952 et 2006. A : cinématique du front de dune ; B : distances métriques ; C : vitesses de mobilité (en m/an).

Fig. 6 – Foredune changes at the centre nautique and Vougot beaches obtained by digital processing of aerial photographs and DGPS measurements for the period 1952-2006. A: foredune changes; B: distance in metres; C: rates of changes (m/year).

à la zone comprise entre les profils P7 et P11 (fig. 6A). Dans le détail, cette évolution s'est faite en deux temps. Entre 1952 et 1978, le front de dune avance de $5 \text{ à } 8 \text{ m} \pm 0,75 \text{ m}$. Ce mouvement s'inverse à partir des années 1980, l'érosion de la dune atteint une vingtaine de mètres entre 1982 et 2006. La vitesse de recul actuelle mesurée sur la période 2000 et 2006 est d'environ 1 m/an pour les secteurs les plus affectés. La plage du centre nautique (profils P12 à P14) enregistre aussi un recul très important entre 1952 et 2006, atteignant $35 \text{ m} \pm 0,5 \text{ m}$, soit une vitesse d'environ $0,6 \text{ m/an}$. Là encore cette évolution s'est faite en deux temps, mais elle montre un fonctionnement inverse de celui du secteur oriental de la dune du Vougot. Entre 1952 et 1978, le recul du front de dune atteint $30 \pm 0,5 \text{ m}$, soit $1,8 \text{ m/an}$. Entre 1978 et 2006, les vitesses d'érosion ralentissent nettement, le recul atteignant $4 \text{ m} \pm 0,5 \text{ m}$, soit $0,1 \text{ m/an}$ (fig. 6C). Cette évolution en deux temps est attribuée aux effets négatifs induits par la construction de la jetée d'Enez Croas Hent en 1974, qui fut mise en place pour protéger la zone de mouillage du centre nautique (Bodéré *et al.*, 1983 ; Gara-boeuf, 1990 ; Hallégouët, 1998). Cet ouvrage modifia le fonctionnement hydrosédimentaire de l'ensemble du secteur en court-circuitant les transferts sédimentaires de la plage du centre nautique vers celle du Vougot. Ainsi, le blocage des sédiments en amont de la jetée se solda par l'engraissement rapide de la plage du centre nautique dans sa partie occi-

dentale alors que celle du Vougot, n'étant plus alimentée, connut (et connaît toujours) un démaigrissement sédimentaire qui s'est traduit par une érosion du cordon dunaire dans sa partie orientale.

Évaluation du risque de submersion

Dans un premier temps, les niveaux marins extrêmes obtenus dans le tableau 2 ont été reportés sur la topographie du secteur d'étude, permettant ainsi de cartographier la surface potentiellement inondable pour six scénarios correspondant aux différentes périodes de retour (fig. 7). Pour une hauteur d'eau de $5,07 \text{ m}$ (IGN69), associée à une faible période de retour $T = 2 \text{ ans}$, la partie orientale du quartier du Curnic serait déjà submergée si une brèche s'ouvrait dans le cordon dunaire (fig. 7A). La surface inondable augmente avec la période de retour et montre que pour la hauteur de $5,87 \text{ m}$ (IGN69) ($T = 100 \text{ ans}$), une grande partie du quartier du Curnic, du camping municipal et de la route située en arrière du cordon serait sous les eaux (fig. 7F).

Dans un second temps, la largeur du cordon dunaire a été mesurée le long des profils P06 à P11 en faisant varier la hauteur d'eau pour les six scénarios définis par des niveaux marins extrêmes associés aux différentes périodes de retour. Ce paramètre a ensuite été croisé avec les vitesses de recul du front de dune obtenues dans les mêmes secteurs (P06 à

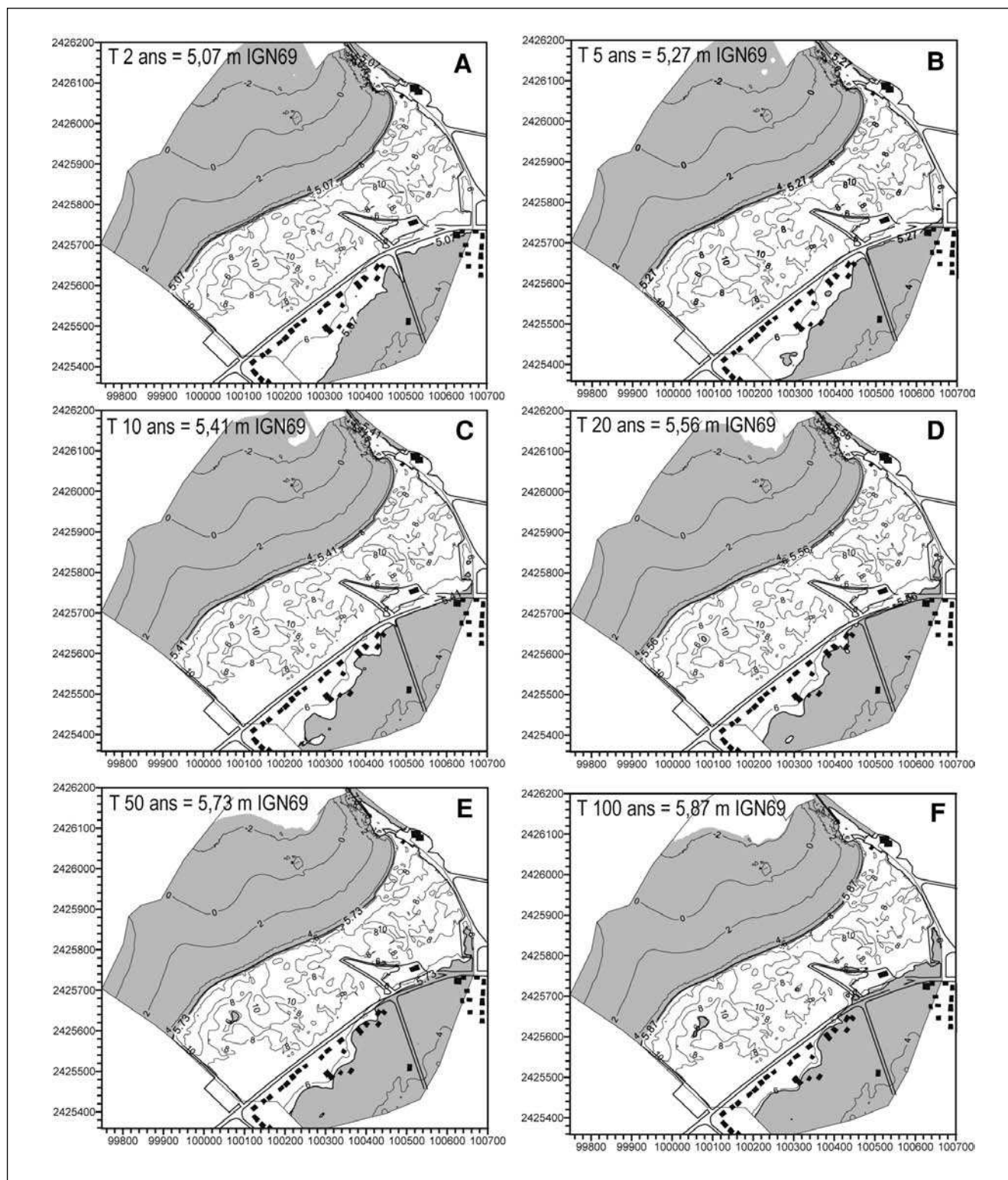


Fig. 7 – Cartographies des surfaces potentiellement inondables pour les hauteurs d'eau extrêmes associées aux six périodes de retour.

Fig. 7 – Maps of flood hazard zones for extreme water levels linked to six return periods.

P11) par l'analyse photogrammétrique. La valeur de recul retenue est celle qui a   t  e mesurée au cours de la période la plus récente (2000-2006). Ainsi, il a   t  e possible de déterminer pour les six scénarios la résilience du cordon dunaire, définie comme étant la période à partir de laquelle

le la disparition même partielle de la dune entraînerait la submersion de la zone située en arrière (tab. 3). Les résultats obtenus montrent des valeurs importantes minimisant ainsi le risque potentiel de submersion dans les décennies à venir. En effet, si l'on se place dans la situation où l'aléa

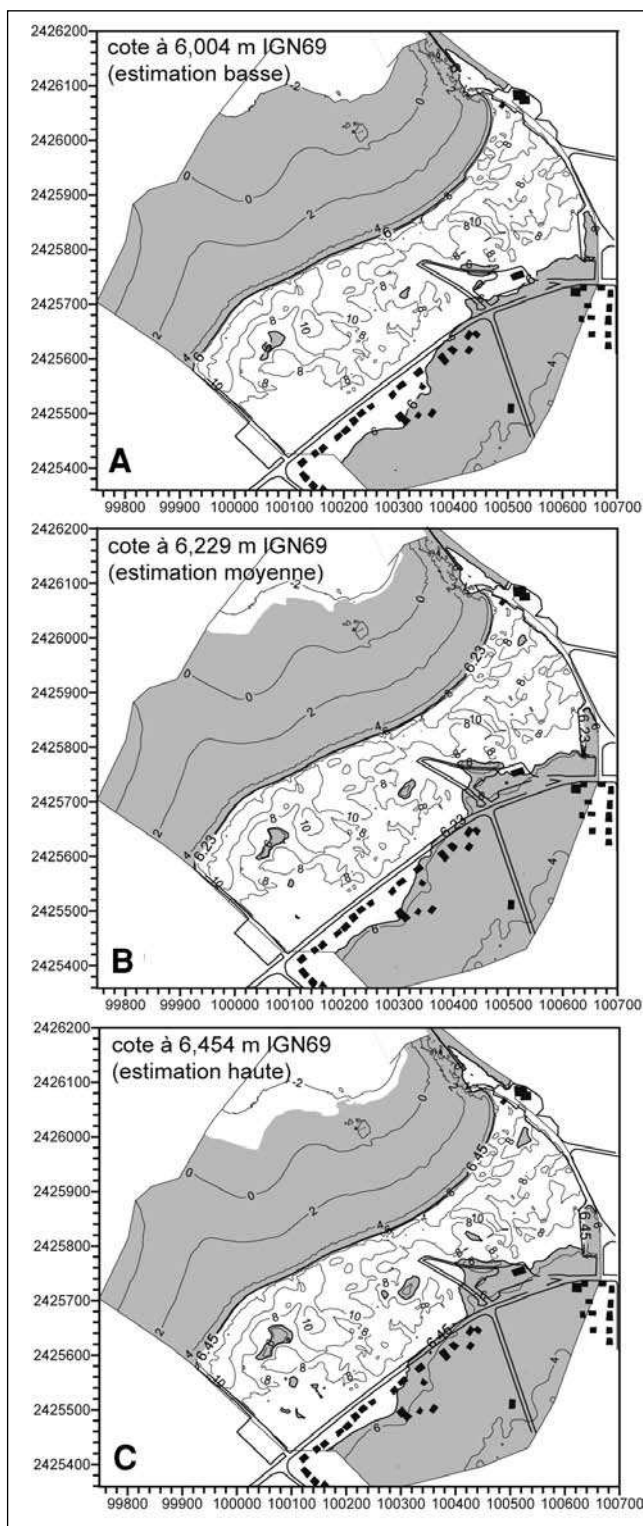


Fig. 8 – Cartographies des surfaces potentiellement inondables pour les hauteurs d'eau extrêmes tenant compte de l'élévation du niveau de la mer en 2100 (IPCC, 2007).

Fig. 8 – Maps of flood hazard zones for extreme water levels, including predictions of relative sea-level rise for 2100 (IPCC, 2007).

est le plus fort (période de retour $T = 100$ ans), dans les secteurs où l'érosion reste importante et la largeur du cordon dunaire est la plus réduite (P08 à P10), la résilience de ce dernier est encore comprise entre 180 et 200 ans.

Prospective par rapport à l'élévation du niveau marin

L'analyse a été poussée en tenant compte des dernières estimations publiées en février 2007 sur la montée du niveau marin pour la fin du siècle (IPCC, 2007). Les prévisions de hausse du niveau de la mer à l'horizon 2100 sont comprises entre 0,13 m et 0,58 m, pour une valeur moyenne atteignant 0,355 m. Cette élévation du niveau marin aurait deux conséquences : elle augmenterait d'autant la cote de submersion (fig. 8) et entraînerait une accélération de l'érosion du cordon dunaire. Si l'on considère le niveau marin extrême, calculé pour la période de retour de 100 ans retenue comme probabilité d'occurrence de référence, d'après les critères établis par le guide méthodologique des Plans de Prévention des Risques Littoraux (Garry *et al.*, 1997), soit 5,87 m (IGN69), on obtient les valeurs suivantes : 5,87 m + 0,13 m = 6 m (estimation basse) (fig. 8A), 5,87 m + 0,35 m = 6,22 m (estimation moyenne) (fig. 8B) et 5,87 m + 0,58 m = 6,45 m (estimation haute) (fig. 8C). Les simulations montrent que pour les trois scénarios la largeur du cordon dunaire tend à diminuer considérablement dans l'axe du camping municipal. Dans le même temps, l'accroissement des surfaces inondables correspondant aux dépressions intra-duinales situées sous la cote 6 m génère des zones de fragilisation supplémentaires à quelques dizaines de mètres en arrière du front de dune actuel.

Lorsqu'il s'agit d'estimer l'accélération de l'érosion liée à l'élévation du niveau marin, l'approche théorique généralement utilisée est la loi de Bruun (1962) qui est exprimée par la formule suivante :

$$R = (L^*/B + h^*) S \quad (3)$$

où R = recul du trait de côte (m) ; L^* = distance transversale de la plage à la profondeur h^* (m) ; B = hauteur de la berme (m) ; h^* = profondeur de fermeture du profil (m) ; S = élévation du niveau de la mer (m).

Toutefois, la principale difficulté dans l'utilisation de cette loi est de connaître la profondeur de fermeture du profil (h^*), et par là même, la distance transversale de la plage (L^*) à la profondeur h^* . Dans la plupart des cas, la détermination de ce paramètre repose sur le traitement statistique de données acquises par la mesure bathymétrique à haute fréquence (Nicholls *et al.*, 1998 ; Suanez *et al.*, 1998). Ce paramètre peut aussi être déterminé grâce à des formules théoriques dans le cas où l'on ne dispose pas de mesures de terrain (Hallermeier, 1981 ; Birkemeier, 1985). La seconde difficulté liée à l'utilisation de la loi de Bruun tient au caractère très restrictif des conditions hydrodynamiques et morphosédimentaires caractérisant les environnements sur lesquels elle peut s'appliquer (Pilkey *et al.*, 1993). Pour la plage du Vougot, la présence de nombreux écueils situés dans la zone intertidale ou sur l'avant côte, associés à une topographie sous-marine très accidentée, engendrent des circulations hydrosédimentaires très complexes ne permettant pas de remplir les conditions requises.

Nous avons adopté la démarche mise en œuvre dans une étude récente portant sur l'impact de l'élévation du niveau

Profils de mesure	P06		P07		P08		P09		P10		P11	
Recul (2000-2006)	0,9 m/an		1 m/an		1,2 m/an		1,2 m/an		1,2 m/an		0,6 m/an	
A : largeur (m) B : résilience (année)	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
T = 2 ans	440	489	350	350	320	267	260	217	270	225	340	567
T = 5 ans	430	478	340	340	310	258	250	208	260	217	340	567
T = 10 ans	360	400	340	340	300	250	230	192	250	208	290	483
T = 25 ans	360	400	340	340	270	225	230	192	240	200	250	417
T = 50 ans	340	378	330	330	260	217	220	183	220	183	250	417
T = 100 ans	340	378	320	320	250	208	220	183	220	183	250	417

Tableau 3 – Estimation de la résilience du cordon dunaire (B) le long des six profils de mesure (P06 à P11) en croisant la largeur du cordon (A) et la vitesse de recul du front de dune mesurée entre 2000 et 2006.

Table 3 – Estimation of the resilience of the dune (B) along six measured profiles (P06 to P11) by using the width of the dune (A) and the speed retreat of the foredune observed between 2000 and 2006.

Profils de mesure	P06		P07		P08		P09		P10		P11	
A : largeur (m) B : résilience (année)	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
Côte de submersion 6,09 m	330	367	290	290	235	196	120	100	210	175	250	417
Côte de submersion 6,315 m	330	330	270	245	235	181	120	92	180	138	240	343
Côte de submersion 6,54 m	320	267	250	192	220	147	120	80	170	113	240	267

Tableau 4 – Estimation de la résilience du cordon dunaire (B) le long des six profils de mesure (P06 à P11) en croisant la largeur du cordon (A) et la vitesse de recul du front de dune, corrigées, à partir des estimations basse, moyenne et haute de l'élévation du niveau de la mer en 2100.

Table 4 – Estimation of the resilience of the dune (B) along six measured profiles (P06 to P11) using the width of the dune (A) and the speed retreat of the foredune calibrated from the low, medium and high predictions of relative sea-level rise for 2100.

marin sur le littoral languedocien (Durand et Heurtefeux, 2006). Les auteurs proposent une formule plus simple d'utilisation afin d'estimer l'accélération du recul du trait de côte liée à la montée de la mer :

$$R = r + [(E21 - E20) / P] \quad (4)$$

où R = recul du trait de côte (m) ; r = vitesse connue du recul du trait en m/an ; $E21$ = valeur d'élévation du niveau marin prévue pour 2100 ; $E20$ = valeur annuelle d'élévation du niveau marin au xx^e siècle multipliée par la durée de la prévision (93 ans pour 2100) ; P = pente de l'estran en %.

Dans le cas présent, la valeur de r varie en fonction du secteur. Nous avons retenu les vitesses de recul mesurées sur les profils P06 à P11 pour la période récente de 2000-2006. Les trois estimations (basse, moyenne et haute) ont été conservées pour $E21$, soit 0,13 m, 0,355 m et 0,58 m. Le paramètre $E20$ a été calculé à partir des données fournies par P. Pirazzoli (2001) sur l'élévation du niveau de la mer à partir du traitement des enregistrements marégraphiques de Brest, soit

0,124 cm/an x 93 ans = 11,53 cm. La pente de l'estran est égale à 1,6 %. Les résultats montrent que l'accélération du recul du front de dune n'est véritablement significative que si l'on retient les deux estimations, moyenne soit +0,35 m et haute soit +0,58 m, pour lesquelles les vitesses sont respectivement accrues de 0,2 m et 0,3 m quel que soit le secteur. Le tableau 4 résume les résultats obtenus sur la résilience du cordon dunaire (B) en croisant la largeur de ce dernier (A) et la vitesse de recul du front de dune pour les trois estimations de l'élévation du niveau marin pour l'horizon 2100. Le secteur présentant le risque est le plus élevé se situe au droit du camping municipal (P09). Quel que soit le scénario, la largeur du cordon s'en trouverait réduite à \approx 120 m dans sa partie la plus étroite pour une vitesse d'érosion comprise entre 1,2 et 1,5 m/an. Dans ce contexte, la période à partir de laquelle la disparition de la dune entraînerait une submersion de la zone en arrière est supérieure à 80 ans.

Discussion

Le risque potentiel de submersion des côtes basses dans un contexte d'érosion de la dune dépend de la combinaison de plusieurs facteurs spatio-temporels, parfois difficiles à mesurer et à intégrer dans une analyse prospective.

La dimension spatiale est essentiellement représentée par la morphologie du lieu sur laquelle se surimposent les niveaux d'eau extrêmes. Comme l'indique le guide méthodologique de réalisation des Plans de Prévention des Risques Littoraux (PPRL), cette donnée est un indicateur déterminant pour la cartographie des zones inondables (Garry *et al.*, 1997). Si la carte topographique au 1/25 000 peut apporter une information utile, elle reste peu précise au niveau des côtes basses où les dénivelées sont faibles. Il est alors impossible de simuler des variations de niveaux marins extrêmes de l'ordre de quelques décimètres (Benavente *et al.*, 2006). L'usage de la mesure topo-morphologique et de sa restitution numérique sous la forme d'un modèle numérique

de terrain apporte une information bien plus pertinente, à partir de laquelle il est possible d'analyser plus finement la morphologie des côtes basses. La présente étude montre combien les formes d'érosion de détail qui affectent le cordon dunaire interviennent dans la circulation des eaux et dans l'extension des surfaces inondées. Cette dernière dépend des hauteurs d'eau considérées dont l'estimation nécessite de retenir les effets du *wave setup*. Ce paramètre intervenant sur la déformation du plan d'eau à la côte n'est pas toujours pris en compte dans les études qui ne retiennent que la surcote comme aléa de référence (Simon, 1996 ; Pirazzoli et Tomasin, 2007). Or, le *setup* joue un rôle important dans les phénomènes de franchissement des premières lignes de défense littorale comme les dunes (Garès, 1990) ou les cordons de galets (Caspar *et al.*, 2007). Ceci étant, l'usage des formules théoriques pour la quantification du *setup* nous rend très prudent car celles-ci restent très difficilement transposables d'un site à l'autre (Garès, 1990 ; Bellomo *et al.*, 1999). Évidemment, la mise en œuvre d'une telle démarche doit s'accompagner de mesures *in situ* afin de valider les résultats obtenus. Toutefois, comme l'ont montré J. Benavente *et al.* (2006) en confrontant l'approche théorique à la réalité de terrain, l'usage des équations donne des ordres de grandeur acceptables en termes de prospectives.

La dimension temporelle est illustrée par le fonctionnement non linéaire des paramètres dynamiques rendant ainsi difficile l'analyse prospective. Ainsi, la résilience du cordon dunaire repose en grande partie sur des vitesses d'érosion extrêmement variables au cours du temps. Cette variabilité est la réponse cyclothymique des forçages naturels et anthropiques agissant sur la cinématique du trait de côte. Le choix du modèle d'ajustement le plus approprié dépend alors du degré de dispersion de la série d'observation (Douglas *et al.*, 1998). De même, comme l'ont montré Dean et Malakar (1999), l'étendue de la période d'observation pour le calcul des tendances peut varier de 17 à 69 ans d'un site à un autre. Dans le cas présent, le changement de tendance induit par la construction de la jetée du Curnic en 1974 ne permet pas d'estimer les vitesses de recul du cordon dunaire fondées sur l'évolution mi-séculaire obtenue par l'analyse photogrammétrique. Notre choix s'est porté arbitrairement sur les valeurs mesurées au cours de la période la plus récente (2000 – 2006). Toutefois, comme l'ont recommandé B.C. Douglas *et al.* (1998), l'efficacité d'une telle démarche de modélisation de la cinématique du trait de côte doit s'accompagner d'une prise en compte des paramètres morphodynamiques, notamment l'impact des plus fortes tempêtes. De même, l'analyse prospective fondée sur le concept de la « submersion passive » de P. Durand et H. Heurtefeux (2006) occulte les phénomènes rétroactifs liés à l'érosion du système plage et dune, et/ou à l'élévation du niveau marin sur le fonctionnement hydrosédimentaire à la côte. De toute évidence, il faudrait compter sur une accélération non linéaire des processus en cours. Or, cette rétroaction est rarement prise en compte par les approches théoriques alors qu'elle conditionne le temps de résilience du système littoral (Douglas *et al.*, 1998 ; Garès, 1990 ; Bello-

mo *et al.*, 1999). Plusieurs auteurs ont également interprété l'élévation du niveau marin comme un facteur aggravant le risque de submersion marine (Paskoff, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Durand et Heurtefeux, 2006). Toutefois, comme l'ont montré F. Sabatier *et al.* (2005) sur le littoral méditerranéen et R. Caspar *et al.* (2007) en Pays de Caux, ne considérer que les mouvements eustatiques en matière de prédiction peut masquer le rôle bien plus important de paramètres tels que l'alimentation ou la dynamique sédimentaire à la côte. Ce sont là autant de phénomènes que l'on a du mal à modéliser et dont les impacts morphosédimentaires ne sont pas bien maîtrisés.

Conclusion

L'étude du risque potentiel de submersion marine menée sur le site de Guissény montre le faible degré de vulnérabilité de l'ensemble du secteur protégé par un cordon dunaire suffisamment large et massif. Les faibles vitesses de recul du front de dune (< 1 m/an) n'affectent pas la résilience du cordon qui reste très élevée (\approx 200 ans). Seul le secteur situé au droit du camping municipal présente aujourd'hui un risque plus élevé lié en grande partie à la faible largeur du cordon. Toutefois, une opération de rechargement de la dune interne à cet endroit permettrait de conforter l'édifice. Il s'agirait de combler le siffle vent creusé dans l'édifice par le passage des goémoniers, servant aujourd'hui d'accès entre le camping municipal et la plage. Cette opération devrait également s'accompagner de la mise en place d'une passerelle montée sur pilotis, qui enjambrerait l'édifice sableux de manière à empêcher le piétinement de la dune grise.

L'approche méthodologique adoptée dans cette étude pour la cartographie du champ d'inondation repose sur la combinaison des paramètres de forçages météo marins (surcotes et le *wave setup*), morphologiques (topographie du site) et dynamiques (érosion du cordon dunaire). En ce sens, cette démarche apporte de nouveaux éléments. Il est indispensable de prendre en considération le *setup* pour l'estimation des niveaux marins extrêmes. Toutefois, l'approche théorique utilisée pour le calcul de ce paramètre induit une part d'incertitude qu'il est difficile d'évaluer sans recourir à des mesures sur le terrain. La réalisation d'un modèle numérique de terrain à partir de levés topo-morphologiques permet de restituer plus précisément la micro topographie des côtes basses, et d'améliorer par là même, la cartographie du champ d'inondation. Enfin, le paramètre dynamique déterminé par les vitesses de recul de la dune intervient dans la définition de l'aléa car le risque de submersion dépend aussi de la résilience du cordon dunaire.

Remerciements

Cette étude a été financée par la Région Bretagne dans le cadre d'un contrat Nature. Les auteurs remercient Mme F. Lafon, MM. M. Benoît et J.-C. Fournier du LNHE-EDF et M. G. Goasguen du CETMEF-Brest pour la mise à disposition des données de houles ainsi que MM. B. Simon et R. Jehan du SHOM-Brest pour la fourniture des données

marégraphiques. Enfin, nous remercions les relecteurs et rédacteurs qui nous ont permis d'améliorer ce texte.

Références

- Aagard T., Davidson-Arnott R., Greenwood B., Nielsen J. (2004)** – Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology* 60, 205-224.
- Battjes J.A. (1974)** – Surf similarity. Proceeding of the 14th Coastal Engineering Conference, *American Society of Civil Engineers*, 466-479.
- Bellomo D., Pajak M.J., Sparks J. (1999)** – Coastal flood hazards and the National Flood Insurance Program. *Journal of Coastal Research* SI 28, 21-26.
- Benavente J., Del Río L., Gracia F.J., Martínez-del-Pozo J.A. (2006)** – Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain). *Continental Shelf Research* 26, 1061-1076.
- Bird E.C.F. (1993)** – *Submerging coasts, the effects of a rising sea level on coastal environment*. John Wiley, Chichester, 184 p.
- Birkemeier W.A. (1985)** – Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 111, 3, 598-602.
- Bodéré J.-C., Hallégouët B., Piriou N. (1983)** – *Schéma de protection contre la mer du littoral finistérien, Communes de Guissény et de Plouguerneau, Zone du Curnic*. Rapport d'étude (non publié), faculté des Lettres et des Sciences Sociales, université de Bretagne Occidentale, 81 p.
- Bouligand R., Pirazzoli P.A. (1999)** – Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta* 22, 2, 153-166.
- Bowen A.J., Inman D.L., Simmons V.P. (1968)** – Wave « set-down » and set-up. *Journal of Geophysical Research* 73, 8, 2569-2577.
- Bruun P. (1962)** – Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 88, 117-130.
- Carter R.W.G., Stone G.W. (1989)** – Mechanisms associated with the erosion of sand dune cliffs, Magilligan, Northern Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 1-10.
- Caspar R., Costa S., Jakob E. (2007)** – Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France. Le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme. *La Météorologie*, 57, 37-47.
- Cheung K.F., Phadke A.C., Wei Y., Rojas R., Douyere Y.J.M., Martino C.D., Houston S.H., Liu P.L.F., Lynett P.J., Dodd N., Liao S., Nakazaki E. (2003)** – Modeling of storm-induced coastal flooding for emergency management. *Ocean Engineering* 30, 1353-1386.
- Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K. (1991)** – Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research* 7, 3, 839-852.
- Dean R.G., Malakar S.B. (1999)** – Projected flood hazard zones in Florida. *Journal of Coastal Research* SI 28, 85-94.
- Dolan R., Hayden B., Heywood J. (1978)** – A new photogrammetric method for determining shoreline erosion. *Coastal Engineering* 2, 21-39.
- Douglas B.C., Crowell M., Leatherman S.P. (1998)** – Considerations for shoreline position prediction. *Journal of Coastal Research* 14, 3, 1025-1033.
- Durand P., Heurtefeux H. (2006)** – Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire : une méthode d'évaluation. Exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 50, 2, 221-244.
- Erchinger H.F. (1992)** – Conservation of barrier dunes as a smooth, natural method of coastal protection on the East Friesian Islands, Germany. In Carter R.W.G., Curtis T.G.F., Sheehy-Skeffington M.J. (Eds.), *Coastal dunes*. Balkema, Rotterdam, 389-396.
- Forbes D., Parkes G., Manson G.K., Ketch L.A. (2004)** – Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology* 210, 169-204.
- Froede C.R. Jr. (2006)** – The impact that Hurricane Ivan (September 16, 2004) made across Duphin Island, Alabama. *Journal of Coastal Research* 22, 3, 561-573.
- Garaboeuf M.F. (1990)** – *Le littoral guissénien*. Mémoire de DEA de géographie (non publié), faculté des Lettres et des Sciences Sociales, université de Bretagne Occidentale, 73 p.
- Garès P.A. (1990)** – Predicting flooding probability for beach/dune systems, *Environmental Management* 14, 1, 115-123.
- Garry G., Grasz E., Toulemont M., Levoy F. (1997)** – *Plans de prévention des risques littoraux (PPR). Guide méthodologique*. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, La documentation Française, 54 p.
- Gómez-Pina G., Muñoz-Pérez J.J., Ramírez J.L., Ley C. (2002)** – Sand dune management problems and techniques, Spain. *Journal of Coastal Research* SI 36, 325-332.
- Guilcher A., Hallégouët B. (1991)** – Coastal dunes in Brittany and their management. *Journal of Coastal Research* 7, 2, 517-533.
- Hallégouët B. (1971)** – *Le Bas-Léon, étude géomorphologique*. Thèse de 3^e cycle (non publiée), faculté des Lettres et des Sciences Sociales, université de Bretagne Occidentale, 260 p.
- Hallégouët B., Yoni C. (1999)** – *La digue du polder du Curnic (Guissény, Finistère), état des lieux et propositions pour sa restauration*. Rapport d'étude, faculté des Lettres et des Sciences Sociales, université de Bretagne Occidentale, 53 p.
- Hallégouët B. (1998)** – *Étude du site portuaire du Curnic, propositions pour améliorer le site et réduire les impacts négatifs liés aux ouvrages existants, commune de Guissény, Finistère*. Rapport d'étude (non publié), faculté des Lettres et des Sciences Sociales, université de Bretagne Occidentale, 21 p.
- Hallermeier R.J. (1981)** – A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253-277.
- Hanslow D., Nielsen P. (1993)** – Shoreline set-up on natural beaches. *Journal of Coastal Research* SI 15, 1-10.
- Hesp P.A. (1988)** – Surfzone, beach and foredune interactions on the Australian southeast coast. *Journal of Coastal Research* SI 3, 15-25.
- Hesp P.A. (2002)** – Foredunes and blowout: initiation, geomorphology and dynamics, *Geomorphology* 48, 245-268.
- Holman R.A. (1986)** – Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering* 9, 527-544.

- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007)** – *Climate change 2007: The physical science basis. Summary for policymakers*. February 2007, Suisse, 18 p. <http://www.ipcc.ch/SPM2feb07.pdf>.
- Judge E.K., Overton M.F., Fisher J.S. (2003)** – Vulnerability indicators for coastal dunes. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 129, 6, 270-278.
- Komar P.D. (1998)** – *Beach processes and sedimentation*. Printice Hall, New Jersey, second edition, 544 p.
- Larson M., Erikson L., Hanson H. (2004)** – An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering* 51, 675-696.
- Longé J.P. (1990)** – *Rehabilitation of « la flèche de la Gracieuse »*. Comptes rendus du Premier Symposium International de l'Association Européenne, EUROCOAST, Marseille 9-13 juillet 1990, 719-723.
- Louisse C.J., van der Meulen F. (1991)** – Future coastal defence in the Netherland: strategies for protection and sustainable development. *Journal of Coastal Research* 7, 4, 1027-1041.
- Matias A., Ferreira O., Mendes I., Dias J.A., Vila-Concejo A. (2005)** – Artificial construction of dunes in the South of Portugal. *Journal of Coastal Research* 21, 3, 472-481.
- Moore L.J. (2000)** – Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research* 16, 1, 111-124.
- Nicholls R.J., Birkemeier W.A., Lee G. (1998)** – Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology* 148, 179-201.
- Nielsen P., Hanslow D.J. (1991)** – Wave runup distributions on natural beaches. *Journal of Coastal Research* 7, 4, 1139-1152.
- Paskoff R. (2001)** – *L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers*. Institut océanographique, Paris, 190 p.
- Paskoff R. (2004)** – Potentiel implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research* 20, 2, 424-434.
- Pilkey O.H., Young R.S., Riggs S.R., Smith A.W.S., Wu H., Pilkey W.D. (1993)** – The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research* 9, 1, 255-278.
- Pirazzoli P.A., Costa S., Dornbusch U., Tomasin A. (2006)** – Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics* 56, 5/6, 498-512.
- Pirazzoli P.A. (2000)** – Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta* 23, 6, 643-661.
- Pirazzoli P.A., Tomasin A. (2007)** – Estimation of return periods for extreme sea levels: a simplified empirical correction of the joint probabilities method with examples from French Atlantic coast and three ports in the southwest of the UK. *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007/s10236-006-0096-8.
- Pirazzoli P.A. (2001)** – L'élévation du niveau de la mer aujourd'hui et les prévisions pour le XXI^e siècle. In Paskoff R. (Ed.), *Le changement climatique et les espaces côtiers*, Mission interministérielle de l'effet de serre, Paris, 10-13.
- Psuty N.P. (1988)** – Sediment budget and beach/dune interaction. *Journal of Coastal Research* SI 3, 1-4.
- Pye K., Neal A. (1994)** – Coastal dune erosion at Formby Point, north Merseyside, England: causes and mechanisms. *Marine Geology* 119, 39-56.
- Regnauld H., Pirazzoli P.A., Morvan G., Ruz M. (2004)** – Impacts of storms and evolution of the coast line in western France. *Marine Geology* 210, 325-337.
- Roberts I., Orr S., Mehaffey P., Roddy G., McCann A. (2002)** – Monitoring and management of the Northern Ireland sea defences using a risk based approach. *Journal of Coastal Research* SI 36, 622-633.
- Rogers S.M. Jr. (2000)** – Beach nourishment for hurricane protection: North Carolina project performance in Hurricanes Denis and Floyd. Proceeding of National Beach Preservation Conference, *American Shore and Beach Preservation Association*, Maui, Hawaii, 7-10.
- Ruessink B.G., Jeuken M.C.J.L. (2002)** – Dunefoot dynamics along the Dutch coast. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1043-1056
- Ruggiero P., Komar P.D., McDouglas W.G., Marra J.J., Beach R.A. (2001)** – Wave runup, extreme water levels and erosion of properties backing beaches. *Journal of Coastal Research* 17, 2, 407-419.
- Sabatier F., Provansal M., Fleury T.-J. (2005)** – Discussion of: Paskoff R. (2004) Potential implications of sea-level rise for France. (In *Journal of Coastal Research* 20, 2, 424-434). *Journal of Coastal Research* 21, 4, 860-864.
- Sanchez-Arcilla A., Jimenez J.A. (1994)** – Breaching in a wave-dominated barrier spit: the trabucador bar (northeastern spanish coast). *Earth Surface Processes and Landforms* 19, 483-498.
- Sherman D.J., Bauer B.O. (1993)** – Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography* 17, 4, 413-447.
- Sherman D.J., Nordstrom K.F. (1985)** – Beach scarps. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 29, 139-152.
- Shoshany M., Degani A. (1992)** – Shoreline detection by digital image processing of aerial photography. *Journal of Coastal Research* 8, 1, 29-34.
- Simon B. (1996)** – Détermination des hauteurs d'eau extrêmes pour la délimitation du domaine public maritime. *Annales Hydrographiques*, 20, 167, 17-43.
- Stable D.K., Eiser W.C., Birkemeier W.A., Hales L.Z., Seabergh W.C. (1990)** – Erosion characteristics of Hurricane Hugo on the beaches of South Carolina. *Shore and Beach* 58, 4, 23-36.
- Suanez S., Bruzzi C. (1999)** – Shoreline management and its implications for the coastal processes in the eastern part of the Rhone delta. *Journal of Coastal Conservation* 5, 1-12.
- Suanez S., Stéphan P. (2006)** – Forçages météo marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 91-110.
- Suanez S., Bruzzi C., Arnoux-Chiavassa S. (1998)** – Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 291-312.
- Thom B.G. (1984)** – Sand barrier of eastern Australia: Gippsland – a case study. In Thom B.G. (Ed.), *Coastal Geomorphology in Australia*. Academic Press, Sydney, 233-261.
- Thomas Y.F., Diaw A.T. (1997)** – Suivi (1984-1993) de la rupture de la flèche de Sangomar, estuaire du fleuve Saloum, Sénégal. *Photo-Interprétation*, 3, 4, 199-206.

Tooley M.J., Jelgersma S. (1992) – *Impacts of sea-level rise on European coastal lowlands*. Blackwell Publishers, Oxford UK, 267 p.

van de Graff J. (1983) – Probabilistic design of dunes. Proceeding of Coastal Structures 1983, *American Society of Civil Engineers*, 820-831.

van der Wal D. (2004) – Beach-dune interactions in nourishment areas along the Dutch coast. *Journal of Coastal Research* 20, 1, 317-325.

van Vuren S., Kok M., Jorissen R.E. (2004) – Coastal defence and social activities in the coastal zone: compatible or conflicting interests? *Journal of Coastal Research* 20, 2, 550-561.

Vellinga P. (1982) – Beach and dune erosion during storm surges. *Coastal Engineering* 6, 361-387.

Article reçu le 5 mars 2007, accepté le 26 octobre 2007.